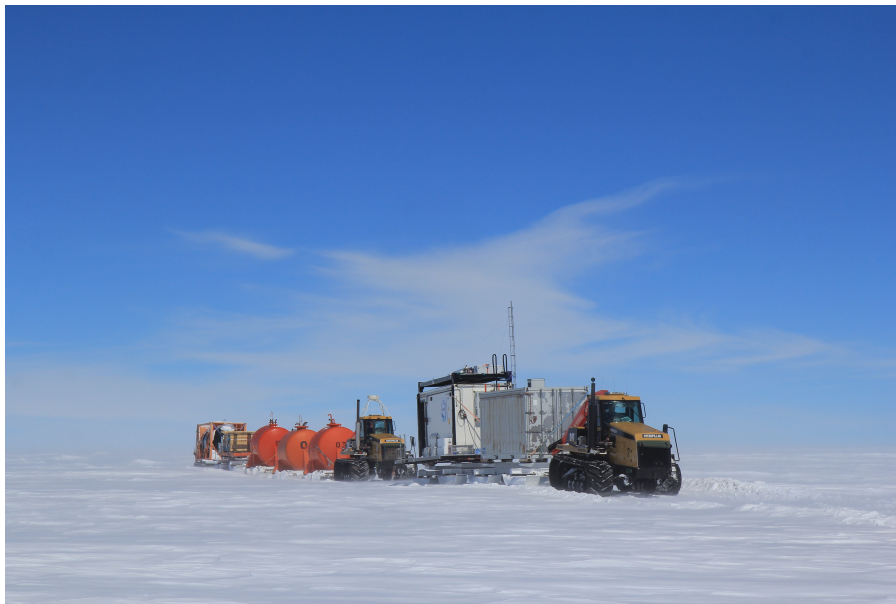




Université Grenoble Alpes
PASTXTAB - Mémoire de recherche
Master de 2ème année – Sciences de la Terre et des planètes, Environnement
parcours Atmosphère, Climat et Surfaces Continentales

Modélisation des observations satellites micro-ondes à partir des propriétés de la neige en Antarctique

Anthony Lemoine



Le convoi de la traverse scientifique ASUMA, photo B. Jourdain

Stage encadré par Ghislain Picard, Laurent Arnaud et Michel Fily

Institut des Géosciences de l'Environnement

UMR 5001 / UR252 (CNRS, UGA, IRD, G-INP)

Année 2016-2017



Master Sciences de la Terre et de l'Environnement

Attestation de non plagiat

Je soussigné(e) (Prénom NOM)

.....
Anthony Lemoine

Auteur du mémoire (Titre)

.....
Modélisation des observations satellites micro-ondes à partir des propriétés de la
.....
neige en Antarctique
.....
.....

Déclare sur l'honneur que ce mémoire est le fruit d'un travail personnel et que je n'ai ni contrefait, ni falsifié, ni copié tout ou partie de l'œuvre d'autrui afin de la faire passer pour la mienne.

Toutes les sources d'information utilisées et les citations d'auteur ont été mentionnées conformément aux usages en vigueur.

Je suis conscient(e) que le fait de ne pas citer une source ou de ne pas la citer clairement et complètement est constitutif de plagiat, et que le plagiat est considéré comme une faute grave au sein de l'Université, pouvant être sévèrement sanctionnée par la loi.

Fait à ... Saint Martin d'Hères

Le ... vendredi 16 juin 2017

Signature de l'étudiant(e)

Lemoine

Table des matières

Attestation de non plagiat	2
Résumé	4
Abstract	4
Remerciements	5
1 Introduction	6
2 Méthodes et données	7
2.1 Le modèle SMRT	7
2.2 Données	8
2.2.1 Les sites de forage	8
2.2.2 Température	9
2.2.3 Densité	10
2.2.4 Mesure de la taille des grains : ASSSAP et POSSSUM	10
2.3 Traitements des données	12
2.3.1 Enfouissement des sondes de température	12
2.3.2 Interpolation de la température et de la SSA	13
2.3.3 Les carottes de la traverse ASUMA	13
2.4 Les observations satellites	14
3 Résultats	15
3.1 Diagramme angulaire de la température de brillance à Dôme C	15
3.2 Évolution temporelle de la température de brillance	16
3.2.1 Modélisation de la température de brillance à Dôme C	16
3.2.2 Modélisation de la température de brillance à S2	19
3.2.3 Modélisation de la température de brillance à S4	22
3.3 Variations spatiales de la température de brillance sur le plateau Est-Antarctique . . .	23
4 Discussion des résultats	25
5 Conclusion	27
Références	28
Annexe	31

Résumé

Les radiomètres micro-ondes passifs enregistrent de manière journalière l'émission thermique du manteau neigeux. La haute sensibilité de ce signal dans le domaine des micro-ondes permet de retrouver la température du manteau neigeux sur plusieurs mètres, ce qui est un indicateur utile pour l'étude du climat. L'émission thermique dépend de plusieurs facteurs comme la densité, la taille des grains de neige et la température ce qui complexifie l'inversion du signal en température. Une solution pour amoindrir cette difficulté est le recours à un modèle de transfert radiatif. L'évolution temporelle et la variabilité spatiale de la température de brillance micro-onde, sur une large zone inédite du plateau de l'Antarctique de l'Est ont été modélisées avec un nouveau modèle de transfert radiatif : Snow Microwave Radiative Transfer model (SMRT). Les variations temporelles et spatiales simulées aux fréquences 19 et 37 GHz ont été comparées à la température de brillance mesurée par le radiomètre SSM/I. Le modèle utilise des profils à haute-résolution de mesures de température, de densité et de SSA acquis sur le terrain lors des traverses scientifiques VANISH et ASUMA. La variabilité temporelle a pu être étudiée sur les sites de Dôme C, S2 et S4 grâce à l'enregistrement sur plusieurs années des profils de températures dans le manteau neigeux. Sur ces trois sites, la variabilité saisonnière est visible à toutes fréquences et polarisations. A 37 GHz, les variations rapides journalières ou hebdomadaires sont bien reproduites par les simulations. En polarisation verticale, à 19 GHz, la température de brillance simulée est proche de la température de brillance observée ce qui n'est pas le cas en polarisation horizontale car le biais est plus important. Pour la variabilité spatiale, les simulations sont généralement significatives à 19 GHz en polarisation horizontale. Un des résultats inattendus de la modélisation est que les simulations de la traverse ASUMA ne reproduisent pas les variations spatiales à 37 GHz.

Abstract

The passive microwave radiometers recorded daily the thermal emission of the snowpack. The high sensitivity of this signal in the microwave field makes it possible to find the temperature of the snowpack over several meters, which is useful for the study of the climate. The thermal emission depends on several factors such as density, snow grain size and temperature, which complicates signal inversion in temperature. One solution to reduce this difficulty is the use of a radiative transfer model. The temporal evolution and the spatial variability of the microwave brightness temperature on a large unknown zone of the East Antarctic plateau with a modeling with a new radiative transfer model : (SMRT). Simulated temporal and spatial variations at frequencies 19 and 37 GHz were compared to the brightness temperature measured by the SSM / I radiometer. The model uses the high resolution profiles of temperature, density and acquired SSA measurements on The ground to the scientists VANISH and ASUMA. The temporal variability could be studied at the sites of Dome C, S2 and S4 thanks to the recording over several years of the profiles of temperatures in the snowpack. At these three sites, seasonal variability is visible at all frequencies and polarizations. At 37 GHz, rapid daily or weekly variations are well reproduced by simulations. In vertical polarization, at 19 GHz, the temperature of the simulated monitoring is close to the brightness temperature, which is not the case in horizontal bias is more important. For spatial variability, simulations are generally significant at 19 GHz in horizontal polarization. One of the unexpected results of the modeling is that simulations of the ASUMA road do not reproduce the spatial variations at 37 GHz.

Remerciements

Je tiens à remercier Ghislain Picard de m'avoir donné l'opportunité de réaliser un stage dans son équipe et de m'avoir initié à l'univers de la radiométrie micro-onde pour l'étude de la neige. Je lui suis également reconnaissant de m'avoir dispensé des conseils avisés.

Je remercie également Laurent Arnaud de m'avoir emmené avec lui sur le terrain au col du Lautaret, de m'avoir fourni la majorité des données nécessaires à ce stage et d'avoir répondu à mes interrogations sur ces données.

Je suis également reconnaissant envers Michel Fily de m'avoir accueilli au début du stage pendant que Ghislain était en Antarctique et d'avoir répondu à certains de mes questionnements.

Enfin, je tiens à remercier Thierry Pellarin d'avoir accepté d'être mon rapporteur de stage.

1 Introduction

Le continent antarctique est le plus grand réservoir d'eau douce sur Terre avec un volume de glace de $24,7 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ (Lythe and Vaughan, 2001). La disparition de la calotte antarctique serait responsable d'une augmentation du niveau des mers de 56,6 m (Lemke et al., 2007). En 1978, le glaciologue John Mercer formulait l'hypothèse de l'instabilité des calottes marines en Antarctique de l'Ouest. Si les hommes continuaient à utiliser de manière accrue les énergies fossiles, cela conduirait à une disparition rapide de cette partie du sixième continent et entraînerait une augmentation du niveau des mers. Cependant cette hypothèse n'a pu être confirmée qu'au début des années 1990 avec le développement important de la télédétection satellite. Cette technique a permis de suivre l'évolution des glaciers grâce au suivi des vitesses de surfaces. Dans un contexte de réchauffement climatique, il existe une incertitude sur l'évolution actuelle des températures en Antarctique (Turner et al., 2007). Pour suivre l'évolution du climat, les mesures météorologiques sont utilisées dans des modèles climatiques. D'après le Antarctic Meteorological Research Center (AMRC), qui gère 57 stations dans le cadre du programme Automatic Weather Station (AWS), la majorité des stations météorologiques est localisée sur la côte. La télédétection spatiale permet de compléter ces mesures avec un suivi à grande échelle et une résolution spatiale et temporelle adaptée, de la température de brillance à la surface du manteau neigeux pour étudier l'évolution du climat. Les domaines des infrarouges thermiques (IR) et micro-ondes sont les deux domaines utilisés en télédétection passive permettant une estimation de la température de brillance. Les instruments fonctionnant dans l'IR thermique estiment la température de surface mais cette dernière présente une variabilité importante à cause de l'ensoleillement et des conditions de couverture nuageuse, ce qui n'est pas le cas des capteurs du domaine des micro-ondes. La télédétection assure le suivi de l'évolution de la température de brillance à l'échelle spatiale de l'Antarctique et à une échelle de temps permettant l'étude du climat car la température de brillance est acquise depuis plus de 30 ans. En effet, c'est la durée d'une période de référence pour étudier le climat récent selon l'Organisation météorologique mondiale (WMO) qui préconise actuellement la période 1981-2010. Les radiomètres passifs micro-ondes ont plusieurs avantages pour étudier la neige en Antarctique. Ils présentent une haute sensibilité aux propriétés de la neige (température, densité, taille des grains) s'affranchissant des conditions de couverture nuageuse et d'éclairement solaire.

Toutefois, à cause de dépendances nombreuses et multiples, l'utilisation d'un modèle s'avère primordiale pour estimer les propriétés physiques de la neige. Ceci implique un travail de validation qui consiste à comparer les simulations issues du modèle aux observations enregistrées par le satellite. Pour cela, nous nous sommes intéressés à différents sites du plateau de l'Antarctique de l'Est : Dôme C, des sites de la traverse scientifique VANISH (Vulnerability of the ANtarctic Ice SHEet and its atmosphere) et de la traverse ASUMA (Improving the Accuracy of the SURface Mass balance of Antarctica) se situant à 800 km de la côte de Cap Prudhomme, dans le but de pouvoir étudier la variabilité spatiale de la température de brillance afin de compléter les nombreuses études réalisées autour de Dôme C. Plusieurs études ont déjà été conduites pour étudier la variabilité de la température de brillance en Antarctique à partir des propriétés de la neige (Macelloni et al. (2007); Picard et al. (2009); Brucker et al. (2011)). Cependant, c'est la première fois que l'on s'intéresse à la variabilité spatiale et temporelle sur une large surface du plateau de l'Antarctique de l'Est.

Dans une première partie, nous nous intéresserons aux données et aux méthodes utilisées pour pouvoir traiter ces données, puis nous nous attacherons aux résultats des simulations obtenues avant d'aborder une partie discussion sur les données et les simulations.

2 Méthodes et données

2.1 Le modèle SMRT

Le modèle Snow Microstructure Radiative Transfer (SMRT) est un modèle physique développé en Python par G. Picard, M. Sandell et H. Löwe en 2016 afin de calculer l'émission thermique micro-ondes d'un manteau neigeux donné. Le modèle se compose de différents modules : la microstructure du milieu, le modèle électromagnétique, l'algorithme de résolution de l'équation du transfert radiatif, le substrat, l'atmosphère, la réflectivité à l'interface entre les couches et la permittivité. A la différence de modèles précédents comme Dense Media Radiative Transfer - Multi Layers (Picard et al., 2013), certains modules offrent la possibilité de sélectionner la théorie physique que l'on souhaite utiliser. Dans le module "modèle électromagnétique", on peut choisir entre le théorie DMRT ou IBA (Improved Born Approximation) par exemple . Il est ainsi possible de comparer différents modèles électromagnétiques avec la même microstructure de neige.

La mise en œuvre du modèle repose sur trois étapes principales (figure 1). La première consiste à créer le modèle de manteau neigeux à partir des données de terrain. Sur le plateau antarctique, le manteau neigeux peut se définir comme étant un empilement de couches de neige planes, parallèles, non rugueuses et homogènes (Champollion, 2013), c'est cette définition qui est utilisée dans SMRT. Dans nos simulations, chaque couche en entrée du modèle est caractérisée par la hauteur (m), la température (K), la densité (kg m^{-3}), le rayon des sphères représentant les grains de neige (m) et la distribution du rayon des sphères ("sticky hard sphere"). Le rayon des sphères est déduit de la mesure de surface spécifique (SSA) des grains de neige. On attribue une épaisseur importante à la dernière couche du manteau pour représenter la condition aux limites inférieures du manteau.

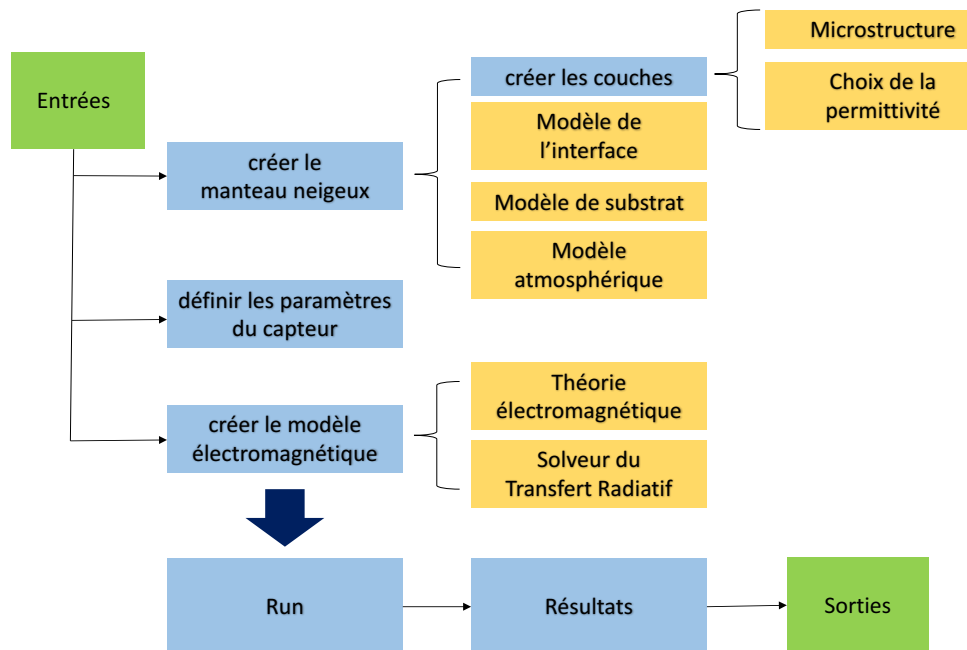


FIGURE 1 – Schéma fonctionnel de SMRT, (Picard, 2016).

La deuxième étape est de créer le modèle électromagnétique. Pour notre cas, seule la théorie DMRT est utilisée. Le fonctionnement du modèle électromagnétique de SMRT se rapproche dans ce cas de celui de DMRT-ML. La modélisation de l'émission micro-onde s'effectue en deux phases. La première phase calcule les propriétés électromagnétiques du milieu (la constante diélectrique, le coefficient d'extinction, le coefficient d'absorption et la matrice de phase) à partir de la théorie Dense Media Radiative Transfer (DMRT, Tsang et al. (1992), Tsang et al. (2001)). La théorie DMRT prend en compte la distance entre les grains de neige inférieure à la longueur d'onde dans le domaine des micro-ondes. La seconde phase détermine l'émission et la propagation à travers les couches en prenant en compte les interactions des micro-ondes avec la neige (réfraction, réflexion et transmissions aux différentes interfaces) avec la méthode DIScrete ORdinate Radiative Transfer (DISORT, Jin (1994), Picard et al. (2004)).

Enfin, la troisième étape est de définir les paramètres du capteur. Ici, c'est un radiomètre passif avec deux polarisations (verticale et horizontale) et deux fréquences (19 et 37 GHz). La sortie du modèle est la température de brillance T_B à la surface du manteau neigeux. La température de brillance d'un corps représente la température qu'aurait un corps noir s'il émettait la même quantité d'énergie. La température de brillance modélisée est ensuite comparée à la température de brillance enregistrée par les radiomètres spatiaux.

2.2 Données

2.2.1 Les sites de forage

Les paramètres physiques (épaisseur, température, densité et taille de grains) permettant de modéliser la température de brillance à la surface du manteau neigeux ont été acquis en Antarctique grâce à deux campagnes de terrain : la traverse VANISH et la traverse ASUMA (figure 2).

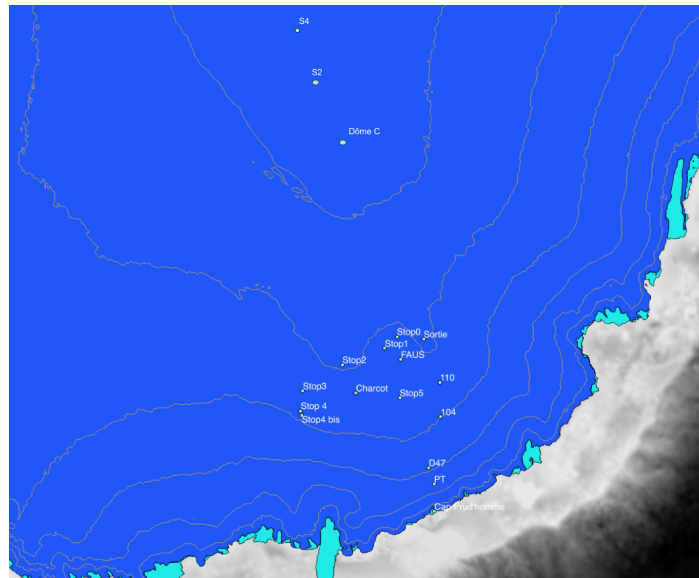


FIGURE 2 – Localisation des différents sites étudiés sur le plateau antarctique.

Le programme VANISH, coordonné par Michel Fily, s'est déroulé pendant la campagne d'été 2011-2012. L'objectif de ce projet était d'effectuer des mesures et des prélèvements de neige et d'air afin de mieux caractériser la vulnérabilité de la calotte polaire antarctique face au changement climatique. La route inédite empruntée par la traverse a permis de réaliser 8 forages entre la base franco-italienne de Concordia-Dôme C et la base russe de Vostok dont les sites de Dôme C, S2 et S4 qui ont été utilisés ici

pour modéliser la température de brillance. La figure 3 montre un exemple des trois profils nécessaires en entrée du modèle SMRT. La traverse ASUMA a eu lieu en décembre 2016 dans une région située à l'ouest de la route du convoi logistique reliant la base de Cap Prudhomme à celle de Dôme C. Le but de ce projet, coordonné par Vincent Favier, était de mieux documenter l'évolution actuelle du bilan de masse de surface de l'Antarctique pour caractériser plus précisément son impact sur le niveau des mers. Des échantillons de neige et de glace ont été prélevés sur 11 forages et on a exploité 9 de ces forages pour modéliser la température de brillance. Ces deux traverses scientifiques représentent une occasion unique de pouvoir acquérir des mesures avec une variabilité spatiale sur de grandes distances. La figure 3 montre un exemple des trois profils, issus des campagnes de terrain, nécessaires en entrée du modèle SMRT.

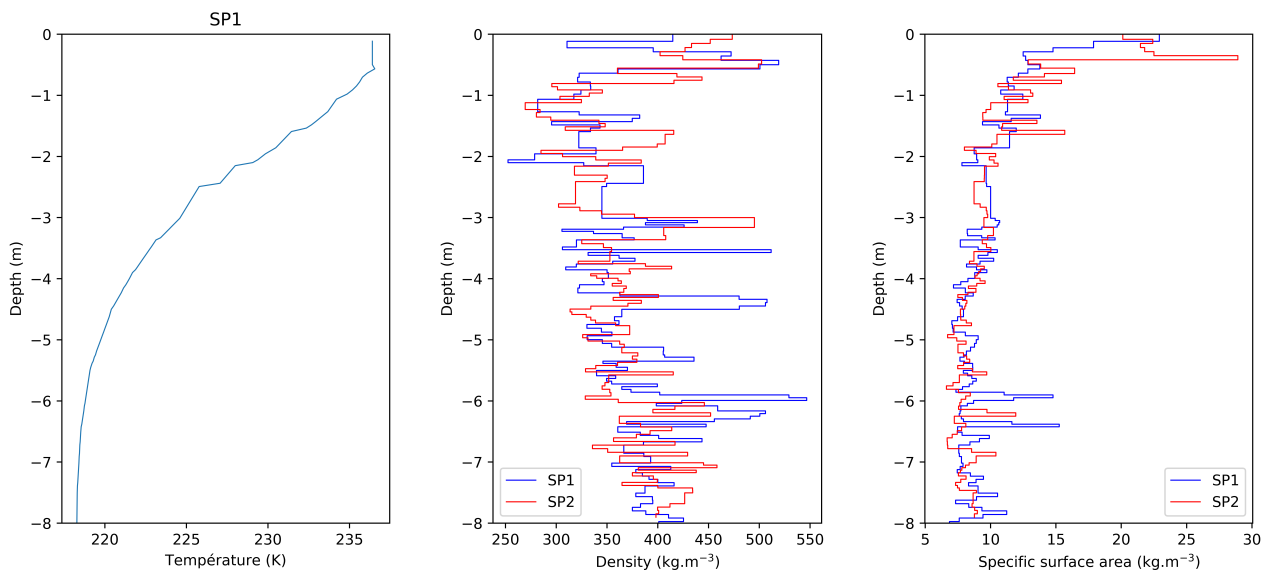


FIGURE 3 – Température, densité et surface spécifique aux puits SP1 et SP2 (Dôme C).

2.2.2 Température

Sur les sites de Dôme C, S2 et S4, le profil de température est mesuré sur le terrain à l'aide de sondes PT100 montées sur des poteaux (figure 4). Lors du montage initial, une partie des sondes est laissée à l'air libre alors que les autres sont enfouies dans la neige à différentes profondeurs. Les sondes s'enfoncent également naturellement avec l'accumulation de neige. A Dôme C, le site étant plus facile d'accès que S2, certaines sondes en profondeur sont déterrées et remises en surface afin de toujours avoir des relevés dans les couches proches de la surface. Ces stations sont dotées d'une centrale d'acquisition qui stocke et envoie les mesures prises toutes les heures, du 30 décembre 2014 au 6 février 2016 pour Dôme C et du 29 décembre 2011 au 16 avril 2017 pour S2. Les profils de température présentent une forte variabilité saisonnière et journalière dans les premiers mètres du manteau, pour tendre vers une valeur moyenne avec la profondeur. A Dôme C, le profil tend vers une température moyenne de 218 K à partir d'une profondeur de 5 m. A Dôme C et S2, on dispose également de la température de surface grâce à des capteurs infrarouges qui effectuent une mesure toutes les dix minutes. Pour la traverse ASUMA, la température a été mesurée le jour de chaque forage. Pour ces sites, on utilise la moyenne des températures de chaque profondeur.

Site de forage	lat	lon	Nombre de sondes	Période de mesures des T°C
Dôme C	-75,0998	123,3333	18	30/12/14 au 06/02/16
S2	-76,3470	116,9677	17	29/12/11 au 14/07/17
S4 (temp. Vostok)	-78,4906	106,6458	15	19/01/10 au 01/01/17

TABLE 1 – Localisation et périodes de mesures des profils de températures pour les sites équipés de stations automatiques.



FIGURE 4 – Sondes mesurant le profil de température du manteau neigeux à Dôme C.

2.2.3 Densité

La densité est mesurée sur des carottes de neige. Pour cela, un échantillon dont on connaît le volume (un cylindre généralement) est prélevé sur la carotte et ensuite pesé. Connaissant le volume de l'échantillon et sa masse, il est possible de calculer sa densité. La densité croît de manière globale avec la profondeur mais peut présenter une forte variabilité. C'est par exemple le cas à Dôme C avec certaines couches très denses pouvant atteindre 550 kg m^{-3} (figure 3). La densité a été mesurée avec une résolution comprise entre 2,5 et 5 cm sur les différents sites de forage.

2.2.4 Mesure de la taille des grains : ASSSAP et POSSSUM

La taille des grains est une mesure complexe car il est difficile de définir avec précision ce qu'est un grain de neige. Pour s'affranchir de cette contrainte, il est possible d'utiliser la surface spécifique (Specific Surface Area, SSA) qui est définie comme la surface de l'interface air/glace par unité de

masse (Domine et al., 2008). Il n'est pas nécessaire que le milieu soit composé de grains identifiables. La SSA est directement reliée au rayon optique du grain par la relation (Arnaud et al., 2011) :

$$SSA = \frac{3}{r_{op}\rho_{glace}} \quad (1)$$

avec ρ_{glace} la masse volumique de la glace (kg m^{-3}) et r_{op} le rayon optique du grain (m).

Dans nos simulations avec SMRT, le profil du rayon optique est ajusté avec un facteur $\alpha = 2.3$ (Brucker et al. (2010); Roy et al. (2013); Picard et al. (2014)) tel que :

$$r^{SMRT} = \alpha r_{op} \quad (2)$$

Actuellement, il existe différentes méthodes pour mesurer la SSA (Champollion, 2013) : l'absorption de méthane à la surface des particules (Hanot and Dominé (1999); Legagneux et al. (2002); Domine et al. (2007)), la stéréologie sur des images bidimensionnelles de la neige (Arnaud et al. (1998); Matzl and Schneebeli (2010)), le calcul numérique sur des images tridimensionnelles obtenues par microtomographie aux rayons X (Flin et al. (2004); Kerbrat et al. (2008); Flin et al. (2011); Heggli et al. (2011)) et la mesure de la réflectance de la neige (ou méthode optique, Domine et al. (2006); Matzl and Schneebeli (2006)). Les différentes mesures de SSA sur le terrain ont été réalisées avec deux appareils utilisant la méthode optique : POSSSUM (Profile Of Snow Specific Surface Area Measurement Using SWIR reflectance) et ASSSAP (Alpine/Arctic/Antarctic Snow Specific Surface Profiler, Arnaud et al. (2011)). POSSSUM peut mesurer un profil de SSA dans le trou de forage avec une résolution de 1 cm jusqu'à une profondeur de 20 m. La réflectance de la neige (albédo) est mesurée dans la courte longueur d'onde de l'IR infrarouge (SWIR) à une longueur d'onde de 1310 nm pour estimer la SSA (figure 5). ASSSAP correspond à la version légère de POSSUM et permet de mesurer des SSA sur des couches d'une épaisseur maximale de 2 m ainsi que sur des échantillons prélevés. La méthode optique est particulièrement adaptée aux mesures sur le terrain car sa mise en œuvre est rapide : il faut une heure pour mesurer un profil sur 10 m de profondeur avec POSSUM et cela nécessite 10 minutes pour enregistrer un profil de 1 m avec ASSSAP. Un autre avantage de POSSSUM et ASSSAP est de pouvoir réaliser des profils continus à haute résolution avec une incertitude comprise entre 10 et 15 % ((Arnaud et al., 2011).

Sur la traverse ASUMA, une nouvelle méthode a été utilisée pour mesurer la SSA. Une fois extraite du trou de forage, la carotte est découpée en tronçons. Ces tronçons sont ensuite placés dans un rail le long duquel ASSSAP est glissé pour mesurer la SSA (figure 6)

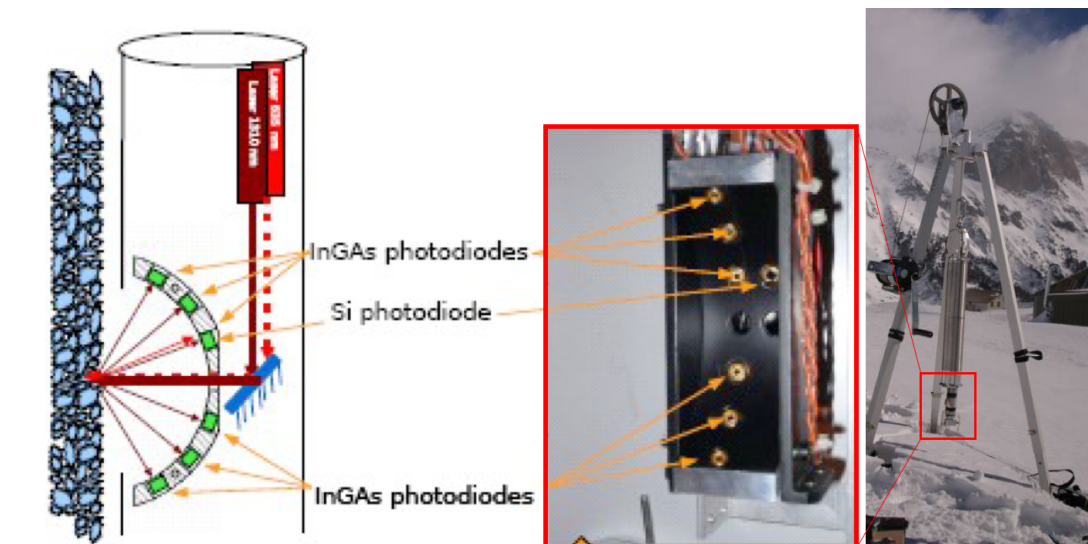


FIGURE 5 – Principe d’acquisition de la réflectance du manteau neigeux avec POSSSUM, photos L. Arnaud et G. Picard.



FIGURE 6 – Mesure de la SSA par Ghislain Picard avec ASSSAP sur un tronçon de carotte de la traverse ASUMA, photo Bruno Jourdain

2.3 Traitements des données

2.3.1 Enfouissement des sondes de température

On a vu à la section précédente que les sites de Dôme C et S2 sont équipés d’installations pour mesurer la variabilité temporelle du profil vertical de température dans le manteau neigeux. La profondeur et la température de chaque sonde doivent être connues à une date donnée afin de comparer les simulations de SMRT aux observations satellites à cette date. Pour déterminer la profondeur d’une sonde à une date souhaitée, on prend en compte l’accumulation de neige annuelle en calculant la nouvelle profondeur à partir de la position initiale des sondes au moment de leur installation (code Python disponible en annexe). On considère une accumulation annuelle de 10 cm an^{-1} à Dôme C (Picard et al., 2014) et une accumulation de 6 cm an^{-1} à S2 (L. Arnaud, communication personnelle). A Dôme C, nous avons dû également considérer que certaines sondes en profondeur soient déplacées

vers la surface pour avoir un profil plus précis dans les couches superficielles. En effet, c'est dans cette partie du manteau que le profil de température est le plus sensible aux variations journalières et saisonnières. La figure 7 présente la profondeur de chaque sonde en fonction de la date. Deux changements importants sont observables le 7 janvier 2015 et le 12 décembre 2015, cela correspond aux jours de déplacements des sondes. La sonde proche de -400 cm (cyan), qui n'a pas été déplacée au cours de la période de mesures, avait une position initiale de -420,6 cm et a atteint une position finale de -431,6 cm en 403 jours, ce qui correspond à une accumulation de 10 cm.an^{-1} . Avant d'appliquer le code pour obtenir la profondeur des sondes en fonction du temps, il a été nécessaire de faire un travail de vérification des données en éliminant les valeurs aberrantes ou manquantes. Le pas de temps de mesure de 10 minutes de la température de S2 a été ramené à un pas de temps journalier en prenant la moyenne des températures. L'ensemble de ces opérations a été réalisé à l'aide de la bibliothèque Pandas de Python.

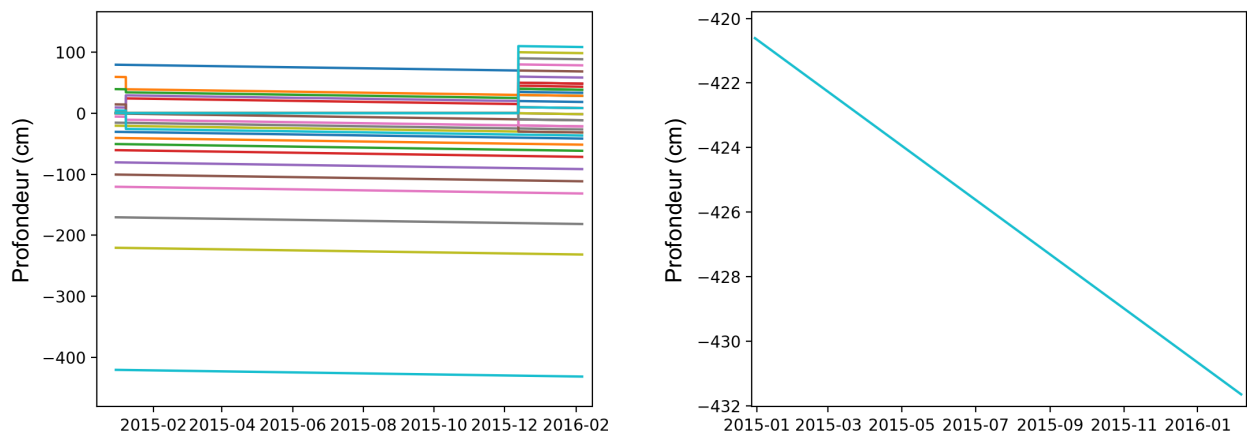


FIGURE 7 – Enfouissement des sondes de température à Dôme C. Chaque trait de couleur correspond à la position d'une sonde.

2.3.2 Interpolation de la température et de la SSA

SMRT décrit le manteau neigeux comme un empilement de couches caractérisées par leur épaisseur, la température, la densité et la taille des grains. L'épaisseur est calculée à partir des différentes profondeurs. A chaque profil de température, de densité et de taille des grains est associé un échantillonnage qui n'est pas identique. Par exemple, la densité peut être mesurée sur des carottes extraites du forage alors que la SSA peut être directement mesurée dans le trou avec POSSSUM. Dans ce cas, l'échantillonnage n'est pas commun aux deux profils, celui de la SSA ayant une plus grande résolution. Pour remédier à cela, les mesures de température et de taille de grains ont été interpolées sur l'échelle de la densité. Les profils de température de Dôme C et S2 ont été complétés par des mesures de température au sommet du manteau neigeux afin de mieux contraindre le profil de température lors de son interpolation.

2.3.3 Les carottes de la traverse ASUMA

Sur la traverse ASUMA, des températures moyennes ont été mesurées au cours de chaque forage à une profondeur de 20 m. Le traitement des données a concerné les carottes extraites des forages.

Lors de la découpe des carottes en tronçon, il peut arriver que la microstructure des extrémités de la carotte soit altérée. Cela peut être problématique pour la modélisation avec SMRT si les profils de densité et de SSA présentent des anomalies car les simulations ne correspondront pas au milieu que l'on souhaite modéliser. C'est le cas par exemple des variations abruptes de densité à 0 kg m^{-3} sur la figure 6 caractéristiques de l'absence de mesure pour le manteau neigeux considéré. Une première étape consiste à supprimer manuellement les mesures incorrectes sur 1 à 3 cm de chaque extrémité de la carotte pour se rapprocher d'un profil continu. Les profils en rouge sur la figure 8 sont alors obtenus. Sur la traverse scientifique, la densité et la SSA ont été mesurées directement sur les carottes, les deux profils ont donc la même échelle de profondeur. Cependant, la SSA étant mesurée avec une meilleure résolution, nous avons calculé la SSA moyenne par tranche de densité constante (courbe en noir sur la figure 8) afin d'avoir une seule valeur de densité et de SSA par couche.

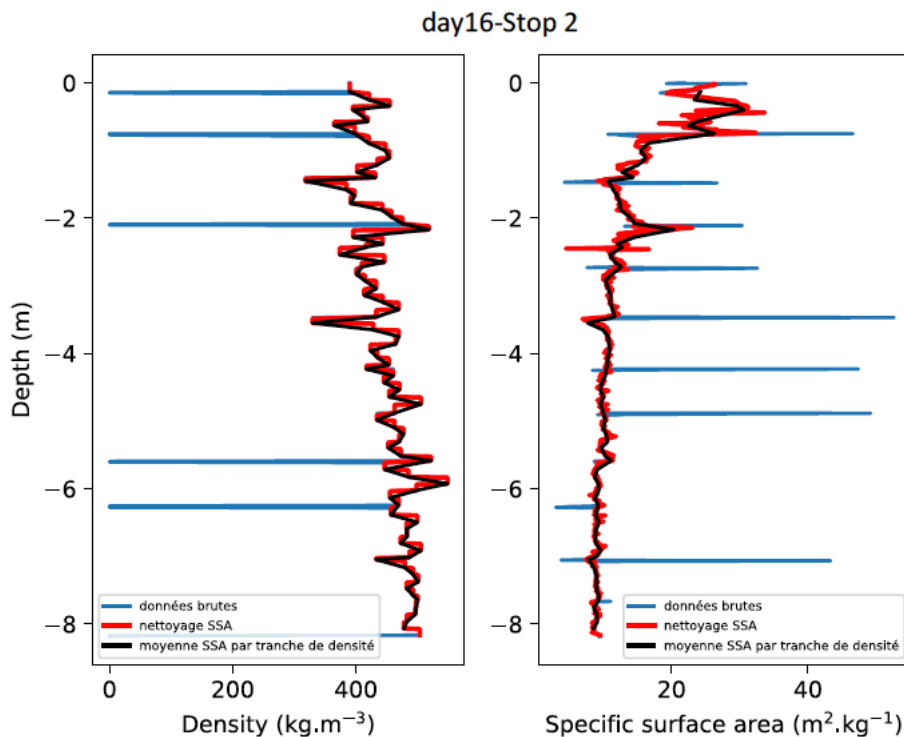


FIGURE 8 – Exemple de profils de densité et de SSA nettoyés pour le point Stop 2 du raid ASUMA.

2.4 Les observations satellites

L'ensemble des données satellites provient du radiomètre Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I), qui est un radiomètre micro-ondes passif. L'instrument a été installé sur différentes générations de satellites du Defense Meteorological System Program (DMSP) : F08, F11, F13, F14, F15, F16, F17, F18 et F19. Le premier satellite (F08) a été placé en orbite le 19 juin 1987. Actuellement, les satellites antérieurs à F15 ne sont plus opérationnels. Les satellites DMSP se situent à une altitude de 833 km et possède une orbite circulaire, héliosynchrone et approximativement polaire avec une inclinaison de 98.8° . Il survole donc chaque point du globe à la même heure locale. La fauchée du satellite est de 1400 km et permet une bonne couverture journalière du continent antarctique même si une zone de 266 km de rayon centrée autour du pôle Sud ne peut être atteinte. Les données, fournies par le National Snow and Ice Data Center (NSIDC), regroupent la moyenne journalière de l'ensemble des mesures effectuées en phases ascendantes et descendantes. Le rayonnement électromagnétique est me-

suré avec un angle d’incidence de $53,1^\circ$. Le radiomètre passif possède 7 canaux fonctionnant chacun à 4 fréquences (19.35 GHz, 22.235 GHz, 37.0 GHz, 85.5 GHz) et à double-polarisation (verticale et horizontale) sauf à 22,235 GHz n’ayant qu’une polarisation verticale. L’empreinte au sol diminue avec l’augmentation de la fréquence (table 2) Nous utiliserons ici la polarisation verticale et horizontale à 19 GHz et 37 GHz car ces fréquences sont moins sensibles à l’atmosphère que les fréquences 22 et 57 GHz par exemple.

SSM/I		
Fréquence (GHz)	Empreinte au sol (km x km)	Résolution spatiale (km)
19,35	43×69	25
22,235	40×50	25
37	29×37	25
85,5	13×15	12,5

TABLE 2 – Empreinte et résolution spatiale du radiomètre SSM/I en fonction de la fréquence.

3 Résultats

3.1 Diagramme angulaire de la température de brillance à Dôme C

La figure 9 présente les variations de la température de brillance en fonction de l’angle d’incidence pour deux puits (SP1 en jaune et SP2 en bleu), distants de 400 m, à Dôme C en polarisation verticale et horizontale à 19 et 37 GHz. Les observations ont été acquises à l’aide de trois radiomètres terrestres dual-polarisé Picard et al. (2014). Les simulations sont assez proches des observations en polarisation verticale à 19 GHz (V19) et également en polarisation verticale à 37 GHz (V37) bien qu’à cette fréquence la simulation soit moins fidèle qu’à 19 GHz. Pour la polarisation horizontale, il semble y avoir concordance entre les observations et les simulations principalement à H19 pour SP1. Nous retrouvons des simulations similaires à celles de Picard et al. (2014) qui ont été obtenues avec DMRT-ML. La densité semble être le principal facteur expliquant les différences de température de brillance observées entre les deux sites. Une plus grande densité conduit à une plus grande absorption et à une diffusion plus faible dans la neige lorsque la densité est comprise entre 250 et 500 kg m^{-3} (Picard et al., 2013).

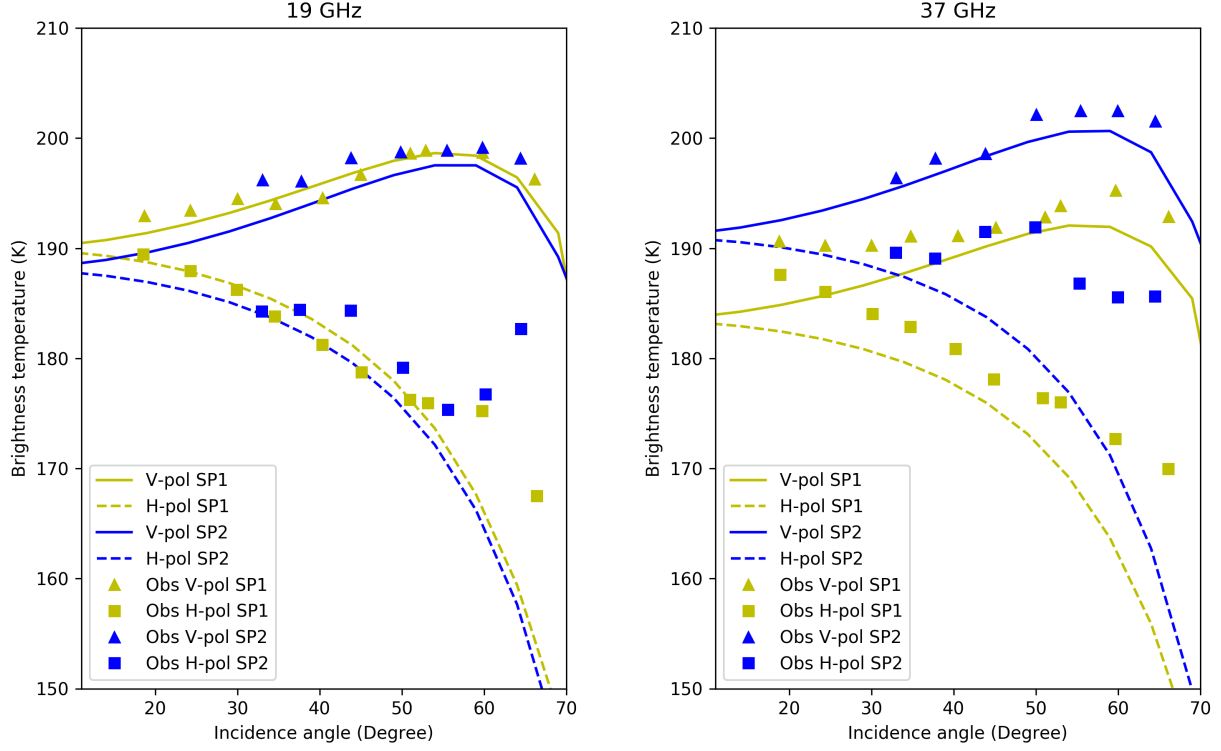


FIGURE 9 – Diagramme angulaire de TB à Dôme C (SP1 en jaune et SP2 en bleu) en polarisation verticale et horizontale à 19 et 37 GHz. Les simulations sont en tirets pour la polarisation horizontale et en lignes continues pour la verticale. Les observations symbolisées par des triangles et des carrés sont issues de Picard et al. (2014), où elles ont été acquises à l’aide de trois radiomètres terrestres dual-polarisés.

3.2 Évolution temporelle de la température de brillance

3.2.1 Modélisation de la température de brillance à Dôme C

La figure 10 montre l’évolution de la température de brillance modélisée avec SMRT et observée avec le radiomètre SSM/I en polarisation verticale et horizontale aux fréquences 19 GHz et 37 GHz. Le niveau moyen de la température de brillance est supérieure en polarisation verticale à celui de la polarisation horizontale.

Pour quantifier l’écart entre la température de brillance modélisée et observée à chaque fréquence et à chaque polarisation, nous avons utilisé l’erreur quadratique moyenne (RMSE). L’erreur quadratique moyenne pour chaque fréquence ($RMSE_\nu$) a été calculée avec la formule suivante :

$$RMSE_\nu = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_i^N (T_{B\nu,i}^{obs} - T_{B\nu,i}^{mod})^2} \quad (3)$$

où N est le nombre de jours. La valeur moyenne du RMSE entre les fréquences 19 et 37 GHz est déduite à partir de la relation :

$$RMSE = \sqrt{0.5 (RMSE_{19}^2 + RMSE_{37}^2)} \quad (4)$$

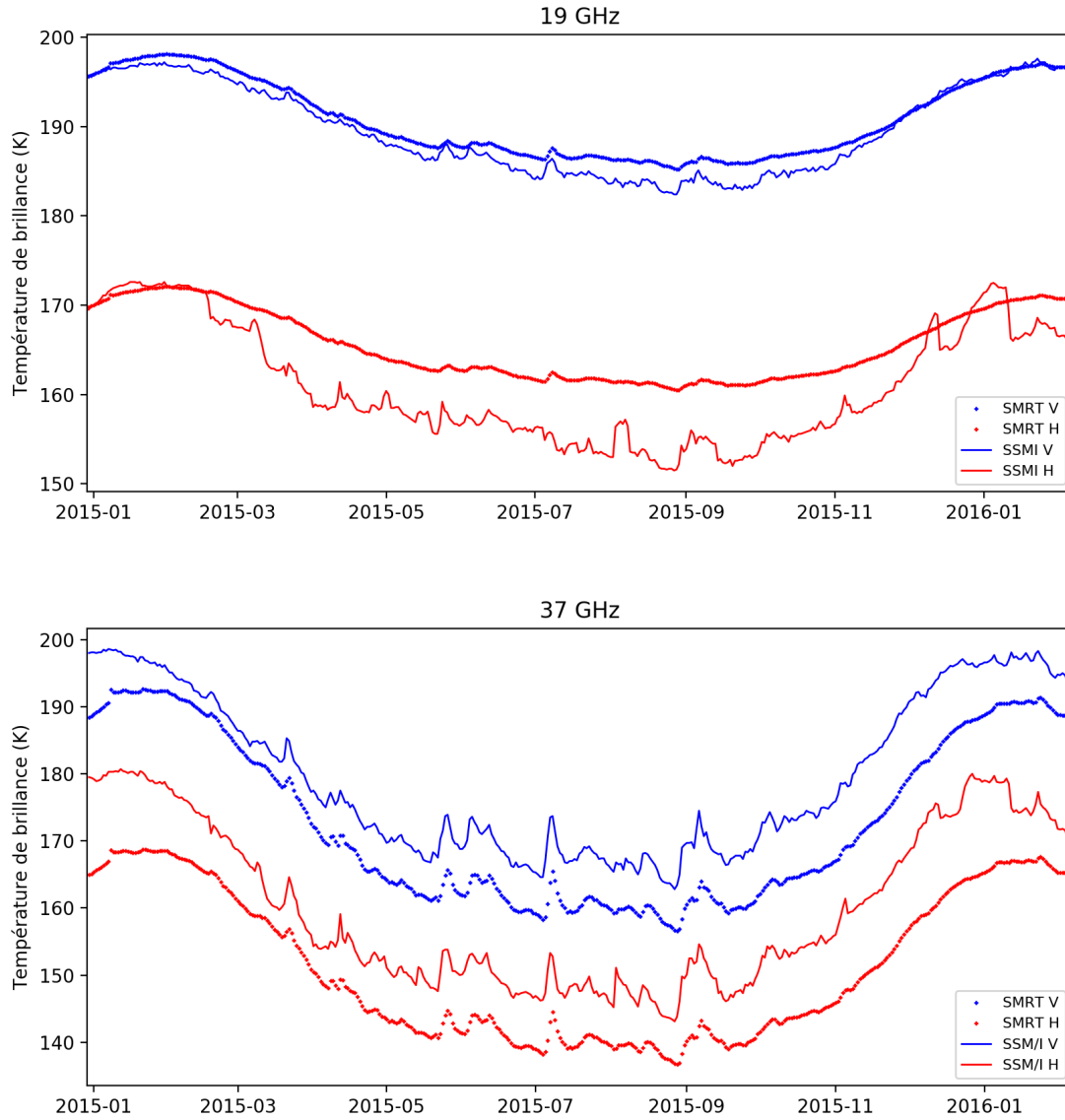


FIGURE 10 – Evolution de la température de brillance à Dôme C en polarisation verticale et horizontale à 19 et 37 GHz.

Pour les deux fréquences, il y a un biais entre les T_B observées et modélisées. L'erreur quadratique à 19 GHz est de 1,5 K en verticale et de 7,3 K en horizontale (table 3). A 37 GHz, l'erreur quadratique moyenne est de 5,5 K à 37V et de 9,3 à 37H. A toutes les fréquences et polarisations, la température de brillance modélisée est à un niveau plus bas que la température de brillance observée. Il peut y avoir une diffusion trop faible du rayonnement électromagnétique dans les premiers centimètres du manteau neigeux. Une explication possible est que la taille des grains est peut-être trop petite. A l'échelle annuelle, les variations saisonnières sont visibles pour la T_B modélisée et observée à toutes les fréquences et toutes les polarisations avec des niveaux de température plus élevés en été (décembre, janvier, février) qu'en hiver (juin, juillet, août). A 19 GHz, l'amplitude du cycle annuel de la T_B modélisée est plus faible que celle des observations satellites, plus particulièrement en polarisation horizontale. A 37 GHz, les amplitudes du cycle annuel ont été prédites correctement, en particulier les variations de température en hiver. Le résidu se définit comme la différence entre la T_B model et la T_B obs. A 19 GHz, il est plus important en hiver avec une valeur maximale de 3,1 K (début

Site	RMSE _{19,v}	RMSE _{19,h}	RMSE _{37,v}	RMSE _{37,h}	RMSE _v	RMSE _h
Dôme C	1,5	7,3	5,5	9,3	5,2	7,6
S2	5,5	14,2	6,4	3,5	5,6	10,4
S4	3.9	8.1	19.1	16.8	13.8	13.2

TABLE 3 – RMSE entre la T_B observée et la T_B modélisée à Dôme C, S2 et S4 pour l’année 2015

juillet 2015) en verticale et de 9,2 K (fin août 2015) en horizontale. A 37 GHz, le résidu est constant une grande partie de l’année avec un résidu moyen de 5 K mais qui peut être plus important en été avec notamment un maximum de 15,4 K à la fin du mois de décembre 2015. Les observations micro-ondes sont acquises avec un angle d’incidence (55° généralement) où la réflexion de surface est faible en polarisation verticale, ce qui n’est pas le cas en polarisation horizontale. Les mesures sont donc plus influencées par les variations verticales de densité du manteau neigeux. La polarisation verticale est quant à elle plus sensible aux variations de taille de grains. Il y a une forte dépendance de la température de brillance à la polarisation : les erreurs sont plus faibles pour la polarisation verticale que pour la polarisation horizontale (table 3). L’émissivité de la polarisation horizontale est connue pour être sensible aux conditions de surfaces (Shuman and Alley (1993); Shuman et al. (1993)), plus particulièrement à des variations temporelles de densité (Li et al., 2007) et également à des variations de rugosité de surface. Ces variations peuvent expliquer l’écart entre les températures observées et modélisées car le modèle utilise une émissivité de volume constante. Une autre explication possible est l’utilisation d’un unique profil de densité pour modéliser la température de brillance avec SMRT car il ne rend pas compte de la stratification de la densité du manteau pour la zone du pixel du radiomètre. Dans ce cas, la polarisation horizontale de la T_B peut alors être estimée incorrectement (Macelloni et al. (2007); Brucker et al. (2011)).

Les sources d’erreurs entre la modélisation et les observations sont semblables à celles observées dans Brucker et al. (2011) et Champollion (2013). La surestimation de la température de brillance pendant l’été peut s’expliquer par l’absence de prise en compte de la croissance des grains de neige dans les dix premiers centimètres du manteau neigeux, la prédiction incorrecte des variations rapides de la T_B due à l’absence de prise en compte des fluctuations de la densité proche de la surface et enfin un biais saisonnier pouvant venir du choix d’une accumulation annuelle constante dans l’estimation de la profondeur des sondes de température. Pour 37H, la majorité des erreurs provient d’une prévision incorrecte des variations rapides de la température à cause de l’hypothèse d’un manteau superficiel ayant des propriétés constantes et également du fait que l’impact de la formation de givre en surface n’a pas été pris en compte (Shuman et al., 1993).

Pour cela, il est pertinent d’étudier le rapport de polarisation PR_ν qui est défini comme le rapport entre la température de brillance mesurée en polarisation horizontale $TB_{\nu,h}$ et la température de brillance mesurée en polarisation verticale $TB_{\nu,v}$ à la fréquence ν :

$$PR_\nu = \frac{TB_{\nu,h}}{TB_{\nu,v}} \quad (5)$$

Il dépend fortement de la densité de la neige proche de la surface (Shuman et al. (1993); Surdyk (2002)). Une augmentation du rapport de polarisation traduit une diminution de la densité dans les couches superficielles du manteau neigeux. La figure 11 représente l’évolution des rapports de polarisation modélisés et observés à 19 GHz (PR_{19}) et 37 GHz (PR_{37}). Le rapport de polarisation modélisé ne permet pas de simuler les variations rapides présentes sur le PR observé. Les PR plus élevées de

l'été sont mal simulées. Le niveau moyen de PR_{37} modélisé est assez proche du niveau moyen observé par rapport à PR_{19} où le niveau simulé est surévalué. Ce biais à 19 GHz est potentiellement engendré par des variations verticales de densité trop faibles qui n'ont pu être mesurées lors de l'échantillonnage. Il est également possible qu'un seul profil de densité ne soit pas caractéristique du pixel représentant la zone de mesure du satellite (Champollion, 2013). A 37 GHz, le rayonnement électromagnétique émane d'une profondeur typique comprise entre 0,74 et 2 m (Sherjal and Fily (1994) ; Surdyk (2002) ; Macelloni et al. (2007) ; Picard et al. (2009)) et les changements rapides de densité ont lieu dans les premières couches du manteau. Cependant le PR_{37} modélisé ne reproduit pas les variations rapides visibles comme avec le ratio observé à 37 GHz, cela implique qu'il serait nécessaire de prendre en compte les variations de densité dans le modèle SMRT et de ne pas considérer un profil de densité constant. D'après Champollion (2013), trois processus majeurs peuvent avoir une influence sur la densité de la neige dans les premiers centimètres du manteau neigeux : la formation ou la disparition de givre, l'interaction du vent avec la surface et enfin le dépôt de neige fraîche ou soufflée. La formation de givre et le dépôt de neige fraîche ou soufflée diminuent la densité de la neige, augmentant PR_{ν} , alors que la destruction mécanique du givre en surface (vent) et la capture de neige par les cristaux de givre augmentent la densité, diminuant PR_{ν} .

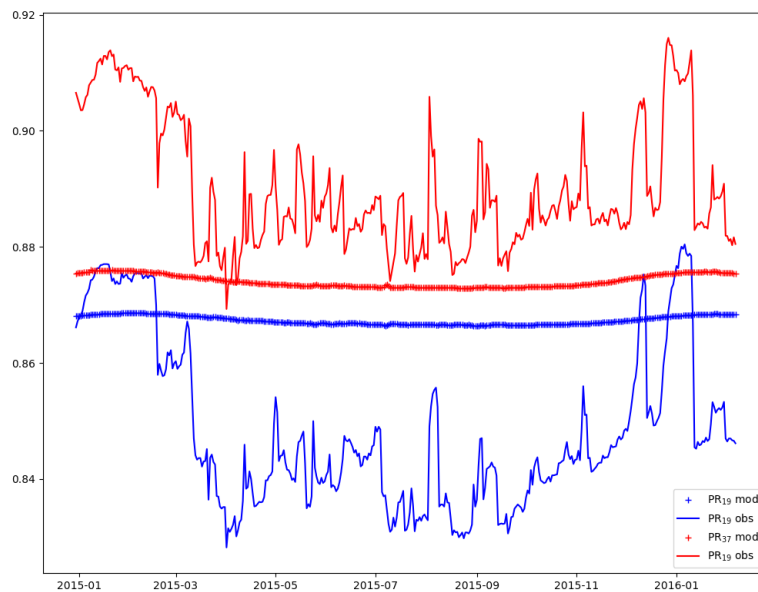


FIGURE 11 – Évolution du rapport de polarisation à 19 et 37 GHz modélisé et observé à Dôme C.

3.2.2 Modélisation de la température de brillance à S2

La figure 12 montre l'évolution de la température de brillance modélisée avec SMRT et observée avec le radiomètre SSM/I en polarisation verticale et horizontale aux fréquences 19 GHz et 37 GHz. Les variations saisonnières sont comparables à celles observées sur le site de Dôme C (figure 10) mais ici il est possible d'observer les variations saisonnières sur une durée de 5 ans (contre un an précédemment). La température de brillance observée en été a augmenté de 2 K entre janvier 2012 et janvier 2014 à 19V alors qu'elle n'a augmenté que de 1 K pour la T_B modélisée à 19V. Cette augmentation n'est pas visible aux autres fréquences et aux autres polarisations. Pour comparer les températures modélisées

et observées, l'erreur quadratique moyenne est déduite des équations (3) et (4). Par ailleurs, les RMSE moyennes de S2 sont calculées sur le même intervalle de temps, c'est-à-dire sur l'année 2015, pour confronter les simulations entre Dôme C et S2. La table 3 présente les RMSE pour S2.

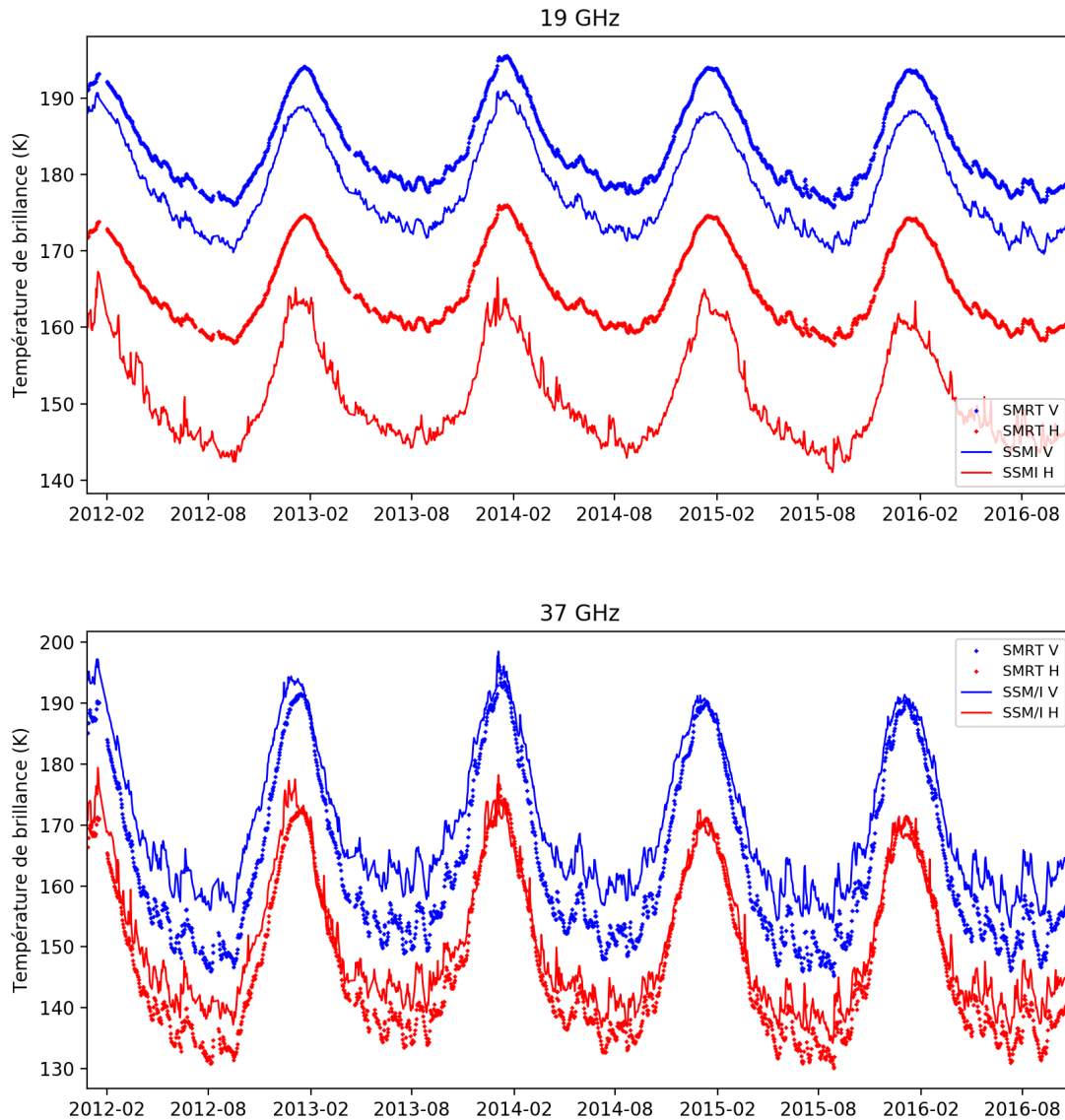


FIGURE 12 – Évolution de la température de brillance à S2 en polarisation verticale et horizontale à 19 et 37 GHz.

L'erreur quadratique moyenne la plus faible est celle de T_B 19V avec 5,5 K, qui est cependant supérieure à celle de Dôme C. Pour la RMSE en polarisation horizontale, les deux sites présentent des valeurs similaires avec 5,6 K pour S2 et 5,2 K pour Dôme C. La $RMSE_h$ est par contre différente avec un écart de 2,7 K ($RMSE_{h,DômeC} = 7,6$ K et $RMSE_{h,S2} = 10,4$ K). Le site S2 se distingue principalement de Dôme C par le biais entre la T_B H19 modélisée et la T_B H19 observée qui est plus important, notamment en hiver. A Dôme C, la $RMSE_{19,h}$ est de 7,3 K alors qu'elle est deux fois plus élevée à S2 avec la $RMSE_{19,h} = 14,2$ K. A S2, la $RMSE_{37,h}$ est moindre par rapport au $RMSE_{37,v}$, car la taille des grains a une influence plus importante sur la polarisation verticale. Pour les deux sites, l'amplitude de la température de brillance modélisée et observée est plus importante à 37 GHz qu'à 19 GHz.

La figure 13 montre l'évolution des rapports de polarisations verticaux et horizontaux de la température de brillance à 19 et 37 GHz. Les mêmes observations qu'à la figure 11 peuvent être faites : le PR_{ν} simulé ne reproduit pas les variations journalières, seules les variations inter-annuelles sont visibles, plus particulièrement à 37 GHz. Les variations d'amplitude sont plus nombreuses à PR_{37} qu'à PR_{19} , cela traduit le fait qu'il y a de nombreuses variations de densité dans les couches supérieures du manteau. Pour les PR observés, les variations ont une amplitude importante aux deux fréquences. Comme dans l'étude de Brucker (2009) à Dôme C, une cyclicité est observable en été avec de fortes variations qui se traduisent par une augmentation lente du rapport de polarisation alors que la diminution est rapide. Ces variations se produisent en même temps aux deux fréquences. Il n'y a pas de décalage temporel entre les fréquences à grande profondeur de pénétration (19 GHz) et à faible profondeur de pénétration (37 GHz). Cela permet d'exclure un effet thermique dans le manteau neigeux.

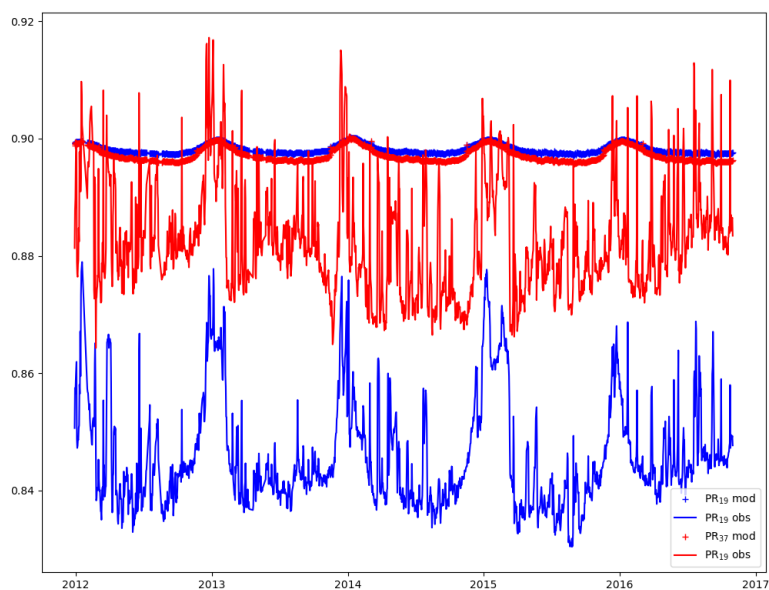


FIGURE 13 – Évolution du rapport de polarisation à 19 et 37 GHz modélisé et observé à S2.

L'écart entre la température de brillance issue des simulations et la température de brillance issue des observations est particulièrement important à 19 H avec une erreur quadratique moyenne de 14,2 K contrairement à Dôme C (site distant de 100 km de S2) la $RMSE_{19,h}$ est de 5,5 K dans notre étude. Dans l'étude de Champollion (2013) la $RMSE_{19,h}$ calculé sur un an également (en 2011) est de 7,2 K. Pour essayer d'apporter un élément de réponse à cette différence, de nouvelles simulations ont été réalisées avec les données d'un autre site de la traverse scientifique VANISH, le puits S4.

3.2.3 Modélisation de la température de brillance à S4

Sur ce site, la différence principale avec S2 est l'absence de sondes de température. Ce sont les enregistrements de la température de Vostok qui ont été utilisés car c'est la station d'enregistrement la plus proche (124 km). Contrairement à la base de Dôme C et au puits S2, les enregistrements de la température journalière de surface du manteau neigeux n'étaient pas mesurés.

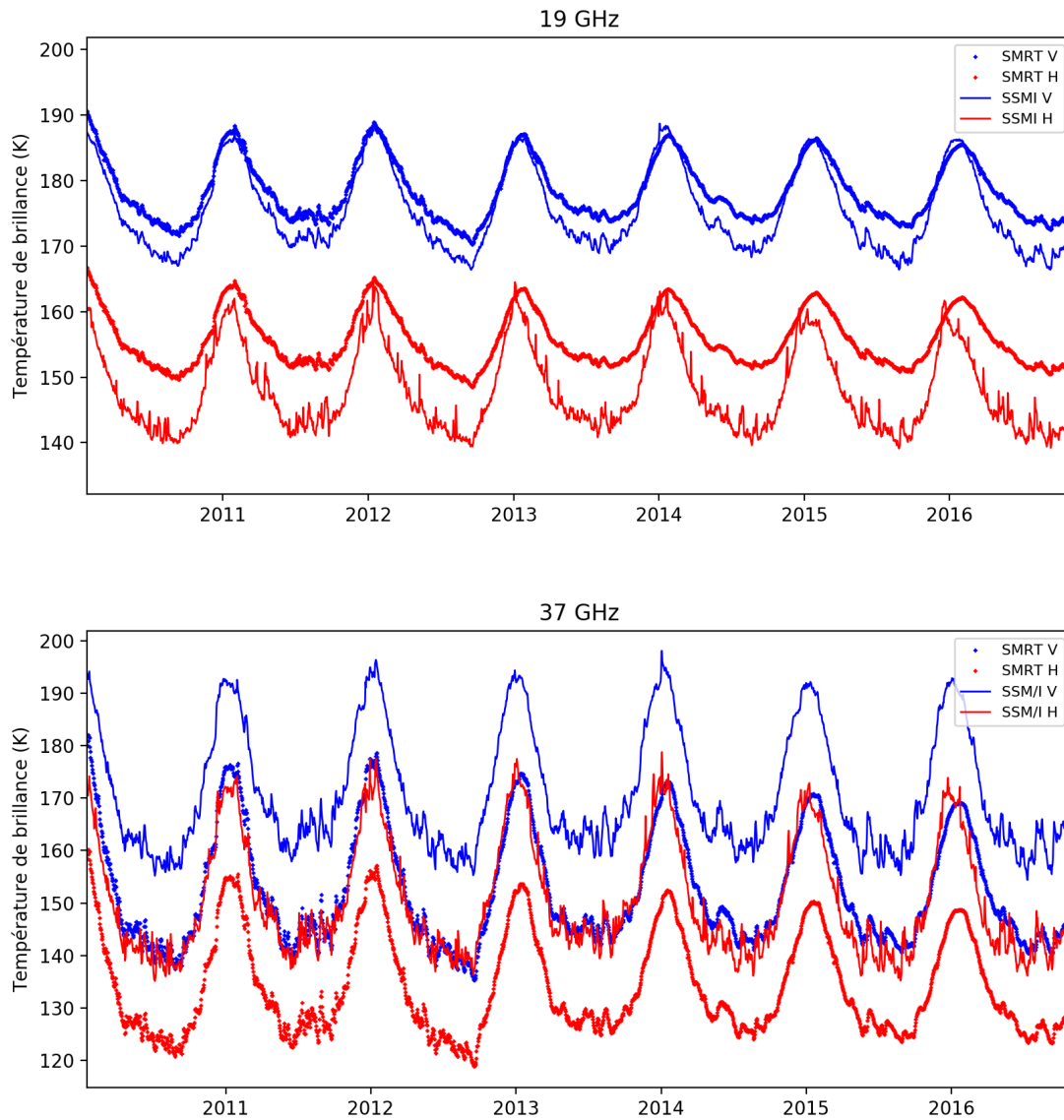


FIGURE 14 – Evolution de la température de brillance à S4 (microstructure du puits S4 avec les profils de température enregistrés à Vostok) en polarisation verticale et horizontale à 19 et 37 GHz

La figure 14 présente l'évolution de la température de brillance modélisée avec SMRT et observée avec le radiomètre SSM/I en polarisation verticale et horizontale aux fréquences 19 et 37 GHz. La température de brillance simulée n'est pas parfaitement représentative de la température de brillance observée à S4 car le manteau neigeux modélisé avec SMRT est composé de la micro-structure de S4 et des mesures de température enregistrées à Vostok. Les erreurs quadratiques moyennes ont été calculées sur l'année 2015 commune à Dôme C et S2. Comme dans les deux cas précédents, la $RMSE_{19,v}$ est l'erreur la plus petite (table 3). A 19H, la RMSE est proche du RMSE équivalent à Dôme C (respectivement 8,14 K et 7,25 K). A 37 GHz, les RMSE en polarisation verticale et horizontale

sont importantes, proches de 20 K pour la $RMSE_{37,v}$ et proches de 17 K pour la $RMSE_{37,h}$. La polarisation verticale est sensible aux variations de taille de grains et la polarisation horizontale est sensible aux propriétés physiques de la neige en surface (densité, rugosité). A S4, les RMSE les plus petites se rapportent à 37 GHz et les plus grandes se rapportent à 19 GHz. Il semblerait que le profil de température aurait un impact plus important en surface en affectant plus spécifiquement la taille des grains car c'est l'erreur quadratique $RMSE_{37,v}$ la plus élevée. A l'inverse, l'origine du profil de température aurait peu d'influence sur les couches plus en profondeur.

A 19 GHz en polarisation verticale et horizontale, l'amplitude de la T_B modélisée est inférieure à la T_B observée. Entre le mois de février et le mois de septembre de chaque année, le biais entre modèle et observation augmente. Cette différence diminue ensuite entre le mois d'octobre et le début du mois de février. Elle est plus importante en polarisation horizontale qu'en polarisation verticale (la $RMSE_{19,h}$ est inférieur de 4,2 K au $RMSE_{19,v}$).

A 37 GHz, les variations rapides d'amplitude sont reproduites correctement bien qu'il y ait un biais supérieur à 10 K et que les amplitudes de ce biais augmentent davantage à partir de 2013. Cela s'illustre notamment par les variations rapides d'amplitudes modélisées qui ne semblent plus être corrélées précisément avec les variations hebdomadaires observées à partir de cette date. Cette observation est la plus visible à 37H mais elle l'est également aux autres fréquences et polarisations. Ce changement temporel non observé à Dôme C et S2 résulte certainement d'un problème de température car c'est la seule variable qui n'est pas constante contrairement aux profils de densité et de SSA. La différence entre les profils de température de Dôme C, S2 et S4 est que l'on dispose de la mesure de la température en surface pour les deux premiers sites. La température de surface est utilisée pour contraindre le profil de température lors de son interpolation sur l'échelle d'échantillonnage de la densité (sections 2.3.1 et 2.3.2). Une autre raison pouvant expliquer ce problème est l'utilisation d'un taux d'accumulation constant pour calculer la profondeur des sondes alors que ce dernier est peut-être variable d'une année sur l'autre particulièrement dans le contexte de changement climatique actuel.

Pour les rapports de polarisation de S4, les observations sont semblables à celles des figures 11 et 13. Cependant, par rapport à S2, le rapport de polarisation à 37 GHz simule correctement le niveau moyen de la température de brillance observée.

3.3 Variations spatiales de la température de brillance sur le plateau Est-Antarctique

Au cours de la traversée ASUMA, plusieurs arrêts (figure 15) ont été effectués pour réaliser des forages et mesurer des profils de densité et de taille de grains. Les sites suivants ont été étudiés pour modéliser la température de brillance : Sortie, Stop0 à 5, Frontière australienne (FAUS) et D47. La majorité de ces forages ont une profondeur moyenne de 8 m sauf aux points Sortie, Stop1 et FAUS où elle est comprise entre 3,8 et 5 m. La figure 16 présente l'évolution spatiale de la température de brillance modélisée et observée à 19 et 37 GHz en fonction de la distance depuis le point Stop0. Les sites de Dôme C, S2 et S4 sont également placés sur ce transect. Pour les points ASUMA, le modèle SMRT a été appliqué avec un profil de température constant tout au long du puits. La température de brillance modélisée est égale à la température de brillance moyenne sur un an. Pour comparer la T_B modélisée, la moyenne sur un an de la T_B observée a été calculée pour chaque site. A Dôme C, S2 et S4, la température moyenne a été calculée sur un an à partir des mesures des différents profils de température et elle a été utilisée dans SMRT pour déterminer la T_B moyenne annuelle modélisée. Des points supplémentaires entre chaque arrêt ont été ajoutés afin de visualiser les variations de la température de brillance observées entre chaque point Stop.

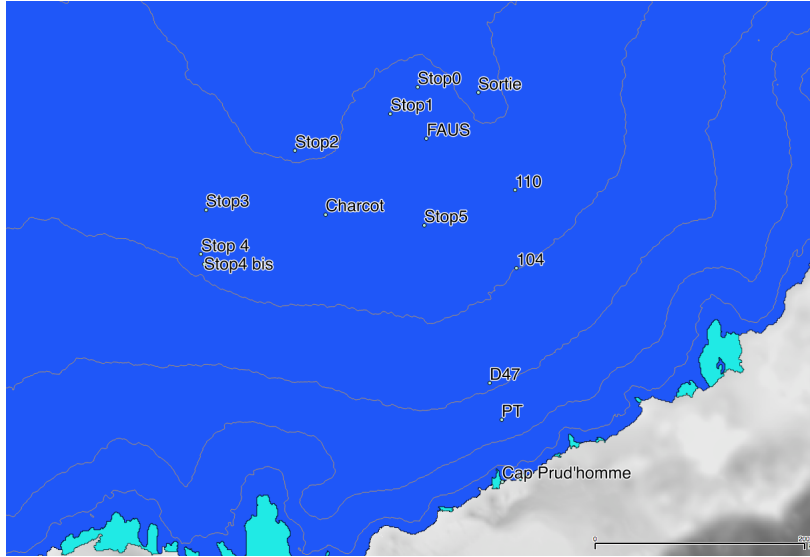


FIGURE 15 – Localisation des différents sites de forage de la traverse scientifique ASUMA.

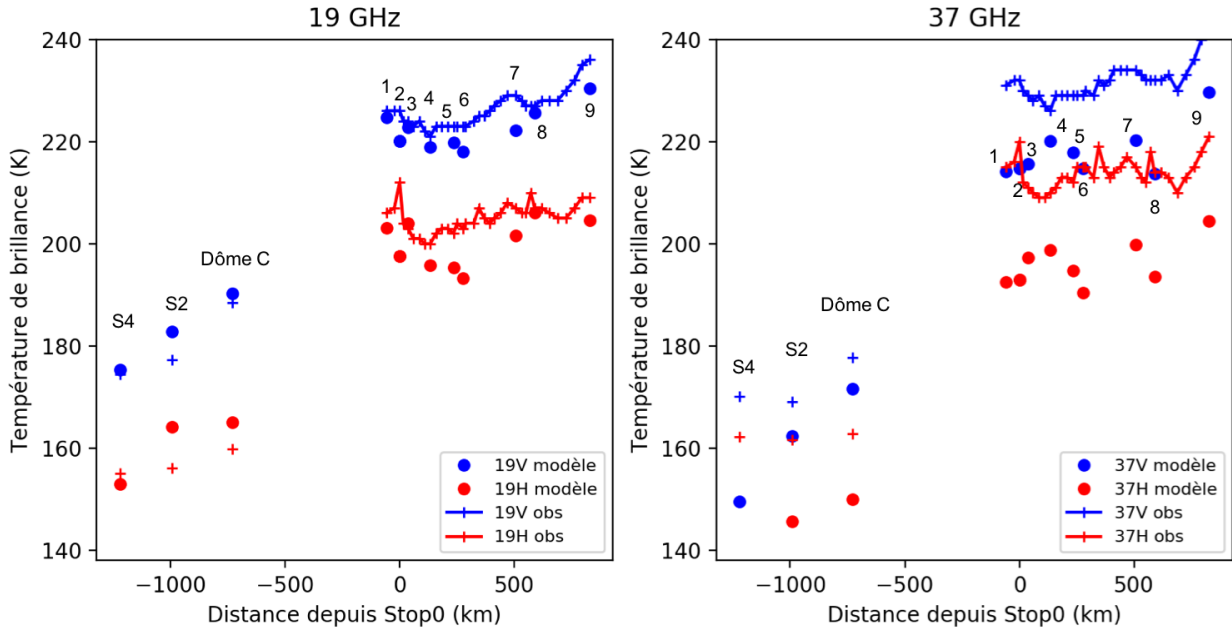


FIGURE 16 – Variations spatiales de la température de brillance pour l'ensemble des sites étudiés : Dôme C, S2, S4 et les différents arrêts de la traverse ASUMA étudiés (Sortie (1) ; Stop0 (2) ; Stop1 (3) ; Stop2 (4) ; Stop3 (5) ; Stop4 (6) ; Stop5 (7) ; Frontière australienne (8) ; D47 (9)) pour les polarisations verticale et horizontale à 19 et 37 GHz.

A 19 GHz, en polarisation verticale, les T_B modélisées reproduisent les ondulations des T_B observées. C'est la T_B au point Stop5 (7) qui a le biais le plus important avec 8 K de différence entre la modélisation et l'observation. A cette même fréquence mais en polarisation horizontale, l'amplitude des variations spatiales modélisées est proche de l'amplitude de celles de la polarisation verticale. Cependant, il y a un biais entre les températures simulées et observées pour certains points de la traverse ASUMA. On peut également noter qu'il y a bien augmentation de la T_B avec la modélisation au fur et à mesure que les sites de forage sont proches de la côte. Ainsi le point S4, qui est situé le plus à l'intérieur du continent antarctique, a une T_B moyenne à 19V de 175 K contre une T_B proche de 235 K pour le point D47 qui est le plus proche de la côte.

A 37 GHz, en polarisation verticale et horizontale, les températures de brillance modélisées sont différentes des T_B observées car elles ne présentent pas les mêmes fluctuations ni les mêmes niveaux moyens. Le biais entre observation et modèle est plus important à 37H qu'à 37V. A cette fréquence, seuls les sites de Dôme C et S2 ont une T_B modélisée proche de la T_B observée en polarisation verticale avec respectivement un biais de 5,8 K et de 5,4 K.

Dans toutes les simulations, un coefficient $\alpha = 2,3$ (équation 2) a été utilisé pour ajuster le rayon optique. Afin de comprendre le biais entre les observations et les simulations, on a effectué une nouvelle simulation avec SMRT dans laquelle $\alpha=1$ et où l'on ajoute un paramètre d'adhérence entre les grains de neige : la "stickiness". Une stickiness de 0,16 permet d'augmenter le niveau moyen de la température de brillance modélisée à 19 GHz et de diminuer le biais à cette fréquence. Cependant, à 37 GHz, l'ajustement de ce paramètre ne permet pas de résoudre les problèmes d'amplitude et de niveau.

On a voulu vérifier si la profondeur du puits pouvait avoir une influence sur les simulations de la température de brillance avec SMRT. Pour cela, les simulations de la figure 16 ont été reproduites avec des puits dont la profondeur maximale est de 3 m (contre 5 ou 8 m initialement). Pour comparer les simulations, l'erreur quadratique moyenne a été calculée dans le cas de la profondeur habituelle et dans le cas de la profondeur tronquée. Les résultats sont présentés dans la table 4 :

Profondeur	RMSE _{19,v}	RMSE _{19,h}	RMSE _{37,v}	RMSE _{37,h}	RMSE _v	RMSE _h
Initiale	5,26	5,51	9,03	12,02	7,39	9,35
3 m	5,07	4,62	9,13	12,08	7,39	9,15

TABLE 4 – RMSE entre la T_B observée et la T_B modélisée sur la traverse ASUMA

On peut constater que la profondeur du puits de forage n'a pas un impact significatif sur la modélisation de la température de brillance car l'ensemble des erreurs quadratiques propres à chaque fréquence et polarisation ont des valeurs similaires.

4 Discussion des résultats

Le modèle SMRT permet de modéliser la température de brillance d'un manteau neigeux connaissant son profil de densité, de température et de SSA. A 19 GHz, en polarisation verticale, le modèle a su prédire le niveau moyen de la température de brillance ainsi que son amplitude. Pour les sites modélisés, la RMSE_{19,v} présente l'erreur quadratique la plus faible avec une valeur maximale de 5,4 K pour le site de S2. A 37 GHz, bien que les valeurs de RMSE soient plus élevées, le modèle a reproduit de manière précise l'ensemble des variations rapides à l'échelle journalière et hebdomadaire. Au site de S2, la simulation à 19H présente un biais beaucoup plus important qu'à Dôme C à la même fréquence et polarisation. Cette différence est peut-être due au profil de température différent de celui de Dôme C qui serait à l'origine d'un métamorphisme modifiant la taille des grains. La variabilité de la taille des grains n'est pas prise en compte dans nos simulations car on a supposé un profil de SSA constant tout au long des simulations. Le fait que la température de brillance soit sous-estimée par rapport à la température de brillance observée laisse supposer que la taille des grains mesurée est peut-être sur-estimée car dans ce cas l'émissivité diminue ainsi que la température de brillance. Un autre problème rencontré au cours des simulations est le changement, à partir de 2013, des variations d'amplitude de la température de brillance simulée. Cette modification peut s'expliquer par un taux d'accumulation qui n'est plus valable ou qui n'est pas constant d'une année sur l'autre. Le fait qu'il n'y ait pas de

mesures de températures de surface à Vostok peut également être un début d'explication.

Au cours des simulations, la seule variable changeant avec le temps est la température. Il aurait pu être pertinent de faire varier également la densité et la SSA pour pouvoir mesurer l'impact de profils constants ou non dans les simulations. Dans certaines configurations, il aurait été intéressant d'avoir un profil de densité à plus haute résolution dans les premiers centimètres du manteau neigeux pour mieux comprendre l'impact de la densité à une fréquence comme 37 GHz qui est sensible aux variations de structures du manteau neigeux dans les couches superficielles. Par ailleurs, la modélisation de la température de brillance semble dépendre de l'état de la surface du manteau neigeux qui évolue rapidement. Il pourrait être intéressant de combiner un laser-scan et un radiomètre micro-onde pour mettre plus précisément en relation la variabilité temporelle de la surface du manteau neigeux et la variabilité temporelle de la température de brillance dans une même zone de mesure.

Pour la variabilité spatiale de la traverse ASUMA, la T_B modélisée à V19 est relativement proche des observations avec une erreur quadratique de 5,2 K. A cette même fréquence, la polarisation horizontale a une erreur quadratique du même ordre de grandeur que la polarisation verticale avec une RMSE de 5,5 K. Les RMSE à 37 GHz sont quant à elles plus importantes avec une erreur de 12 K. Sur la traverse ASUMA, les variations spatiales de la température de brillance sont mieux modélisées à 19 GHz alors que dans les cas précédents c'est à 37 GHz que les variations d'amplitudes sont mieux corrélées. Cette différence peut être due à des problèmes de mesures dans la partie supérieure du manteau. On a utilisé la température moyenne du trou de forage pour les simulations que nous avons comparées avec la moyenne annuelle des observations satellites car les données du radiomètre SSM/I ne sont disponibles à ce jour que jusqu'au 31 octobre 2016. Si nous avions disposé d'un profil de température complet correspondant au jour de l'échantillonnage de la densité et de la SSA, il aurait été envisageable de faire une simulation de la température de brillance correspondant aux conditions journalières du manteau neigeux et de la comparer avec la mesure du radiomètre si elle avait été disponible à cette date.

5 Conclusion

L'utilisation du modèle Snow Microstructure Radiative Transfer (SMRT), dans sa configuration DMRT, a permis de modéliser la température de brillance du manteau neigeux sur une grande surface du plateau de l'Antarctique de l'Est localisée entre la base française de Cap Prudhomme et la base russe de Vostok. Les mesures de température, densité et SSA acquises sur 12 sites de forages différents ont été utilisées en entrée du modèle de transfert radiatif. Les simulations ont pu être comparées à des températures de brillances mesurées quotidiennement par le radiomètre SSM/I.

L'évolution temporelle de la température de brillance a pu être étudiée sur les sites de Dôme C, S2 et S4 entre un et sept ans. Les principaux résultats ont été la bonne reproductibilité des observations par le modèle à 19 GHz en polarisation verticale notamment pour le niveau moyen et l'amplitude des températures avec des erreurs quadratiques inférieures ou proches de 5 K. Pour une fréquence plus élevée, à 37 GHz, les simulations ont pu rendre compte des variations rapides de température de brillance dans les couches superficielles du manteau neigeux. Ces trois sites présentent de nombreuses caractéristiques communes mais des différences entre les simulations et les observations ont pu cependant être observées, principalement en polarisation horizontale. On peut mentionner le résidu plus important à S2 en 19H et également l'amortissement des variations rapides de la température modélisée à partir de 2013 sur le site de S4.

On a pu mettre aussi en évidence la variabilité spatiale de la température de brillance grâce à l'exploitation des carottes de la traverse scientifique ASUMA qui s'est déroulée sur une partie inédite du plateau antarctique. Comme pour l'évolution temporelle de la température de brillance, c'est à 19 GHz en polarisation verticale que les simulations sont les plus proches des observations. Cependant, les simulations à 37 GHz sont inattendues car elles ne permettent pas de visualiser les variations rapides de température alors qu'elles le sont à Dôme C, S2 et S4, localisés plus haut sur le plateau.

Le modèle SMRT est donc un modèle qui permet de modéliser fidèlement la température de brillance à la surface du manteau neigeux principalement à 19 GHz en polarisation verticale. La fiabilité du modèle résulte aussi de la qualité des mesures avec notamment un échantillonnage haute-résolution de la densité et la SSA. Pour essayer de comprendre les différences observées à 37 GHz sur les simulations concernant la traverse ASUMA, il faudrait poursuivre l'étude de sensibilité sur la stickiness qui a été commencée ici et s'intéresser à la calibration d'un nouveau paramètre α de la même manière que cela a été fait dans l'étude de Brucker et al. (2011) ou (Picard et al., 2014).

Références

- Arnaud, L., Lipenkov, V., Barnola, J.-M., Gay, M., and Duval, P. : Modelling of the densification of polar firn : Characterization of the snow-firn transition, *Annals of Glaciology*, 26, 39–44, 1998.
- Arnaud, L., Picard, G., Champollion, N., Domine, F., Gallet, J., Lefebvre, E., Fily, M., and Barnola, J. : Measurement of vertical profiles of snow specific surface area with a 1 cm resolution using infrared reflectance : instrument description and validation, *Journal of Glaciology*, 57, 17–29, 2011.
- Brucker, L. : Modélisation de l'émission micro-onde du manteau neigeux : applications en Antarctique et au Québec, Ph.D. thesis, Université Joseph-Fourier-Grenoble I, 2009.
- Brucker, L., Picard, G., and Fily, M. : Snow grain-size profiles deduced from microwave snow emissivities in Antarctica, *Journal of Glaciology*, 56, 514–526, 2010.
- Brucker, L., Picard, G., Arnaud, L., Barnola, J.-M., Schneebeli, M., Brunjail, H., Lefebvre, E., and Fily, M. : Modeling time series of microwave brightness temperature at Dome C, Antarctica, using vertically resolved snow temperature and microstructure measurements, *Journal of Glaciology*, 57, 171–182, 2011.
- Champollion, N. C. : Evolution of the snow surface on the Antarctic Plateau : satellite and in situ observation, Theses, Université de Grenoble, 2013.
- Domine, F., Salvatori, R., Legagneux, L., Salzano, R., Fily, M., and Casacchia, R. : Correlation between the specific surface area and the short wave infrared (SWIR) reflectance of snow, *Cold Regions Science and Technology*, 46, 60–68, 2006.
- Domine, F., Taillandier, A.-S., and Simpson, W. R. : A parameterization of the specific surface area of seasonal snow for field use and for models of snowpack evolution, *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 112, 2007.
- Domine, F., Albert, M., Huthwelker, T., Jacobi, H.-W., Kokhanovsky, A., Lehning, M., Picard, G., and Simpson, W. : Snow physics as relevant to snow photochemistry, *Atmospheric chemistry and physics*, 8, 171–208, 2008.
- Flin, F., Brzoska, J.-B., Lesaffre, B., Coléou, C., and Pieritz, R. A. : Three-dimensional geometric measurements of snow microstructural evolution under isothermal conditions, *Annals of glaciology*, 38, 39–44, 2004.
- Flin, F., Lesaffre, B., Dufour, A., Gillibert, L., Hasan, A., Rolland du Roscoat, S., Cabanes, S., and Pugliese, P. : On the computations of specific surface area and specific grain contact area from snow 3D images, *Physics and Chemistry of Ice*, pp. 321–328, 2011.
- Hanot, L. and Dominé, F. : Evolution of the surface area of a snow layer, *Environmental science & technology*, 33, 4250–4255, 1999.
- Heggli, M., Köchle, B., Matzl, M., Pinzer, B., Riche, F., Steiner, S., Steinfeld, D., and Schneebeli, M. : Measuring snow in 3-D using X-ray tomography : assessment of visualization techniques, *Annals of Glaciology*, 52, 231–236, 2011.

- Jin, Y.-Q. : *Electromagnetic Scattering Modelling for Quantitative Remote Sensing*, World Scientific, 1994.
- Kerbrat, M., Pinzer, B., Huthwelker, T., Gäggeler, H., Ammann, M., and Schneebeli, M. : Measuring the specific surface area of snow with X-ray tomography and gas adsorption : comparison and implications for surface smoothness, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8, 1261–1275, 2008.
- Legagneux, L., Cabanes, A., and Dominé, F. : Measurement of the specific surface area of 176 snow samples using methane adsorption at 77 K, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 107, 2002.
- Lemke, P., Ren, J., Alley, R., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., Fujii, Y., Kaser, G., Mote, P., Thomas, R., et al. : Observations : changes in snow, ice and frozen ground, *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 2007.
- Li, J., Zwally, H. J., and Comiso, J. C. : Ice-sheet elevation changes caused by variations of the firn compaction rate induced by satellite-observed temperature variations (1982–2003), *Annals of Glaciology*, 46, 8–13, 2007.
- Lythe, M. B. and Vaughan, D. G. : BEDMAP : A new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 106, 11 335–11 351, 2001.
- Macelloni, G., Brogioni, M., Pampaloni, P., and Cagnati, A. : Multifrequency microwave emission from the dome-c area on the east antarctic plateau : Temporal and spatial variability, *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 45, 2029–2039, 2007.
- Matzl, M. and Schneebeli, M. : Measuring specific surface area of snow by near-infrared photography, *Journal of Glaciology*, 52, 558–564, 2006.
- Matzl, M. and Schneebeli, M. : Stereological measurement of the specific surface area of seasonal snow types : Comparison to other methods, and implications for mm-scale vertical profiling, *Cold Regions Science and Technology*, 64, 1–8, 2010.
- Picard, G., Le Toan, T., Quegan, S., Caraglio, Y., and Castel, T. : Radiative transfer modeling of cross-polarized backscatter from a pine forest using the discrete ordinate and eigenvalue method, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42, 1720–1730, 2004.
- Picard, G., Brucker, L., Fily, M., Gallée, H., and Krinner, G. : Modeling time series of microwave brightness temperature in Antarctica, *Journal of Glaciology*, 55, 537–551, 2009.
- Picard, G., Brucker, L., Roy, A., Dupont, F., Fily, M., Royer, A., and Harlow, C. : Simulation of the microwave emission of multi-layered snowpacks using the Dense Media Radiative transfer theory : the DMRT-ML model, *Geoscientific Model Development*, 6, 1061–1078, 2013.
- Picard, G., Royer, A., Arnaud, L., and Fily, M. : Influence of meter-scale wind-formed features on the variability of the microwave brightness temperature around Dome C in Antarctica, *The Cryosphere*, 8, 1105–1119, 2014.

- Roy, A., Picard, G., Royer, A., Montpetit, B., Dupont, F., Langlois, A., Derksen, C., and Champollion, N. : Brightness temperature simulations of the Canadian seasonal snowpack driven by measurements of the snow specific surface area, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 51, 4692–4704, 2013.
- Sherjal, I. and Fily, M. : Temporal variations of microwave brightness temperatures over Antarctica, *Annals of Glaciology*, 20, 19–25, doi :10.3189/172756494794587131, 1994.
- Shuman, C. A. and Alley, R. B. : Spatial and temporal characterization of hoar formation in central Greenland using SSM/I brightness temperatures, *Geophysical Research Letters*, 20, 2643–2646, 1993.
- Shuman, C. A., Alley, R. B., and Anandakrishnan, S. : Characterization of a hoar-development episode using SSM/I brightness temperatures in the vicinity of the GISP2 site, Greenland, *Annals of Glaciology*, 17, 183–188, 1993.
- Surdyk, S. : Using microwave brightness temperature to detect short-term surface air temperature changes in Antarctica : An analytical approach, *Remote Sensing of Environment*, 80, 256–271, 2002.
- Tsang, L., Ding, K., and Wen, B. : Dense media radiative transfer theory for dense discrete random media with particles of multiple sizes and permittivities, *Progress in Electromagnetic Research*, 6, 181–225, 1992.
- Tsang, L., Kong, J. A., Ding, K.-H., and Ao, C. O. : *Scattering of Electromagnetic Waves, Numerical Simulations*, Scattering of Electromagnetic Waves, Numerical Simulations, by Leung Tsang, Jin Au Kong, Kung-Hau Ding, Chi On Ao, pp. 736. ISBN 0-471-38800-9. Wiley-VCH, May 2001., p. 736, 2001.
- Turner, J., Overland, J. E., and Walsh, J. E. : An Arctic and Antarctic perspective on recent climate change, *International Journal of Climatology*, 27, 277–293, 2007.

Annexe

```
import os; import pandas as pd;
import numpy as np
import matplotlib.pyplot as plt
from matplotlib.dates import num2date
df =pd.read_csv(os.path.expanduser('~'/Documents/test_data_S2/
temperature_S2_Anthony.csv'), sep = ', ', index_col = 0, parse_dates = False ,
low_memory= False)

df.index = df.index - 365

df.index = num2date(df.index)
df = df.dropna()
df = df.resample('D').mean()
df.index = df.index.strftime('%Y-%m-%d')
df.index = pd.to_datetime(df.index)
df = df.loc[df.index, df.columns[2:22]]
df = df.dropna()

def accumulation(start ,end ,accu_annuelle):
    start = pd.Timestamp(start); end = pd.Timestamp(end)
    accu = ((date-start).total_seconds() / (24 * 60 * 60))*(accu_annuelle/365)
    return(accu)

#accu0 = ((pd.Timestamp('2013-01-01')-pd.Timestamp('2011-12-29')).total_seconds()
/ (24 * 60 * 60))*(6/365)

zfin = np.zeros((len(df.index), len(df.columns)))
dateIndex = 0

for date in df.index:

    prof = np.array(list(df.columns.values), dtype=float)

    if (date >= pd.Timestamp('2011-12-29') and date < pd.Timestamp
('2013-01-01')):
        accu0 = accumulation('2011-12-29', '2013-01-01', 6)
        z = prof-accu0

    elif (date >= pd.Timestamp('2013-01-01') and date < pd.Timestamp
('2014-01-01')):
        accu1 = accumulation('2013-01-01', '2014-01-01', 6)
```

```

z = (prof)-(accu0+accu1)

elif (date >= pd.Timestamp('2014-01-01') and date < pd.Timestamp
('2015-01-01')):
    accu2 = accumulation('2014-01-01','2015-01-01',6)
    z = (prof)-(accu0+accu1+accu2)

elif (date >= pd.Timestamp('2015-01-01') and date < pd.Timestamp
('2016-01-01')):
    accu3 = accumulation('2015-01-01','2016-01-01',6)
    z = (prof)-(accu0+accu1+accu2+accu3)

else:
    accu4 = accumulation('2016-01-01','2017-04-16',6)
    z = (prof)-(accu0+accu1+accu2+accu3+accu4)

for i in range(len(z)):
    zfin[dateIndex,i] = z[i]
    dateIndex += 1

print(zfin)

sonde = pd.DataFrame(data=zfin , index=df.index , columns=['CH'+df.columns] ,
dtype=None)
plt.plot(sonde)
r = pd.concat([sonde, df] , axis=1)

sonde.to_csv(os.path.expanduser('~'/Documents/test_data_S2/prof_S2.csv') ,
sep=',')
df.to_csv(os.path.expanduser('~'/Documents/test_data_S2/temp_S2.csv') ,
sep=',')

```