



HAL
open science

Evolution de la surface de neige sur le plateau Antarctique : observation in situ et satellite

Nicolas Champollion

► **To cite this version:**

Nicolas Champollion. Evolution de la surface de neige sur le plateau Antarctique : observation in situ et satellite. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2013. Français. NNT : 2013GRENU016 . tel-00934480

HAL Id: tel-00934480

<https://theses.hal.science/tel-00934480v1>

Submitted on 22 Jan 2014

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

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

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

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Nicolas Champollion

Thèse dirigée par **Ghislain Picard**
et codirigée par **Michel Fily**

préparée au sein du **Laboratoire de Glaciologie
et de Géophysique de l'Environnement (LGGE)**
et de l'école doctorale **Terre, Univers et Environnement (TUE)**

Évolution de la surface de neige sur le Plateau Antarctique : observation in situ & satellite

Thèse soutenue publiquement le **19 mars 2013**,
devant le jury composé de :

Madame, Frédérique Rémy

Directeur de Recherche, **LEGOS**, Rapporteuse

Madame, Amaelle Landais

Chargé de Recherche, **LSCE**, Rapporteuse

Madame, Florence Naaim

Ingénieur en Chef des Ponts, des Eaux et des Forêts, **IRSTEA**, Examinatrice

Madame, Catherine Prigent

Directeur de Recherche, **LERMA**, Examinatrice

Monsieur, Ghislain Picard

Maître de Conférence, **LGGE**, Directeur de thèse

Monsieur, Michel Fily

Professeur d'université, **LGGE**, Codirecteur de thèse



Résumé

La surface de neige sur le Plateau Antarctique joue un rôle important dans le bilan de masse et d'énergie de surface. Ses caractéristiques dépendent des interactions entre les conditions atmosphériques et le haut du manteau neigeux, à travers notamment les précipitations, la redistribution de neige par le vent et le métamorphisme. L'ensemble des aspects de la surface, i.e. le type de cristaux, la rugosité, la densité, l'albédo ... sont regroupés sous la formule état de surface. L'objectif de cette thèse est l'étude de l'état de surface et de son évolution, en fonction des conditions atmosphériques, à l'aide d'observations in situ et satellite.

L'analyse conjointe d'observations in situ, essentiellement à partir de photographies infrarouges de la surface (développement d'un algorithme examinant la texture des images), et satellite, principalement l'émission micro-onde du manteau neigeux (utilisation du rapport de polarisation sensible à la densité de la neige proche de la surface), a permis de montrer une dynamique rapide de la surface à Dôme C. En particulier, des périodes où le givre recouvre entièrement la surface sont observées et représentent environ 45 % du temps. Cette dynamique est aussi caractérisée par des élévations rapides et importantes de la surface, pouvant être largement supérieures à l'accumulation annuelle moyenne de 8 cm (jusqu'à 20 cm en 2 heures). Le vent est déterminant dans l'évolution de la surface. Plus particulièrement, ces travaux ont montrés l'importance de la direction du vent pour la disparition du givre (perpendiculaire à la direction dominante, i.e. le sud-ouest). Enfin, la corrélation entre présence de givre et rapport de polarisation a permis d'étendre ces résultats sur les 10 années d'observation du satellite et ouvre la voie à la détection des précipitations par télédétection.

La modélisation de l'émission micro-onde à 19 et 37 GHz a ensuite été menée à Dôme C à l'aide d'un modèle de transfert radiatif. Les propriétés physiques du manteau neigeux (taille de grain, densité et température), utilisées en entrée du modèle, ont été mesurées durant la campagne d'été 2010 – 2011. Les résultats des simulations montrent que la densité de la neige proche de la surface est principalement responsable des variations du rapport de polarisation. Cette densité a ainsi été "inversée" à Dôme C sur 10 ans. Elle montre une tendance pluriannuelle à la baisse de $10 \text{ kg m}^{-3} \text{ a}^{-1}$, superposée à un cycle annuel et à des variations journalières / hebdomadaires. La mesure in situ de la densité et l'observation du givre coïncident avec l'évolution de la densité estimée. La tendance pluriannuelle conséquente mérite d'être prise en compte pour l'étude du bilan de masse de surface, les causes probables étant une hausse des précipitations ou une baisse de l'intensité du vent. Suivant une méthodologie similaire, l'évolution de la densité proche de la surface a été déduite pour l'ensemble de l'Antarctique. Les variations spatiales mettent en évidence une tendance claire à la diminution de la densité sur une grande région entre Dôme C et Vostok (environ $2.5 \cdot 10^5 \text{ km}^2$) ainsi qu'une région à l'est de Dôme C où à l'inverse la densité augmente. À plus grande échelle, le rapport de polarisation moyen montre de grandes variations, signatures de la stratification en densité du manteau neigeux.

Mots clés : Antarctique, surface de neige, observation, photographies infrarouges, rapport de polarisation micro-onde, modélisation, densité, givre et vent.

Abstract

The snow surface on the Antarctic Plateau plays an important role to study the surface mass and energy balance. Its characteristics depend on interactions between the atmospheric conditions and the top of the snowpack such as snowfall, snow remobilization by the wind and metamorphism. All the surface characteristics like crystals type, roughness, density, albedo... are rounded up the expression surface state. Objective of this thesis is to study the surface state and its evolution due to the atmospheric conditions, from satellite and in situ observations.

Analyzing together in situ and satellite observations, respectively from infrared pictures of the snow surface (developing an algorithm to study the image texture) and microwave emission of snow (using the polarization ratio that principally depends on the snow density near the surface), showed that the surface quickly evolves at Dome C. Specifically, periods where hoar covers totally the surface are observed and represents around 45% of time. Surface evolution is also characterized by rapid and high increase of the surface height which could be widely higher than the mean annual accumulation of 8 cm (to 20 cm in 2 hours). The wind is essential for the snow surface evolution. Especially, these works showed wind direction changes during the disappearance of hoar crystals (perpendicular to the prevailing direction, i.e. the Southwest). Finally, correlation between presence of hoar on the surface and polarization ratio extended these results for the 10 years of satellite observation. It shows the feasibility to detect precipitation events from passive microwave observation.

Modeling microwave emission at 19 and 37 GHz was performed at Dome C by a radiative transfer model (DMRT-ML). Physical snowpack properties (grain size, density and temperature) used as model inputs were measured during the 2010 – 2011 summer field campaign. Simulations results showed that the snow density near the surface is mainly responsible of the variations of polarization ratio. Surface snow density was thus estimated at Dome C for 10 years. The evolution of the surface density show a multiannual trend of $10 \text{ kg m}^{-3} \text{ a}^{-1}$ decreasing, superimposed by an annual cycle and daily / weekly variations. In situ measurements of density and hoar observation are coincident with the evolutions of estimated density. The substantial multiannual decrease of density should be included in surface mass balance studies because the causes are probably an increase of precipitation or a decrease of wind speed. Similar method was used to deduce the evolution of the near-surface snow density for whole Antarctica. Spatial variations bring out a clear decrease trend of near-surface density over a large area between Dome C and Vostok (around $2.5 \cdot 10^5 \text{ km}^2$) and on the contrary an area in the East of Dome C where density increases. For the whole Antarctic, the mean polarization ratio shows large variations which correspond to variations of the density stratification of the snowpack.

Keywords : Antarctica, snow surface, observation, infrared photographs, microwave polarization ratio, modeling, density, hoar and wind.

SCIENCE SANS CONSCIENCE ÉGALE SCIENCE DE
L'INCONSCIENCE

Mc Solaar. *La concubine de l'hémoglobine*, 1994.

Remerciements

À l’heure d’écrire cette partie personnelle, un peu plus libre que le manuscrit proprement dit, je ne suis plus bien sûr ... plus bien sûr de la façon d’écrire des remerciements simples, originaux et sincères. La seule chose dont je suis sûre c’est que je vais oublier des personnes qui m’ont apporté une aide précieuse durant ces 3 années et demi de travail, involontairement, cela va de soi.

Je ne dérogerai donc pas à la règle en remerciant mon jury de thèse qui a évalué ce travail et m’a ensuite décerné le diplôme de docteur. Merci beaucoup à Frédérique Rémy & Amaëlle Landais, rapportrices de ce manuscrit, et à Catherine Prigent & Florence Naaïm (présidente), examinatrices, d’autant plus que cette évaluation de mon travail est peu reconnue dans le travail de chercheur ... Une pensée supplémentaire à Frédérique quant à l’enthousiasme dont elle m’a fait part sur les travaux sur la densité estimée par satellite.

Un doctorant est à la fois un étudiant et un apprenti-chercheur, sans encadrant ce n’est qu’un étudiant, un étudiant qui essaie de maîtriser les outils et concepts, sans vraiment réussir à comprendre comment se servir des outils pour relier les concepts entre eux. Heureusement, les encadrants de thèse sont là. Dans mon cas, deux personnes m’ont permis de le faire, de construire “une jolie histoire” comme ils diraient, ces deux personnes c’est Ghislain Picard & Michel Fily. Sincèrement merci.

Après cette thèse, je peux aussi confirmer que la recherche en science de la terre ne serait rien sans les mesures sur le terrain et que celles-ci sont aussi complexes et difficiles que le travail théorique. Mais j’ai pu m’en sortir, notamment grâce à Laurent Arnaud, maillon indispensable dans ces travaux de recherche. Je peux associer à Laurent, une autre petite personne que l’on voit peu, qui se cache dans la mezzanine, Éric Lefebvre.

Une pensée pour nos français du Canada, qu’on appelle couramment les Québécois (de Sherbrooke), merci pour notre collaboration passée et peut-être future. Petite dédicace pour un grand bonhomme, merci de voir la vie autrement Bruno.

Bien sûr, durant ces 3 années, de nombreuses personnes de l’ombre permettent de travailler correctement et je ne les oublie pas ... ces personnes ont du courage de supporter le monde de la recherche et les chercheurs! Un grand merci donc. Un remerciement un peu plus affirmé pour Jean Braun, directeur de l’école doctorale, et Christine Bigot, responsable administrative, notamment pour m’avoir soutenu dans la lutte qui continue contre la maladie de Recklinghausen.

Et puis, je voudrais remercier, ou peut-être médire;-), deux personnes grâce à qui j'apprécie aujourd'hui la recherche et plus particulièrement la glaciologie, voire même un peu la chimie de la neige ... Deux personnes que j'ai eu comme enseignant, lors des cours de neige et glace de la licence diffusion des savoirs, pendant l'année universitaire 2005 – 2006. Merci Delphine & Florent.

Dans le même ordre d'idée, je voudrais remercier chaleureusement mon prof d'électricité de ma 2^{ème} année de math / physique à Valence pour m'avoir affirmé que je n'arriverai jamais à faire de la science ... Désolé donc pour la science !

Il est courant, maintenant je me rends compte, que, comme tout le monde, j'ai envie de remercier les personnes qui rendent ces trois années bien plus que simplement du travail : l'équipe de foot du LGGE, notamment pour notre victoire du tournoi interlabo en 2012, Julie pour avoir supportée mon humour particulier, Florent pour l'avoir remplacé;-), Quentin pour mettre en avant mon ancienneté, Isa pour boire à peu près autant de café que moi, Julien pour boire à peu près autant de bière que moi, Alexandre pour avoir vécu des chose similaires aux miennes, Romain & Julie pour accepter de jouer à 7 wonders, sachant pertinemment qui sera le vainqueur !, Tomtom pour m'avoir embringué dans le frisbee et les après-midis qui démarrent sans trop qu'on sache pourquoi, Lulu pour me montrer qu'il peut y avoir plus têtue que moi, l'équipe de foot dribble & goal rien que pour le nom d'équipe choisit, Ben et Léon pour parler érotisme pendant la pétanque, la personne qui m'a dit un jour que la thèse est un bouleversement professionnel et personnel (eh bien c'est vrai !), Joris, Antoine, Olivier et les autres ...

Merci aux amis lointains mais précieux, Anne l'or, Lionel, Jonathan, Aurore, Salomé (courage) et Étienne (toujours à fond quand on parle de neige!).

Un immense merci à ma famille, en particulier à mes parents, ma mère pour ces quelques larmes au téléphone après ma soutenance et mon père pour ces longues discussions sur l'acceptation de notre maladie ainsi qu'à Cédric juste pour toujours être mon grand frère ... Merci Yannick de croire en moi de loin.

Enfin, merci à toutes les personnes qui ont participé à ces 3 années et demi, ne serait-ce que pour un café, une cigarette, une discussion dans le couloir ... Sans oublier Valjouffrey pour m'offrir un lieu où tout oublier ... Je voudrais ne pas oublier de féliciter ma ténacité, mon indépendance et ma débrouillardise dans cette thèse ... malheureusement mes parents, mon entourage proche et mes encadrants en sont grandement responsables. Et si je devais la refaire, je la referai. Bon, pour des remerciements courts, c'est gagné ! Merci !

Merci infiniment à la fille qui habite chez moi ...

Table des matières

Introduction générale	1
1 Télédétection spatiale sur le Plateau Antarctique	11
1.1 Introduction	13
1.2 Radiométrie micro-onde	15
1.2.1 Le radiomètre AMSR-E	15
1.2.2 Influence de l'angle d'incidence	16
1.2.3 Rapport de polarisation micro-onde	18
1.2.4 Influence de l'atmosphère	19
1.3 Modélisation de l'émission micro-onde de la neige	21
1.3.1 Présentation	21
1.3.2 Le modèle DMRT-ML	22
1.3.3 Une étude de cas : le manteau neigeux homogène	24
1.4 Spectrométrie visible & infrarouge	30
1.5 Conclusion	32
2 Caractérisation physique du manteau neigeux	35
2.1 Introduction	37
2.2 La surface spécifique de la neige	39
2.2.1 Problématique & état de l'art	39
2.2.2 Instruments POSSSUM & ASSSAP : description	43
2.2.3 Instruments POSSSUM & ASSSAP : validation & intercomparaison avec d'autres méthodes	51
2.2.4 Le cas particulier de la surface	56
2.3 La densité de la neige	60
2.3.1 Problématique & état de l'art	60
2.3.2 La densité de la neige proche de la surface	63
2.3.3 La densité du givre présent sur la surface	66
2.4 La température du manteau neigeux	68
2.5 La stratigraphie du manteau neigeux	70
2.6 Conclusion	72

3	Observation in situ de l'état de surface	75
3.1	Introduction	77
3.2	La photographie infrarouge de la surface de neige	78
3.2.1	Un nouveau dispositif expérimental : enjeux & description	78
3.2.2	Le givre présent sur la surface	81
3.2.3	Les reliefs de surface	83
3.3	La hauteur de la surface de neige	85
3.3.1	Problématique & lien avec l'accumulation de neige	85
3.3.2	Mesure à partir des photos de la surface	85
3.3.3	Mesure à l'aide d'un capteur à ultrason	87
3.4	L'albédo de la surface de neige	89
3.4.1	Définition & problématique	89
3.4.2	Détermination à partir des propriétés physiques de la neige	90
3.4.3	Détermination à partir des flux radiatifs	91
3.5	Conclusion	92
4	Étude de l'état de surface à Dôme C pendant l'été austral 2010 – 2011	95
4.1	Introduction & campagne de mesure	97
4.2	Évolution de l'état de surface lors de la campagne de terrain	98
4.2.1	Observation des conditions atmosphériques	99
4.2.2	Observation de l'état de surface	100
4.2.3	Évolution de la surface de neige	104
4.3	Influence de l'état de surface sur l'albédo	105
4.3.1	Comparaison avec des observations satellite	105
4.3.2	Comparaison avec des observations in situ	106
4.4	Modélisation du rapport de polarisation	108
4.4.1	Observation des propriétés physiques du manteau neigeux	108
4.4.2	Approche « statique » de modélisation	111
4.4.3	Approche « dynamique » de modélisation	113
4.5	Conclusion & perspectives	116
5	Évolution de la surface de neige à Dôme C	119
5.1	Problématique	121
5.2	Le givre présent sur la surface	121
5.2.1	Résumé étendu de l'étude	121
5.2.2	Article « Hoar crystal development and disappearance observed at Dome C, Antarctica : observation by in-situ near-infrared photography and passive microwave satellite », Champollion et al., 2013	122
5.2.3	Conclusion & perspectives	142
5.2.4	Études complémentaires	144
5.3	La hauteur de la surface	148
5.3.1	Caractéristiques générales	148
5.3.2	Évolution rapide lors de la formation & de la disparition des cristaux de givre	150
5.3.3	Évolution rapide liée à la formation de reliefs sur la surface	152
5.4	Le rapport de polarisation micro-onde	155
5.5	Conclusion & perspectives	160

6	Évolution de la densité de la neige proche de la surface à Dôme C	163
6.1	Problématique	165
6.2	Approche de modélisation	165
6.3	Données & méthodes	167
6.3.1	Les observations micro-ondes passives	167
6.3.2	Les propriétés physiques du manteau neigeux	167
6.3.3	Les observations de l'état de surface	169
6.3.4	Le modèle de transfert radiatif	169
6.4	Modélisation directe de l'émission micro-onde de la neige	169
6.5	Sensibilité du rapport de polarisation aux propriétés physiques de la première couche de neige	172
6.6	Estimation de la densité de la première couche de neige	175
6.6.1	Période avec mesures de température du manteau neigeux (2007 – 2011)	175
6.6.2	Dix années d'évolution de la densité proche de la surface	177
6.7	Conclusion & perspectives	182
7	Variation spatiale de la densité proche de la surface sur le Plateau Antarctique	185
7.1	Problématique	187
7.2	Représentativité du rapport de polarisation observé à Dôme C	187
7.3	Variation spatiale du rapport de polarisation moyen	189
7.4	Évolution spatio-temporelle de la densité de la neige proche de la surface	191
7.4.1	Sur l'ensemble du continent Antarctique	191
7.4.2	Sur la région autour de Dôme C	192
7.5	Conclusion & perspectives	194
	Conclusion générale & perspectives de la thèse	197
	Références bibliographiques	203
	Liste des figures	221
	Liste des tableaux	227
	Glossaire des principaux termes	229
	Liste des abréviations	235
	Liste des symboles	239

Annexes	243
A Cartes de l'Antarctique	243
B Site d'étude principal : Dôme C	247
C Éléments de la théorie du transfert radiatif	251
C.1 L'émission thermique naturelle	251
C.1.1 Le corps noir	252
C.1.2 La neige	253
C.2 L'équation du transfert radiatif	254
D Caractéristiques physiques du manteau neigeux Alpin, Arctique & Antarctique	259
E Mesure de l'accumulation de neige par un réseau de balises	261
F Article : « Instruments and Methods. Measurement of vertical profiles of snow specific surface area with a 1 cm resolution using infrared re- flectance : instrument description and validation »	265
G Article : « Instruments and Methods. New shortwave infrared albedo measurements for snow specific surface area retrieval »	281

Notes au lecteur

Sur la rédaction du manuscrit

Certaines expressions, couramment utilisées dans ce manuscrit, sont abrégées après avoir été définie lors de leur première occurrence dans le texte. Par ailleurs, les termes « id est », « c'est-à-dire » et « par exemple » sont respectivement abrégés « i.e. », « c.-à-d. » et « p.e. ».

L'utilisation du mot satellite comme substantif est sujette à caution. Quatre formes : image satellite, image-satellite, image satellitaire et image satellitale, sont fréquemment trouvées dans la langue française, ces quatre formes étant correctes en français. La commission ministérielle de terminologie de la télédétection aérospatiale statuait en 1997 sur l'utilisation des termes image-satellite et image satellitale alors que l'académie française plébiscitait les termes image satellite et image satellitaire. Parce que les sens que donnent les suffixes -al et -aire au mot satellite ne sont pas consensuels et que le terme image-satellite serait plus une variante graphique, le terme image satellite et ses dérivées (photographie satellite, ...) seront utilisés dans ce manuscrit. Cette forme est d'ailleurs la plus répandue et la plus implantée. Par ailleurs, l'apposition satellite demeure invariable (voir la page web <http://www.quebecgeographique.gouv.qc.ca/approfondir/bibliotheque/geoinfo/geoinfo-juillet-2007.asp> pour plus de précisions). Le mot radar est un néologisme, issu de l'abréviation de **RA**dio **D**etection **A**nd **R**anging, et sera utilisé de la même manière que le mot satellite.

Dernières notes de français, le genre de l'article des acronymes empruntés à l'anglais est celui qu'aurait en français le mot déterminant de la dénomination anglaise (voir la page web <http://www.justice.gc.ca/fra/min-dept/pub/legis/mr-rm/part4/sigle-abbr.html>). Ainsi, l'article devant l'abréviation PR, pour le terme anglais **P**olarisation **R**atio, sera donc masculin. De plus, les anglicismes seront écrits en italique, sauf pour les noms d'organisation, d'instrument et de modèle.

Enfin, une table des matières partielle est insérée au début des 7 chapitres qui composent ce manuscrit. L'objectif précis de chaque chapitre est clairement défini en début de chapitre. Une liste des figures et des tableaux, ainsi qu'une liste des symboles, des acronymes et un glossaire des principaux termes de la thèse, complètent ce manuscrit. Pour finir, la source des photos, ainsi que l'auteur des mesures, sont spécifiés dans la légende des figures.

Sur les travaux de recherche

Cette deuxième partie de note précise les contributions respectives à ces travaux de thèse de mes encadrants de thèse, des personnes de l'équipe climat du LGGE et des collaborations externes. Inversement, une partie des travaux réalisés par l'auteur n'est pas décrite.

Données satellite & atmosphériques. Les données satellite ([AMSR-E](#) et [MODIS](#)) et des réanalyses (ERA-Interim) ont été extraites par Ghislain Picard et les données des conditions atmosphériques in situ ([AWS](#)) et des flux radiatifs ([WRMC-BSRN](#)) par l’auteur.

Campagne de terrain & données sur la neige. La campagne de terrain à Dôme C en 2010 – 2011 a été réalisée par l’auteur. Les données recueillies sur la neige sont complétées par les campagnes de terrain 2009 – 2010 et 2011 – 2012, effectuées essentiellement par Laurent Arnaud ([LGGE](#)) et Ghislain Picard, avec l’aide d’Éric Lefebvre ([LGGE](#)), et occasionnellement de Philippe Possenti et Delphine Six du [LGGE](#). Les mesures de densité durant l’hiver à Dôme C ont été réalisées par Sylvain Lafont et Ilann Bourgeois, tous les deux hivernants [CESOA](#). Les données de consommation de fuel de la base Concordia ont été fournies par l’[IPEV](#). Enfin, les mesures issues du disdromètre et des réseaux de balise ont été menées par Christophe Genthon ([LGGE](#)) et Delphine Six, avec l’aide d’Alexandre Trouvilliez, Cyril Palerme et Ambroise Duffour du [LGGE](#).

Les mesures de SSA à Summit au Groenland ont été acquises par Florent Dominé (Takuvik International Laboratory, Canada) et Carlo Carmagnola ([CEN](#)), celles de La Grave par Florent Dominé, Jean-Charles Gallet (Norwegian Polar Institute, Norvège), Frédéric Flin et Bernard Lesaffre du [CEN](#), Ghislain Picard, Laurent Arnaud et Nicolas Champollion. Les travaux en cours d’intercomparaison des méthodes de mesure de la surface spécifique de la neige, auxquels l’auteur participe, sont que rapidement abordés lors de la validation des mesures issues de [POSSSUM](#) et [ASSSAP](#).

Enfin, la campagne de terrain réalisée à Churchill au Canada, avec la collaboration de Alain Royer, Alexandre Roy, Alexandre Langlois, Patrick Cliché et Benoît Montpetit du [CARTEL](#), Canada, n’est pas présentée dans ce manuscrit. Les missions Alpine ou les expériences en chambre froide pour le développement instrumental ont été effectués en collaboration avec le [CEN](#), notamment avec Samuel Morin, Frédéric Flin, Bernard Lesaffre et Yves Lejeune.

Développement instrumental. Les instruments [POSSSUM](#) et [ASSSAP](#) ont été construits par Laurent Arnaud, Ghislain Picard et Éric Lefebvre. Leur développement et validation ont été effectués lors de ces travaux de thèse, avec l’aide des trois personnes précédentes. La validation de [POSSSUM](#) avait cependant commencé durant le stage de master recherche de l’auteur. Le dispositif expérimental [PAuto](#) a été construit et déployé à Dôme C par les trois mêmes personnes. Enfin, la grappe de température et la [SR-50](#) ont été installées par Laurent Arnaud et Éric Lefebvre.

Modèle numérique. Le modèle [DMRT-ML](#) a été essentiellement développé par Ghislain Picard. Des améliorations ont été réalisées par Ludovic Brucker (Cryospheric Sciences Lab., [NASA GSFC](#), États-Unis), Florent Dupont ([LGGE](#)), Alexandre Roy et l’auteur. La modélisation numérique est inspirée de l’étude de [Brucker et al. \(2011\)](#).

Travaux de recherche. L’ensemble du traitement des données, ainsi que leur exploitation, ont été effectués par l’auteur, sous les conseils de Ghislain Picard et Michel Fily, avec l’aide de Laurent Arnaud, notamment pour l’extraction de la hauteur de la surface à partir des photos infrarouges. Des travaux préliminaires sur la détection des précipitations à Dôme C et sur l’étude du signal altimétrique ne sont pas décrits.

Introduction générale

Le climat et la cryosphère

Le **climat** de la terre a connu un réchauffement de sa température globale et moyenne de surface de $0.74\text{ °C} \pm 0.18\text{ °C}$ au cours du XX^{ème} siècle (entre 1906 et 2005, [Trenberth et al., 2007](#)), et ce réchauffement devrait être encore plus marqué au cours des cent prochaines années, la valeur la plus probable étant de $+3\text{ °C}$ pour la période 2090 – 2099 par rapport à la période 1980 – 1999 ([Meehl et al., 2007](#)). Le système climatique est constitué de cinq grandes composantes : l’atmosphère, l’hydrosphère, la cryosphère, la biosphère et la lithosphère. Le climat est alors le résultat de sa dynamique interne, régie par les interactions entre ses composantes et les processus intra-composantes, sous l’influence de forçages externes, notamment les variations des paramètres de l’orbite terrestre autour du soleil, les éruptions volcaniques et les émissions anthropiques de gaz à effet de serre ([Forster et al., 2007](#); [Jansen et al., 2007](#)). Les interactions s’effectuent sous forme d’échange d’énergie et / ou de matière, à différentes échelles de temps. L’échelle caractéristique des échanges de carbone entre la lithosphère et l’atmosphère est par exemple de plusieurs millions d’années, alors qu’elle varie entre quelques jours et quelques dizaines d’années entre l’atmosphère et la biosphère ([Denman et al., 2007](#)).

La **cryosphère** se compose principalement des calottes polaires et de la glace de mer, des glaciers de montagne, du pergélisol et de la neige saisonnière (voir la figure [A](#)). En fonction de la partie de la cryosphère considérée, l’influence de celle-ci sur le climat se produit à diverses échelles de temps. Les calottes polaires possèdent par exemple une grande inertie thermique et dynamique ([Lemke et al., 2007](#)) alors que les échanges thermiques sont rapides entre la neige saisonnière et l’atmosphère. La **neige** réfléchit plus de 80% du rayonnement solaire incident et recouvre presque 50% des terres émergées de l’hémisphère nord à son maximum en janvier ([Lemke et al., 2007](#)). Ainsi, la couverture neigeuse saisonnière et son évolution future est essentielle pour le bilan d’énergie de surface et possède donc une grande influence sur la température de l’air ([Lemke et al., 2007](#)).

Sous l’effet du réchauffement climatique, la quantité de glace pérenne, essentiellement les glaciers de montagne et les calottes glaciaires continentales, dans une moindre mesure les calottes polaires de l’Antarctique et du Groenland, diminue et entraîne une élévation du niveau moyen des mers sur l’ensemble du globe ([Lemke et al., 2007](#); [Bindoff et al., 2007](#); [Hegerl et al., 2007](#)). Au cours du XX^{ème}, l’élévation moyenne du niveau des mers a été de $1.7 \pm 0.5\text{ mm}$ par an ([Bindoff et al., 2007](#)) et, comme pour l’augmentation de température, elle devrait s’accélérer au cours du siècle à venir, la valeur centrale des estimations étant de $+3.8\text{ mm}$ par an pour la période 2090 - 2099 ([Meehl et al., 2007](#)).

L'apport d'eau douce issue de la cryosphère a contribué pour environ 40% à l'élévation du niveau des mers observée durant le dernier siècle (Bindoff et al., 2007), le reste étant dû à la dilatation thermique des océans, alors qu'une part importante reste non attribuée (Bindoff et al., 2007; Cazenave and Remy, 2011; Meyssignac and Cazenave, 2012).

Importance de l'Antarctique

Dans ce contexte d'élévation du niveau moyen des mers, lié au réchauffement du climat de la Terre, l'étude de l'Antarctique et de son évolution apparaît essentielle. En effet, la calotte polaire Antarctique contient environ $30 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ de glace (Turner et al., 2009), ce qui représente à elle seule une élévation potentielle du niveau moyen des océans d'environ 57 m. Durant la période 1993 – 2003, la part attribuée à l'Antarctique dans l'élévation du niveau des mers a été comprise entre -0.14 mm et $+0.55 \text{ mm}$ par an (Lemke et al., 2007). Pour ce qui est du siècle à venir, l'Antarctique pourrait avoir une influence nulle sur le niveau moyen des océans, à cause de l'augmentation des précipitations neigeuses en Antarctique de l'est, conjointe au réchauffement (Meehl et al., 2007). Cette estimation est cependant incertaine pour deux raisons principales : (1) les incertitudes sur l'évolution des températures et des précipitations, notamment dues à la difficulté de quantification des précipitations sur le Plateau Antarctique ; (2) l'accélération possible de l'écoulement de la calotte et des glaciers émissaires en Antarctique de l'ouest et sur la Péninsule Antarctique (Meehl et al., 2007; Christensen et al., 2007). Le volume de glace de l'Antarctique contribuant au niveau des mers se calcule en effectuant le bilan de masse de la calotte, qui est la différence entre le bilan de masse de surface, le ruissellement et les flux de glace vers l'océan. Le bilan de masse de surface inclut les précipitations (solides ou liquides), le transport de neige par le vent hors de la calotte, la fonte et la condensation solide / sublimation en surface (Vaughan et al., 1999; Arthern et al., 2006; Rémy and Frezzotti, 2006; Van de Berg et al., 2006; Wingham et al., 2006; Favier et al., 2012). Ainsi, une faible évolution positive ou négative du bilan de masse de la calotte polaire Antarctique peut atténuer ou, au contraire, accentuer l'augmentation future du niveau des mers, lui conférant une importance de premier ordre. Une étude récente a montré que la perte de masse de l'Antarctique, au cours des vingt dernières années, s'est accélérée trois fois plus rapidement que celle des glaciers et calottes continentales (Rignot et al., 2011).

Le continent Antarctique (voir l'annexe A) participe aussi au système climatique via des transferts d'énergie avec l'atmosphère. Sa superficie est d'environ $14 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, ce qui représente environ un tiers des terres émergées de l'hémisphère sud, et la glace de mer qui l'entoure peut couvrir $20 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ lors de son extension maximale (Turner et al., 2009). En comparaison, l'extension maximale de la glace de mer en Arctique est d'environ $15 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (Meier et al., 2007). Ainsi, du fait que la neige et la glace de mer réfléchissent une grande partie du rayonnement solaire incident, entre 2 et 4 fois plus que l'océan ou les surfaces terrestres, leur présence influence grandement les échanges d'énergie avec l'atmosphère. Le bilan d'énergie de surface quantifie ces échanges d'énergie. Ce bilan est la somme des flux d'énergie à travers l'interface entre l'atmosphère et le sol : le rayonnement solaire incident, absorbé ou réfléchi par la surface, le rayonnement émis par la surface, les flux de chaleur sensible et latente, et la diffusion thermique (Eisen et al., 2008; Favier et al., 2011). La compréhension et la caractérisation du climat actuel de l'Antarctique est donc nécessaire, notamment pour prévoir avec de faibles incertitudes l'évolution de son bilan de masse.

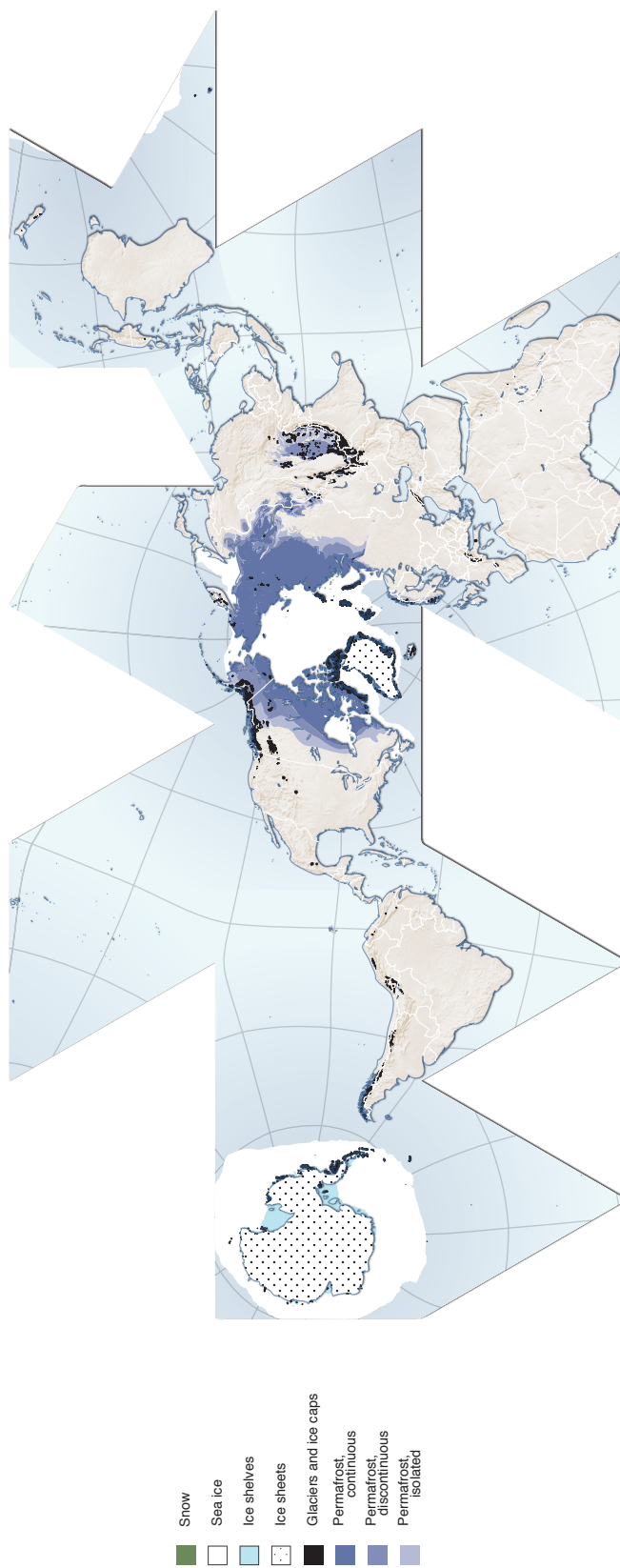


FIGURE A – Planisphère représentant les principales composantes de la cryosphère.
Source : http://www.grida.no/graphicslib/detail/the-cryosphere-world-map_e290, Hugo Ahlenius, UNEP/GRID-Arendal.

Observation du climat de l'Antarctique

La caractérisation du climat s'effectue par l'**observation** de ses conditions météorologiques moyennes sur une longue période temporelle, supérieure à trente ans selon l'organisation météorologique mondiale (OMM, 2009). La température, l'humidité, les **précipitations**, la pression et la vitesse et direction du **vent**, sont les principales grandeurs météorologiques de surface nécessaires pour définir le climat. Leur observation s'effectue à l'aide de mesures in situ et d'observations issues de la télédétection spatiale. Les modèles atmosphériques et climatiques, incluant les réanalyses météorologiques, contribuent aussi à la détermination de ces variables.

En Antarctique, les grandeurs « climatiques » sont généralement observées par les stations météorologiques automatiques, fournissant des mesures directes et souvent précises de ces grandeurs, à l'exception notable des précipitations¹. En effet, la quantification automatique des précipitations neigeuses est toujours problématique en Antarctique (Frezzotti et al., 2004; Bindenschadler et al., 2005; Eisen et al., 2008; Bellot et al., 2011). Les séries temporelles issues des stations automatiques possèdent de plus des lacunes et la précision des mesures est généralement diminuée en Antarctique où le froid et / ou le vent peuvent être extrêmes. Cependant, l'inconvénient majeur réside dans le faible nombre de stations de mesure, ainsi que dans la représentativité locale des observations issues d'une unique station. En Antarctique, l'université du Wisconsin recense environ 67 stations météorologiques automatiques pour une étendue d'environ $14 \cdot 10^6$ km² et les stations sont localisées principalement sur la côte et le long des « routes » entre les différentes bases du continent (voir la figure B). À titre de comparaison, si la même densité de station était présente en France, de l'ordre de 1 station pour 200000 km², nous aurions entre 2 et 3 stations pour l'ensemble de la France, alors que les modèles de Météo France possèdent par exemple une résolution spatiale comprise entre 2.5×2.5 et 15×15 km.

Les modèles de circulation générale de l'atmosphère permettent en partie de pallier le manque d'observation. Ils offrent en effet une résolution temporelle (entre 3 et 6 heures) et une résolution spatiale (pouvant aller jusqu'à 40×40 km) suffisante pour l'étude du climat de l'Antarctique. Néanmoins, les observations in situ sont nécessaires pour la validation et la paramétrisation des modèles, ainsi que pour l'assimilation de données dans le cas de réanalyses.

Apport de la télédétection spatiale

La **télédétection spatiale** est un outil d'observation adapté pour l'étude climatique de la cryosphère, en regard de l'observation in situ. Elle offre en effet une couverture globale, avec une résolution spatiale allant de quelques mètres à la dizaine de kilomètre, en fonction du type d'instrument, et une résolution temporelle le plus souvent inférieure ou égale à la journée pour l'Antarctique. La résolution temporelle dépend du capteur et de l'orbite du satellite.

1. Les précipitations ne sont en général pas mesurées. Depuis 2 - 3 ans cependant, certaines stations mesurent la hauteur de la surface, permettant ainsi de détecter les précipitations neigeuses une fois déposées au sol.

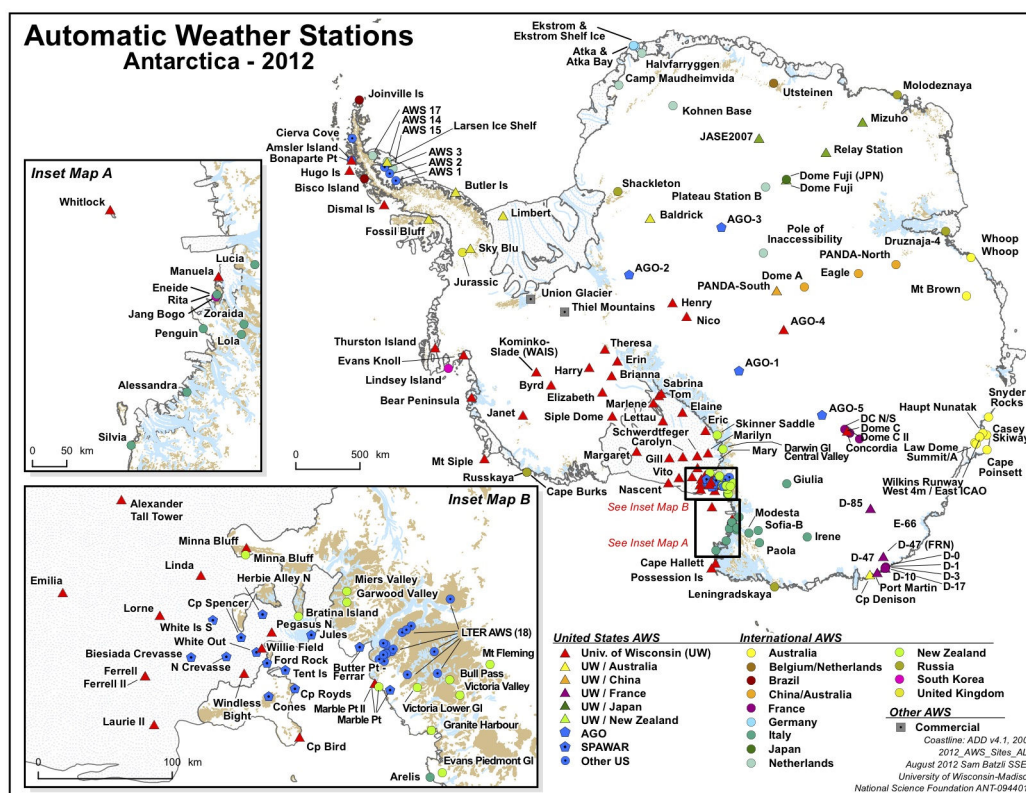


FIGURE B – Localisation des stations automatiques de mesure des conditions atmosphériques en Antarctique. Source : <http://amrc.ssec.wisc.edu/aws/>, AMRC, SSEC, UW-Madison.

Pour une orbite quasi-polaire par exemple, en dehors d'un disque autour des pôles non visible, un même lieu du continent Antarctique peut être observé jusqu'à une dizaine de fois par jour. La difficulté principale de l'observation satellite réside dans le lien souvent complexe entre la grandeur mesurée par le capteur et la variable météorologique que l'on souhaite observer.

La télédétection spatiale vise généralement à mesurer le rayonnement électromagnétique atteignant un satellite. Si le satellite mesure l'énergie émise ou réfléchiée par la surface, puis transmise à travers l'atmosphère, le système est alors dit passif. Au contraire, si le satellite mesure la proportion de l'énergie émise par le satellite qui est réfléchiée par la surface, le système est alors appelé actif. Certains systèmes actifs mesurent aussi le temps aller-retour du signal entre le satellite et la surface, et permettent ainsi d'effectuer des mesures altimétriques. La longueur d'onde du rayonnement mesuré caractérise l'instrument embarqué sur le satellite. Les longueurs d'onde de l'infrarouge thermique, comprises entre $3 \mu\text{m}$ et $15 \mu\text{m}$, permettent par exemple une estimation de la température de surface du manteau neigeux (Comiso, 2000; Shuman and Comiso, 2002). Cependant, l'influence de l'atmosphère et de l'ensoleillement dégrade la précision de cette température, et l'opacité des nuages dans l'infrarouge ne permet son estimation que par ciel dégagé. Le rayonnement micro-onde quant à lui, avec une longueur d'onde comprise entre 0.1 cm et 30 cm , est généralement beaucoup moins sensible à l'atmosphère, offrant ainsi une meilleure régularité et continuité temporelle (Mätzler, 2006).

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'infrarouge thermique. Typiquement, sur les calottes polaires, l'émission micro-onde provient de quelques dizaines de centimètres jusqu'à une centaine de mètres de profondeur (Zwally, 1977; Surdyk, 2002a). Par conséquent, l'observation satellite dans le domaine des micro-ondes contient ainsi des informations de volume sur le manteau neigeux.

Objectif de la thèse

Dans le contexte de réchauffement climatique et d'élévation du niveau des mers, la compréhension et la détermination du bilan d'énergie et de masse de surface de l'Antarctique est importante. En particulier, compte tenu de la possible modération de la diminution du bilan de masse par l'augmentation des précipitations neigeuses en Antarctique de l'est, leur observation est essentielle. Cependant, la mesure in situ des précipitations est difficile, notamment sur le Plateau Antarctique. La télédétection spatiale est un outil permettant de les étudier, à travers une modification du signal émis ou réfléchi par le dépôt de neige fraîche en surface. Néanmoins, l'influence des précipitations sur la mesure satellite est complexe, en particulier parce que de nombreux autres processus physiques affectent la surface, comme la formation de givre sur la surface, le transport et la compaction de neige par le vent, ... (voir la figure C) L'ensemble de ces processus gouvernent ce qui sera appelé « état de surface » dans ce manuscrit.

L'état de surface est une formule qui recouvre divers aspects de la surface : la présence de cristaux de givre², de grains de neige fraîche, de grains ayant subi l'action du vent ... sur la surface ; la rugosité à différentes échelles, allant de la taille des grains de neige à celle de congères ; les propriétés physiques des premiers centimètres de neige, la densité par exemple, ainsi que les flux d'énergie et de moment, en particulier à travers l'albédo et la longueur de rugosité aérodynamique. Malgré une définition floue et une observation délicate, l'état de surface joue un rôle important pour le bilan d'énergie et de masse de surface ; il dépend essentiellement des conditions atmosphériques, bien que leurs relations soient pour l'instant mal comprises et souvent que partiellement établies.

L'objectif général de cette thèse est l'étude de l'état de surface, en lien avec les conditions atmosphériques, dans le contexte du bilan de masse et d'énergie de surface du Plateau Antarctique.

La caractérisation et l'évolution de l'état de surface sont appréhendées à travers l'analyse conjointe des observations satellite dans le domaine des micro-ondes, des observations in situ de la surface et des observations météorologiques associées. L'étude est principalement menée à Dôme C (75°06'S, 123°21'E) en Antarctique de l'Est.

2. Dans l'ensemble du manuscrit, le givre de surface (Shuman et al., 1993) sera désigné par les termes cristaux de givre ou simplement givre, puisque la nature de ces cristaux n'est pas clairement identifiée et ne correspond pas exactement à du *surface hoar* (Fierz et al., 2009).

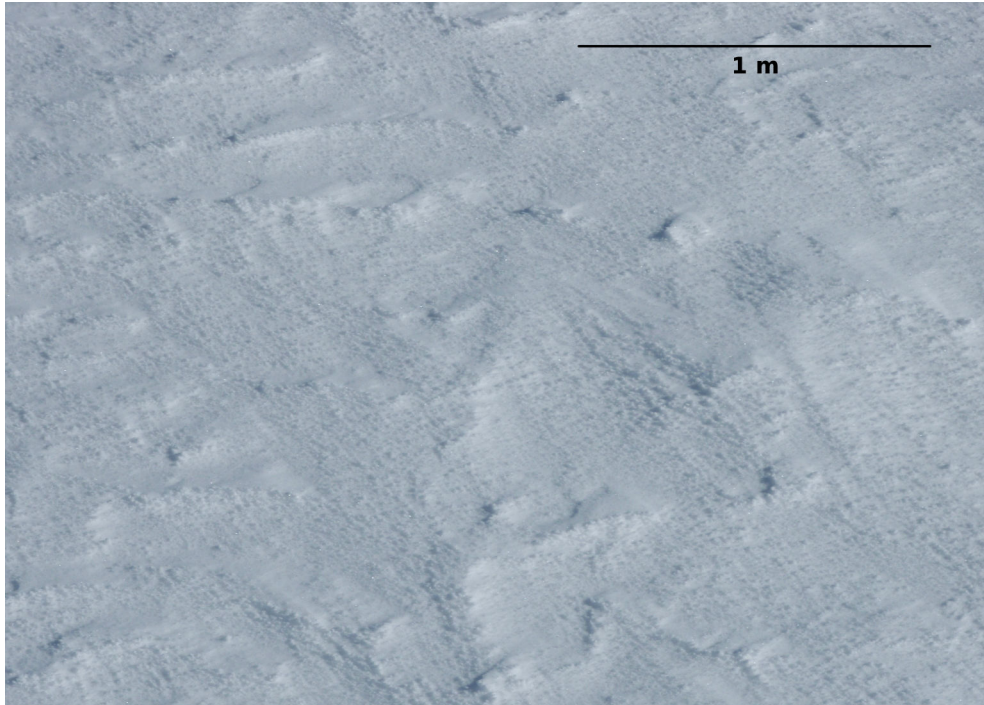


FIGURE C – Surface de neige à Dôme C sur le Plateau Antarctique. Son état de surface est par exemple caractérisé par la présence de givre sur la surface et une rugosité de quelques centimètres de haut pour une dizaine de centimètres de long.

Téledétection micro-onde passive. Elle correspond à la mesure de l'émission d'ondes centimétriques par le manteau neigeux, se propageant ensuite à travers l'atmosphère jusqu'au satellite. Évoqué plus haut, l'état de surface influence la propagation du rayonnement électromagnétique, notamment la polarisation horizontale du rayonnement³. Le signal micro-onde contient ainsi des informations sur la surface de neige. Les travaux de cette thèse consistent à comprendre l'état de surface responsable de l'émission micro-onde et à quantifier leurs relations par la **modélisation** de l'émission micro-onde, en particulier les différences entre les polarisations, à partir des propriétés physiques du manteau neigeux et de l'état de surface.

Observation in situ de l'état de surface. Elle consiste à suivre directement sur le terrain et en continu les différents aspects que recouvrent la notion d'état de surface. Ce suivi est principalement effectué par la prise automatique et toutes les heures de photographies infrarouges de la surface de neige. Les travaux de cette thèse consistent à extraire des informations sur l'état de surface, à partir de ces photographies, et ensuite à comprendre l'évolution de l'état de surface en fonction des conditions atmosphériques.

3. La notion de polarisation est expliquée dans le premier chapitre du manuscrit.

Observation des conditions atmosphériques. Deux sources de données des conditions météorologiques sont utilisées dans ce manuscrit : (1) les données d’observation in situ à partir des stations automatiques dont la résolution temporelle est de 10 minutes (Weidner, 1985; Turner et al., 2003); (2) les données de réanalyse de l’organisation European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (Uppala et al., 2005; Dee and al., 2011), dont les résolutions spatiales et temporelles sont respectivement de $1^\circ / 1^\circ$ de latitude / longitude et de 6 heures. Les travaux de cette thèse consistent à corrélérer ces observations atmosphériques avec l’état de surface, afin de comprendre les processus physiques responsables de son évolution.

Site d’étude principal : Dôme C. L’ensemble des observations (satellite, in situ et atmosphérique) concernent principalement Dôme C sur le Plateau Antarctique. Ce lieu est caractérisé par un climat très froid et très sec, avec une faible intensité de vent. La température moyenne de l’air à 2 m est en effet de 218.5 K (environ -55°C) pour la période 1996 – 2011 (Saunders et al., 2009), l’accumulation annuelle moyenne de neige est d’environ $30\text{ kg m}^{-3}\text{ a}^{-1}$ (Frezzotti et al., 2004; Arthern et al., 2006) et l’intensité moyenne de vent est de 2.9 m s^{-1} , dont la direction d’origine est principalement le sud-ouest (Saunders et al., 2009; Genthon et al., 2010)⁴. Ces caractéristiques climatiques, semblables sur une grande région du Plateau Antarctique (Van de Berg et al., 2005; Turner et al., 2009), sont responsables de la difficulté d’observation in situ et du peu de connaissance sur l’état de surface.

Présentation du manuscrit

Ce manuscrit commence par exposer les prérequis de télédétection spatiale nécessaire à la compréhension et la modélisation du signal satellite micro-onde (chapitre 1), à travers la description de l’instrument Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth observing system et du modèle Dense Media Radiative Transfer theory Multi-Layer, utilisés durant ces travaux, en se focalisant sur l’écart entre les polarisations du rayonnement électromagnétique. Les deux chapitres suivants (chapitres 2 et 3) présentent l’ensemble des méthodes développées et / ou utilisées pour caractériser le manteau neigeux, spécialement pour la taille des grains de neige, la densité et l’état de surface (la présence de givre sur la surface en particulier), permettant ainsi de suivre l’évolution de la surface et de modéliser l’émission micro-onde. L’étude conjointe des observations satellite et in situ, qui a permis de caractériser l’état de surface durant une campagne de mesure à Dôme C lors de l’été austral 2010 – 2011 et de suivre son évolution durant les dix dernières années, en particulier la disparition du givre à cause du vent, est ensuite décrite (chapitres 4 et 5). Le chapitre suivant (chapitre 6) explique comment la modélisation de l’émission micro-onde, particulièrement la différence entre les polarisations, est utilisée pour étudier et quantifier la relation entre l’état de surface, à travers la variation des propriétés physiques de la première couche de neige, et les mesures satellite. Enfin, la variation spatiale de la densité de la neige proche de la surface, qui a pu être estimée grâce à l’étude de modélisation du rapport de polarisation, est rapidement étudiée (chapitre 7).

4. Une description détaillée du site et de son climat est présentée dans l’annexe B.

Chapitre 1

Téledétection spatiale sur le Plateau Antarctique

1.1	Introduction	13
1.2	Radiométrie micro-onde	15
1.2.1	Le radiomètre AMSR-E	15
1.2.2	Influence de l'angle d'incidence	16
1.2.3	Rapport de polarisation micro-onde	18
1.2.4	Influence de l'atmosphère	19
1.3	Modélisation de l'émission micro-onde de la neige	21
1.3.1	Présentation	21
1.3.2	Le modèle DMRT-ML	22
1.3.3	Une étude de cas : le manteau neigeux homogène	24
1.4	Spectrométrie visible & infrarouge	30
1.5	Conclusion	32

1.1 Introduction

La télédétection spatiale est l'observation de la Terre depuis l'espace, généralement à partir de la mesure du **rayonnement électromagnétique (REM)** atteignant un satellite. Les caractéristiques de ce rayonnement, émis et / ou réfléchi par la surface puis transmis à travers l'atmosphère jusqu'au satellite, permettent de déduire des informations sur la région d'où il est issu. L'extraction de ces informations est souvent complexe et nécessite alors la modélisation de l'interaction entre le REM et la matière.

Deux caractéristiques principales différencient les capteurs embarqués sur un satellite : la longueur d'onde de la mesure et le type de système du capteur, actif ou passif. Les longueurs d'onde λ les plus utilisées en géophysique sont le domaine visible (entre 380 et 780 nm), l'infrarouge (entre 0.78 et 1000 μm) et les micro-ondes (entre 0.1 et 30 cm). Le choix de la longueur d'onde et du système dépend essentiellement de la grandeur géophysique à observer. Sur le continent Antarctique, la télédétection a permis depuis une trentaine d'année l'observation de nombreuses variables : p.e. la température et l'albédo de la surface de neige par spectrométrie visible et infrarouge (voir la section 1.4, Comiso, 1994, 2000; Shuman and Comiso, 2002), la topographie de la surface grâce à l'altimétrie radar¹ (Rémy et al., 2000, 2001; Rémy and Parouty, 2009), la topographie du socle rocheux à l'aide d'un radar² embarqué à bord d'un avion (Fretwell et al., 2012) et le suivi de la fonte sur l'ensemble du continent par la signature très marquée de l'eau de fonte sur les observations radiométriques micro-ondes (Picard and Fily, 2006; Picard et al., 2007; Munneke et al., 2012).

Les travaux de recherche de cette thèse concernent l'observation de l'émission micro-onde du manteau neigeux, appelée **radiométrie** micro-onde. Dans le domaine des micro-ondes, la fréquence ν est souvent utilisée à la place de la longueur d'onde. Le domaine de fréquence des micro-ondes est compris entre 1 et 300 GHz³.

L'énergie mesurée par un radiomètre s'exprime par la **température de brillance**. Dans le cas simple d'un manteau neigeux isotherme, la température de brillance $T_B(\nu, \alpha)$ est liée à la température physique T de la neige via l'émissivité $e_{\nu, \alpha}$ du manteau neigeux telle que :

$$T_B(\nu, \alpha) = e_{\nu, \alpha} \cdot T \quad (1.1)$$

avec ν la fréquence de mesure et α la polarisation. La température de brillance contient des informations sur la température de la neige, qui est principalement fonction de la température de l'air et de la diffusion thermique dans le manteau neigeux. L'**émissivité** quant à elle dépend des propriétés physiques du manteau neigeux, essentiellement la densité et la taille des grains de la neige. La température de brillance contient donc des informations sur les variations verticales des propriétés physiques de la neige (Picard et al., 2009b; Brucker et al., 2011). Le rayonnement électromagnétique micro-onde émergent du manteau neigeux est de plus polarisé, c.-à-d. que l'interaction entre la neige et l'onde électromagnétique entraîne une réponse du champ électromagnétique différente en fonction de son orientation par rapport à la direction de propagation de l'onde. L'état de **polarisation** d'une onde électromagnétique peut être décrit par les paramètres de Stokes (Narvekar

1. Cette méthode d'observation satellite consiste à mesurer le temps aller-retour entre le signal radar émis par le satellite et la surface, puis à étudier la forme de l'onde rétrodiffusée.

2. Un radar est un instrument mesurant l'intensité de l'onde radar rétrodiffusée, dans un domaine de fréquence comprenant les hautes fréquences des ondes radios, ainsi qu'une grande partie des micro-ondes.

3. La fréquence est inversement proportionnelle à la longueur d'onde, reliée par la relation $\nu = c/\lambda$, avec c la célérité de la lumière dans le milieu considéré.

et al., 2010). Nous considérerons dans la suite du manuscrit uniquement les polarisations rectilignes horizontale et verticale, les deux états de polarisation les plus communément mesurés par les radiomètres micro-ondes.

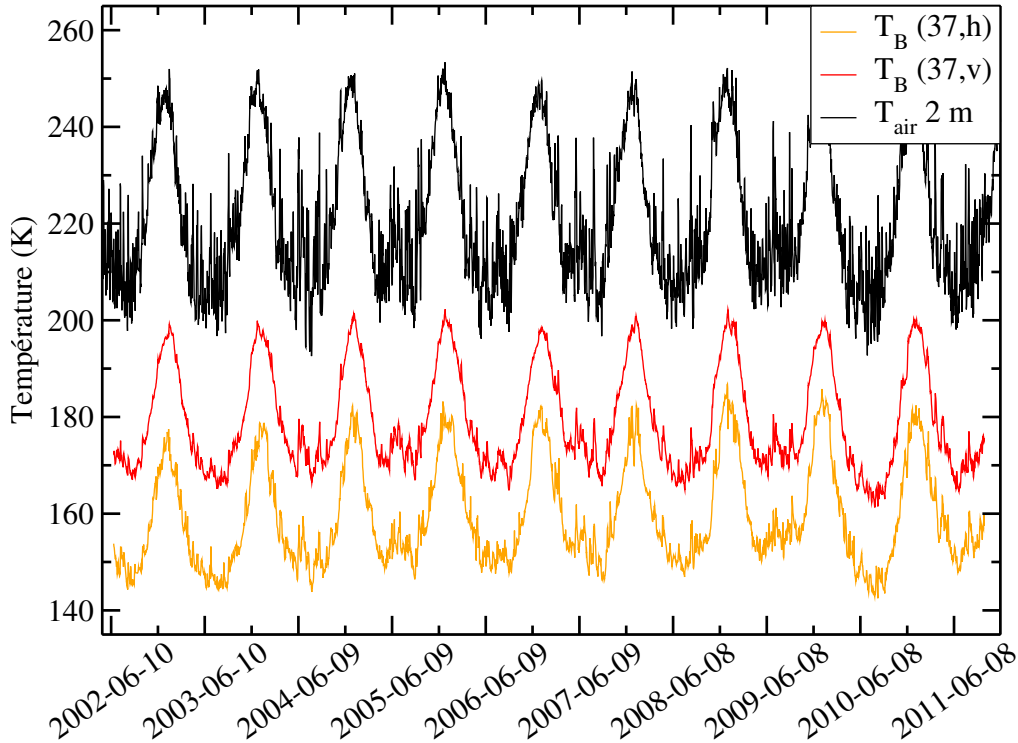


FIGURE 1.1 – Évolution de la température de brillance, mesurée à 37 GHz en polarisation horizontale et verticale, et de la température de l'air à 2 m, à Dôme C sur le Plateau Antarctique, entre juin 2002 et octobre 2011.

La figure 1.1 représente l'évolution de la température de brillance à Dôme C, acquise à 37 GHz en polarisation horizontale et verticale, et de la température de l'air mesurée à 2 m. Les similitudes entre les courbes montrent clairement la dépendance de la température de brillance à la température. Cependant, les différences de valeurs moyennes et d'amplitudes indiquent l'effet de l'émissivité sur la température de brillance. De plus, des différences entre les deux polarisations sont identifiables : la valeur moyenne est supérieure de 20 K environ pour la polarisation verticale et des variations rapides de température de brillance sont observées en été en polarisation horizontale, alors qu'elles sont faibles ou absentes en polarisation verticale. La température de brillance en polarisation verticale, en particulier pour les fréquences 19 GHz et 37 GHz, a été étudiée en détail dans les travaux de thèse de Ludovic Brucker (Brucker, 2009). Ces travaux ont notamment permis de simuler l'émission micro-onde à partir des propriétés physiques de la neige (Brucker et al., 2010, 2011).

L'écart entre les polarisations horizontale et verticale provient essentiellement des réflexions au sein du manteau neigeux et de la transmission de l'onde à l'interface air-neige (Hofer and Schanda, 1978; Surdyk and Fily, 1995; Surdyk, 2002b; Liang et al., 2008). Comme la surface évolue généralement plus vite que le manteau neigeux profond, les variations rapides de cet écart sont probablement le résultat d'une évolution de la surface. L'écart entre les polarisations dépend donc en partie de l'état de surface (Shuman et al., 1993; Bindshadler et al., 2005). Cette dépendance est cependant peu connue.

L'objectif de ce chapitre est d'expliquer les bases de l'émission micro-onde et du transfert radiatif au sein du manteau neigeux, avec un accent particulier sur les différences entre la polarisation horizontale et verticale du rayonnement électromagnétique.

La section 1.2 décrit les notions essentielles de radiométrie micro-onde en Antarctique, en particulier l'influence de l'interface air-neige sur l'écart entre les polarisations, qui permet ensuite d'introduire un indice fortement influencé par l'état de surface : le rapport de polarisation. La section 1.3 présente ensuite le modèle Dense Media Radiative Transfer - Multi Layer (**DMRT-ML**), permettant de simuler l'émission micro-onde et ainsi étudier la relation entre état de surface et polarisation du REM. Son utilisation dans un cas d'étude simple, le manteau neigeux homogène, est analysée afin de comprendre les interactions entre REM et neige. Finalement, la section 1.4 expose rapidement la spectrométrie visible et infrarouge sur le Plateau Antarctique, utilisée dans la suite du manuscrit pour observer l'albédo de la neige, une des caractéristiques de l'état de surface.

1.2 Radiométrie micro-onde

1.2.1 Le radiomètre AMSR-E

Durant ces travaux de recherche, les données micro-ondes passives ont été acquises par le radiomètre Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth observing system (**AMSR-E**), développé par l'agence spatiale japonaise (**JAXA**), et embarqué à bord de la plate-forme Aqua, construite par l'agence spatiale américaine (**NASA**). Ce radiomètre mesure le REM émis par la surface et transmis à travers l'atmosphère vers le satellite à 6 fréquences (6.9, 10.7, 18.7, 23.8, 36.5 et 89.0 GHz) en polarisation verticale et horizontale. La série de données commence le 19 juin 2002 et se termine le 3 octobre 2011, jour où l'antenne du radiomètre est tombée en panne.

Le satellite Aqua est en orbite circulaire autour de la terre à une altitude d'environ 700 km. L'inclinaison de son orbite est d'environ 98°, l'orbite est donc quasi-polaire et héliosynchrone, ce qui signifie respectivement que le satellite survole les pôles à chaque révolution⁴ et que le satellite survole un lieu donné toujours à la même heure locale. Cependant, même avec une fauchée de 1450 km environ, un cercle d'environ 170 km de diamètre (latitude supérieure à 89.24°S) autour du pôle sud n'est pas observé par le radiomètre. Par contre, la couverture journalière de la calotte polaire Antarctique est très bonne, avec, par exemple, 7 mesures quotidiennes réalisées au-dessus de Dôme C (75° de latitude sud). Les données utilisées sont extraites d'un produit de haut niveau⁵, distribués par le **NSIDC**. Il contient, pour chaque fréquence et chaque polarisation, la moyenne journalière des températures de brillance (environ 7 mesures par jour) acquises lors de l'orbite ascendante et descendante. La résolution temporelle est donc journalière.

La résolution spatiale des radiomètres dépend de la fréquence de mesure. Ainsi, plus la fréquence est élevée, plus la résolution spatiale est fine. Trois types de résolution spatiale sont souvent présentées : l'empreinte au sol (appelé aussi champ de visée instantané), la résolution spatiale moyenne (appelée aussi résolution spatiale effective) et la résolution spatiale du produit (voir le tableau 1.1).

4. Une révolution, ou période de révolution, est la durée au cours de laquelle le satellite effectue une rotation sur son orbite. Cette durée est d'environ 99 minutes pour le satellite AMSR-E.

5. Le produit utilisé est *AMSR-E/Aqua Daily L3 25 km Brightness Temperature & Sea Ice Concentration Polar Grids, V14-Stage1 Algorithm*.

La largeur du faisceau à -3 dB, déterminée par les caractéristiques de l’antenne du radiomètre, est utilisée pour définir l’empreinte au sol. Celle-ci dépend aussi de la géométrie du système satellite / terre, et de la vitesse de balayage de l’antenne. Ensuite, la résolution spatiale moyenne est celle des produits de bas niveaux⁶ et représente la surface d’où provient le REM micro-onde mesuré par le satellite. Elle est calculée après ré-échantillonnage et moyennage des données brutes sur une grille régulière, chaque maille de la grille contenant plusieurs mesures, grâce aux chevauchements des empreintes au sol (observation tous les 10 km le long de la trace du satellite). Enfin, la résolution spatiale du produit est celle fournie après le traitement complet des données, notamment leur projection et interpolation sur la grille choisie.

TABLEAU 1.1 – Caractéristiques de la résolution spatiale du radiomètre AMSR-E en fonction de la fréquence. La fréquence correspond à la fréquence centrale de la bande spectrale de mesure (leur largeurs sont de l’ordre de 1 GHz). L’empreinte au sol à -3 dB est donnée le long de la trace du radiomètre (largeur fois longueur).

Fréquence (GHz)	Longueur d’onde (mm)	Empreinte au sol (km × km)	Résolution spatiale effective (km)
6.9	43.3	43 × 74	56
10.7	28.2	30 × 51	38
18.7	16.0	16 × 27	21
23.8	12.6	18 × 31	24
36.5	8.2	8 × 14	12
89.0	3.4	4 × 6	5.4

Les données radiométriques utilisées lors de ces travaux de recherche sont interpolées sur une grille en projection stéréographique polaire, projection diminuant les distorsions géométriques pour l’Antarctique. La résolution spatiale du produit utilisé est de 25 × 25 km. La précision des mesures radiométriques est de 0.6 K environ pour toutes les fréquences d’AMSR-E et les deux polarisations.

L’angle d’observation θ (couramment appelé angle d’incidence⁷), c.-à-d. l’angle entre l’incidence nadir⁸ du satellite et l’angle d’observation de l’antenne, est de 54.8°. Cet angle est d’une grande importance pour l’étude de la neige (Mätzler, 1994; Prigent et al., 2000; Mätzler, 2006; Jin and Chen, 2011).

1.2.2 Influence de l’angle d’incidence

L’angle d’incidence des mesures radiométriques à l’interface air-neige influence grandement l’émission micro-onde et particulièrement la polarisation du REM émergeant du manteau neigeux. Dans le cas d’une interface air-neige lisse et horizontale, la réflexion du REM est spéculaire. Dans le cas d’une interface air-neige rugueuse, la réflexion du REM est un mélange de réflexion spéculaire et Lambertienne⁹. La réflexion à l’interface air-neige est souvent considérée comme spéculaire, ou proche de l’être dans le domaine des micro-ondes (Choudhury et al., 1979; Mätzler and Rosenkranz, 2007; Liang et al., 2009).

6. Les produits de bas niveaux sont disponibles rapidement après l’acquisition des mesures mais possèdent une qualité de traitement inférieure.

7. Nous utiliserons donc principalement ce terme dans la suite du manuscrit.

8. C’est-à-dire à la verticale de la surface.

9. La réflexion Lambertienne est une réflexion identique dans toutes les directions de l’espace. Son intensité suit une loi cosinus en fonction de l’angle zénithal.

Les coefficients de réflexions spéculaires γ_h et γ_v , qui caractérisent la proportion de l'intensité énergétique I (appelée aussi intensité d'énergie ou flux d'énergie¹⁰) du REM qui est réfléchi, sont compris entre 0 et 1 par définition et sont calculés avec les équations de Fresnel (voir les équations 1.2 et 1.3). Ils dépendent de la polarisation du REM, de la partie réelle de la constante diélectrique de l'air ϵ'_{air} et de la neige ϵ'_{neige} , ainsi que de l'angle d'incidence :

$$\gamma_h = \left(\frac{\cos(\theta) - \sqrt{\frac{\epsilon'_{neige}}{\epsilon'_{air}} - \sin^2(\theta)}}{\cos(\theta) + \sqrt{\frac{\epsilon'_{neige}}{\epsilon'_{air}} - \sin^2(\theta)}} \right)^2 \quad (1.2)$$

$$\gamma_v = \left(\frac{\frac{\epsilon'_{neige}}{\epsilon'_{air}} \cdot \cos(\theta) - \sqrt{\frac{\epsilon'_{neige}}{\epsilon'_{air}} - \sin^2(\theta)}}{\frac{\epsilon'_{neige}}{\epsilon'_{air}} \cdot \cos(\theta) + \sqrt{\frac{\epsilon'_{neige}}{\epsilon'_{air}} - \sin^2(\theta)}} \right)^2 \quad (1.3)$$

avec ϵ' la partie réelle de la constante diélectrique (voir l'annexe C). Celle de l'air, ϵ'_{air} , est généralement considérée égale à 1 (Mätzler, 2006). Les coefficients de réflexion sont donc fonction de la partie réelle de la constante diélectrique de la neige ϵ'_{neige} , elle-même essentiellement déterminée par la densité de la neige (voir l'annexe C).

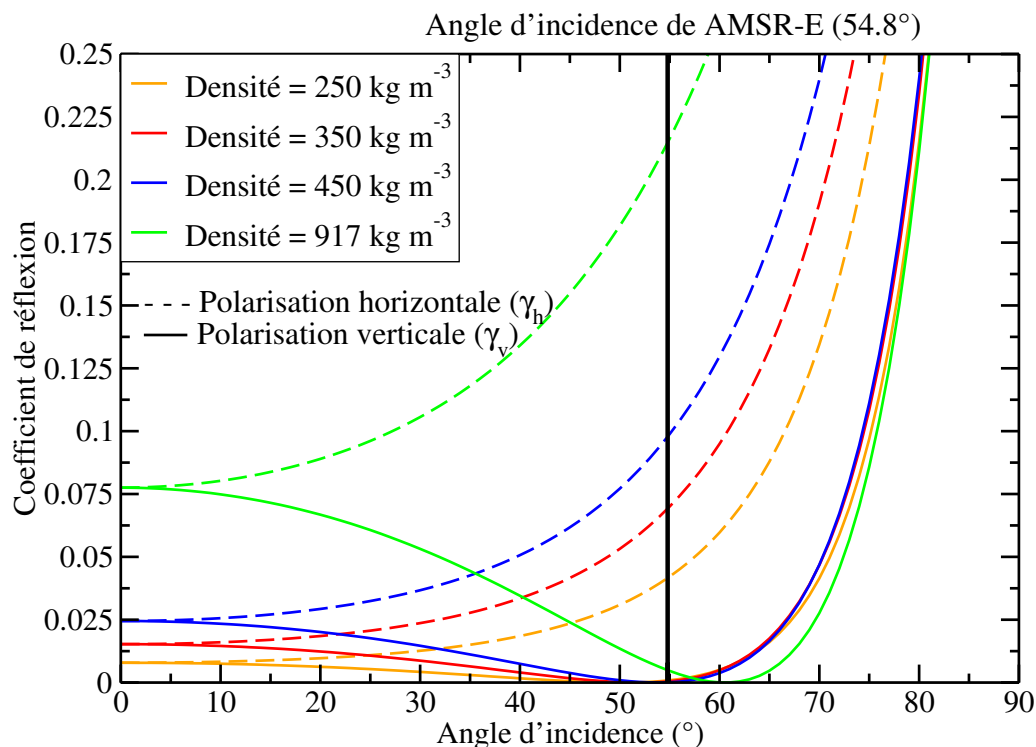


FIGURE 1.2 – Évolution des coefficients de réflexion spéculaire à l'interface air-neige en fonction de l'angle d'incidence, pour une onde polarisée horizontalement (courbe pointillée) et verticalement (courbe continue), et pour différentes densités de la neige (250, 350 et 450 kg m⁻³) et celle de la glace (917 kg m⁻³).

10. Nous utiliserons principalement le terme intensité dans la suite du manuscrit.

Pour des densités comprises entre 250 et 450 km^{-3} , le coefficient de réflexion du REM polarisé verticalement possède un minimum (égal à zéro) pour des angles d'incidence compris entre 50 et 54° (voir la figure 1.2). Ces angles d'incidences correspondent à l'angle de Brewster, défini comme l'angle où la réflexion du REM en polarisation verticale est nulle. Au contraire, pour la polarisation horizontale, le coefficient de réflexion diminue avec l'angle d'incidence et reste toujours supérieur à γ_v . Cet angle, légèrement variable en fonction de la densité, est donc particulier pour l'étude de la neige et c'est une des raisons expliquant l'utilisation des données du radiomètre AMSR-E¹¹ dans ce manuscrit (angle d'incidence proche de l'angle de Brewster, environ 55°).

Le REM polarisé verticalement est donc presque intégralement transmis à travers l'interface air-neige contrairement au REM polarisé horizontalement. Par conséquent, les valeurs de température de brillance en polarisation verticale sont généralement supérieures à celles en polarisation horizontale et la densité de la neige est la grandeur physique qui influence grandement la différence entre les polarisations. Ainsi, la stratification du manteau neigeux, la présence d'une couche très compacte ou à l'inverse très peu dense dans le manteau neigeux, accentuent l'écart entre les deux polarisations, puisque la réflexion de Fresnel se produit à chaque variation de densité dans le manteau neigeux. Ces travaux de thèse visent à comprendre l'influence de la surface sur l'émission micro-onde, c'est pourquoi la densité de la neige proche de la surface et la stratification du manteau neigeux sont importantes à déterminer. La rugosité à l'interface air-neige ou aux interfaces au sein du manteau neigeux influencent aussi l'écart entre les polarisations, cependant cette influence est estimée être de deuxième ordre (Mätzler, 2005; Tsang et al., 2008; Liang et al., 2009). Notons enfin que la réflexion de Fresnel est presque indépendante de la fréquence car la partie réelle de la constante diélectrique de la neige ne dépend pas de la fréquence (voir l'annexe C).

1.2.3 Rapport de polarisation micro-onde

Puisque l'écart entre les deux polarisations du REM émis par le manteau neigeux dépend principalement de la réflexion à l'interface air-neige, le rapport de polarisation micro-onde PR_ν , défini comme le rapport entre la température de brillance mesurée en polarisation horizontale sur celle mesurée en polarisation verticale (voir l'équation 1.4), permet d'accentuer l'importance de la surface et de diminuer l'influence du volume du manteau neigeux (Shuman et al., 1993; Surdyk, 2002a; Bindshadler et al., 2005), dans le but d'étudier l'état de surface à l'aide des observations radiométriques.

$$PR_\nu = \frac{T_B(\nu, h)}{T_B(\nu, v)} \quad (1.4)$$

Dans le cas simple d'un manteau isotherme, le rapport de polarisation, abrégé **PR** dans la suite du manuscrit pour le terme anglais *polarisation ratio*, est égal au rapport de l'émissivité « polarisée horizontalement » sur l'émissivité « polarisée verticalement ». Il est alors fonction de l'émissivité, qui peut être qualifiée de volume, correspondant à l'émission, la diffusion et la propagation du REM au sein du manteau neigeux, et de la réflexion de surface, c.-à-d. la réflexion spéculaire à l'interface air-neige.

Dans le cas simpliste d'un manteau neigeux isotherme et homogène, c.-à-d. avec des propriétés physiques constantes en fonction de la profondeur, le rapport de polarisation est simplement égal au rapport du coefficient de transmission de surface de la polarisation horizontale sur celui de la polarisation verticale, qui valent $1 - \gamma_\alpha$, avec α la polarisation.

11. Satellite initialement dédié à l'observation de la glace de mer (Archimède, -234; Comiso et al., 2003).

En résumé, le rapport de polarisation dépend de la densité de la neige proche de la surface pour la transmission de l'onde à l'interface air-neige, de la stratification en densité pour la propagation du REM dans le manteau neigeux et des profils verticaux de densité, taille des grains et température pour l'émissivité de « volume », la réflexion à l'interface air-neige étant dominante.

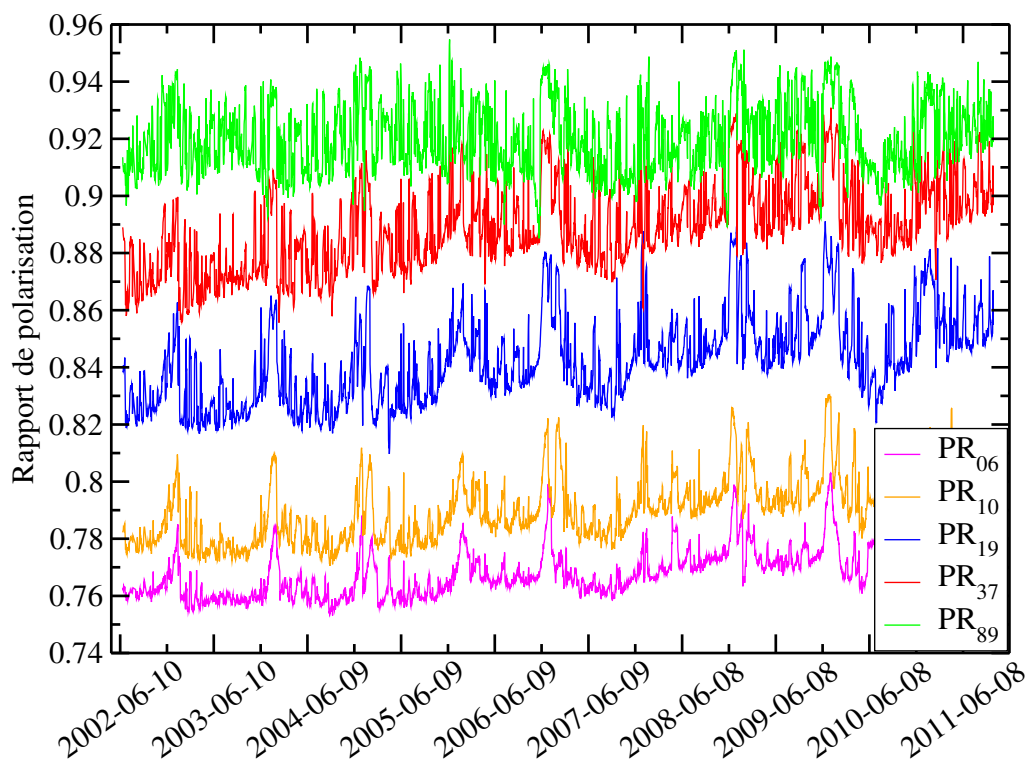


FIGURE 1.3 – Évolution des rapports de polarisation, mesurés à 6.9, 10.7, 18.7, 36.5 et 89 GHz par le radiomètre AMSR-E, à Dôme C entre juin 2002 et octobre 2011.

La figure 1.3 montre l'évolution du rapport de polarisation pour l'ensemble des fréquences mesurées par le capteur AMSR-E, sur un pixel de 25×25 km englobant Dôme C. Contrairement à la figure 1.1, la température de l'air et les rapports de polarisation montrent des évolutions peu similaires puisque le rapport de polarisation dépend essentiellement de la densité de la neige proche de la surface, et par suite de l'état de surface. Les travaux de cette thèse visent à comprendre la relation entre l'évolution du rapport de polarisation et l'état de surface, notamment la densité de la neige proche de la surface. Seules les fréquences 19 et 37 GHz seront utilisées dans la suite du manuscrit afin de limiter l'influence de la stratification sur PR pour les basses fréquences (Surdyk and Fily, 1995; Arthern et al., 2006) et de l'atmosphère pour les hautes fréquences (≥ 85 GHz Picard et al., 2009b).

1.2.4 Influence de l'atmosphère

Le REM dans le domaine des micro-ondes est faiblement influencé par l'atmosphère, notamment pour les fréquences utilisées dans ces travaux de recherche, i.e. 19 et 37 GHz. En effet, ces deux fréquences correspondent à des fenêtres atmosphériques, c.-à-d. des fréquences se situant hors des principales bandes d'absorption des gaz de l'atmosphère (le dioxygène et la vapeur d'eau).

Il est cependant nécessaire de connaître l'atténuation de l'émission micro-onde du manteau neigeux à travers l'atmosphère afin de s'assurer de ne pas observer de biais liés à l'observation du signal micro-onde au sommet de l'atmosphère et non à la surface du manteau neigeux.

De la même manière que pour la neige, les particules contenues dans l'air peuvent émettre, diffuser ou absorber le REM. En condition de ciel clair, la taille des particules des principaux gaz de l'atmosphère est bien inférieure à la longueur d'onde du REM micro-onde. Ainsi, dans le domaine des micro-ondes, la diffusion par les particules atmosphériques peut être négligée. Même en présence de nuages et de précipitations, la taille des particules observées sur le Plateau Antarctique (ne dépassant jamais le millimètre) reste petite par rapport à la longueur d'onde d'observation, de l'ordre du centimètre (Bromwich, 1988; Walden et al., 2003; Massom et al., 2004; Zwaafink et al., 2012). De plus, le faible nombre de particules entraîne, même en cas d'interaction avec le REM, une faible diffusion, et donc l'hypothèse de négliger la diffusion atmosphérique reste valable.

Cependant, les particules atmosphériques peuvent aussi émettre ou absorber le REM micro-onde. Ces phénomènes peuvent être pris en compte, par exemple en utilisant un modèle basé sur une atmosphère non diffusante. Les coefficients de transmission de l'atmosphère dépendent alors des profils verticaux atmosphériques de température et d'humidité. Compte tenu des conditions atmosphériques sur le Plateau Antarctique, ces coefficients de transmission sont proches de 1 et ils évoluent faiblement au cours de l'année.

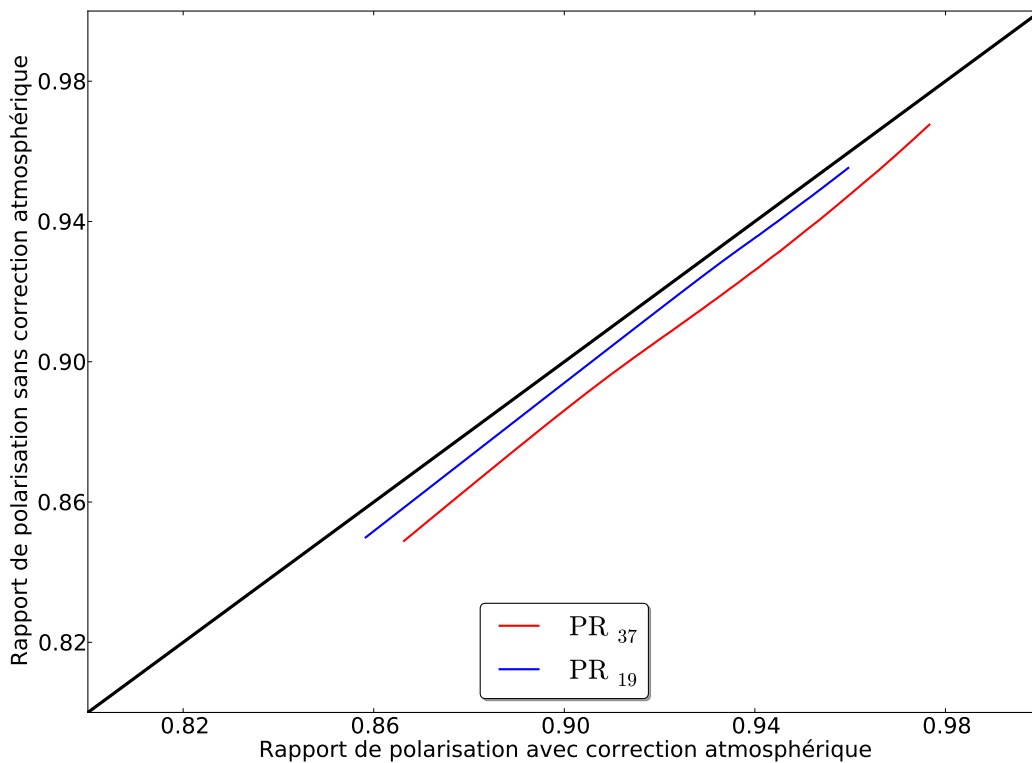


FIGURE 1.4 – Évolution du rapport de polarisation émergent du manteau neigeux en fonction du rapport de polarisation transmis au sommet de l'atmosphère. Les variations de PR sont induites par des variations de densité.

Les températures de brillance simulées avec correction atmosphérique sont légèrement plus faibles que celles simulées au sommet du manteau neigeux (Brucker, 2009; Brucker et al., 2011). Cependant, cette atténuation est en moyenne inférieure à 2%, avec une atténuation maximale de 6 K à 37 GHz pour une température de brillance du manteau neigeux de 200 K (l'atténuation vaut alors 3%).

Cependant, l'effet de l'atmosphère qui nous intéresse est principalement celui qui agit différemment sur la polarisation, puisque cette thèse s'intéresse au rapport de polarisation. Dans le modèle d'atmosphère non diffusante, les contributions atmosphériques sont non polarisées. Par conséquent, seules l'émission du REM par la neige et la contribution atmosphérique descendante qui se réfléchit sur la surface (réflexion spéculaire), se propageant ensuite à travers l'atmosphère, influencent le rapport de polarisation mesuré par le satellite. La modélisation de l'influence de l'atmosphère a été conduite avec le modèle d'atmosphère non diffusante de (Rosenkranz, 1992; Picard et al., 2009b). D'après Picard et al. (2009b), la transmission t à travers l'atmosphère, dépendante de l'épaisseur optique de l'atmosphère, est environ égale à 0.96 à 37 GHz et 0.987 à 19 GHz, et T_B^{Cosmic} , qui correspond au rayonnement cosmique atteignant la terre dans le domaine des micro-ondes, vaut 2.75 K. Enfin, les contributions ascendantes et descendantes de l'atmosphère, exprimées en température de brillance, sont approximativement égales, et valent 12 K à 37 GHz et 5 K à 19 GHz.

La figure 1.4 montre que l'influence de l'atmosphère, considérée comme non diffusante, sur le rapport de polarisation ne dépasse jamais 2%. De plus, l'influence de l'atmosphère est presque constante (les courbes sont presque droites et parallèles). Par conséquent, et pour la suite de ce manuscrit, nous considérerons une atmosphère constante et l'émission micro-onde du manteau neigeux corrigée d'une atmosphère moyenne sera considérée équivalente à celle au sommet de l'atmosphère.

1.3 Modélisation de l'émission micro-onde de la neige

1.3.1 Présentation

Le manteau neigeux est considéré comme un empilement vertical de couches de neige planes, parallèles, non rugueuses et homogènes, c.-à-d. avec des propriétés physiques constantes sur la hauteur de la couche¹². L'émission micro-onde émergeant du manteau neigeux dépend alors de l'émission de chaque couche et de la propagation du REM à travers les couches supérieures. Dans la section précédente, la neige était considérée comme une multitude de particules de glace indépendantes et non cohésives dans de l'air. En première approximation, les processus de diffusion dans la neige sont contrôlés par la taille des grains et la densité (Ulaby et al., 1982; Brucker et al., 2011), et au second ordre par la forme des particules et l'agglomérat de grains (Tsang et al., 2000a, 2008). L'absorption, et donc aussi l'émission, sont quant à elles principalement dépendantes de la densité de la neige (Ulaby et al., 1981).

Différentes théories électromagnétiques permettent de modéliser l'émission micro-onde de la neige : (1) la théorie des fortes fluctuations pour les manteaux neigeux à plusieurs couches (Stogryn, 1986; Surdyk and Fily, 1993, 1995); (2) les modèles semi-empiriques tels que le modèle HUT et MEMLS où les coefficients de diffusion sont calculés avec des relations empiriques (Pulliainen et al., 1999; Wiesmann and Mätzler, 1999; Wiesmann et al., 2000; Lemmetyinen et al., 2010); (3) la théorie du transfert radiatif en milieu dense qui calcule les paramètres électromagnétiques pour une collection dense de particules

12. La description et la caractérisation du manteau neigeux sont détaillées dans le chapitre 2.

sphériques de glace (Tsang et al., 1985; West et al., 1993; Tsang et al., 2000a; Tsang and Kong, 2001; Liang et al., 2006; Tsang et al., 2007).

Un état de l'art détaillé ainsi qu'une intercomparaison de modèle a été effectué par (Mätzler, 2000; Macelloni et al., 2001; Tedesco and Kim, 2006; Brucker, 2009). Dans le domaine des micro-ondes, la distance entre les grains de neige est inférieure à la longueur d'onde et la fraction volumique des diffuseurs, i.e. les grains de neige, est typiquement de l'ordre de 20 à 30%. Ainsi, les diffuseurs interagissent fortement entre eux et l'hypothèse de diffusion indépendante des cristaux de glace n'est pas valable. L'équation du transfert radiatif conventionnelle ne peut donc pas être appliquée. Les différentes théories présentées ci-dessus résolvent cette particularité. La théorie du transfert radiatif en milieu dense prend en compte cette particularité de manière analytique dans le calcul des paramètres électromagnétiques de la neige. Cette théorie est à la base du modèle DMRT-ML utilisé lors de cette thèse et présenté dans la prochaine section. La dernière section expose ensuite la modélisation d'un cas idéal, le manteau neigeux homogène, afin de comprendre l'influence des propriétés physiques de la neige sur l'émission micro-onde.

1.3.2 Le modèle DMRT-ML

Le modèle DMRT-ML permet de modéliser la température de brillance en polarisation verticale et horizontale. Tous les détails du modèle sont décrits dans l'article (Picard et al., 2012a). Nous considérons ici la condition limite inférieure, c.-à-d. le sol, comme une couche de neige ayant une très grande épaisseur et des caractéristiques physiques proches de celles d'une neige « âgée » et dense, afin de représenter le manteau neigeux profond du Plateau Antarctique. Le modèle considère ensuite un manteau neigeux constitué de couches homogènes, dont les interfaces entre elles sont non rugueuses. Il assimile enfin les diffuseurs à des sphères, ces sphères représentant les grains de neige¹³. Chaque couche de neige, en entrée du modèle, est entièrement décrite par :

- l'épaisseur H (m)
- la température T (K)
- la teneur en eau liquide TEL ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)
- la densité de la neige ρ (kg m^{-3})
- le rayon des sphères représentant les grains de neige $r_{\text{DMRT-ML}}$ (μm)
- la distribution du rayon des sphères¹⁴
- la cohésion des grains de neige, décrit par un paramètre adimensionnel τ dont l'inverse représente l'attraction entre les grains de neige¹⁵

Le rayon effectif des grains de neige du modèle. Dans le modèle DMRT-ML, les grains de neige sont assimilés à des sphères. Cependant, la modélisation de la température de brillance à partir de la surface spécifique de la neige¹⁶, convertie en rayon optique r_{opt} des grains de neige, nécessite la multiplication de ce rayon par un coefficient φ de l'ordre de 2.5 - 3.5 (Brucker et al., 2011; Roy et al., 2013; Dupont et al., 2013 (accepted)).

13. Le modèle permet aussi de considérer une couche de glace au lieu de neige, les diffuseurs étant alors des bulles d'air sphériques incluses dans une matrice de glace. Dans ce manuscrit, les diffuseurs sont toujours des grains de neige, les couches du modèle sont donc uniquement constituées de neige.

14. Deux choix sont possibles pour la distribution du rayon des sphères : (1) un rayon unique des grains de neige ou (2) une distribution de Rayleigh de la taille des grains.

15. Le modèle ne permet pas de modéliser une couche dont les grains de neige suivent à la fois une distribution de Rayleigh et sont cohésifs.

16. Grandeur reliée à la taille des grains, définie au chapitre 2.

$$r_{\text{DMRT-ML}} = \varphi \cdot r_{\text{opt}} \quad (1.5)$$

L'ajout de ce coefficient est dû au fait que le rayon optique ne correspond pas au rayon effectif micro-onde dont le modèle DMRT-ML a besoin. L'explication physique de son origine est encore en discussion. Plusieurs hypothèses sont avancées, comme la forme des grains de neige, l'agglomérat de ceux-ci et leur distribution en taille (Roy et al., 2013). Les travaux de recherche de cette thèse ne se sont pas concentrés sur cet aspect, par conséquent, ce coefficient sera utilisé dans la suite du manuscrit et optimisé de manière similaire à l'étude de Brucker et al. (2011).

L'équation vectorielle du transfert radiatif utilisée dans le modèle DMRT-ML possède la même forme mathématique que l'équation vectorielle conventionnelle du transfert radiatif (voir l'annexe C). Elle décrit l'émission, l'extinction et la propagation du REM dans chaque couche et s'écrit, en exprimant l'intensité par la température de brillance :

$$\begin{aligned} \cos \theta \frac{d}{dz} \bar{T}_B(z, \theta, \phi) = & -\kappa_e \bar{T}_B(z, \theta, \phi) + \kappa_a T(z) \bar{I}_0(z, \theta, \phi) \\ & + \int_0^{\pi/2} \int_0^{2\pi} \sin \theta' d\theta' d\phi' \bar{P}(\theta, \phi, \theta', \phi') \bar{T}_B(z, \theta', \phi') \end{aligned} \quad (1.6)$$

avec $\bar{T}_B(z, \theta, \phi)$ le flux d'énergie à la profondeur z se propageant dans la direction définie par les angles zénithaux et azimutaux, respectivement θ et ϕ , et $\bar{I}_0(z, \theta, \phi)$ le vecteur unitaire. Le vecteur \bar{T}_B possède deux composantes qui représentent la polarisation horizontale et verticale de la température de brillance dans l'approximation de Rayleigh-Jeans. κ_e et κ_a sont respectivement les coefficients d'extinction et d'absorption de la couche considérée et \bar{P} est la matrice de phase. Finalement T est la température physique de la couche considérée.

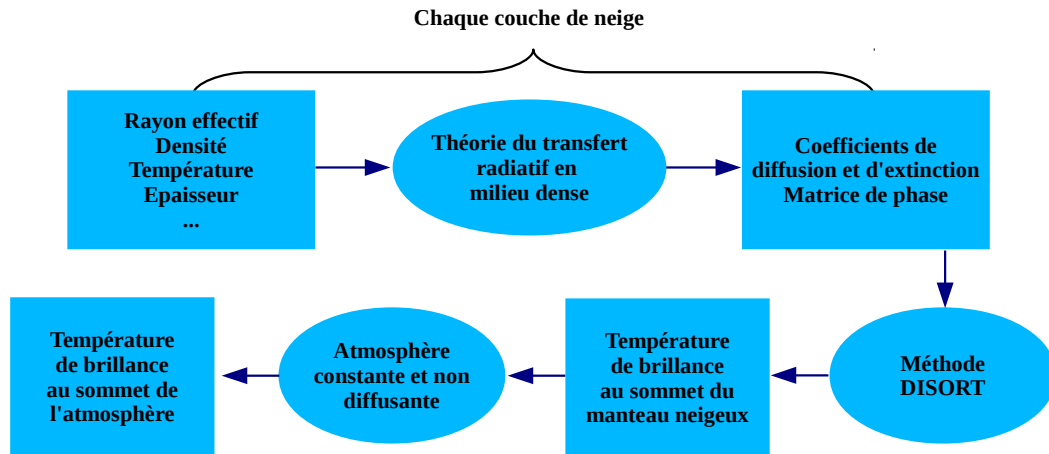


FIGURE 1.5 – Schéma du modèle DMRT-ML. La 1^{ère} composante est la théorie du transfert radiatif en milieu dense et la 2^{ème} est la méthode DISORT.

Le modèle DMRT-ML, comme tout modèle de transfert radiatif, possède deux composantes (voir la figure 1.5). La première vise à déterminer les propriétés électromagnétiques du milieu considéré, la neige dans notre cas. La deuxième composante résout l'équation du transfert radiatif, c.-à-d. la propagation du REM à travers le milieu stratifié, le manteau neigeux en l'occurrence. Plus précisément, la première composante du modèle calcule les coefficients d'extinction et d'absorption ainsi que la matrice de phase qui dépendent de la constante diélectrique effective ϵ_{eff} de la neige, nombre complexe dont la partie réelle contrôle la diffusion et la partie imaginaire l'absorption. La détermination de la constante diélectrique effective de la neige passe par la résolution de l'équation gouvernant la constante de propagation effective, à partir des propriétés physiques de la neige et de la constante diélectrique de la glace et de l'air¹⁷. Enfin, la deuxième composante du modèle utilise la méthode **DIScrete Ordinate Radiative Transfer (DISORT)** pour calculer la propagation du REM au sein du manteau neigeux (Stammes et al., 1988). Cette méthode permet de prendre en compte les diffusions multiples du REM entre les couches du manteau neigeux et à l'intérieur de chaque couche. Les coefficients de réflexion aux interfaces des couches de neige et à l'interface air-neige sont calculés avec les équations de Fresnel (voir les équations 1.2 et 1.3) en considérant des surfaces lisses.

La modélisation du rapport de polarisation s'effectue simplement en faisant le rapport entre les températures de brillance modélisées en polarisation verticale et horizontale. Dans la suite du manuscrit, l'angle d'incidence est fixé à 55° (celui du radiomètre AMSR-E) et le nombre de directions à 64 pour la propagation du REM avec la méthode DISORT. Nous considérerons une unique taille des particules de neige (pas de distribution) et nous ne prendrons pas en compte la cohésion des grains (pas d'agglomérat). Enfin, nous veillerons toujours à rester dans la limite d'une taille des grains petite devant la longueur d'onde, afin que que l'efficacité de diffusion Q_s de la neige ne devienne pas trop importante. Selon Picard et al. (2012a), une limite raisonnable est que Q_s reste inférieur à 2 ($Q_s = 4a\kappa_s/3f$, avec a la taille des grains, κ_s le coefficient de diffusion et f la fraction volumique de glace).

1.3.3 Une étude de cas : le manteau neigeux homogène

Cette section présente la modélisation de l'émission micro-onde avec le modèle DMRT-ML pour un cas simple, le manteau neigeux homogène, l'objectif étant de comprendre l'évolution de la température de brillance, en particulier les différences entre la polarisation verticale et horizontale du REM. Le manteau neigeux considéré est donc constitué d'une seule couche homogène, c.-à-d. avec des propriétés physiques constantes sur toute la hauteur du manteau neigeux. Compte tenu que nous considérons un manteau neigeux homogène, il est plus logique de calculer l'émissivité du manteau neigeux et de raisonner avec celle-ci. Tous les graphiques de cette section représentent à la fois l'émissivité de la neige en polarisation verticale et horizontale, à 19 et 37 GHz, notées respectivement $e_{19,v}$, $e_{19,h}$, $e_{37,v}$ et $e_{37,h}$, et les rapports de polarisation, notés PR_{19} et PR_{37} , en fonction des propriétés physiques du manteau neigeux. L'épaisseur du manteau neigeux est fixée à 100 m, la température à 218.4 K, la teneur en eau liquide est considérée nulle, et la densité et le rayon effectif des grains de neige valent respectivement 350 kg m⁻³ et 560 μm. La cohésion des grains et la distribution de Rayleigh de la taille des grains ne sont pas considérées ici.

17. Des hypothèses sont nécessaires, notamment l'hypothèse **QCA-CP**, qui impose une taille des grains de neige (les diffuseurs) petite devant la longueur d'onde utilisée (Tsang et al., 2000a).

Évolution de l'émissivité en fonction de la fréquence

La figure 1.6 montre l'évolution de l'émissivité et du rapport de polarisation en fonction de la fréquence, toujours en veillant à rester dans l'approximation de la taille des grains petite devant la longueur d'onde. L'émissivité diminue avec l'augmentation de la fréquence. Cette évolution est contrôlée principalement par l'augmentation de la diffusion par les grains de neige quand la fréquence augmente et que la longueur d'onde se rapproche de la taille de ces grains. La figure 1.6 montre de plus que la polarisation horizontale est toujours inférieure à la polarisation verticale, et donc que PR est toujours inférieur à 1. Cette différence provient principalement de la réflexion différente en fonction de la polarisation à l'interface air-neige (changement de constante diélectrique de la neige), puisque l'observation s'effectue à l'angle de Brewster (voir la section 1.2.2).

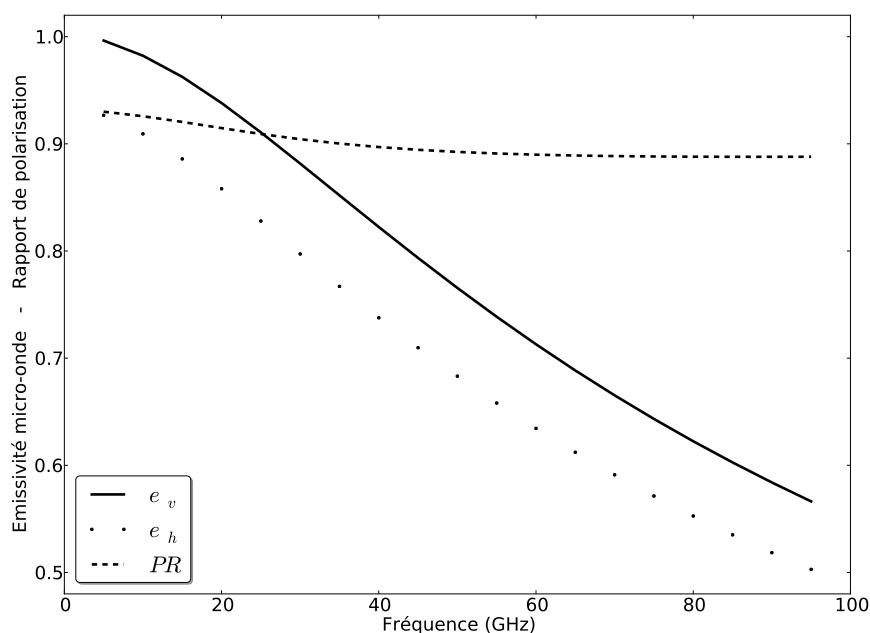


FIGURE 1.6 – Évolution de l'émissivité et du rapport de polarisation (même échelle verticale) en fonction de la fréquence.

Remarquons ensuite que PR diminue légèrement avec la fréquence. Cette observation est surprenante puisque le rapport de polarisation observé sur le Plateau Antarctique augmente généralement avec la fréquence (voir la figure 1.3 et l'histogramme de l'émissivité en polarisation horizontale sur la figure 1.7). Ce comportement différent n'est que la conséquence de notre étude de cas simple sur un manteau neigeux homogène. PR est en effet influencé par les réflexions de Fresnel à l'interface air-neige et par les changements de densité dans le manteau neigeux, ainsi que faiblement par la diffusion dans le manteau neigeux. Or, dans le milieu naturel, la stratification en densité du manteau neigeux entraîne une diminution de l'émissivité en polarisation horizontale, qui est d'autant plus forte que la fréquence diminue, à cause de l'augmentation de la profondeur de pénétration¹⁸ avec la diminution de la fréquence (Surdyk, 2002b; Brucker et al., 2011).

18. Terme très utilisé en télédétection micro-onde, bien qu'il soit abusif, puisqu'il désigne la profondeur d'où émane la majorité du REM. Cette profondeur est de l'ordre de 0.8 m à 37 GHz et de 3.7 m à 19 GHz.

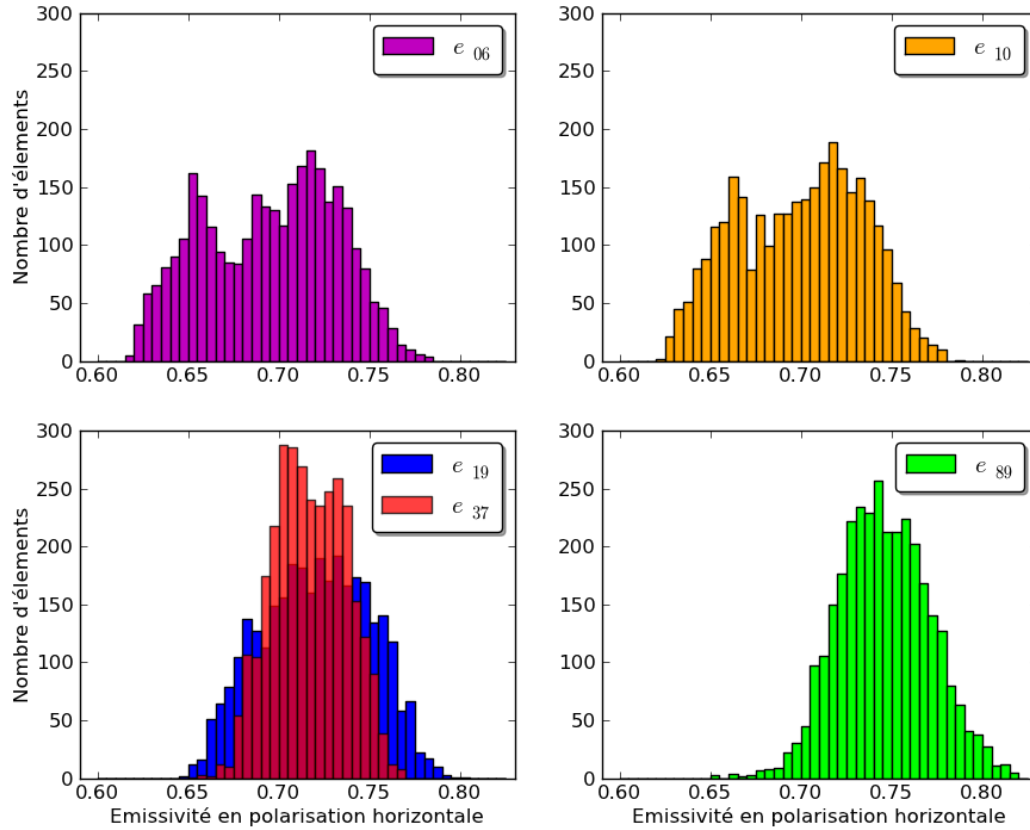


FIGURE 1.7 – Histogramme des émissivités observées en polarisation horizontale pour toutes les fréquences de AMSR-E à Dôme C. Les émissivités sont approximées par le calcul du rapport entre la température de brillance et la température de l’air à 2 m.

Enfin, la légère diminution de PR avec la fréquence, modélisée pour un manteau neigeux homogène, ne provient pas de la réflexion de Fresnel à l’interface air-neige, puisque celle-ci est indépendante de la fréquence. Ce comportement est la combinaison d’une évolution différenciée de e_h et e_v en fonction de la fréquence, causée par : (1) de la diffusion multiple proche de la surface pour le REM polarisé horizontalement, qui entraîne une diminution plus marquée de e_h avec la fréquence ; (2) une augmentation plus marquée de la diffusion dans le manteau neigeux pour le REM polarisé verticalement, qui entraîne une plus forte diminution de e_v avec la fréquence que de e_h , à partir de 35 – 40 GHz environ, fréquence à partir de laquelle le processus (1) devient moins important que le (2). Ainsi, la diminution de PR avec la fréquence s’atténue vers 35 – 40 GHz.

Évolution de l'émissivité en fonction de la température

La figure 1.8 montre l'évolution de l'émissivité et du rapport de polarisation en fonction de la température. Pour les deux fréquences et les deux polarisations considérées, l'émissivité augmente légèrement avec la température (échelle verticale peu étendue par rapport aux figures 1.6, 1.9, 1.10 et 1.11), de même que les rapports de polarisation. La dépendance en température est cependant plus forte pour la fréquence 37 GHz. La température agit principalement sur l'absorption (donc aussi sur l'émission de la neige), à travers la partie imaginaire de la constante diélectrique de la glace, qui augmente avec la fréquence. Ainsi, l'émissivité augmente avec la température, et cette augmentation est d'autant plus forte que la fréquence est élevée.

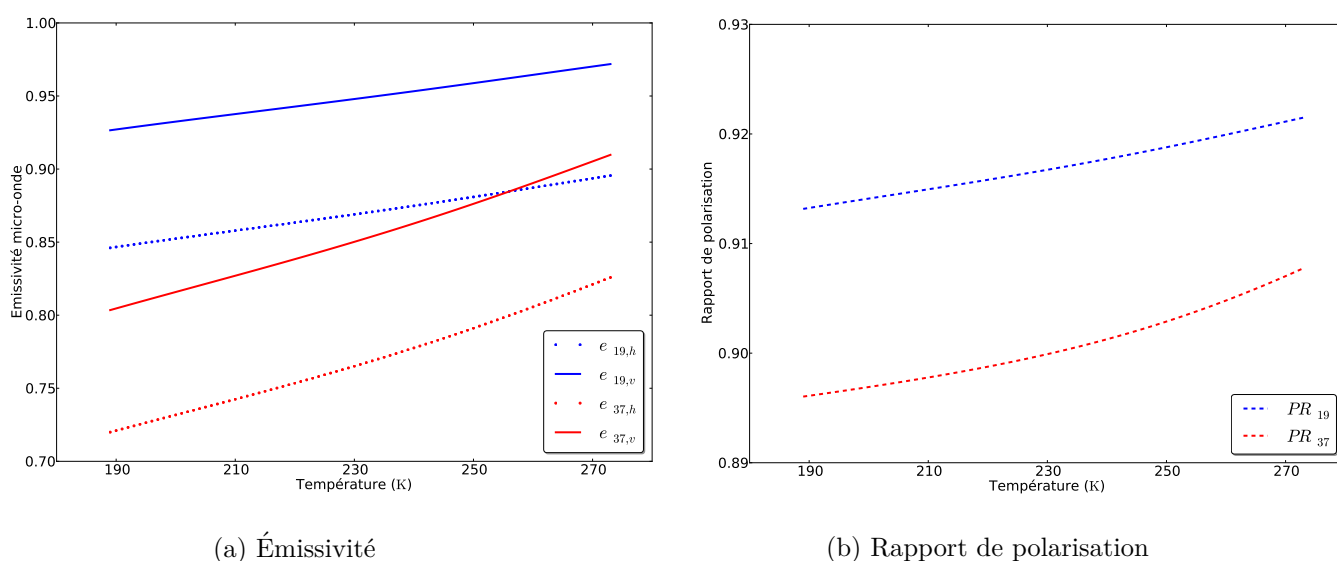


FIGURE 1.8 – Évolution de l'émissivité (a) et du rapport de polarisation (b) en fonction de la température physique du manteau neigeux.

Enfin, la dépendance du rapport de polarisation à la température est faible (moins de 1.5%), car l'évolution de l'émissivité en fonction de la température est très similaire pour les deux polarisations. Cette évolution de PR avec la température est cependant non négligeable, et elle est plus marquée à 37 qu'à 19 GHz. L'augmentation de PR avec la température n'est pas, ou très peu ¹⁹, causée par l'influence physique de la température sur la polarisation du REM, puisque l'écart entre e_h et e_v est quasiment constant en fonction de la température. Cette évolution de PR est simplement due au fait que l'émissivité est inférieure à 1. En effet, le rapport entre deux grandeurs inférieures à 1 augmente si ces grandeurs augmentent et que leur écart reste inchangé.

19. L'émission thermique naturelle augmente de manière plus importante avec la température lorsque la fréquence est élevée. Compte tenu d'une profondeur de pénétration différente en fonction de la fréquence et de la polarisation, l'évolution de l'émissivité avec la température peut donc être très légèrement différente selon la fréquence et la polarisation.

Évolution de l'émissivité en fonction du rayon optique

La figure 1.9 montre l'évolution de l'émissivité et du rapport de polarisation en fonction du rayon optique des grains de neige²⁰, les grains étant tous identiques. L'émissivité diminue avec l'augmentation du rayon des grains, quelque soit la polarisation ou la fréquence, mais sa diminution est d'autant plus marquée que la fréquence est élevée. En effet, la diffusion augmente avec la taille des grains de neige ainsi que la fréquence, entraînant une diminution de l'émission micro-onde.

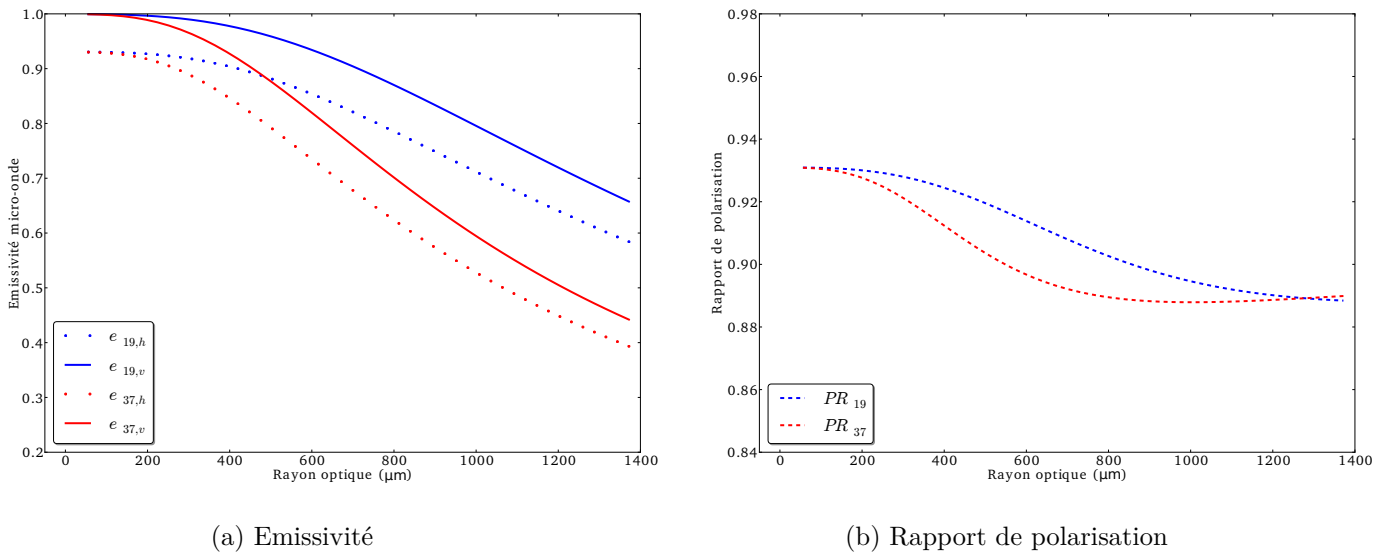


FIGURE 1.9 – Évolution de l'émissivité (a) et du rapport de polarisation (b) en fonction du rayon optique des grains de neige du manteau neigeux. Le rayon est unique.

Enfin, les rapports de polarisation diminuent aussi avec la taille des grains et de manière plus importante pour la fréquence la plus élevée. Compte tenu de la profondeur de pénétration plus importante pour la polarisation verticale que horizontale et plus importante pour la fréquence 19 GHz que 37 GHz, la diffusion liée à l'augmentation de la taille des grains entraîne une baisse de l'émissivité en polarisation verticale plus forte qu'en polarisation horizontale, ainsi qu'une baisse plus marquée pour la fréquence 37 GHz que pour la fréquence 19 GHz.

Il est aussi possible que la diminution de PR plus forte pour une fréquence plus élevée soit le résultat de réflexions multiples proche de la surface, ces réflexions augmentent en effet avec la fréquence. La diminution du PR s'arrête enfin vers un rayon optique de 900 μm pour la fréquence 37 GHz et pour un rayon de 1300 μm pour 19 GHz.

Distribution de Rayleigh du rayon optique des grains de neige. La figure 1.10 montre de la même manière que précédemment l'évolution de l'émissivité et du rapport de polarisation en fonction du rayon optique des grains de neige mais pour une distribution de Rayleigh de ce rayon (Jin, 1994; Picard et al., 2012a). La taille des grains de neige est donc variable et le paramètre σ de la distribution vaut environ $0.5 \times r_{opt}$ (Picard et al., 2012a).

20. Toutes les figures de cette fin de section possèdent la même échelle verticale d'émissivité et du rapport de polarisation.

La diffusion entraîne de la même manière une diminution de l'émissivité, mais celle-ci est plus marquée. En effet, les grains de neige de grande taille contribuent plus à la diffusion que les petits grains pour un nombre de particules équivalent, à cause de la dépendance au cube du coefficient de diffusion à la taille des grains. Les rapports de polarisation suivent la même évolution que dans le cas d'une taille unique des grains de neige avec une inflexion plus marquée et pour une taille de grain plus petite. L'explication est la même que pour les émissivités, c.-à-d. une importance prépondérante des gros diffuseurs dans la distribution en taille des grains de neige.

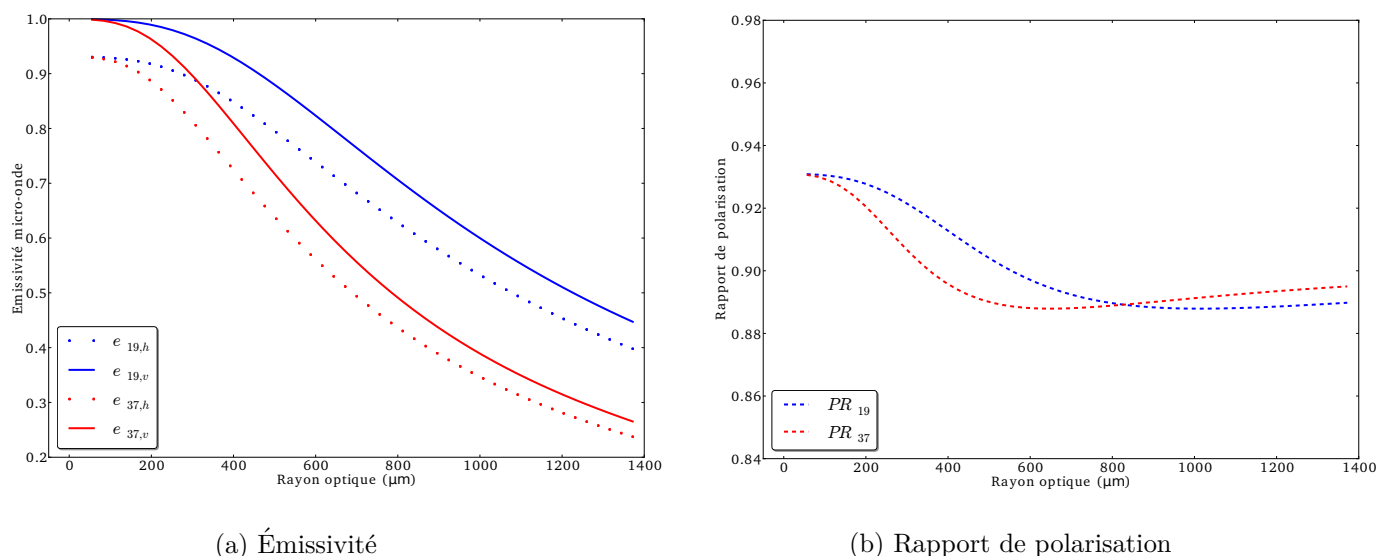


FIGURE 1.10 – Évolution de l'émissivité (a) et du rapport de polarisation (b) en fonction du rayon optique des grains de neige du manteau neigeux. Le rayon suit une distribution de Rayleigh.

Évolution de l'émissivité en fonction de la densité

La figure 1.11 montre l'évolution de l'émissivité et du rapport de polarisation en fonction de la densité de la neige²¹. Celle-ci entraîne une forte augmentation de l'émission micro-onde à 19 comme à 37 GHz, et en polarisation horizontale comme en polarisation verticale. La densité entraîne en effet une forte augmentation de la masse de glace, et donc de l'absorption et de l'émission, à travers une augmentation de la constante diélectrique effective de la neige. L'évolution est plus marquée pour les fréquences élevées (la partie imaginaire de la constante diélectrique augmente avec la fréquence).

Enfin, l'effet de la réflexion de Fresnel à l'interface air-neige²² est clairement visible. La différence entre les deux polarisations s'accroît avec l'augmentation de la densité, avec une différence d'émissivité entre les deux polarisations proche de 0.1 pour une densité de 400 kg m^{-3} . La densité augmente en effet les coefficients de réflexion spéculaire calculés avec les équations de Fresnel, à travers une augmentation de la partie réelle de la constante diélectrique de la neige.

21. Le rayon optique est à nouveau unique et égal à $560 \mu\text{m}$, voir le début de cette section.

22. Cet effet serait similaire pour des interfaces marquées par de forts contrastes de densité dans le manteau neigeux.

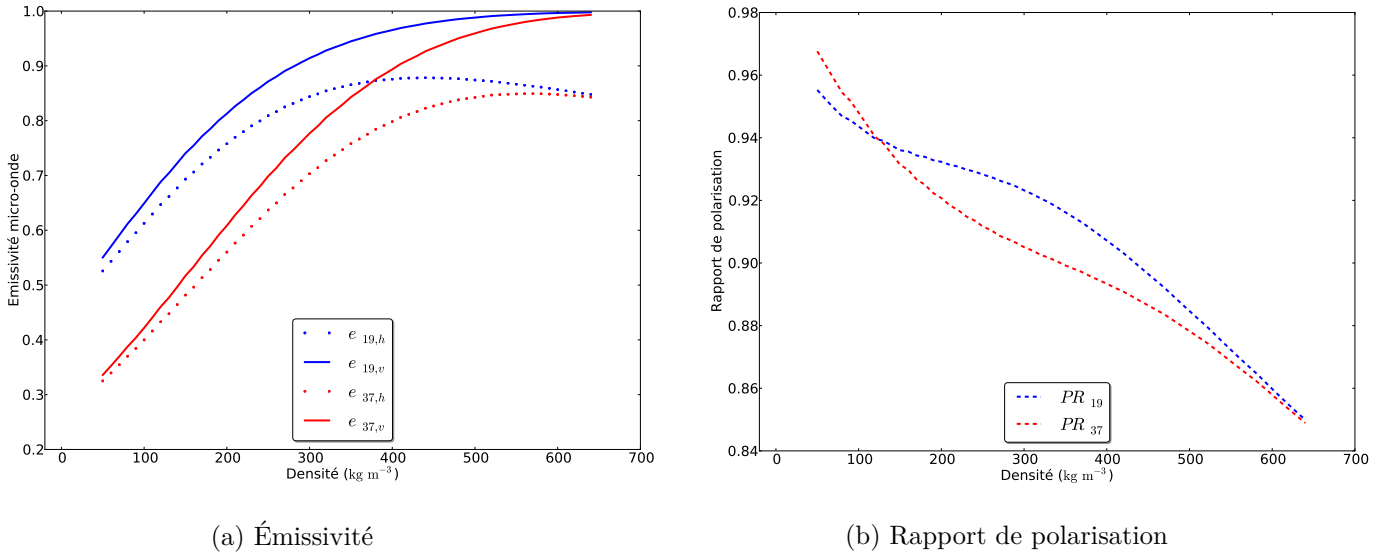


FIGURE 1.11 – Évolution de l'émissivité (a) et du rapport de polarisation (b) en fonction de la densité du manteau neigeux.

Ainsi, les rapports de polarisation diminuent avec la densité, avec une différence notable en fonction de la fréquence pour les densités usuelles, entre 200 et 400 kg m⁻³. Le rapport de polarisation à 37 GHz est donc plus sensible à la densité de la neige pour les densités usuelles. Pour finir, notons que la théorie du transfert radiatif en milieu dense est en accord avec la résolution des équations de Maxwell en trois dimensions pour une densité inférieure à 275 kg m⁻³, alors que la densité de la neige dépasse cette limite dans de nombreuses conditions (Domine et al., 2008). Cette comparaison n'a cependant pas été menée pour des grains de petite taille et sous l'hypothèse QCA-CP (Liang et al., 2006; Picard et al., 2012a).

1.4 Spectrométrie visible & infrarouge

La **spectrométrie** est l'étude du signal émis et réfléchi par la surface pour un grand nombre de bandes spectrales. Cette section aborde uniquement la spectrométrie dans le domaine visible et infrarouge.

Le capteur utilisé dans cette thèse est l'instrument MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer (**MODIS**), embarqué sur les satellites Aqua et Terra de la NASA. Son orbite est donc quasi-polaire et héliosynchrone, permettant une résolution temporelle importante sur le Plateau Antarctique. L'instrument possède 36 bandes spectrales allant de 0.4 μm à 14.4 μm . La résolution spatiale est plus fine que celle des radiomètres micro-ondes, entre 0.25 et 1 km en fonction de la bande spectrale et du produit choisi. L'angle d'incidence des observations de l'instrument est compris entre l'incidence nadir et 55°, de part et d'autre de la trace du satellite. Cet instrument est principalement dédié à l'étude des basses couches de l'atmosphère et de la surface de la terre.

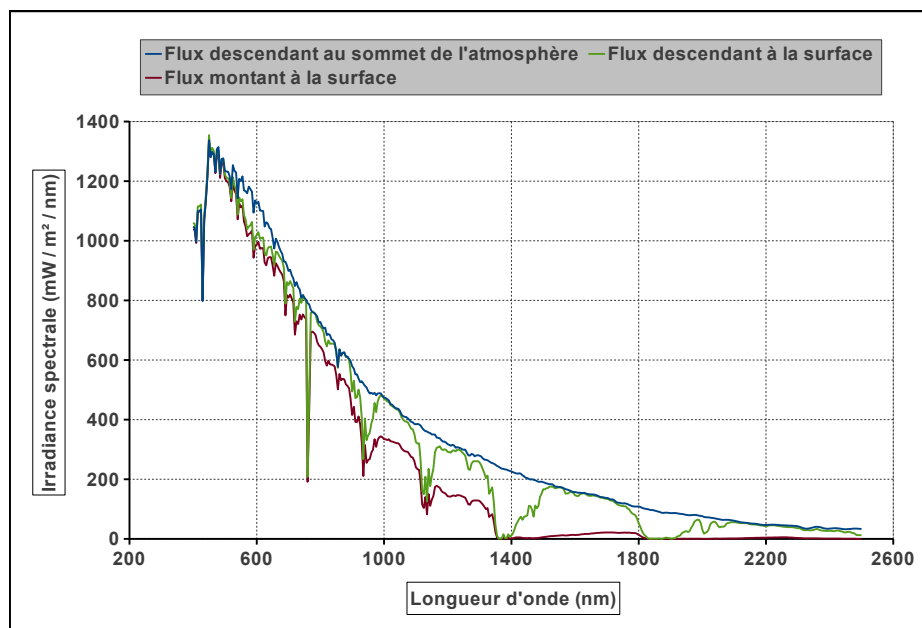


FIGURE 1.12 – Spectre d'irradiance solaire (radiance non divisée par l'angle solide d'observation) de référence à Dôme C, au sommet de l'atmosphère (en bleu), à la surface (en vert) et réfléchi (en rouge). Les fenêtres atmosphériques et la réflexion du REM sur la surface, qui évolue en fonction de la longueur, sont clairement visibles. *Source : <http://rredc.nrel.gov/solar/spectra/am1.5/ASTMG173/ASTMG173.html>, modèle SMARTS, C. Gueymard, NREL.*

Sur le Plateau Antarctique, l'utilisation des bandes de l'infrarouge thermique a permis de déduire la température de surface du manteau neigeux (Comiso, 1994, 2000). Lors de ces travaux de recherche, MODIS est utilisé pour déduire l'albédo de la surface de neige. L'instrument MODIS mesure principalement l'énergie réfléchi par la surface, l'énergie émise par le manteau neigeux étant faible. En effet, contrairement au domaine micro-onde, où l'énergie provenant du soleil et se réfléchissant sur la surface est infime, dans le domaine visible et infrarouge, l'intensité d'énergie reçue par le satellite provient essentiellement de la réflexion du REM solaire incident sur la surface (voir la figure 1.12). Connaissant le REM atteignant la surface de neige sur le Plateau Antarctique, il est alors possible de déduire son albédo. Plus précisément, les données issues de MODIS et utilisées dans cette thèse sont des réflectances bidirectionnelles²³ dans les longueurs d'onde du proche infrarouge. Ce choix permet d'augmenter la dépendance de la réflectance à la taille des grains de neige (Domine et al., 2006; Matzl and Schneebeli, 2006). L'objectif de cette thèse étant de lier l'état de surface aux conditions atmosphériques, la sensibilité à la taille des grains de neige apporte de nombreuses informations.

23. Exactement ces réflectances sont biconiques.

D’après le transfert radiatif dans le domaine visible et du proche infrarouge, et des travaux sur l’albédo (Gardner and Sharp, 2010; Gallet et al., 2011), il est possible de retrouver une unique valeur d’albédo intégré sur l’ensemble du spectre solaire à partir de quelques mesures de réflectance spectrale. Pour plus de détail sur le transfert radiatif dans le domaine optique, ainsi que sur l’ensemble des grandeurs physiques ou paramètres solaires qui influencent l’albédo de la neige, voir les études de Flanner and Zender (2006); Gardner and Sharp (2010); Dumont (2010); Dumont et al. (2010); France et al. (2011); Picard et al. (2012b).

Durant ces travaux de thèse, les observations satellite issues de MODIS servent uniquement de comparaison avec des mesures de terrain. Les bandes spectrales utilisées sont les bandes 5, 6 et 7, qui correspondent respectivement aux longueurs d’onde de 1230 – 1250 nm, 1628 – 1652 nm et 2105 – 2155 nm.

1.5 Conclusion

L’émission micro-onde de la neige, ainsi que la propagation du REM au sein du manteau neigeux, ont été étudiées dans ce chapitre, à travers la description des données radiométriques issues de AMSR-E et du modèle de transfert radiatif DMRT-ML, basé sur l’interaction entre REM et matière dans un milieu dense. Deux paramètres physiques gouvernent l’émissivité du manteau neigeux : la densité de la neige, à travers les processus d’absorption et d’émission, et la taille des grains de neige, qui contrôle la diffusion. La température de brillance, variable mesurée par les radiomètres, est grandement influencée par la température physique du manteau neigeux.

Afin d’observer l’état de surface, le rapport de polarisation est dérivé à partir de la polarisation verticale et horizontale de la température de brillance. La densité de la neige proche de la surface est en effet le principal responsable des variations de ce rapport, ce qui s’explique par son influence sur la réflexion spéculaire à l’interface air-neige, à travers la forte dépendance de constante diélectrique de la neige à la densité. La stratification en densité du manteau neigeux influence elle essentiellement la valeur absolue du rapport de polarisation mais faiblement ses variations. Enfin, le rapport de polarisation est faiblement dépendant à la température, la taille des grains et l’atmosphère.

La rugosité de surface n’est pas modélisée avec le modèle DMRT-ML. Il est donc possible que son influence sur le rapport de polarisation soit non négligeable pour des rugosités importantes, puisque la différence entre réflexion spéculaire et Lambertienne est faible uniquement pour un angle d’observation proche de l’angle de Brewster (Mätzler, 2005).

La radiométrie micro-onde, grâce à l’observation de la polarisation du REM, ainsi que la spectrométrie visible et infrarouge, par l’observation du REM réfléchi par la surface, permettent potentiellement le suivi régulier et à long terme de certains aspects de l’état de surface, la densité proche de la surface et l’albédo de la neige notamment.

Chapitre 2

Caractérisation physique du manteau neigeux

2.1	Introduction	37
2.2	La surface spécifique de la neige	39
2.2.1	Problématique & état de l'art	39
2.2.2	Instruments POSSSUM & ASSSAP : description	43
2.2.3	Instruments POSSSUM & ASSSAP : validation & intercomparaison avec d'autres méthodes	51
2.2.4	Le cas particulier de la surface	56
2.3	La densité de la neige	60
2.3.1	Problématique & état de l'art	60
2.3.2	La densité de la neige proche de la surface	63
2.3.3	La densité du givre présent sur la surface	66
2.4	La température du manteau neigeux	68
2.5	La stratigraphie du manteau neigeux	70
2.6	Conclusion	72

2.1 Introduction

Les observations radiométriques, sur le Plateau Antarctique, sont une mesure de l'émission micro-onde de la neige, de la propagation du REM émis au sein du manteau neigeux et de sa transmission à travers l'interface air-neige et l'atmosphère (voir le chapitre 1). L'étude de [Bindschadler et al. \(2005\)](#) a p.e. montré que les pics de température de brillance, à 85 GHz et en polarisation verticale, permettaient de détecter les événements de précipitation, une fois la neige déposée sur le sol. En effet, le dépôt de neige sur la surface entraîne généralement une augmentation rapide de $T_B(85, v)$, par une diminution de la diffusion du REM émis, à cause de la petite taille des particules de neige fraîche. Les observations radiométriques dépendent donc de l'état de surface.

Le calcul du rapport de polarisation permet d'accroître la sensibilité des mesures satellite à l'état de surface. La réflexion à l'interface air-neige du REM polarisé horizontalement est principalement fonction de la densité de la neige (voir le chapitre 1). Ainsi, des changements de la densité proche de la surface, p.e. par le dépôt de neige fraîche, modifient le rapport de polarisation. La modélisation permet d'étudier l'influence de l'état de surface, en particulier la densité, sur le rapport de polarisation. Elle nécessite néanmoins de connaître les profils verticaux des grandeurs physiques du manteau neigeux, le REM micro-onde émergeant de plusieurs mètres de profondeur.

Les méthodes utilisées pour caractériser physiquement la neige dans les régions Alpines ou Arctiques ne sont cependant pas toujours adaptées, à la fois aux conditions extrêmes du Plateau Antarctique et à son manteau neigeux (les différences entre les manteaux neigeux sont décrites dans l'annexe D). Compte tenu p.e. de la profondeur de pénétration du signal micro-onde à 19 GHz (3.7 m environ, [Brucker et al., 2011](#)), la mesure d'un profil profond de la taille des grains de neige par des mesures ponctuelles est longue et fastidieuse. En outre, des difficultés supplémentaires se posent proche de la surface, en particulier à cause de la perturbation des mesures optiques et du réchauffement de la neige par le rayonnement solaire, ainsi que par la faible épaisseur et cohésion de la première couche de neige.

L'objectif de ce chapitre est de décrire les méthodes expérimentales utilisées et / ou développées permettant de mesurer les grandeurs physiques de la neige sur le Plateau Antarctique.

Le manteau neigeux du Plateau Antarctique est permanent, c.-à-d. que la neige s'accumule sur celle des années précédentes. Il peut être défini comme un empilement de couches de neige de hauteur variable. Une couche de neige est un milieu biphasique, constitué d'un ensemble de grains de neige¹ et d'agrégats de grains, entourés d'air (voir la figure 2.1). La forme des grains de neige est très variable, cette forme pouvant être sphérique, hexagonale ou étoilée, ainsi que leur taille, pouvant aller d'une dizaine de micromètres à un centimètre.

La neige déposée au sol subit ensuite des transformations physiques au cours du temps. L'ensemble des phénomènes physiques (mécanique et thermodynamique) affectant les propriétés physiques de la neige sont appelés métamorphisme ([Colbeck, 1982, 1983](#)). L'action mécanique regroupe entre autre le glissement, le fluage et le frittage des grains de neige, sous l'action du vent et de la gravité. Ce métamorphisme mécanique entraîne généralement une augmentation de la cohésion et de la densité de la neige. L'action thermodynamique est elle gouvernée par la température et la courbure de la surface des grains, sous l'influence éventuelle de l'eau liquide.

1. Nous emploierons de manière équivalente les termes cristaux de glace, grains de glace ou grains de neige pour désigner un polycristal de glace.

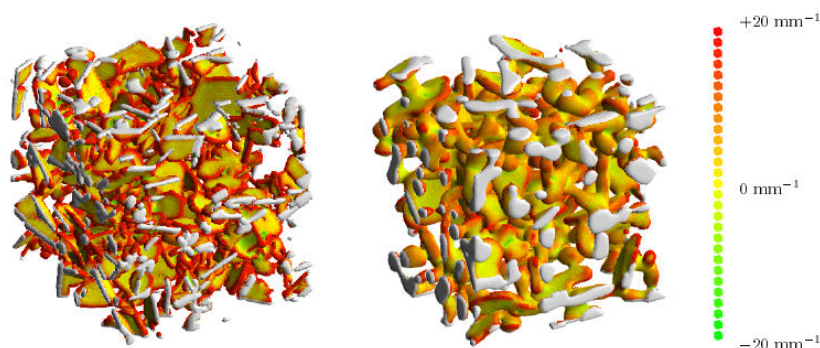


FIGURE 2.1 – Images en trois dimensions de la neige, obtenues par tomographie aux rayons X. Les couleurs représentent la courbure (convexe ou concave) de la surface des grains de neige et la taille d’une image est d’environ 2.5 mm. *Source : Flin et al. (2004).*

L’effet de la température sur le métamorphisme est généralement visible à l’échelle macroscopique, par l’établissement d’un gradient de température à l’intérieur du manteau neigeux, qui entraîne des flux de vapeur d’eau en son sein, alors que la courbure locale des grains possède un effet plus microscopique, entraînant des transferts de vapeur d’eau des surfaces convexes des grains de neige vers les surfaces concaves. Ces deux mécanismes (macroscopique ou microscopique) tentent d’établir l’équilibre thermodynamique entre la phase solide et gazeuse de l’eau. Le plus souvent, l’action thermodynamique macroscopique, liée au gradient de température dans le manteau neigeux, est dominante.

Les grandeurs physiques caractérisant la neige sont principalement la température, la teneur en eau liquide, la densité, la taille et la forme des grains, la conductivité et diffusivité thermique, et la perméabilité (Domine et al., 2008). Pour l’étude de l’émission micro-onde sur le Plateau Antarctique et sa modélisation, les grandeurs dominantes sont la taille des grains, principalement responsable de la diffusion, la densité, qui influence essentiellement l’absorption et l’émission, et la température qui gouverne l’émission thermique naturelle (voir le chapitre 1 et l’annexe C). Les méthodes utilisées lors de ces travaux se concentrent donc sur ces trois variables, la taille des grains étant étudiée à travers la SSA (abréviation du terme anglais *specific surface area*).

La section 2.2 étudie en premier la surface spécifique de la neige. Les limites et inconvénients des méthodes existantes pour mesurer la SSA sont examinés, en regard des contraintes associées à notre étude. Dans ce contexte, les instruments POSSSUM et ASS-SAP ont été développés au LGGE et sont dédiés à l’observation du manteau neigeux Antarctique. Le cas particulier de la SSA de surface est enfin étudié. La section 2.3 concerne ensuite la densité de la neige. Cette section étudie notamment la **variabilité** spatiale de la mesure de la densité et comment mesurer la densité du givre présent sur la surface. Les sections 2.4 et 2.5 présentent enfin une méthode de mesure du profil de température dans le manteau neigeux et l’observation manuelle de la stratigraphie.

2.2 La surface spécifique de la neige

2.2.1 Problématique & état de l'art

La **surface spécifique** de la neige est utilisée depuis plusieurs années pour quantifier la taille des grains (Kokhanovsky and Schreier, 2009; Matzl and Schneebeli, 2010; Brucker et al., 2011; Gallet et al., 2011; Roy et al., 2013; Dupont et al., 2013 (accepted)). Elle correspond au rapport entre la surface et le volume de glace, par unité de masse :

$$SSA = S/(\rho_{glace} \cdot V) \quad (2.1)$$

avec **SSA** la surface spécifique de la neige (en $\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$), **S** et **V** respectivement la surface (en m^2) et le volume de glace (en m^3), et ρ_{glace} la masse volumique de la glace (en kg m^{-3}). La surface spécifique est inversement proportionnelle au rayon optique :

$$SSA = 3/(\rho_{glace} \cdot r_{opt}) \quad (2.2)$$

Le rayon optique d'une couche de neige est le rayon d'une sphère satisfaisant la condition suivante : le rapport surface sur volume d'une collection de particules sphériques, définies par le rayon optique, est égal au rapport surface sur volume de l'ensemble des grains de neige. Ainsi, les propriétés optiques de la couche, notamment l'albédo de diffusion simple (Kokhanovsky and Sokoletsky, 2006a; Dumont et al., 2010), sont comparables entre la couche constituée de grains réels et l'ensemble des sphères définies par le rayon optique (Warren, 1982; Grenfell and Warren, 1999; Painter and Dozier, 2004; Kokhanovsky, 2009). Le nombre de sphères de la collection peut cependant être largement supérieur au nombre de grains de neige, afin de représenter les propriétés optiques de la couche de neige (Mätzler, 2002).

Par définition, la surface spécifique de la neige est donc une variable objective, indépendante de la forme des grains et ne requiert pas de différencier grains de neige et agrégats de neige. Elle représente l'ensemble de la glace dans une couche de neige homogène. Ainsi, elle remplace avantageusement la taille des grains de neige, qui est une notion complexe et ambiguë (Debye and Bueche, 1949; Debye et al., 1957; LaChapelle, 1969). En effet, celle-ci peut être définie comme la taille moyenne des grains d'une couche de neige homogène (Colbeck et al., 1990; Mätzler, 2002; Fierz et al., 2009). Cependant, cette définition ne précise pas ce que représente la taille. Or, les nombreuses définitions utilisées pour quantifier cette taille, i.e. l'extension maximale d'un grain, la moitié de la plus grande dimension d'une particule de neige, la longueur de corrélation ... (Mätzler, 2002), sont dépendantes, soit de l'observateur, soit de la forme des grains de neige. De plus, la taille moyenne ne représente pas parfaitement la distribution réelle de la taille des grains de neige, qui souvent s'éloigne d'une distribution normale (Aoki et al., 2000; Nakamura et al., 2001). L'ensemble de ces travaux de thèse utilise la SSA pour caractériser la taille des grains.

Peu d'études présentent des mesures de la surface spécifique de la neige sur le Plateau Antarctique (Gallet et al., 2011; Brucker et al., 2011; Picard et al., 2012b). Les valeurs mesurées sont comprises entre 11.5 et 56 $\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$, avec généralement une décroissance de la SSA avec la profondeur, le métamorphisme entraînant souvent la croissance des grains de neige (Domine et al., 2008). Diverses méthodes expérimentales existent pour déterminer la surface spécifique de la neige :

1. L'adsorption de méthane à la surface des particules (Hanot and Domine, 1999; Legagneux et al., 2002; Domine et al., 2007).
2. La stéréologie sur des images bidimensionnelles de la neige, obtenue p.e. par épiscopie coaxiale (Arnaud et al., 1998; Matzl and Schneebeli, 2010).
3. Le calcul numérique sur des images tridimensionnelles de la neige, obtenue à l'aide de la microtomographie aux rayons X (Flin, 2004; Kerbrat et al., 2008; Flin et al., 2011; Heggli et al., 2011).
4. La mesure de la réflectance infrarouge de la neige (Domine et al., 2006; Matzl and Schneebeli, 2006), appelée méthode optique.

Cette dernière méthode est le concept de base des instruments POSSSUM et ASS-SAP (Arnaud et al., 2011), développés et mis au point pendant ces travaux de thèse.

Adsorption de méthane (1)

Le principe de cette méthode consiste à déterminer la surface des grains de glace accessible au méthane gazeux. Elle est illustrée par la figure 2.2 qui montre une monocouche de gaz à la surface d'un cristal de glace. Plus précisément, l'isotherme d'adsorption du méthane sur un échantillon de neige est mesuré à la température de l'azote liquide (77.15 K pour une pression atmosphérique standard) par une méthode volumétrique (Legagneux et al., 2002). L'analyse de l'isotherme permet ensuite de déterminer la surface de l'échantillon, convertie en surface spécifique à l'aide de sa masse.

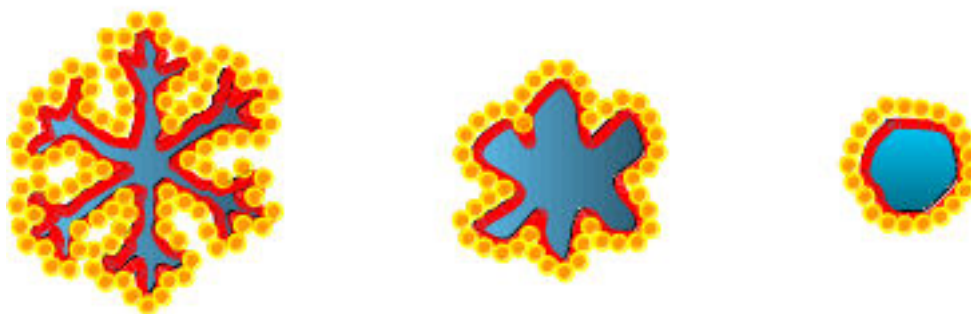


FIGURE 2.2 – Adsorption de molécules de méthane sur la surface d'une particule de glace, formant une monocouche de gaz. *Source : Dominé, F., communication personnelle, Takuvik International Laboratory, Canada.*

Les principaux avantages de cette méthode sont une grande précision (inférieure à 8%), une bonne reproductibilité et une mesure directe de la SSA (le nombre de molécules de gaz adsorbées est proportionnel à la surface). Cependant, le temps d'une mesure est relativement long, de l'ordre de trois heures, et ne peut s'effectuer qu'en laboratoire, après la récolte d'un échantillon de neige sur le terrain.

Stéréologie sur des images bidimensionnelles (2)

Le principe de cette méthode est de déduire des propriétés tridimensionnelles à partir d'images en deux dimensions comportant deux milieux, dans notre cas la glace et l'air. Différentes techniques permettent d'obtenir des images en deux dimensions de la neige, comme l'imagerie par rayons X (Ketcham and Carlson, 2001) ou l'épiscopie coaxiale (voir la figure 2.3, Arnaud et al., 1998).

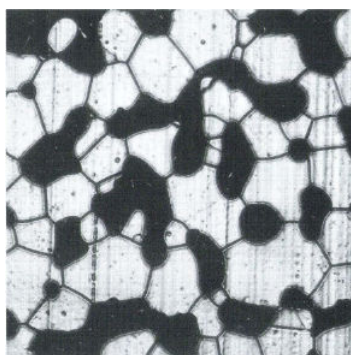


FIGURE 2.3 – Lame mince de glace (les zones noires représentent l’air et les zones grises la glace) obtenue par épiscopie coaxiale. La taille de la lame est de l’ordre du centimètre. *Source : Arnaud et al. (1998).*

À partir d’une image bidimensionnelle, les méthodes stéréologiques permettent d’estimer des variables tridimensionnelles (Underwood, 1970; Davis and Dozier, 1989; Matzl and Schneebeli, 2010). Deux principes de bases fondent la stéréologie : le principe des indivisibles (appelé aussi le principe de Cavalieri, du nom de son inventeur) et l’inférence par échantillonnage. Le principe des indivisibles pour une surface plane est le suivant : si toutes les droites parallèles de cette surface coupent deux régions de cette surface par des segments de mêmes longueurs, alors les deux régions possèdent des aires équivalentes. Le second principe, celui de l’inférence par échantillonnage, stipule qu’un échantillonnage aléatoire d’une population permet d’inférer des statistiques non biaisées de la population d’origine avec un intervalle de confiance. Des calculs statistiques permettent ensuite d’estimer des paramètres géométriques tridimensionnels comme la densité ou le rapport entre la surface de glace et son volume, i.e. proche de la surface spécifique (Matzl and Schneebeli, 2010).

Cette méthode est précise et le temps nécessaire pour les calculs stéréologiques est assez faible. Cependant, la détermination de la SSA est indirecte, et, de la même manière que pour l’adsorption de méthane, elle nécessite le prélèvement d’échantillon de neige.

Calcul numérique sur des images tridimensionnelles (3)

Le principe de cette méthode est le calcul numérique direct de la surface spécifique, à partir d’image en trois dimensions 3D de la neige (voir la figure 2.1). La reconstruction numérique d’image 3D se fait généralement par la mesure de l’absorption, différenciée en fonction de la direction, de rayons X traversant l’échantillon de neige. Cette technique est appelée microtomographie aux rayons X. L’analyse de la structure en trois dimensions des grains de neige permet d’estimer la surface spécifique de la neige (Flin et al., 2005, 2011).

Trois principales approches numériques existent pour estimer la SSA à partir des images 3D (Flin et al., 2011) : une approche stéréologique 3D, une approche par triangulation de la surface et une approche par projection de la normale à la surface de chaque face d’un voxel². La dernière méthode est la plus précise si le nombre de voxels de l’image est important, notamment parce que la neige est un milieu anisotrope³, biaisant ainsi l’approche stéréologique.

2. Un voxel est l’équivalent d’un pixel en deux dimensions, c.-à-d. un élément cubique élémentaire.

3. Un milieu isotrope est un milieu dont les propriétés physiques sont invariantes en fonction de la direction.

Les avantages et inconvénients de cette méthode sont similaires à ceux de la méthode par adsorption de méthane. Ces deux méthodes sont considérées comme des « références ». Néanmoins, les images 3D offrent de plus une visualisation de la microstructure de la neige, permettant l'étude de la porosité de la neige, de la forme des grains, des liens entre les grains, ... Enfin, la préservation des échantillons de neige dans un liquide réfrigérant peut induire des biais de mesure. Les trois méthodes présentées précédemment sont sujettes à cette potentielle source d'erreur.

Méthode optique (4)

Le principe de cette dernière méthode réside dans la dépendance de la réflectance de la neige, c.-à-d. la proportion de radiation réfléchie, à la surface spécifique dans le proche infrarouge (Warren, 1982; Matzl and Schneebeli, 2006; Domine et al., 2006). La figure 2.4 montre l'évolution de l'albédo spectral de la neige en fonction de la longueur d'onde pour des valeurs de SSA différentes (voir le chapitre 3 pour plus de détails sur l'albédo).

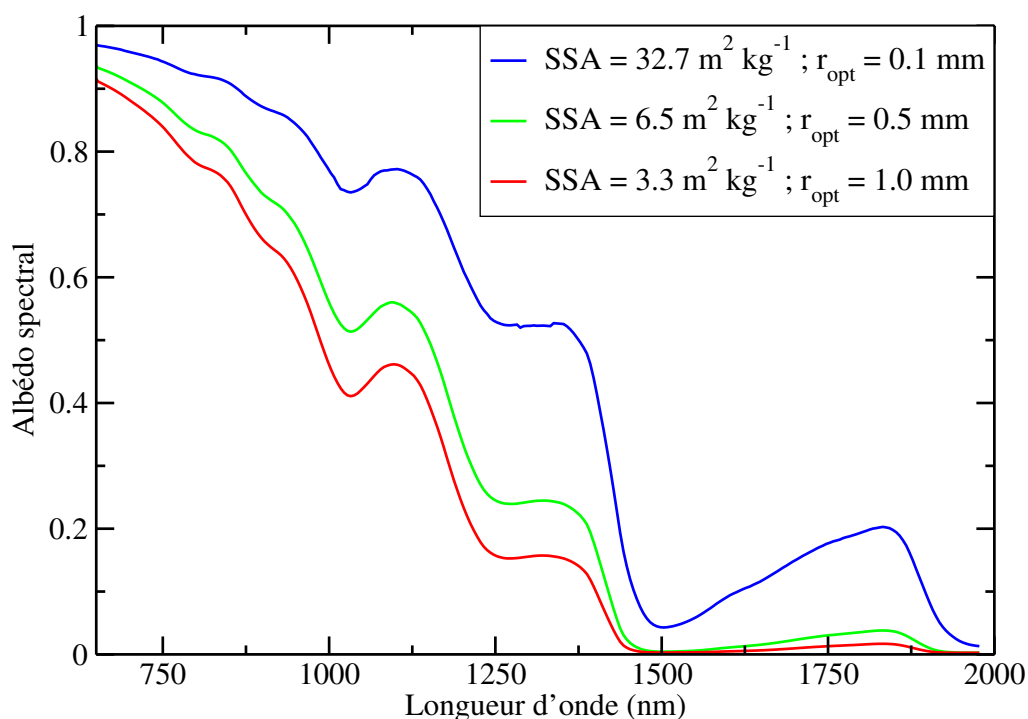


FIGURE 2.4 – Évolution de l'albédo spectral de la neige en fonction de la longueur d'onde pour différentes valeurs de SSA. Ces courbes sont calculées avec le modèle DISORT qui modélise le transfert radiatif dans la neige. La neige est assimilée à des particules sphériques de glace dans de l'air.

Plusieurs instruments existent pour mesurer la SSA de la neige par méthode optique. La première mise en œuvre de cette technique a été la photographie de la face d'un puits de neige dans le NIR (acronyme du terme anglais *near infrared*) en 2006 (Matzl and Schneebeli, 2006). L'utilisation d'une sphère intégrante, c.-à-d. recueillant toutes les radiations réfléchies par la surface d'un échantillon de neige, est la base de l'instrument **DUal Frequency Integrating Sphere for Snow SSA measurement (DUFISSS)** développé en 2009 (Gallet et al., 2009). Dans le même temps, un spectroradiomètre portable a été mis au point pour mesurer la SSA sur la face d'un puits de neige (Painter et al., 2007).

Plus récemment, la photographie NIR a été améliorée (Langlois et al., 2010; Montpetit et al., 2012) par une modification de la longueur d'onde de mesure, le SWIR (longueur d'onde comprise entre 1.4 et 3 μm , notée SWIR pour le terme anglais *short wavelength infrared*), et l'instrument **InfraRed Integrating Sphere (IRIS)** a été conçu sur le même concept que DUFISSS (Montpetit et al., 2012). Parallèlement, les instruments Profiler Of Snow Specific Surface area Using SWIR reflectance Measurement **POSSSUM** et Alpine Snow Specific Surface Area Profiler **ASSSAP** ont été construits (Arnaud et al., 2011).

Les avantages des méthodes optiques sont essentiellement leur rapidité de mesure et leur facilité de mise en œuvre sur le terrain. Cependant, les précisions sont a priori légèrement inférieures aux méthodes de « référence ». Ceux sont de plus des mesures indirectes, puisqu'elles nécessitent la conversion de la réflectance hémisphérique en surface spécifique. Cette conversion émet l'hypothèse de sphéricité des grains de neige, pouvant engendrer des variations de SSA en fonction de la forme des grains allant jusqu'à 20% (Picard et al., 2009a). Les problèmes majeurs des méthodes utilisant une sphère intégrante viennent du prélèvement d'échantillons. La neige est en effet collectée dans une coupelle, placée sous la sphère intégrante pour la mesure. Cet échantillonnage entraîne diverses contraintes et sources d'erreur potentielles : la première est un échantillonnage vertical pouvant difficilement dépasser 3 cm ; la deuxième est la mesure de la SSA intégrée sur toute la hauteur de la coupelle, même si la réflexion de surface est largement supérieur aux réflexions à l'intérieur de l'échantillon ; la troisième est le temps nécessaire pour creuser un puits profond (5 m par exemple) ; la dernière est la possible évolution de la SSA de l'échantillon lors de son prélèvement (destruction mécanique de sa microstructure ou dépôt de « poussière de neige » si la neige est très cohésive) ou durant le temps de la mesure (métamorphisme rapide). Cependant, ce dernier aspect semble peu prononcé d'après Gallet et al. (2009). Enfin, les méthodes optiques par photographie NIR ou SWIR nécessitent un protocole très rigoureux afin d'obtenir une précision similaire aux autres méthodes optiques. En effet, la géométrie de la prise de photo, ainsi que l'éclairage, sont des facteurs cruciaux pour une calibration précise de la réflectance. La surface du puits de neige doit être verticale et lisse, l'objectif de l'appareil photo doit être exactement perpendiculaire à la face du puits et l'illumination doit être entièrement diffuse. La maîtrise de ces conditions est possible, mais nécessite néanmoins un soin important.

La modélisation du rapport de polarisation nécessite de mesurer à la fois des profils profonds de SSA, ainsi que de pouvoir étudier le haut du manteau neigeux et la surface. Afin de pouvoir effectuer une mesure rapide, non destructive (c.-à-d. sans collecter des échantillons) et directement sur le terrain, avec une résolution verticale fine et un protocole relativement simple, les instruments POSSSUM et ASSSAP (basés sur la méthode optique) ont été développés au LGGE. La suite de cette section décrit ces instruments et présente la validation de leur mesure, qui a été conduite pour l'essentiel lors de cette thèse.

2.2.2 Instruments POSSSUM & ASSSAP : description

L'instrument « Profiler Of Snow Specific Surface area Using SWIR reflectance Measurements »

L'idée générale de cet instrument est la mesure en continu de l'intensité de l'énergie réfléchie par la neige à l'intérieur d'un trou de forage. La description détaillée de l'instrument, ainsi que l'algorithme pour déterminer la SSA et la validation des mesures, est décrite dans l'article [Arnaud et al. \(2011\)](#), mis en annexe du manuscrit de thèse (voir l'annexe **F**). Seuls les éléments communs avec l'instrument ASSSAP, ainsi que les améliorations effectuées depuis la publication de l'article, seront décrits. Les sources d'erreurs potentielles sont aussi analysées en regard des autres techniques de mesure de la SSA.

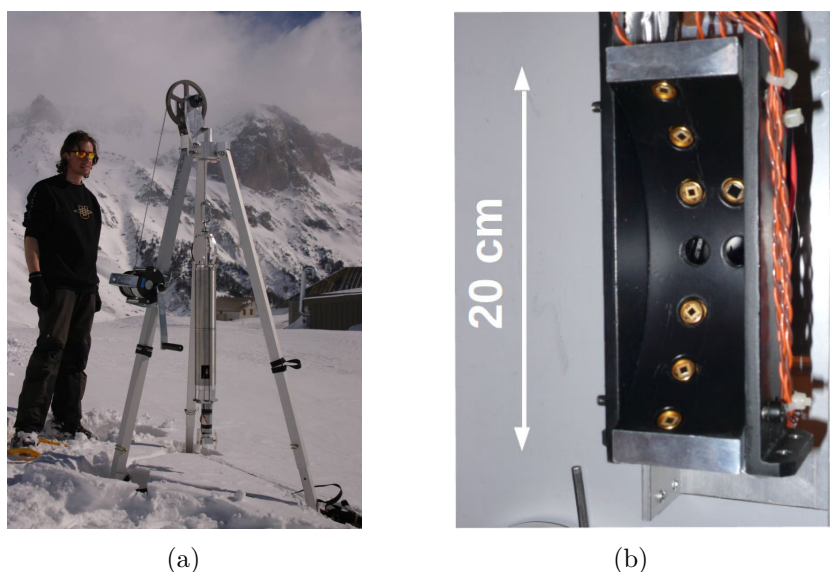


FIGURE 2.5 – Instrument POSSSUM dédié à la mesure de la SSA de la neige : (a) Col du Lautaret en France, 2009, et (b) couronne optique de mesure.

La figure 2.5a montre l'ensemble du dispositif expérimental, composé d'un trépied sur lequel est suspendue la sonde cylindrique, d'une poulie au sommet du trépied permettant la mesure de la profondeur et d'un treuil pour descendre la sonde dans le trou de forage. La sonde est descendue dans le trou de forage avec une vitesse modérée et relativement constante (de l'ordre du cm s^{-1}), ce qui donne une résolution verticale de l'ordre du millimètre (la fréquence d'acquisition est de 10 Hz).

La fenêtre (voir la figure 2.5b), située en bas de la sonde cylindrique, permet de mesurer l'albédo de la neige. Un laser éclaire perpendiculairement la face de neige dans le trou de forage, à une longueur d'onde de 1310 nm, où la dépendance de l'albédo à la SSA est forte. Six photodiodes mesurent l'intensité réfléchie, à des angles zénithaux de 20, 30 et 40° de part et d'autre du laser. Ces angles ont changé depuis la publication. En effet, la mesure à 60° était moins précise, à cause d'une calibration moins reproductible que pour les autres angles (étape 1 de l'algorithme expliqué ci-dessous), une correction de l'effet de distance plus complexe (étape 2) et une anisotropie de la neige plus forte (étape 3). Un algorithme permet ensuite de convertir les données brutes (tension électrique) en surface spécifique de la neige et d'obtenir ainsi des profils verticaux avec une résolution verticale inférieure au centimètre. Enfin, le temps pour forer puis mesurer un profil de 10 m de profondeur est d'environ 3 heures, le plus long étant le forage⁴.

4. Le trou de forage doit en effet être régulier, c.-à-d. ayant un diamètre constant et une face de neige lisse, sans grandes irrégularités. Cela implique une foreuse dédiée à la fois pour les spécifications liées à la mesure de la SSA, ainsi que pour les conditions de neige et de température du Plateau Antarctique.

L'algorithme se compose de quatre étapes (les équations sont détaillées dans l'article [Arnaud et al., 2011](#)) :

1. **La calibration.** Elle consiste à convertir la mesure de tension en réflectance bidirectionnelle. Dans cette étape, la distance entre la zone de neige illuminée et les photodiodes est considérée comme idéale, i.e. le point de convergence des 6 photodiodes se situe exactement sur la face du puits. La relation de calibration est obtenue en plaçant des standards de réflectance connue, considérés comme réflecteurs Lambertien, devant la fenêtre de mesure de POSSUM, à la distance idéale. Cette relation est linéaire (les réflexions multiples entre la neige et l'instrument sont négligeables) et différente pour chaque photodiode. Les nombreuses calibrations (sur le terrain et en laboratoire) montrent une bonne reproductibilité avec une précision de 3 à 4%.
2. **La correction de l'effet de distance**⁵. La conversion de l'énergie réfléchi en réflectance dépend en effet du carré de la distance entre la zone de neige illuminée par le laser et la photodiode. Ainsi, une variation de 8% de cette distance entraîne une variation de la SSA estimée supérieure à 16%. La modélisation de l'effet de distance, ainsi que l'utilisation d'un deuxième laser à 805 nm (longueur d'onde moins dépendante à la SSA) et d'une photodiode associée (angle zénithal de 20°), permettent de corriger cet effet (voir [Arnaud et al., 2011](#)). La longueur d'onde de ce deuxième laser a été modifiée depuis la publication de l'article, afin de diminuer la profondeur de pénétration du REM visible dans la neige et ainsi minimiser la rétrodiffusion du rayonnement hors de la fenêtre. L'erreur résiduelle liée à la variation de distance est estimée inférieure à 2%.
3. **La correction de l'anisotropie de la neige.** Cet étape consiste à convertir la réflectance bidirectionnelle en réflectance hémisphérique. Les deux réflectances sont en effet différentes parce que la neige n'est pas isotrope⁶. La réflectance mesurée par chaque photodiode est donc corrigée à l'aide du facteur d'anisotropie ([Dumont et al., 2010](#)). Ce facteur d'anisotropie dépend essentiellement de la forme des grains de neige. Pour de la neige naturelle, ce facteur est inférieur à celui de grains de neige assimilés à des sphères, c.-à-d. que la neige est plus Lambertienne qu'une collection de sphères. L'erreur issue de cette étape est d'environ 2%.
4. **La détermination de la SSA.** La relation analytique utilisée pour convertir la réflectance en SSA est issue de ([Kokhanovsky and Zege, 2004](#); [Picard et al., 2009a](#)) pour une incidence directe normale du laser sur la neige. La forme des grains de neige influence cette relation par le facteur b , appelé paramètre de forme. Le choix de $b = 4.53$, c.-à-d. pour des grains de neige sphérique et indépendant, a été validé par comparaison avec des mesures de SSA par adsorption de méthane. La précision sur ce facteur est estimée à 2%, ce qui entraîne une incertitude sur la SSA d'environ 5%. Néanmoins, cette incertitude peut être supérieure pour des neiges ayant des cristaux avec des formes marquées et très différentes de sphère, p.e. le givre de profondeur.

5. Distance entre la face de neige du puits et les photodiodes.

6. Intensité de réflexion différente en fonction des angles zénithaux et azimutaux du rayonnement incident et réfléchi.

L'incertitude totale des mesures de SSA avec l'instrument POSSSUM est évaluée à 10%. Cette estimation a été obtenue par comparaison avec la méthode d'absorption de méthane et de manière indépendante par une méthode de propagation d'erreur. Ainsi, la précision de la mesure avec POSSSUM n'est que légèrement inférieure aux méthodes de références, i.e. l'adsorption de méthane et la microtomographie au rayon X.

La figure 2.6 montre un des premiers profils verticaux de SSA de la neige obtenue avec POSSSUM, où, de manière générale, la SSA diminue avec la profondeur⁷. Cet exemple vise à illustrer la remarquable reproductibilité de la mesure entre la descente de la sonde dans le trou de forage et la montée.

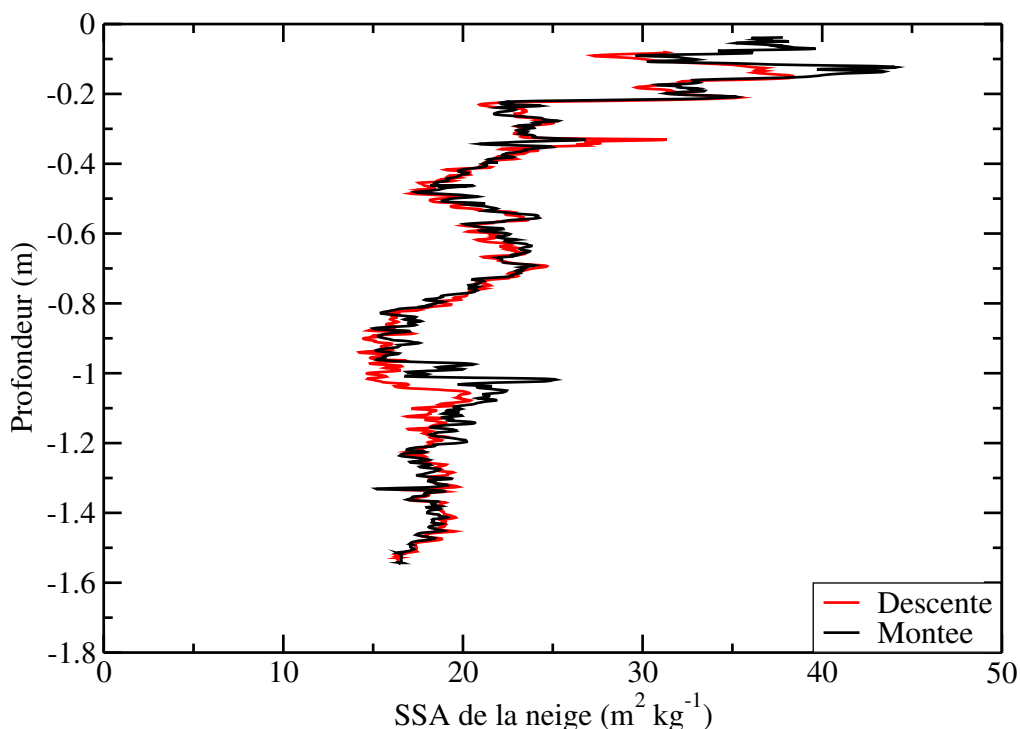


FIGURE 2.6 – Profil vertical de SSA d'environ 1.6 m, mesuré à l'aide de POSSSUM sur le glacier des Ruillans, La Grave, France, le 1^{er} avril 2009.

POSSSUM est donc le premier instrument qui permet de mesurer l'évolution verticale de la SSA de la neige jusqu'à 10 m de profondeur, avec une résolution inférieure au centimètre, une durée courte (2 heures environ pour 10 m) et réalisable dans les conditions atmosphériques du Plateau Antarctique, tout en conservant une précision sur la mesure comparable aux méthodes existantes. La mesure est de plus non destructive et la structure de la neige n'est pas modifiée par la mesure. Il existe cependant quelques inconvénients. Le premier est l'estimation indirecte de la SSA, qui implique un algorithme sophistiqué et augmente ainsi les sources possibles d'erreur, en particulier l'influence de la forme des grains sur la relation réflectance – SSA. Le deuxième inconvénient, majeur lorsque la mesure est faite proche de la surface, est lié à l'illumination solaire. La pénétration de la lumière dans les premiers centimètres du manteau neigeux entraîne en effet une saturation des photodiodes. Ainsi, la mesure proche de la surface est rarement possible, et ceci malgré des précautions pour cacher le rayonnement solaire. Le dernier inconvénient est le

7. Nous utiliserons dans ce manuscrit le terme profondeur pour illustrer que les mesures sont dirigées vers l'intérieur du manteau neigeux bien que, pour être exact, l'axe vertical correspond à une hauteur avec comme référence l'interface entre l'air et la neige et montre donc des valeurs négatives

déploiement de l'instrument, qui peut s'avérer difficile et fastidieux, le matériel de forage et la sonde elle-même possédant une taille et un poids important (20 kg environ).

L'instrument ASSSAP a donc été développé pour mesurer la SSA proche de la surface, ainsi que pour être léger, maniable et facilement transportable.

L'instrument « Alpine Snow Specific Surface Area Profiler »

La conception de ASSSAP est très similaire à celle de POSSSUM. La figure 2.7a montre la sonde. Sa taille (50 cm environ) est nettement plus petite que la sonde de POSSSUM et son poids bien moindre, grâce à une optimisation de la partie électronique. La sonde est en effet composée d'une partie électronique, pour l'acquisition des données, et d'une partie optique pour éclairer la face de neige du trou de forage, à travers la fenêtre de mesure (voir la figure 2.7b). La couronne (voir la figure 2.7c) a été améliorée par l'ajout d'une deuxième photodiode mesurant l'énergie réfléchi à 805 nm (angle zénithal toujours de 20°, mais les deux photodiodes sont positionnées de part et d'autre du faisceau laser), dans le but de mieux contraindre la correction de l'effet de distance.

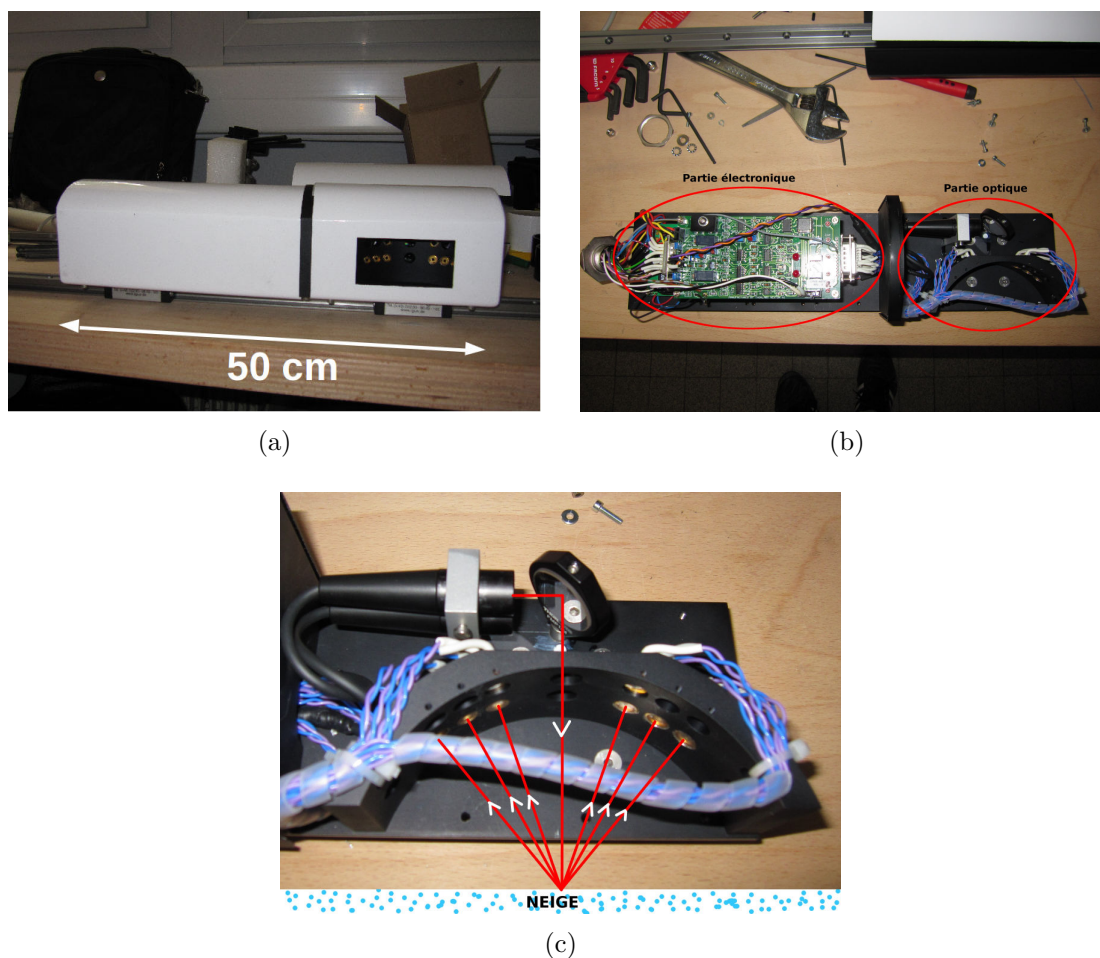
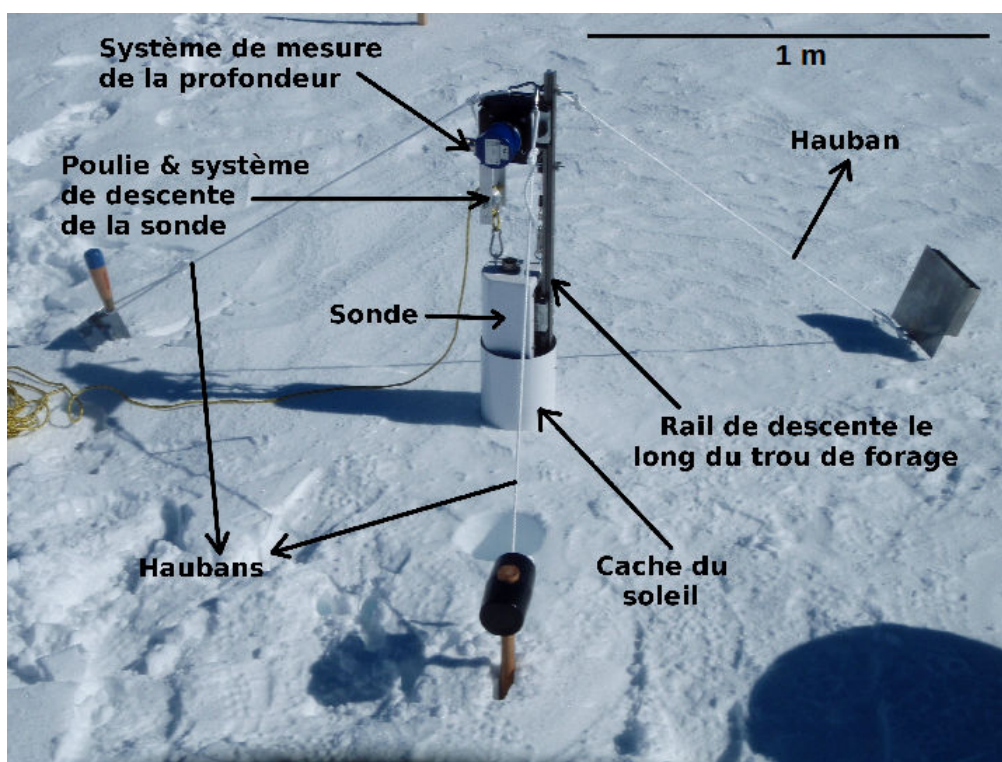
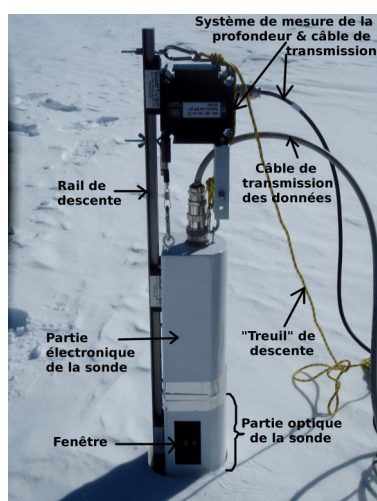


FIGURE 2.7 – Instrument ASSSAP en laboratoire : (a) la sonde en entier, (b) l'intérieur de la sonde, composée d'une partie électronique et d'une partie optique et (c) la couronne où s'effectue la mesure. Les traits rouges représentent le laser illuminant la surface de neige et se réfléchissant vers les photodiodes.

Les différences principales entre ASSSAP et POSSSUM résident dans leur utilisation sur le terrain, ASSSAP ne nécessitant que peu de matériel de forage. ASSSAP est en effet conçu pour mesurer la SSA dans un trou de forage de quelques mètres de profondeur (typiquement 2 m). Ainsi, le trou de forage est creusé manuellement, à l'aide d'un tube carottier auquel est fixé une tête dentelée ou tout simplement tranchante (picot ou emporte-pièce).



(a)



(b)



(c)

FIGURE 2.8 – Instrument ASSSAP à Dôme C en décembre 2010 : (a) dispositif instrumental, composé de la sonde à l'intérieur du trou de forage, suspendue au rail, haubanée en 3 points, (b) et (c) vue rapprochée de la sonde.

La sonde de ASSSAP est ensuite positionnée sur un rail vertical enfoncé dans le trou de forage jusqu'à sa base (voir la figure 2.8a). La sonde glisse donc le long du rail. Sa descente est contrôlée manuellement par une cordelette (voir la figure 2.8a et 2.8b). Les mouvements de la sonde dans le trou de forage sont ainsi limités, sans avoir besoin d'un système pour maintenir la sonde verticale, comme c'est le cas pour POSSSUM. Le rail est de plus haubané (voir la figure 2.8a) pour le maintenir vertical et conserver ainsi une illumination perpendiculaire de la face de neige du trou de forage, même dans le cas d'une neige peu cohésive. Les neiges vraiment très friables restent cependant problématique. Enfin, des caches dédiés ont été conçus pour protéger de la lumière du soleil et éviter ainsi la saturation des photodiodes lorsque la sonde est proche de la surface.

Ils possèdent exactement la circonférence du trou de forage et sont fixés sur le rail, un proche de la surface (voir la figure 2.8c) et un à la base du trou, ce qui permet aussi d'améliorer la stabilité du rail. L'algorithme pour retrouver la SSA de la neige à partir des mesures de tension de chaque photodiode est par contre exactement le même que celui de POSSSUM.

La figure 2.9 montre un exemple de profil de SSA, mesuré à Dôme C en décembre 2010. Son évolution est semblable à celui de La Grave (voir la figure 2.6). La décroissance de la SSA est cependant plus rapide (en 20 – 30 cm à Dôme C alors qu'en 50 – 80 cm à La Grave). De plus, les valeurs de SSA sont inférieures.

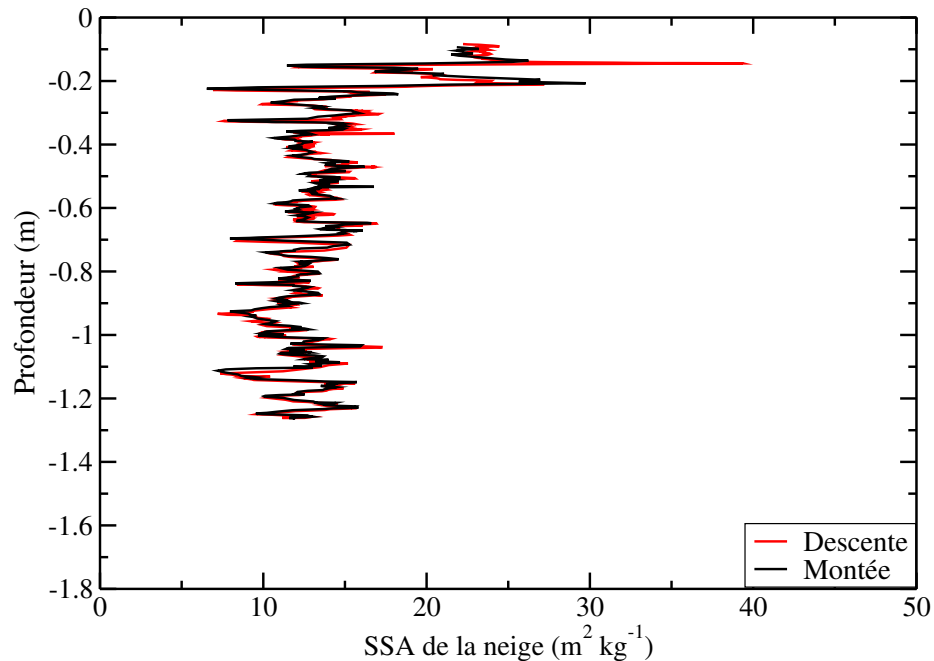


FIGURE 2.9 – Évolution verticale de la SSA sur 1.2 m environ, mesurée avec ASSSAP à Dôme C, Antarctique, le 18 décembre 2010.

Les étapes (1) et (4) sont communes à toutes les méthodes optiques. Inversement, les étapes (2) et (3) sont absentes pour l'instrument DUFISSS et la photographie infrarouge. Par conséquent, les erreurs des instruments ASSSAP et POSSSUM sont a priori supérieures. Cependant, les erreurs liées aux étapes (2) et (3) sont faibles, grâce à un algorithme précis et efficace. Enfin, les sources d'erreur dues à l'échantillonnage pour DUFISSS et au protocole de mesure pour la photo infrarouge peuvent, sous certaines conditions atmosphériques ou de neige, être importantes. De plus, ces possibles sources d'erreur sont moins bien déterminées et contraintes.

Caractéristiques	Adsorption de méthane	Séréologie image 2D	Analyse numérique image 3D	Spectroscopie	DUFISSS & IRIS	POSSSUM	ASSSAP	Photographies NIR & SWIR
Lieu de la mesure	laboratoire	laboratoire	laboratoire	in situ	in situ	in situ	in situ	in situ
Temps de mesure	3 heures	1 heure	5 heures	1 heure ¹	1 heure ¹	2 heures ²	20 minutes ¹	20 minutes ¹
Mode opératoire / destructif	échantillonnage / oui	échantillonnage / oui	échantillonnage / oui	profil face d'un puits / non	échantillonnage / oui	profil trou de forage / non	profil trou de forage / non	profil face d'un puits / non
Résolution verticale maximale	5 cm	5 cm	5 cm	3 cm	3 cm	0.5 cm ³	0.5 cm ³	0.5 cm ³
Reproductibilité de la mesure	très bonne	bonne	bonne	moyenne	bonne	très bonne	très bonne	faible
Précision absolue	5%	5%	10%	15%	15% ⁴	15%	15%	15 - 20% ⁵
Influence illumination ⁶	non	non	non	forte	non	forte près de la surface	forte près de la surface	forte
Influence expérimentateur ⁷	variable selon type de neige	variable selon type de neige	variable selon type de neige	faible	moyenne	moyenne	moyenne	forte
Influence calibration	faible	aucune	aucune	forte	forte	moyenne	moyenne	forte
Influence algorithmes ⁸	aucune	faible	forte	forte	moyenne	forte	forte	forte
Difficulté protocole	dur	moyen	dur	simple	simple	simple	simple	moyen
Objectif	mesure de « référence »	étude de la microstructure	mesure de « référence »	profil peu profond, simple et rapide	profil peu profond, simple et rapide	profil profond h ^{te} résolution	profil peu profond h ^{te} résolution	variabilité horizontale

TABLEAU 2.1 – Tableau comparatif des caractéristiques, des avantages et des inconvénients des différents instruments de mesure de la SSA de la neige. ^{1,2} Ces temps correspondent respectivement à la mesure d'un profil vertical d'environ 1 m et de 10 m. ³ Cette résolution est la résolution effective, c.-à-d. après le traitement des mesures, la résolution des données brutes étant environ 10 fois plus fine. ⁴ Cette précision est celle de DUFISSS, l'instrument IRIS ayant été validé par les mesures de DUFISSS. ⁵ La précision de la photographie dans le SWIR est meilleure que dans le NIR, puisque la longueur d'onde dépend plus de la SSA de la neige. ⁶ Cette influence est celle de l'illumination solaire sur le terrain. ⁷ Cette influence est celle de l'opérateur sur le prélèvement d'échantillon et le protocole de mesure. ⁸ Cette influence est soit celle du traitement d'image, soit celle de la conversion de la mesure en SSA, en dehors de la calibration.

En conclusion, les instruments POSSSUM et ASSSAP sont respectivement les mieux adaptés pour la mesure de profil profond de SSA et de profil proche de la surface sur le Plateau Antarctique. Chaque instrument est cependant adapté à certaines conditions et objectifs. Le tableau 2.1 résume les caractéristiques des différents instruments et / ou méthodes pour mesurer la SSA de la neige et préconise les plus adéquats en fonction des conditions de neige et de l'objectif visé.

2.2.3 Instruments POSSSUM & ASSSAP : validation & intercomparaison avec d'autres méthodes

Cette section présente la validation des mesures effectuées par les instruments POSSSUM et ASSSAP, avec un accent porté pour ASSSAP puisque la validation de POSSSUM est déjà décrite dans [Arnaud et al. \(2011\)](#), ainsi que la comparaison avec les autres méthodes. Les travaux de cette thèse concerne le manteau neigeux Antarctique, cependant la validation de ASSSAP et POSSSUM a aussi été menée pour les manteaux neigeux Alpin et Arctique, ainsi que sur la calotte Groenlandaise. Ces travaux sur les différents manteaux neigeux sont abordés dans cette section. De nombreuses campagnes de terrain et des expériences en laboratoire ont eu lieu pour comparer les différents instruments. Seules quelques campagnes de terrain sont présentées, celles montrant clairement les différences non encore comprises. Du fait de la difficulté de son protocole, la mesure de la SSA par photographie infrarouge n'est pas étudiée.

Intercomparaison sur un manteau neigeux Alpin

Lors du printemps 2009, une campagne d'intercomparaison des méthodes de mesure de la SSA a eu lieu à La Grave le 1^{er} et le 17 avril, comprenant l'adsorption de méthane, la microtomographie aux rayons X et les instruments optiques DUFISSS et POSSSUM. Le protocole de ces journées n'est pas détaillé.

La figure 2.10 montre l'évolution verticale de la SSA pour les quatre méthodes de mesure le 17 avril 2009⁸. La concordance globale est bonne avec une diminution de la SSA avec la profondeur, allant de 40 – 60 m² kg⁻¹ proche de la surface à environ 15 m² kg⁻¹ vers 1.60 – 1.80 m de profondeur, causée par le métamorphisme de la neige en milieu Alpin, qui généralement entraîne un arrondissement des grains et une augmentation de leur taille ([Domine et al., 2008](#)).

Premièrement, les mesures par adsorption de méthane et microtomographie aux rayons X (« références » indépendantes) montrent un biais systématique d'environ 6 m² kg⁻¹, qui devient donc important pour des valeurs faibles de SSA (40% de différence pour une SSA de 15 m² kg⁻¹). Malgré des études approfondies sur ces deux méthodes, aucune conclusion univoque permet d'expliquer ce biais. Quatre hypothèses principales peuvent être à l'origine de cette différence : (1) le calcul numérique de la SSA à partir des images tridimensionnelles de la neige, comme p.e. la détermination des deux phases (glace et air) de l'image à partir de l'image brute (binarisation), ainsi que la résolution de l'image ; (2) la calibration de la taille de la molécule de méthane ; (3) l'adsorption sur une monocouche du méthane ; (4) la variable mesurée par les deux méthodes, théoriquement différente. La surface mesurée par adsorption de méthane est en effet celle accessible aux molécules de méthane, alors que la surface mesurée numériquement dépend de la taille du volume élémentaire (voxel). Typiquement, la résolution numérique est de 10 µm alors que la taille d'une molécule de méthane est de l'ordre de 100 pm, soit environ 100 000 fois plus petite.

8. Les résultats de la journée du 1^{er} avril 2009 sont très similaires.

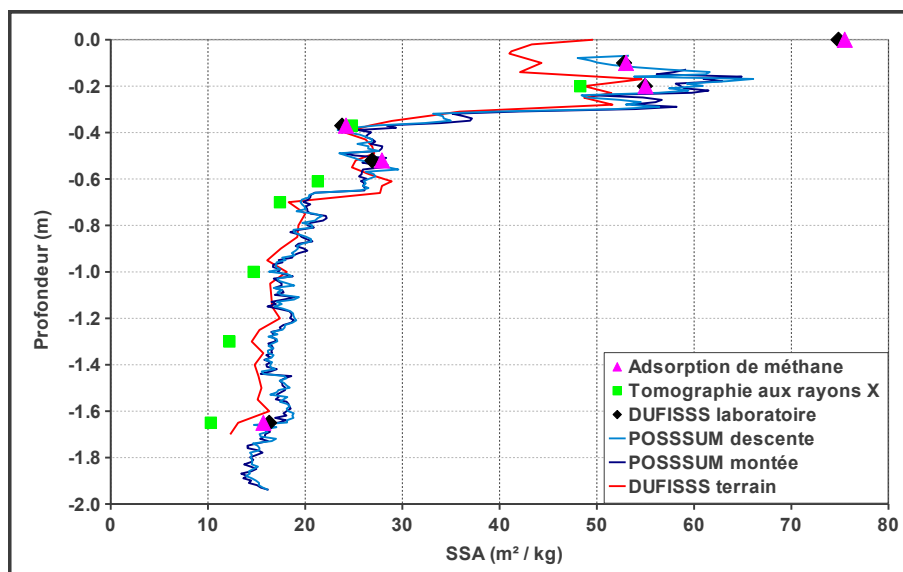


FIGURE 2.10 – Profils verticaux de SSA mesurés par microtomographie aux rayons X, adsorption de méthane, DUFISSS et POSSSUM (descente et montée) sur le glacier des Ruillans à environ 3200 m d’altitude, proche de La Grave en France, le 17 avril 2009. Les mesures de DUFISSS en laboratoire sont effectuées sur les mêmes échantillons que ceux utilisés pour l’adsorption de méthane.

Par conséquent, les aspérités des cristaux de glace observés par les deux méthodes peuvent être différentes. L’étude de [Kerbrat et al. \(2008\)](#) montre cependant que les différences entre les deux méthodes sont inférieures à 5%.

Deuxièmement, les mesures par adsorption de méthane, ainsi qu’avec DUFISSS et POSSSUM sur les mêmes échantillons⁹ sont proches (inférieure à 8% pour POSSSUM, voir [Arnaud et al., 2011](#)). Ce résultat n’est pas surprenant, puisque la conversion de l’albédo mesuré par DUFISSS en SSA est calibrée à l’aide de l’adsorption de méthane ([Gallet et al., 2009](#)) et que les mesures de POSSSUM ont aussi été validées par adsorption de méthane ([Arnaud et al., 2011](#)).

Troisièmement, les profils de SSA mesurés avec POSSSUM et par adsorption de méthane sont en bon accord. Cependant, lors des mesures du 1^{er} avril, les valeurs issues de POSSSUM à partir de 60 cm de profondeur étaient inférieures de 4 – 5 m² kg⁻¹ par rapport à celles issues du méthane. Enfin, l’accord général est bon entre les mesures par méthode optique, DUFISSS et POSSSUM. Un écart non constant, compris entre 5 et 20%, est cependant identifié en dessous de 1.2 m de profondeur. Plus étonnant sont les écarts observés le 1^{er} avril, où les mesures de DUFISSS sont supérieures d’environ 12% à celles de POSS-

9. Il est possible d’utiliser POSSSUM de la même manière que DUFISSS, en positionnant l’échantillon de neige devant la fenêtre de mesure. Le porte-échantillon est adapté pour se positionner exactement à la bonne distance entre les photodiodes et la surface de neige.

SUM, excepté proche de la surface. Cependant, les mesures de réflectance hémisphérique issues de DUFISSS et POSSSUM sont très proches (Arnaud et al., 2011). Ces écarts sont donc probablement liés aux méthodes différentes de conversion de l'albédo en SSA.

En résumé, les mesures concordent globalement entre elles, avec une erreur inférieure à 20%, en particulier pour les méthodes optiques. Deux points importants ne sont cependant pas encore compris : le biais systématique entre la microtomographie et l'adsorption de méthane, d'environ $6 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$, et les écarts entre POSSSUM et DUFISSS, compris entre -20 et +15%. Enfin, il est nécessaire de prêter attention à l'interprétation des mesures lorsque les cristaux de neige possèdent des formes très éloignées d'une sphère.

Validation sur un manteau neigeux Arctique

Durant le mois de mai et juin 2011, une campagne de mesure de la SSA de la neige a été menée à Summit, au sommet de la calotte polaire Groenlandaise (mesures réalisées par F. Dominé et C. Carmagnola). La figure 2.11 montre un profil de SSA mesuré par ASSSAP et DUFISSS. L'ensemble des profils mesurés à Summit sont similaires à celui-ci, montrant ainsi la consistance des résultats suivants, en tout cas dans les conditions atmosphériques et de neige de Summit. Comme pour la majorité des manteaux neigeux, la SSA de la neige décroît avec la profondeur. L'accord entre les instruments DUFISSS et ASSSAP est bon pour une profondeur supérieure à 12 cm environ. Au-dessus de cette hauteur, les mesures de ASSSAP montrent une forte augmentation de la SSA, alors que celles de DUFISSS restent à peu près constantes. Cet écart est toujours incompris. Une hypothèse est cependant privilégiée. Le haut du manteau neigeux était constitué de couche de neige dense et très cohésive, entraînant à la fois un échantillonnage difficile avec DUFISSS, ainsi que le dépôt de minuscules grains de neige sur la surface du trou lors son forage, provoquant artificiellement une augmentation de la SSA mesurée. Un trou de forage ayant un diamètre vraiment trop large en surface (la correction de l'effet de distance est alors moins valide, Arnaud et al., 2011) ou la présence d'impuretés dans la neige de surface¹⁰ ne peut être exclu. D'un autre côté, une profondeur optique trop faible de l'échantillon (p.e. pour les faibles densités) peut aussi entraîner une sous-estimation des mesures de DUFISSS.

En résumé, l'accord entre ASSSAP et DUFISSS est généralement bon. Une condition particulière, également valable pour l'instrument POSSSUM, doit cependant attirer attention lors des mesures sur le terrain, à savoir le forage dans une neige très dense et cohésive, qui peut augmenter artificiellement les valeurs de SSA. Ce phénomène est aussi observé en Antarctique, pour le manteau neigeux profond, lorsque la densité devient élevée.

Validation sur un manteau neigeux Antarctique

Depuis plusieurs années, des campagnes de mesure à Dôme C visent à caractériser l'évolution verticale des propriétés physiques de la neige dont la SSA. En 2007, des images 2D ont été obtenues par épiscopie coaxiale sur des échantillons provenant d'un puits de neige et d'une carotte de glace, permettant d'obtenir un profil vertical de SSA, à l'aide de calcul stéréologique (mesures réalisées par L. Arnaud notamment). Des profils verticaux de SSA ont ensuite été mesurés les années suivantes, en 2009, 2010 et 2011, respectivement avec les instruments DUFISSS (mesures réalisées par J.-C. Gallet), POSSSUM (mesures réalisées par G. Picard notamment) et ASSSAP (mesures réalisées par N. Champollion).

10. Les impuretés diminuent l'albédo dans le visible. La sonde est par conséquent considérée comme éloignée de la distance idéale et la mesure de la réflectance est trop faible. L'algorithme corrige alors cet effet artificiel de distance et augmente les valeurs mesurées de ASSSAP.

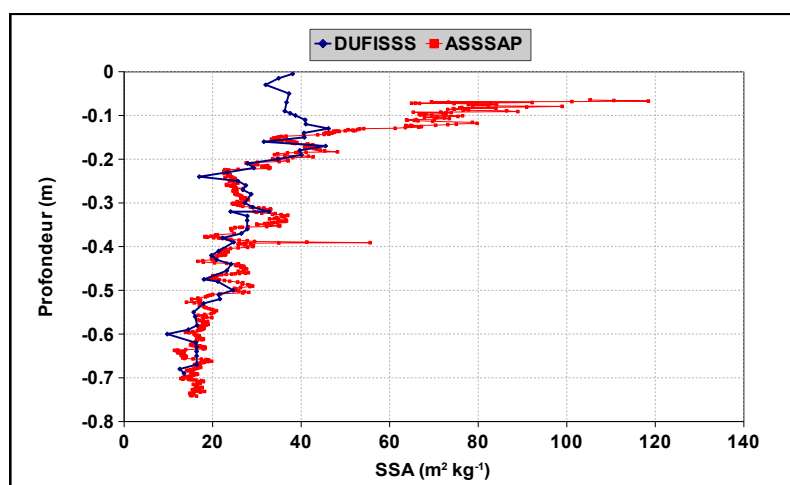


FIGURE 2.11 – Profils de SSA mesurés par ASSSAP et DUFISSS à Summit au printemps 2011. *Source* : C. Carmagnola, Centre d'Étude de la Neige (CEN), France, et F. Dominé, Takuvik International Laboratory, Canada.

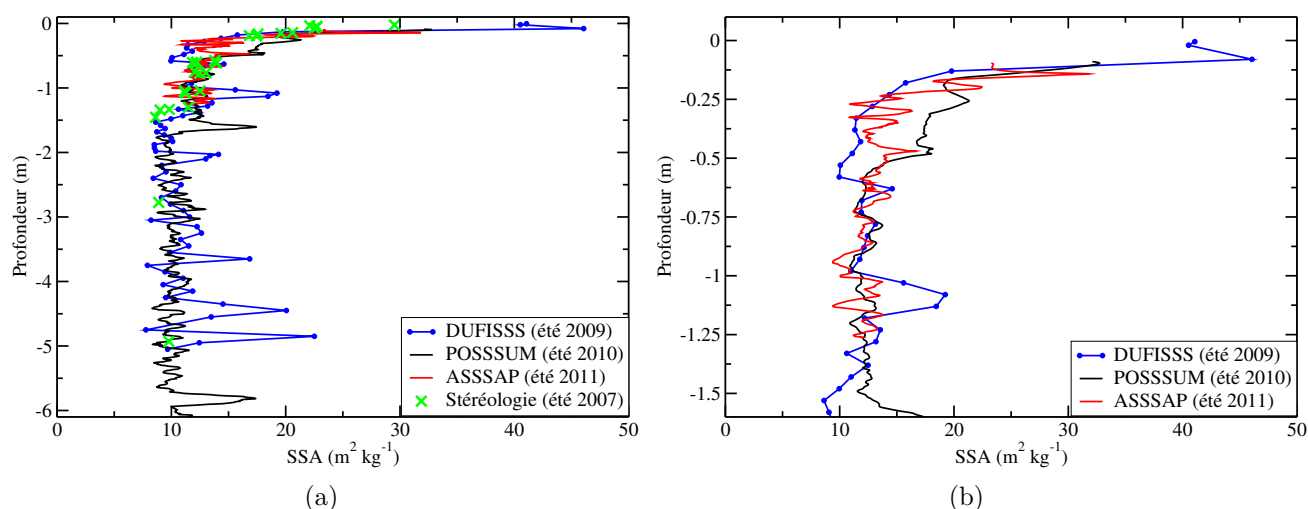


FIGURE 2.12 – Évolution verticale de la SSA à Dôme C, mesurée par stéréologie sur des images 2D obtenues par épiscopie coaxiale, ainsi que avec DUFISSS, POSSSUM et ASSSAP : (a) profil de 6 m de profondeur et (b) zoom sur le premier mètre. *Source* : L. Arnaud, LGGE, pour les mesures de stéréologie; J.-C. Gallet, LGGE, pour les mesures de DUFISSS; G. Picard, LGGE, pour les mesures de POSSSUM.

La figure 2.12 montre l'évolution verticale de la SSA mesurée à Dôme C par différentes techniques, à des dates et localisations différentes (éloignées de quelques dizaines de mètres). Tous les profils montrent une décroissance globale de la SSA avec la profondeur. Malgré des dates et localisations différentes, les différents profils sont en bon accord et montrent la consistance des méthodes de mesure de la SSA. Ces résultats semblent aussi indiquer une évolution lente de la neige à Dôme C. Les diverses conditions lors des mesures (années et lieux) ne permettent pas d'étudier de manière plus approfondie les différences entre les profils.

Afin de vérifier que les mesures in situ de SSA dans un trou de forage ne montrent pas de biais liés au forage, aux conditions de neige sur la face du trou et à la conception des sondes ASSSAP et POSSSUM, les profils mesurés dans des trous de forage ont été comparés aux mesures sur des échantillons extraits de carottes de neige issues de ces mêmes trous de forage. Cette étude est nécessaire puisque les profils de SSA sont utilisés pour la modélisation de l'émission micro-onde qui provient de plusieurs mètres de profondeur.

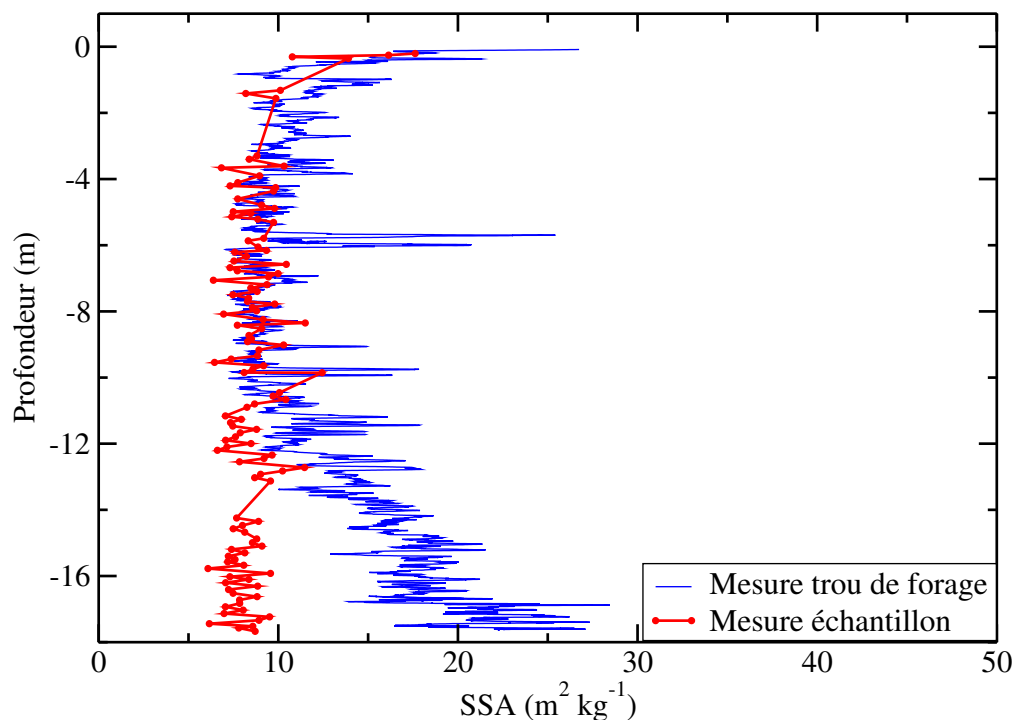


FIGURE 2.13 – Profil de SSA mesuré avec POSSSUM et en échantillonnant la carotte de neige extraite lors du forage. *Source : G. Picard, E. Lefebvre & G. Teste, LGGE.*

Les figures 2.13 et 2.14 montrent deux profils de SSA dans un trou de forage, ainsi que leurs profils associés, obtenus en mesurant la SSA sur des échantillons, respectivement prélevés sur la carotte de neige extraite lors du forage pour POSSSUM et sur le puits de neige creusé à l'endroit du trou de forage pour ASSSAP.

Les deux profils issus de ASSSAP coïncident alors que ceux mesurés avec POSSSUM sont en bon accord jusqu'à 10 m de profondeur environ, profondeur au-delà de laquelle la SSA mesurée directement dans le trou de forage augmente. Cette évolution de la SSA est causée par le dépôt de petits grains sur la face de neige lors du forage, phénomène également observé à Summit au Groenland. En effet, la densité et la cohésion de la neige augmente avec la profondeur. Lorsque celle-ci devient trop grande, une « poudre » de neige se forme lors du forage et se dépose sur la surface du trou, là où la mesure de SSA est effectuée. Ce phénomène a été confirmé en laboratoire, par la découpe d'échantillon de neige provenant de 15 m de profondeur. Leur mesure ont aussi donnés des valeurs de SSA élevées. Ensuite, un brossage délicat de la surface de ces échantillons a permis d'enlever la poudre. Les mesures de SSA diminuaient alors d'au moins 50%.

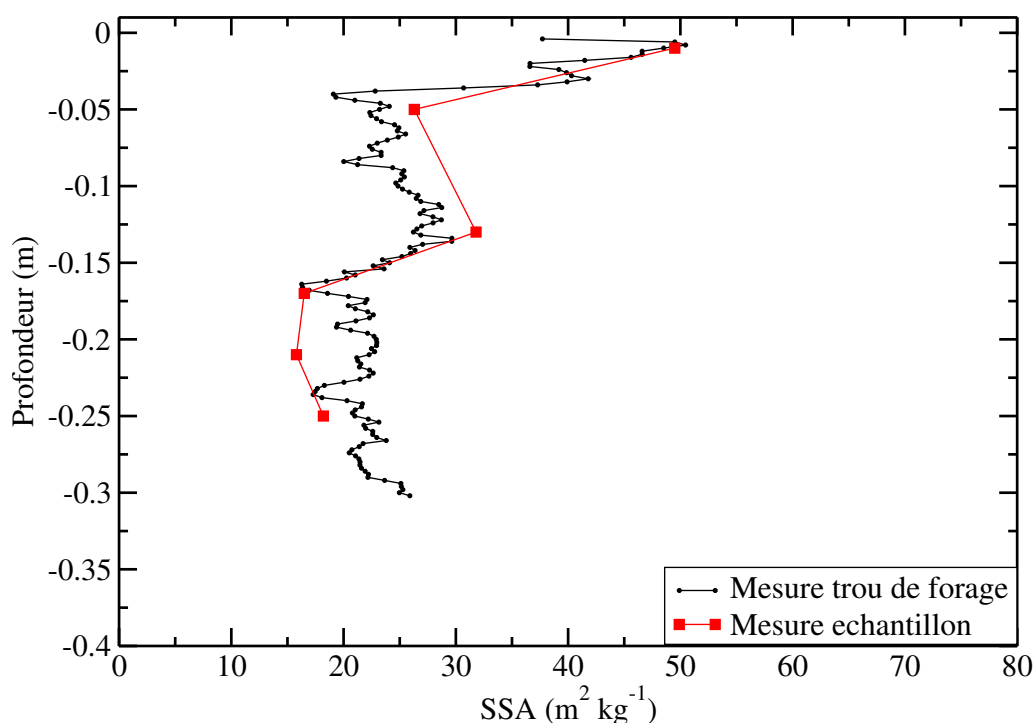


FIGURE 2.14 – Profil de SSA mesuré avec ASSSAP et en échantillonnant le puits de neige creusé à l'endroit du trou de forage.

2.2.4 Le cas particulier de la surface

Difficultés de mesure

La SSA de la neige de surface est difficilement mesurable à l'aide des méthodes expérimentales décrites précédemment. Les méthodes qui nécessitent la collecte d'échantillons sont en effet mal adaptées, la neige de surface possédant souvent une faible densité, une faible cohésion et des cristaux de neige fragiles (notamment si elle est constituée de givre). Ainsi, le prélèvement d'échantillon afin d'effectuer une mesure de référence, par microtomographie aux rayons X ou par adsorption de méthane, est difficile. Enfin, la faible densité de cette neige entraîne des erreurs plus importantes avec DUFISSS (Gallet et al., 2009), même en supposant que la SSA de la neige n'est pas affectée par la prise d'échantillon.

Les mesures de profils verticaux, à l'aide de POSSSUM ou ASSSAP, sont souvent moins précises pour le haut du manteau neigeux. En effet, l'illumination solaire est souvent trop importante proche de la surface et le trou de forage est de moins bonne qualité. Les incertitudes sont ainsi plus élevées proche de la surface. Cependant, les caches de lumière d'ASSSAP, ainsi que la plus grande facilité de mise en œuvre de son protocole expérimental (le trou de forage est ainsi moins dégradé), permettent des mesures plus proches de la surface.

Un nouveau protocole expérimental a par conséquent été mis au point afin de mesurer la SSA de la surface de neige¹¹. Ce protocole est décrit dans la suite de cette section. La mesure de la SSA de la neige « traditionnelle » des premiers centimètres du manteau neigeux est elle toujours effectuée avec ASSSAP, avec cependant un soin important pour le trou de forage et pour protéger le haut du trou de la lumière visible.

Développement d'un nouveau protocole adapté à la surface

Le protocole présenté ici permet de mesurer la SSA des cristaux de neige présents sur la surface. Il consiste à installer la sonde parallèlement à la surface de neige, en veillant à ce que la fenêtre à travers laquelle le laser illumine la neige soit parallèle à la surface et à ce que la distance entre la sonde et la surface soit celle de convergence des photodiodes. Pour cela, des cornières fixes de plus d'un mètre de long sont enfoncées dans la neige. Le rail sur lequel est fixé la sonde est attaché perpendiculairement à ces cornières. Ainsi, ASSSAP est parallèle à la surface (dans les deux directions). L'emplacement de la mesure est choisi de telle sorte que la surface soit relativement plane, ce qui assure que la sonde et la surface soient parallèles si la sonde est installée à plat (vérifié à l'aide d'un niveau à eau). Une bâche recouvre ensuite la sonde afin de diminuer le rayonnement solaire incident. Enfin, la réflectance est mesurée sur une longueur d'environ 20 cm, grâce à la cordelette permettant de faire avancer la sonde le long du rail. La distance le long du rail est aussi mesurée. Elle permet de superposer les différents profils horizontaux, afin de vérifier la reproductibilité de la mesure. La figure 2.15 illustre le dispositif expérimental.

La correction de l'effet de distance (étape (2) de l'algorithme) permet de minimiser l'influence des petites irrégularités de hauteur de la surface sur la détermination de la SSA le long des 20 cm de mesure. De plus, la SSA est moyennée sur toute la longueur du profil horizontal, afin de diminuer les effets liés à l'anisotropie de la neige et les autres erreurs potentielles de mesure.

Pour une bonne précision, il est recommandé (1) de protéger la sonde du rayonnement solaire incident afin de ne pas saturer les photodiodes¹², (2) de veiller à maintenir la sonde horizontale, ainsi qu'à une distance proche de la distance de convergence (ne pas dépasser le double) et (3) d'effectuer deux passages de la sonde afin de vérifier la reproductibilité de la mesure. La fin de cette section aborde la validation de ce protocole de mesure.

Validation en Antarctique & au Groenland

Trois approches sont utilisées pour valider le protocole décrit précédemment : (1) en premier lieu, la reproductibilité de la mesure ; (2) ensuite, la comparaison avec des mesures de SSA de la neige de surface effectuées à l'aide de DUFISSS ; (3) enfin, la comparaison avec des mesures effectuées avec ASSSAP à Summit. Comme il s'agit des premières mesures de SSA de la neige aussi proche de la surface, la comparaison avec la littérature est impossible. À titre d'illustration cependant, la SSA des fleurs de givre est de l'ordre de $20 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ (Domine et al., 2005), celle du *diamond dust* est comprise entre 80 et $220 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ (Domine et al., 2011), celle du givre de surface est comprise entre 25 et $55 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ (Domine et al.,

11. Je parle ici de SSA de la surface de neige, bien que ce terme soit abusif puisque la mesure de la SSA d'une surface n'a pas de sens, pour insister sur le fait que le protocole mis au point vise à mesurer la SSA des cristaux de neige les plus proches de l'atmosphère. Cependant, nous utiliserons, dans la suite du manuscrit, les termes SSA de surface, SSA de la surface de neige et SSA de la neige de surface de manière équivalente

12. À noter que la protection doit aussi filtrer le rayonnement infrarouge à 1310 nm, ce qui est loin d'être le cas de toutes les bâches commerciales !

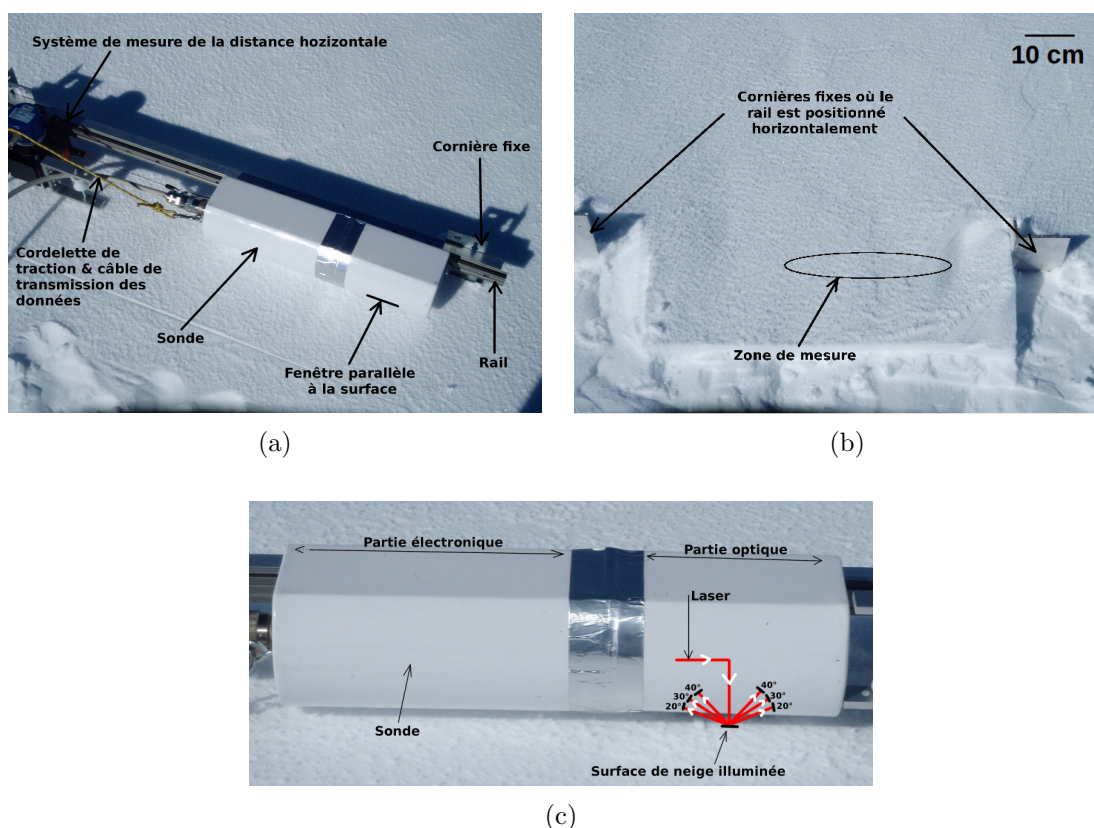


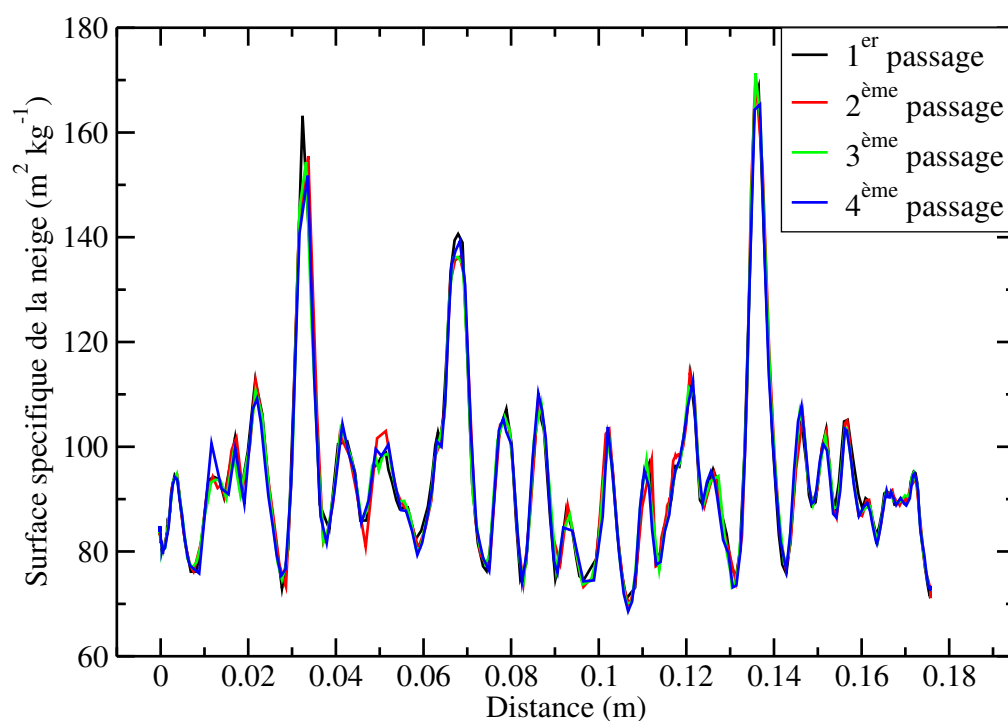
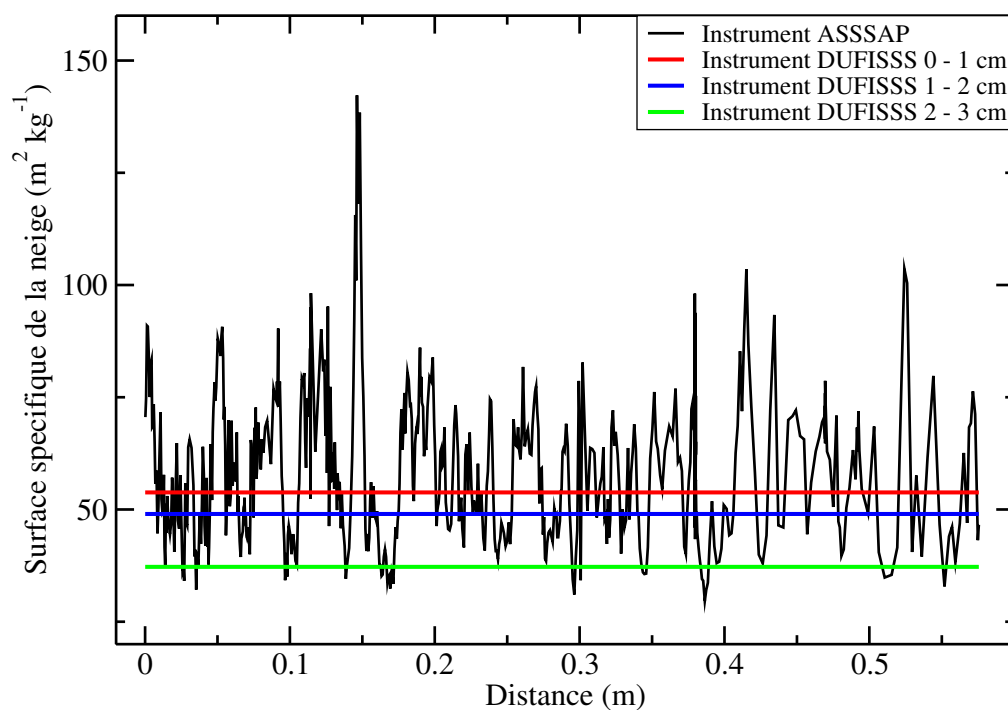
FIGURE 2.15 – Protocole expérimental pour mesurer la SSA de la neige en surface à l'aide de l'instrument ASSSAP.

2007) et celle représentant les deux premiers centimètres de neige à Dôme C est comprise entre 25 et 50 m² kg⁻¹ (Gallet, 2010; Gallet et al., 2011).

Reproductibilité de la mesure (1). La figure 2.16 représente un *transect*¹³ horizontal d'environ 20 cm de SSA de la surface de neige à Dôme C mesuré quatre fois. Les mesures lors des 4 passages se superposent très bien. Cette très bonne reproductibilité des mesures montre l'influence négligeable des variations d'éclairement sur les mesures et la robustesse de l'algorithme pour retrouver la SSA. De plus, tous les profils mesurés montrent la même reproductibilité (voir le chapitre 4).

Comparaison avec des mesures effectuées à l'aide de DUFISSS (2). La figure 2.17 représente un *transect* horizontal de plus de 50 cm mesuré avec ASSSAP à Summit au Groenland. La SSA mesurée avec DUFISSS (moyenne de plusieurs mesures), pour des profondeurs comprises entre 1 et 3 cm, est superposée à ce profil. Ces mesures ont été effectuées par F. Dominé et C. Carmagnola. La mesure de SSA la plus proche de la surface avec DUFISSS est légèrement inférieure à la moyenne du profil horizontal de ASSSAP et la SSA mesurée avec DUFISSS diminue avec la profondeur. Bien que les grains de neige qui déterminent la SSA ne soient pas exactement les mêmes pour la mesure avec ASSSAP (cristaux de neige présents sur la surface) que pour DUFISSS (cristaux des premiers centimètres de neige), les valeurs de SSA sont similaires et sont donc une première validation du nouveau protocole de mesure.

13. Nous utiliserons aussi ce terme emprunté à l'anglais pour désigner un profil horizontal.

FIGURE 2.16 – *Transect* horizontal de SSA de surface, mesuré à l'aide de ASSAP.FIGURE 2.17 – Comparaison des mesures de SSA de surface avec ASSAP et de la neige proche de la surface avec DUFISSS. *Source* : C. Carmagnola, CEN - CNRM/GAME, et F. Dominé, Takuvik International Laboratory, Canada.

Comparaison avec des mesures effectuées à Summit au Groenland (3). La figure 2.18 montre trois profils horizontaux de SSA de surface, deux mesurés à Dôme C et un à Summit. Les valeurs moyennes des profils sont similaires, égales à $72.4 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ le 20 décembre 2010 et $60.9 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ le 30 décembre 2010 pour Dôme C, et à $58.8 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ le 22 juin 2011 pour Summit. Les conditions atmosphériques et de neige sont proches entre Summit et Dôme C, notamment la présence de givre de surface (Shuman et al., 1993; ?). La même variabilité centimétrique est de plus observée pour les deux sites.

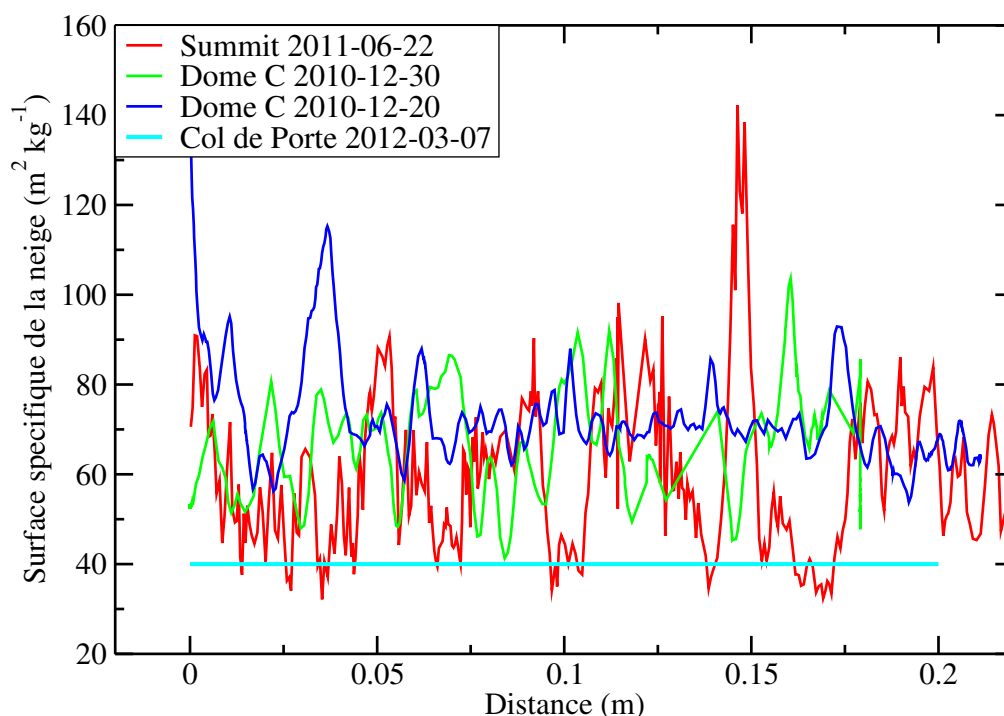


FIGURE 2.18 – Profils horizontaux de SSA de surface, mesurés avec ASSSAP à Dôme en Antarctique et à Summit au Groenland. *Source des données de Summit : C. Carmagnola, CEN - CNRM/GAME, et F. Dominé, Takuvik International Laboratory, Canada.*

2.3 La densité de la neige

2.3.1 Problématique & état de l'art

Introduction

La densité de la neige caractérise la quantité de glace du manteau neigeux, variable essentielle pour l'étude de la cryosphère et ses interactions avec le climat (Sturm et al., 1995; Wingham et al., 2006; Li et al., 2007; Domine et al., 2008; Liston and Hiemstra, 2011). Pour la télédétection micro-onde passive, la densité est fondamentale puisqu'elle détermine à la fois l'émission thermique naturelle de la neige et la diffusion, à travers le nombre et la proximité des diffuseurs (Macelloni et al., 2007; Brucker et al., 2011). De plus, elle entraîne une réflexion de la polarisation horizontale du REM aux interfaces dans le manteau neigeux (changement de constante diélectrique) et à l'interface air-neige (Born and Wolf, 1999; Mätzler and Rosenkranz, 2007; Lacroix et al., 2009).

Mesurer l'évolution verticale de la densité dans le manteau neigeux, ainsi que la densité de la neige la plus proche de la surface, est donc essentielle pour la modélisation du rapport de polarisation (Shuman et al., 1993).

À Dôme C, la densité¹⁴ moyenne est de 350 kg m^{-3} pour les trois premiers mètres du manteau neigeux (Brucker et al., 2011). Elle est cependant très variable en fonction de la profondeur, ainsi que spatialement, pouvant aller de 146 kg m^{-3} pour un mélange de grains ronds et / ou du givre sur la surface à plus de 520 kg m^{-3} pour de la neige compactée par le vent (Macelloni et al., 2007; Gallet et al., 2011). De manière générale, la densité augmente avec la profondeur (tassement de la neige), ainsi qu'avec le temps (arrondissement des grains par métamorphisme, Domine et al., 2008).

Problématique

Bien qu'intuitive, la mesure classique de la densité de la neige, par la détermination de la masse d'un volume de neige connu, est cependant sujette à de nombreuses incertitudes et difficultés de mesure, souvent rapidement évincées. La méthode consiste à insérer une pelle coupante de volume connu dans le manteau neigeux (les formes des pelles sont variables, voir la figure 2.19), puis à séparer la neige récoltée dans la pelle du reste du manteau neigeux par un objet tranchant. La mesure de la masse de neige contenue dans la pelle permet de déterminer la densité.

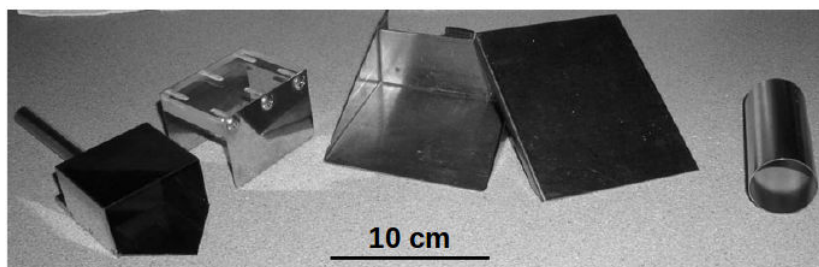


FIGURE 2.19 – Pelles à densité de forme variable. *Source : Conger and McClung (2009).*

Les principales sources d'incertitude de cette méthode sont la compaction de la neige à l'intérieur de la pelle (neige avec une faible densité entraînant une surestimation), le remplissage partiel de celle-ci lorsque p.e. la neige est « cassante », provoquant une sous-estimation de la mesure, et enfin la déformation de la pelle lorsqu'elle est enfoncée dans une neige ayant une très forte cohésion. La détermination du volume de la pelle et de la masse de neige qu'elle contient sont des sources potentielles d'erreur mais de second ordre. Sur le terrain, la mise en oeuvre de la méthode est parfois difficile, lorsque p.e. la neige est très dense et cohésive ou à l'inverse si elle est très friable. Enfoncer la pelle dans la neige et / ou refermer le couvercle tranchant sur la pelle, afin que le volume prélevé soit exactement celui de la pelle et ainsi ne pas perdre de neige, sont les principales difficultés.

14. Le terme « densité » est un abus de langage pour désigner la masse volumique de la neige, elle est donc exprimée en kg m^{-3} . La fraction volumique de neige, égale au rapport entre la masse volumique de la neige et la masse volumique de la glace (ρ_{glace} qui vaut 917 kg m^{-3}), est parfois utilisée pour caractériser la densité, notamment pour la théorie du transfert radiatif en milieu dense (Liang et al., 2006; Li et al., 2006).

État de l'art

Conger and McClung (2009) ont étudié en détail les incertitudes de mesure de la densité en fonction des pelles utilisées et des types de neige. Cette étude estime à 11% la précision d'une mesure par rapport à la « vraie » densité. Par ailleurs, des recommandations supplémentaires pour la mesure de la densité avec des pelles tranchantes complètent celles émises par l'association des avalanches Américaine et Canadienne : adapter la taille des pelles en fonction des couches de neige, insérer la pelle horizontalement dans le manteau neigeux et effectuer plusieurs mesures par couche de neige. Cette étude ne conclut cependant pas sur les causes de cette incertitude (état de la densification ou du métamorphisme) et n'étudie pas la variabilité spatiale de la densité de la neige.

Deux autres méthodes sont proposées dans la littérature pour mesurer la densité de la neige : la détermination des propriétés diélectriques de la neige, à partir de la résonance du REM à 1 GHz (Sihvola and Tiuri, 1986; Kendra et al., 1993; Mittal et al., 2009) et plus récemment la mesure de la transmittance¹⁵ de la neige dans le proche infrarouge (Gergely et al., 2010). Cependant, aucun instrument n'est encore développé pour mesurer la densité à partir de la transmittance NIR. Enfin, la précision des mesures de densité (neige sèche), à partir de ces propriétés diélectriques, est de $\pm 50 \text{ kg m}^{-3}$ pour une gamme de densité allant de 100 à 600 kg m^{-3} (Kendra et al., 1994). Cette précision n'est pas meilleure que celle des mesures avec une pelle à densité. De plus, d'après Sugiyama et al. (2010), la permittivité de la neige est significativement affectée par le manque de cohésion entre les grains de neige. La précision peut enfin être dégradée pour la neige proche de surface ou les cristaux de givre, à cause de (1) la très faible ou très forte cohésion du haut du manteau neigeux et (2) la difficulté pour déterminer la hauteur sur laquelle la densité doit être mesurée dans le cas des cristaux de givre par exemple (épaisseur faible et irrégulière, Shuman et al., 1993).

Associée à la difficulté intrasèque de la mesure, la densité considérée représente souvent différentes épaisseurs du manteau neigeux. Ainsi, pour l'étude du bilan de masse de surface (BMS), la densité utilisée pour déterminer l'accumulation est la densité moyenne de la neige intégrée sur une épaisseur égale à la hauteur de neige accumulée en une année. Elle est représentée par le rectangle noir sur la figure 2.20. Or, la limite inférieure, correspondant à la surface du manteau neigeux de l'année précédente, est souvent difficile à déterminer.

Pour l'étude des précipitations neigeuses, la densité utile pour calculer la quantité d'eau ayant précipité sous forme solide, est celle de la neige fraîche en surface. Or, la mesure de la densité de ces particules est impossible par des mesures in situ compte tenu de la faible épaisseur de cette couche¹⁶ et du fait que les particules précipitantes se mélangent avec les grains de neige déjà présents sur la surface.

L'étude de albédo nécessite plutôt la densité moyenne de la neige proche de la surface (sur une épaisseur de l'ordre de la profondeur de pénétration, fortement dépendante de la longueur d'onde, de la densité et de la taille des grains, entre 5 et 10 cm pour une longueur d'onde de 600 nm, Colbeck, 1989). Cette densité intègre donc la neige fraîche ou le givre, ainsi que la neige des couches inférieures (rectangle vert sur la figure 2.20).

Enfin, pour l'étude de l'émission micro-onde, il est nécessaire de connaître la densité sur toute la hauteur d'où émerge le REM, pouvant aller jusqu'à 10 m de profondeur en fonction de la fréquence. Le rapport de polarisation lui est sensible à la densité de la neige très proche de la surface, sur une hauteur de l'ordre de la longueur d'onde (environ 0.8 cm pour PR_{37} et 1.6 cm pour PR_{19}). Or, c'est précisément l'ordre de grandeur des cristaux

15. Proportion de l'énergie transmise à travers la neige.

16. La neige déposée au sol lors d'un événement de précipitation à Dôme C est très faible, voir l'annexe B.

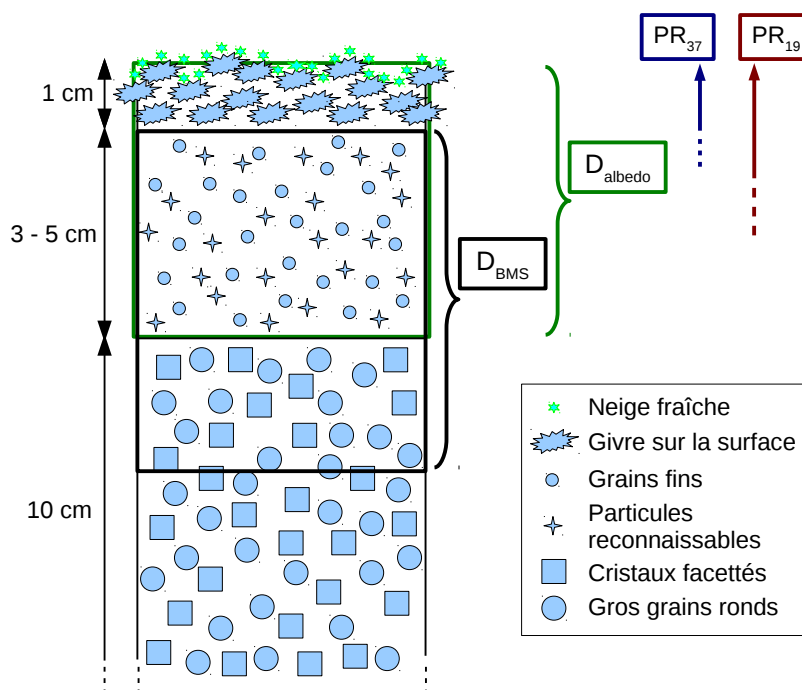


FIGURE 2.20 – Représentation schématique du manteau neigeux et des densités utiles pour le bilan de masse (D_{BMS}), le bilan d'énergie (D_{albedo}) et le rapport de polarisation micro-onde (PR).

de givre sur la surface, dont la détermination de la densité est délicate.

En résumé, l'observation de la densité de la neige est complexe à cause de (1) la détermination de l'épaisseur sur laquelle mesurer la densité, (2) la mesure en elle-même et (3) la variabilité spatiale de la densité à diverses échelles (Eisen et al., 2008; Verfaillie et al., 2012). Cette variabilité spatiale est probablement plus forte pour la neige proche la surface. En effet, cette neige est la plus affectée par les conditions atmosphériques et subit donc les transformations les plus importantes (tassement, frittage et métamorphisme). Dans ces travaux de thèse, les profils de densité ont été mesurés à l'aide d'une pelle rectangulaire (voir la figure 2.23) avec une résolution verticale de 3 – 4 cm. Deux observations supplémentaires ont été effectuées : le suivi continu de la densité de la neige proche de la surface (environ les 5 premiers centimètres de neige, voir la section 2.3.2) et le développement d'une nouvelle méthode expérimentale pour déterminer la densité du givre (voir la section 2.3.3).

2.3.2 La densité de la neige proche de la surface

Cette section décrit la méthode mise en place à Dôme C pour suivre la densité de la neige proche de la surface et exécutée par les hivernants. Précisément, la densité de la neige proche de la surface étudiée ici est celle intégrée sur les 5 premiers centimètres du manteau neigeux sans prendre en compte la couche de givre. Elle est appelée dans ce manuscrit « densité de subsurface » (voir la figure 2.21). La pelle à densité utilisée est un tube de 10 cm de long avec un diamètre de 5 cm.

Protocole expérimental. Le protocole expérimental est le suivant :

- Peser un sachet plastique.
- Creuser un puits de dix centimètres de profondeur avec une face verticale et lisse.
- Insérer le tube à densité horizontalement dans le manteau neigeux à travers la face du puits.
- Enlever la neige au-dessus du tube.
- Trancher la neige qui dépasse des deux côtés du tube, afin que la neige remplisse exactement son volume.
- Verser la neige dans le sachet plastique pour déterminer la masse de neige collectée dans le tube.

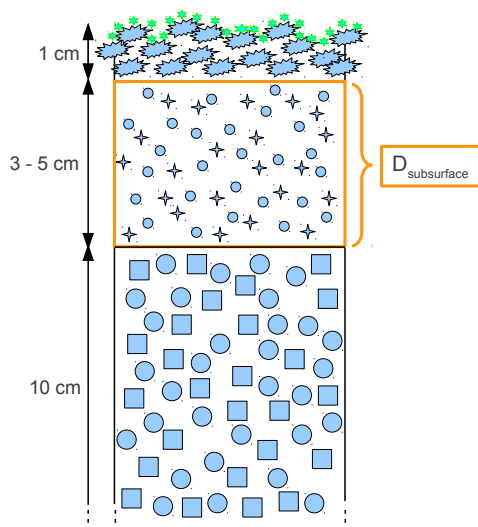
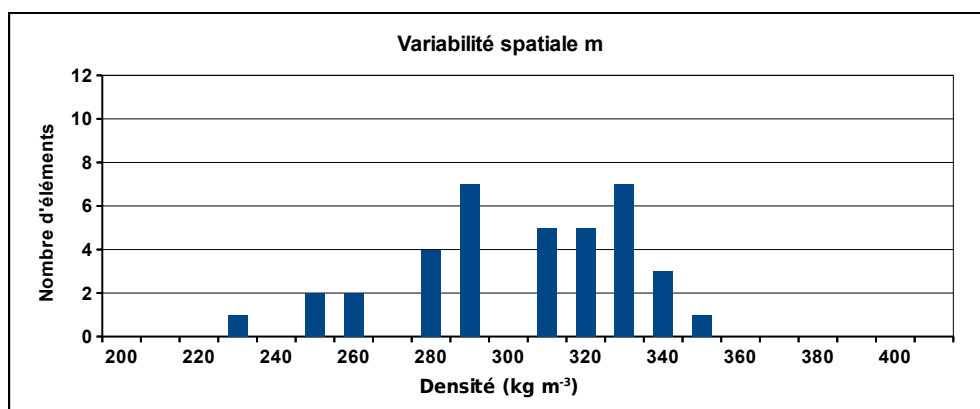


FIGURE 2.21 – Schéma du manteau neigeux proche de la surface et de la grandeur appelée « densité de subsurface ».

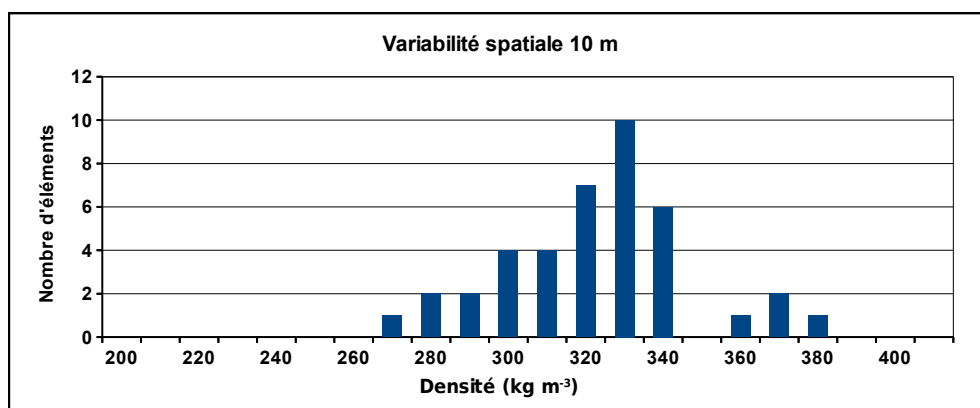
Ce protocole est un compromis entre suivre les recommandations de [Conger and McClung \(2009\)](#), pouvoir réaliser des mesures durant l'hiver à Dôme C et représenter la densité proche de la surface avec une incertitude modérée sur la mesure. Il est reproduit trois fois à chaque mesure. Toutes les valeurs de densité de subsurface présentées dans ce manuscrit sont la moyenne de ces trois mesures, afin de limiter les incertitudes sur une mesure unique.

La densité de subsurface est mesurée à Dôme C tous les 3 jours environ depuis début décembre 2010, par S. Lafont et I. Bourgeois (hivernants Climat Et Soufre dans l'Océan Austral [CESOA](#)). Le suivi et l'analyse de l'évolution temporelle sur les 2 ans de mesure de cette densité nécessite au préalable l'estimation de sa variabilité spatiale, présentée dans la fin de cette section.

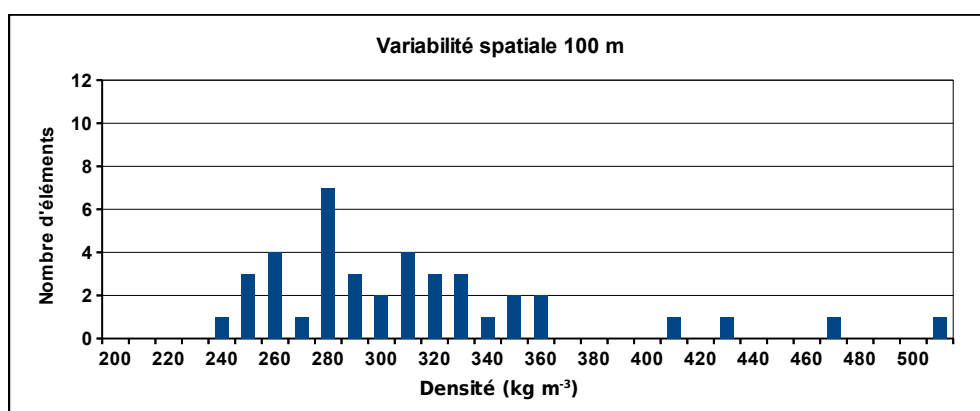
Variabilité spatiale. La variabilité spatiale de la densité de subsurface est estimée statistiquement pour différentes échelles spatiales, i.e. par la réalisation d'un grand nombre de mesures à intervalle régulier, la taille de cet intervalle déterminant l'échelle spatiale étudiée. Les mesures ont été réalisées par I. Bourgeois et L. Arnaud (LGGE) en octobre et novembre 2011.



(a) Variabilité spatiale de la densité de subsurface à l'échelle du mètre



(b) Variabilité spatiale de la densité de subsurface à l'échelle de la dizaine de mètres



(c) Variabilité spatiale de la densité de subsurface à l'échelle de la centaine de mètres

FIGURE 2.22 – Variabilité spatiale de la densité de subsurface (5 centimètres d'épaisseur environ) à différentes échelles : (a) 1 m, (b) 10 m et (c) 100 m.

Trois échelles de variabilité ont été étudiées : métrique, c.-à-d. avec une distance entre les mesures inférieure au mètre, décamétrique (distance de 10 m entre les mesures) et hectométrique (100 m entre les mesures).

Pour l'échelle métrique, un carré de quelques mètres carré a été délimité. À l'intérieur de celui-ci, 40 mesures ont été effectuées avec un emplacement aléatoire. Pour les échelles décamétrique et hectométrique, 20 mesures sont effectuées le long d'un *transect*, puis 20 nouvelles mesures le long d'un *transect* perpendiculaire, la distance entre les mesures étant respectivement de 10 m et de 100 m.

La variabilité spatiale pour les trois échelles est résumée par la figure 2.22. Les trois histogrammes sont similaires avec une distribution qui se rapproche d'une loi normale. De fortes valeurs de densité ont cependant été mesurées pour l'échelle (c). Les moyennes et écart-types des histogrammes pour les variabilités (a), (b) et (c) sont respectivement $298.7 \pm 29.3 \text{ kg m}^{-3}$, $317.6 \pm 24.7 \text{ kg m}^{-3}$ et $307.9 \pm 59.8 \text{ kg m}^{-3}$. Les valeurs moyennes sont proches (moins de 6% d'écart) avec des écart-types de l'ordre de 10% de la valeur moyenne. Seul l'écart-type de la variabilité (c) est plus élevé et vaut 20% de la valeur moyenne.

La combinaison des trois séries de mesure, représentant donc les trois échelles de variabilité, donne une moyenne de $308.3 \pm 41.6 \text{ kg m}^{-3}$, pour une collection de 117 mesures (3 mesures de la série (a) ont été rejetées car de la neige était sortie de la pelle). La variabilité spatiale de la densité de subsurface de la neige est estimée à 30%, correspondant à deux fois la valeur de l'écart-type de la série de mesure¹⁷, valeur qui intègre les trois échelles de variabilité. Les mesures devront cependant être complétées afin d'étudier la loi de distribution des mesures et d'augmenter la significativité statistique de cette estimation.

2.3.3 La densité du givre présent sur la surface

La surface de neige à Dôme C est fréquemment couverte par du givre (voir le chapitre 3 pour une description de ces cristaux). Or, la mesure de la densité de la couche de neige formée par les cristaux de givre est difficile. Shuman et al. (1993) estiment une densité du givre de surface de l'ordre de 150 kg m^{-3} au Groenland, Slaughter et al. (2011) estime des densités du givre de surface comprise entre 20 et 175 kg m^{-3} aux États-Unis, Domine et al. (2007) rapportent une seule valeur de densité du givre de surface, égale à 104 kg m^{-3} en Alaska et enfin, Gallet et al. (2011) ont mesuré des densités des cristaux de givre sur la surface à Dôme C comprise entre 146 et 220 kg m^{-3} .

Une méthode a été développée afin de mesurer la densité des cristaux de givre présents sur la surface. Elle consiste à mesurer la densité proche de la surface intégrée sur deux épaisseurs différentes. La pelle à densité utilisée est rectangulaire (voir la figure 2.23), avec une hauteur de 1.8 cm, une largeur de 9.8 cm et une longueur de 14.8 cm. Les différentes grandeurs, utilisées pour déterminer la densité du givre, sont représentées sur la figure 2.24. Dans un premier temps, la densité D_1 est mesurée (voir la figure 2.25a). La hauteur sur laquelle la densité est mesurée est celle de la pelle, notée H_1 et égale à 1.8 cm. Dans un second temps, la densité D_2 (voir la figure 2.25b) est mesurée juste à côté de la première. Le haut de la pelle est inséré sous la couche de givre, dont la hauteur H_g est comprise entre 0.5 et 2 cm en fonction du développement du givre. La hauteur H_2 sur laquelle la densité D_2 est mesurée est aussi de 1.8 cm. Sous l'hypothèse que la densité D_2 est homogène, la densité du givre D_g est alors estimée avec la relation suivante¹⁸ :

17. Pour une distribution suivant une loi normale, la valeur de deux fois l'écart-type représente 95% de la variance de la variable. Ce critère a été choisi pour estimer les variations spatiales de densité, bien qu'aucun test de normalité ait été effectué sur la distribution des mesures.

18. Relation dérivée à partir de la conservation de la masse, qui implique que $M_1 = M_g + M_1 \cap M_2$, avec $M_1 \cap M_2$ la masse de neige commune à la région 1 et 2.

$$D_g = \frac{H_1}{H_g} D_1 + \frac{H_1 - H_g}{H_g} D_2 \quad (2.3)$$

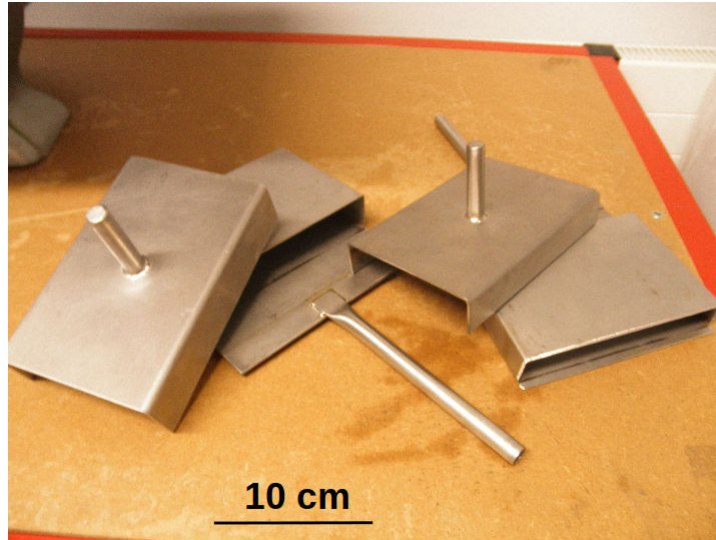


FIGURE 2.23 – Pelle à densité rectangulaire et couvercle associé s'emboîtant par le dessus.

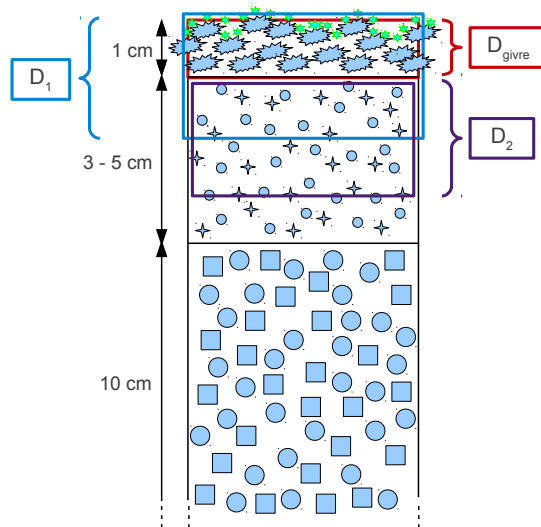
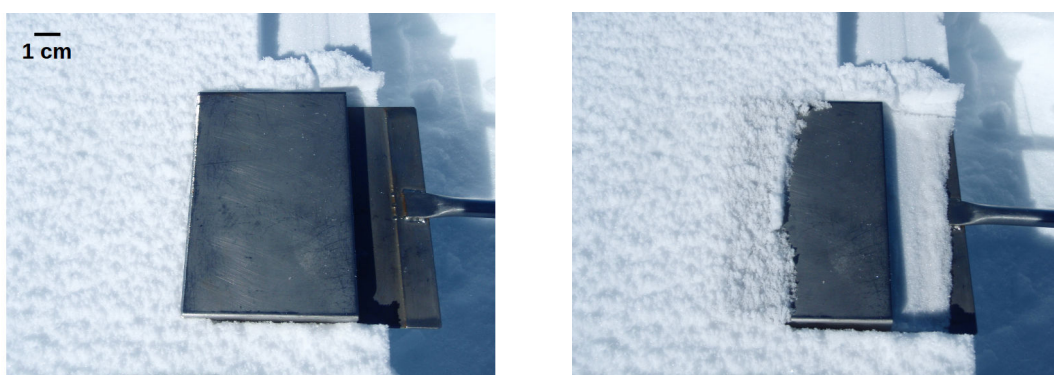


FIGURE 2.24 – Schéma du manteau neigeux proche de la surface et des densités utilisées pour la mesure de celle des cristaux de givre.

Afin de minimiser les erreurs sur la mesure de D_1 et D_2 , trois mesures pour chaque densité sont effectuées. La moyenne de ces trois mesures est ensuite utilisée pour estimer D_g . Les incertitudes sur les mesures de densité D_1 et D_2 sont respectivement estimées à 8.3% et 13.3% (écart-type de toutes les mesures) et l'erreur sur la hauteur H_g n'est pas considérée, faute de pouvoir l'évaluer. La détermination de la hauteur est cependant relativement précise si elle est mesurée au moment de la mesure de D_2 , c.-à-d. lorsque la pelle est insérée sous le givre. L'erreur sur la hauteur provient alors uniquement de l'irrégularité du sommet des cristaux de givre.

Au final, l'incertitude sur l'estimation de D_g est de 21% (propagation des incertitudes sur D_1 et D_2). La valeur moyenne de la densité estimée du givre présent à la surface est de 178 kg m^{-3} . Cette valeur est comparable aux valeurs obtenues par [Shuman et al. \(1993\)](#); [Gallet et al. \(2011\)](#), mesures effectuées sur une calotte polaire. Enfin, la reproductibilité de l'estimation de la densité du givre a été testée par 9 mesures consécutives le 28 décembre. La moyenne de ces 9 densités du givre est de 230.6 kg m^{-3} , avec un écart-type de 21.9 kg m^{-3} .



(a) Mesure de la densité D_1 , le haut de la pelle correspondant au sommet des cristaux de givre (b) Mesure de la densité D_2 , le haut de la pelle correspondant au bas des cristaux de givre

FIGURE 2.25 – Photos du protocole de mesure de la densité du givre sur la surface.

2.4 La température du manteau neigeux

L'émission micro-onde, émanant du manteau neigeux, dépend fortement de la température de celui-ci, puisque la température de brillance est le produit de l'émissivité et de la température physique de la neige. Ainsi, la modélisation du REM émis par le manteau neigeux, et donc du rapport de polarisation, nécessite de connaître l'évolution de la température avec la profondeur, pour une épaisseur au moins supérieure à la profondeur de pénétration.

Une grappe de thermistance, c.-à-d. des thermistances à différentes profondeurs dans le manteau neigeux, a été installée près de la tour Américaine à Dôme C (voir l'annexe B), afin d'obtenir un profil vertical de température. Les thermistances utilisées sont des PT100 <http://www.servinstrumentation.fr/produits/pt100.php>. Leur précision est inférieure à 0.1 K, largement suffisante pour la modélisation micro-onde. Les profondeurs où sont installées les thermistances commencent à 10 cm sous la surface jusqu'à une profondeur de 21 m. Dans le premier mètre, les thermistances sont positionnées tous les 10 cm, dans le deuxième mètre, elles sont installées tous les 20 cm, entre 2 et 5 m une thermistance est fixée tous les 50 cm et enfin, tous les mètres jusqu'à 21 m de profondeur.

La grappe de température fonctionne depuis décembre 2006, offrant 6 années de mesures continues de la température (les mesures sont effectuées toutes les 10 minutes). La figure 2.26 montre l'évolution temporelle de la température pour les différentes profondeurs de mesure.

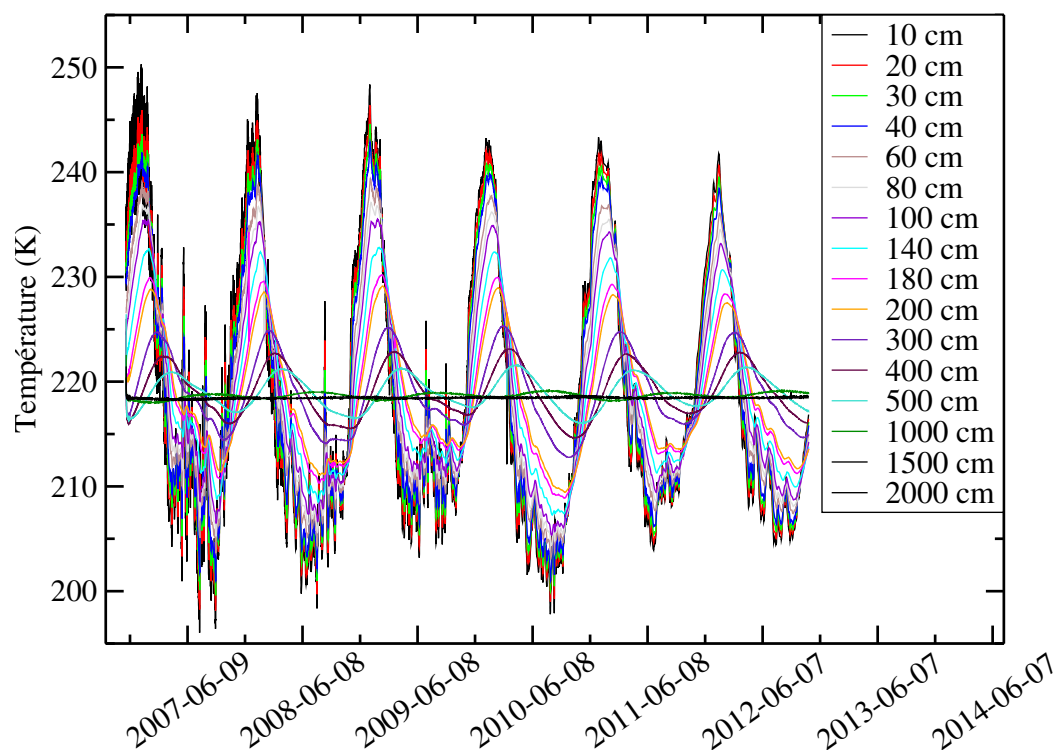


FIGURE 2.26 – Évolution de la température de la neige pour des profondeurs allant de 0.1 à 20 m de profondeur. *Source : L. Arnaud, LGGE.*

L'évolution de la température dans le manteau neigeux, comprise entre 200 K et 260 K, est principalement la combinaison d'un cycle journalier et d'un cycle annuel, entièrement induits par les variations de température de l'air, puisque l'épaisseur de glace est suffisante pour que le flux de chaleur géothermique de la terre soit négligeable. Les variations journalières de température de l'air sont atténuées en un mètre environ dans le manteau neigeux, et les variations annuelles de température en une dizaine de mètres (l'amplitude du cycle annuel de température à 10 m de profondeur est inférieure à 1 °C).

Les profils de température dans la neige sont particuliers à Dôme C, puisque le gradient de température s'inverse au cours des saisons. La nuit polaire entraîne un refroidissement radiatif plus important pour les couches de neige proche de la surface que pour les couches en profondeur et l'air proche de la surface. Le gradient de température est alors négatif dans le manteau neigeux et positif dans l'air. À l'inverse, le rayonnement solaire permanent pendant l'été chauffe de manière plus importante les couches proches de la surface, ce qui entraîne un gradient de température positif dans le manteau neigeux et négatif dans l'air. Enfin, la température à 10 cm de profondeur montre une atténuation de l'amplitude des cycles journaliers et saisonniers avec le temps, à cause de l'accumulation de neige. La neige accumulée sur la surface augmente en effet la profondeur de la sonde, initialement placée à 10 cm de profondeur, et ainsi la diffusion de la chaleur est atténuée par l'augmentation de l'épaisseur de neige au-dessus de la thermistance. La modélisation de l'émission micro-onde doit donc prendre en compte l'enfouissement des mesures de température avec le temps.

2.5 La stratigraphie du manteau neigeux

Bien que la modélisation du rapport de polarisation, par le modèle DMRT-ML, ne nécessite pas de connaître la forme des grains de neige, l'étude de la **stratigraphie**, qui est l'observation manuelle de la forme, de la taille et du type des grains de neige, est intéressante pour comprendre la formation et l'évolution du manteau neigeux, et ainsi appréhender l'influence de la microstructure sur la mesure des propriétés physiques de la neige ou sur la modélisation de l'émission micro-onde. De plus, la stratigraphie est intéressante pour l'étude des précipitations neigeuses, puisque, notamment pour les couches proches de la surface, elle dépend du dépôt de neige fraîche ainsi que des conditions atmosphériques lors de la sédimentation. En profondeur, par contre, le métamorphisme peut avoir modifié totalement les grains de neige et la morphologie actuelle des grains être indépendante de leur morphologie initiale. Cependant, le métamorphisme est a priori lent sur le Plateau Antarctique, ainsi la stratigraphie des dix premiers centimètres (environ égale à l'accumulation annuelle de neige) garde en mémoire une partie de la morphologie initiale des grains (Gow, 1965; Town et al., 2008). Cette section présente succinctement l'étude stratigraphique de la neige par la description d'un profil typique de Dôme C.

La stratigraphie du manteau neigeux est observée depuis plus d'un demi siècle. La première classification de la neige a été effectuée en 1954 par l'International Commission of Snow and Ice, commission de l'International Association of Scientific Hydrology (Schaefer et al., 1954). Deux versions révisées et améliorées ont été publiées depuis, en 1990 (Colbeck et al., 1990) et récemment en 2009 (Fierz et al., 2009). Ces classifications internationales permettent de classer les neiges observées sur le terrain de manière visuelle en fonction de la forme et de la taille des grains de neige ainsi que de la densité, de la dureté, du contenu en eau liquide, de la température, du contenu en impureté et de l'épaisseur de la neige observée.

Dans cette section, uniquement le type de neige, en fonction de la taille et de la forme des grains, ainsi que l'épaisseur et la dureté des couches de neige sont présentés, puisque la densité et la SSA ont déjà été étudiées, et que le contenu en eau liquide et en impureté est nul ou négligeable sur le Plateau Antarctique.

La figure 2.27 présente la stratigraphie d'environ un mètre de neige à Dôme C dans la zone propre près de la tour Américaine (voir B). Une diminution de la température avec la profondeur est observée avec un gradient plus fort proche de la surface. Une alternance de couches avec une dureté faible et forte est observée, les couches très dures étant constituées de petits grains ronds compactés par le vent, appelées croûte de vent. Les couches plus friables sont constituées de cristaux facettés, de cristaux mixtes et de givre de profondeur, c.-à-d. de la neige ayant subi une longue et lente métamorphose puisque la formation de facettes, lorsque la température est très faible, est un processus lent.

Enfin, deux couches particulières sont observées : (1) entre 76 et 80 cm de profondeur et (2) en surface. La couche (1) est constituée de formes mixtes et de petits grains ronds, et elle est très fragile. Elle est comprise entre deux couches plus dures avec des cristaux facettés et du givre de profondeur. Le vent n'est sans doute pas à l'origine de la formation de cette couche puisqu'elle est fragile. On peut donc supposer que cette couche a subi un métamorphisme très lent ou alors sous un gradient de température quasiment nul, puisque les petits grains n'ont ni grossi, ni formé des facettes, pendant une période ayant une température assez stable (comme certaine période hivernale par exemple). La couche (2) quant à elle est constituée d'aiguilles, de cristaux de givre et de plaquettes. Les grains de neige qui la compose sont donc récents, et probablement issus de précipitations (aiguilles et plaquettes) ou de métamorphisme proche de la surface (cristaux de givre).

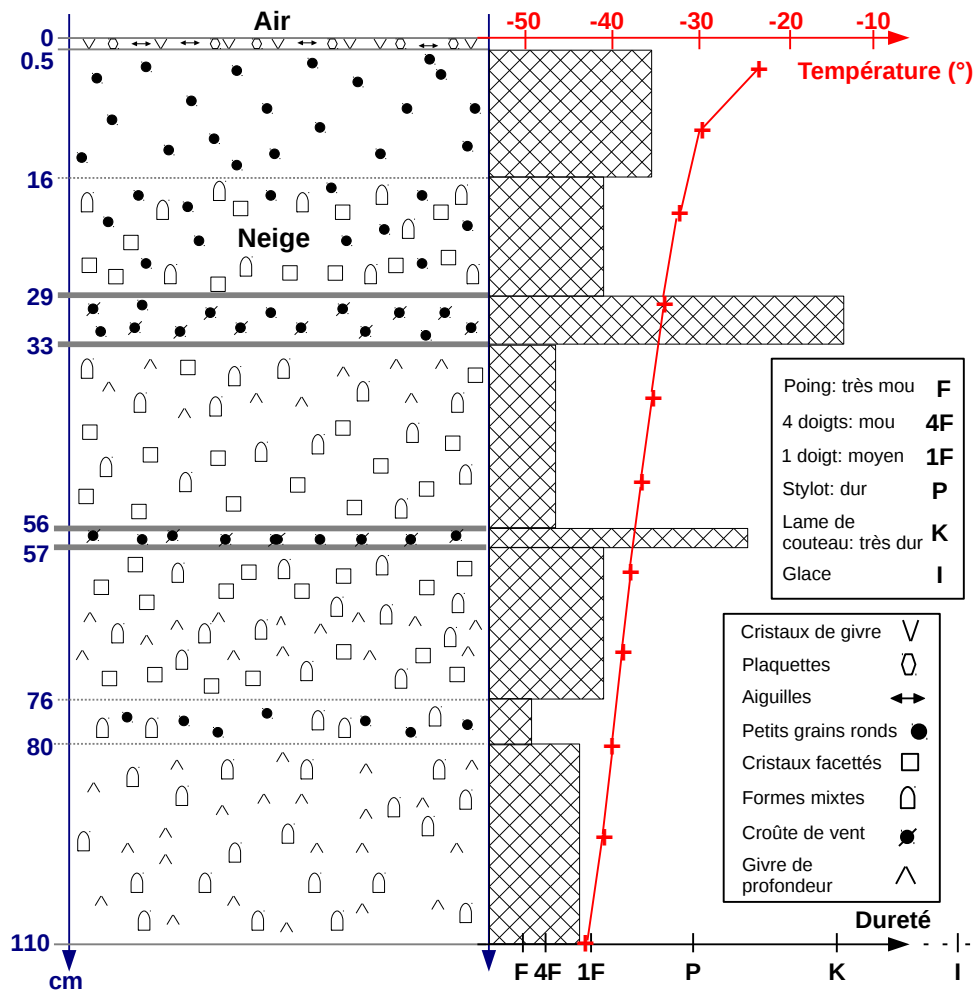


FIGURE 2.27 – Stratigraphie du manteau neigeux à Dôme C.

Ainsi, la connaissance de la stratigraphie, et notamment proche de la surface, apporte des informations sur les conditions atmosphériques lors du dépôt de neige en plus de l'évolution de celle-ci. De plus, l'analyse conjointe de la stratigraphie avec la densité et la SSA permet de préciser encore les conditions d'évolutions de la neige (Domine et al., 2008).

2.6 Conclusion

Les méthodes utilisées pour mesurer les propriétés physiques du manteau neigeux, nécessaires pour modéliser l'émission micro-onde et le rapport de polarisation, ont été présentées au cours de ce chapitre.

Les profils de surface spécifique de la neige sont mesurés par méthode optique, à l'aide de deux nouveaux instruments de mesure, POSSSUM pour mesurer les profils profonds et ASSSAP pour mesurer les profils proches de la surface. Les mesures effectuées par ces deux instruments ont été validées par la comparaison avec les mesures de différents instruments, ainsi que pour différents manteaux neigeux : Alpin, Arctique et Antarctique. L'incertitude d'une mesure est estimée entre 10 et 15%. Un nouveau protocole expérimental a de plus été mis au point pour mesurer la surface spécifique de la surface de neige, qui montre des valeurs élevées à Dôme C, entre 60 et 80 m² kg⁻¹. De telles valeurs ont aussi été mesurées à Summit au Groenland.

La densité de la neige proche de la surface est mesurée « classiquement » mais avec une pelle à densité dédiée. De la même manière que pour la SSA, une nouvelle approche expérimentale a été mise au point pour mesurer la densité des cristaux de givre qui montre, comme attendu, des mesures de densité faibles par rapport à celle typiquement mesurée à Dôme C. Des mesures supplémentaires sont nécessaires pour confirmer cette observation, cependant les valeurs sont similaires à celles d'autres études. Une étude approfondie de la mesure de la densité a ensuite permis de mettre en évidence la complexité de cette mesure, et notamment la variabilité spatiale importante à Dôme C, égale à 30% environ de la valeur moyenne.

Enfin, la température du manteau neigeux est mesurée en continu à Dôme C. En plus de son intérêt pour les travaux de recherche de cette thèse, la caractérisation physique de la neige à Dôme C participe à alimenter la base de données sur les propriétés physiques de la neige à Dôme C, commencée depuis 2006 .

Chapitre 3

Observation in situ de l'état de surface

3.1	Introduction	77
3.2	La photographie infrarouge de la surface de neige	78
3.2.1	Un nouveau dispositif expérimental : enjeux & description	78
3.2.2	Le givre présent sur la surface	81
3.2.3	Les reliefs de surface	83
3.3	La hauteur de la surface de neige	85
3.3.1	Problématique & lien avec l'accumulation de neige	85
3.3.2	Mesure à partir des photos de la surface	85
3.3.3	Mesure à l'aide d'un capteur à ultrason	87
3.4	L'albédo de la surface de neige	89
3.4.1	Définition & problématique	89
3.4.2	Détermination à partir des propriétés physiques de la neige	90
3.4.3	Détermination à partir des flux radiatifs	91
3.5	Conclusion	92

3.1 Introduction

L'état de surface, défini dans l'introduction générale, est essentiellement le résultat de l'action des processus atmosphériques sur la neige de surface. La figure 3.1 représente trois états de surface à Dôme C : le premier après un léger dépôt de neige fraîche, le second après la compaction et l'érosion de la neige en surface et le troisième caractérisé par la présence de cristaux de givre. Les processus physiques ayant modifié la surface de neige, i.e. les précipitations, le vent et probablement la condensation solide et / ou la sublimation, influencent également l'accumulation de neige et les échanges d'énergie entre le manteau neigeux et l'atmosphère, à travers notamment la taille et la forme des cristaux de neige proche de la surface via l'albédo. Ainsi, la notion d'état de surface est essentielle dans l'étude du bilan de masse et d'énergie de surface. Cependant, son utilisation est souvent indirecte, puisque p.e. l'état de surface n'apparaît pas explicitement dans l'expression du bilan de masse de surface.

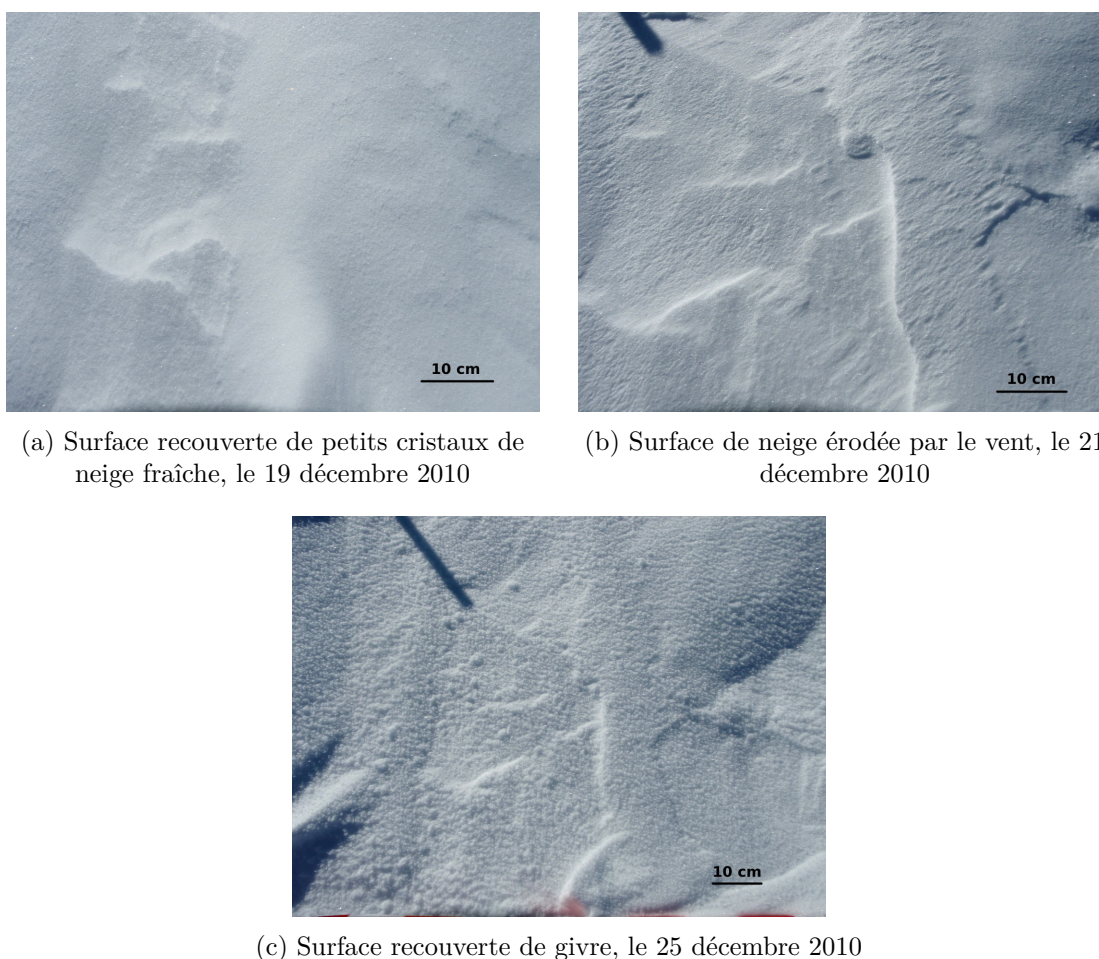


FIGURE 3.1 – Trois états de surface différents à Dôme C, en décembre 2010.

La difficulté principale de l'étude de l'état de surface vient du fait que cette formule regroupe divers aspects de la surface. Ainsi, sa caractérisation nécessite à la fois l'observation de la rugosité, des cristaux présents en surface, de l'albédo, de la hauteur de la surface, ... De plus, les conditions météorologiques ne permettent pas de déterminer précisément l'état de surface, l'action des processus atmosphériques sur la surface étant mal quantifiée.

Par exemple, le vent entraîne généralement une compaction de la neige et la formation de reliefs sur la surface. Cependant, la position, la forme et la taille de ces reliefs ne sont généralement pas déterminées (Gallee et al., 2001; Andreas, 2011).

Une difficulté supplémentaire provient de la mauvaise détection et quantification des précipitations neigeuses sur le Plateau Antarctique, bien qu'elles représentent la plus importante contribution au bilan de masse de surface (Krinner et al., 2007). Deux raisons rendent la détection des précipitations neigeuses particulièrement difficile : (1) la différenciation entre neige soufflée et précipitation neigeuse atmosphérique (Bellot et al., 2011) et (2) la rareté des événements de précipitation (Massom et al., 2004). De plus, il faut ajouter que, lorsque des événements de précipitation ont lieu, la taille des particules est petite par rapport aux limites de détection des instruments et la quantité de neige fraîche au sol est très faible (Bromwich, 1988). Selon Schwerdtfeger (1969, 1984) en effet, la plus grande part des précipitations pourraient avoir lieu sous forme de *diamond dust*¹ ayant une taille de l'ordre de la dizaine de micromètres (Walden et al., 2003).

L'objectif de ce chapitre est de décrire la méthode expérimentale développée pour observer in situ l'état de surface de la neige.

Ce dispositif expérimental consiste à prendre toutes les heures des photos de la surface, dans le domaine du proche infrarouge. Le suivi de l'état de surface est complété par l'observation de la hauteur de la surface de neige, à l'aide d'un capteur à ultrason, et de l'albédo large bande, calculé à partir de la mesure des flux radiatifs ou des propriétés physiques de la neige.

Le plan de ce chapitre suit les trois méthodes présentées ci-dessus. La section 3.2 présente l'observation in situ de l'état de surface à l'aide des photos de celle-ci, avec un accent sur l'observation des cristaux de givre, et les sections 3.3 et 3.4 présentent respectivement la mesure de la hauteur et de l'albédo de la surface.

3.2 La photographie infrarouge de la surface de neige

3.2.1 Un nouveau dispositif expérimental : enjeux & description

La photographie infrarouge de la surface de neige, développée au LGGE avec l'aide de E. Lefebvre, L. Arnaud et G. Picard, a été conçu pour observer en continu l'état de surface. Ce dispositif original, appelé PAuto, a été déployé à Dôme C en novembre 2009 et fonctionne toujours actuellement. La série de photos de plus de 2 ans est un jeu de données unique, puisqu'il offre à la fois une très bonne résolution temporelle et une observation objective de la surface. L'instrument et la base de données sont décrits en détail dans l'article ?, qui constitue une partie importante du chapitre 5. Uniquement les informations complémentaires n'ayant pas fait l'objet de publication sont décrites dans cette section.

Ce dispositif comprend principalement un appareil photo installé 2 m au-dessus de la surface (voir la figure 3.2). Les photos sont prises au nadir (verticalement par rapport à la surface) et couvrent une surface d'environ 4 m². Le filtrage dans le proche infrarouge permet d'augmenter la sensibilité des images à la taille des grains de neige présents sur la surface (Domine et al., 2006).

1. Petites particules atmosphériques de glace (Domine et al., 2011).

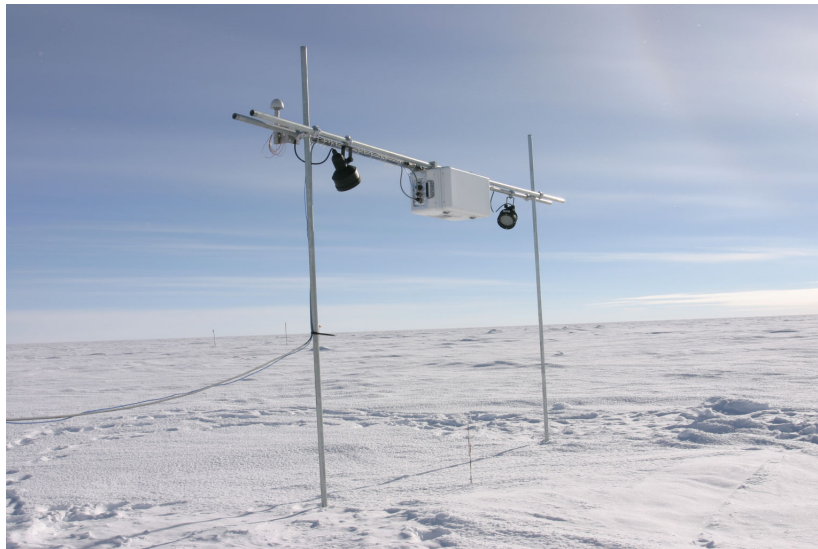
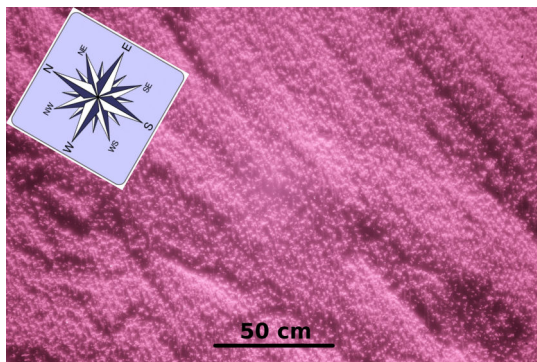


FIGURE 3.2 – Instrument PAuto à Dôme C permettant de suivre l'état de surface.

La figure 3.3 montre une séquence de photos prises durant le mois de janvier 2010. Les dates des photos sélectionnées sont espacées d'environ 3 jours et prises entre 16h et 19h **Greenwich mean time (GMT)**, i.e. angle d'incidence solaire relativement constant, la première étant prise le 1^{er} janvier (en haut à gauche) et la dernière le 29 janvier (en bas à droite). L'évolution de certains aspects de l'état de surface sont déduits de ces photos :

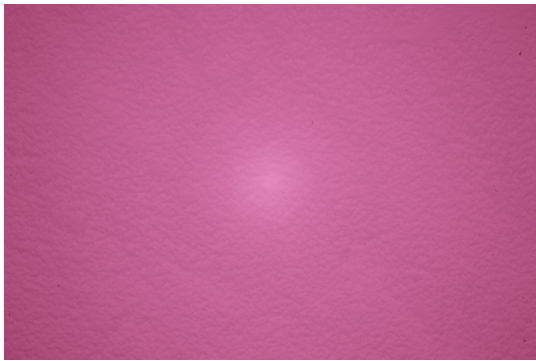
- Du 1^{er} au 7 janvier (voir les figures 3.3a et 3.3b), la surface montre une apparence rugueuse et granuleuse. Elle était entièrement recouverte par des cristaux de givre.
- Le 8 et 9 janvier, le ciel était nuageux (voir la figure 3.3c). La photo est peu contrastée et semble floue, à cause de l'illumination diffuse du rayonnement solaire à travers les nuages.
- Entre le 10 et le 13 janvier, la surface était toujours recouverte de givre (voir les figures 3.3d et 3.3e). Cependant, la texture des photos semble adoucie, moins rugueuse par rapport aux photos du 1^{er} et 7 janvier. Cet aspect est soit dû à la présence d'une fine couche de neige fraîche déposée sur les cristaux de givre, soit à une faible sublimation du givre par le vent notamment. En effet, l'action du vent sur la surface a été modérée, puisque l'apparence de la surface a peu changé entre le 7 et 10 janvier. De faibles précipitations neigeuses ont en outre accompagné les jours nuageux du 8 et 9 janvier (observation visuelle in situ).
- Du 14 au 18 janvier, la surface est d'apparence lisse et peu rugueuse, seules les grandes structures sont encore visibles (voir la figure 3.3f). La direction du vent le 14 janvier (comprise entre le sud-est et le nord-est), perpendiculaire et / ou opposée à la direction dominante (le sud-ouest), ainsi que sa forte intensité (supérieure à 6 m s^{-1} pendant 8 heures), ont permis la destruction mécanique du givre présent à la surface.
- Le 19 et 20 janvier, le ciel était nuageux, entraînant encore des photos homogènes et peu contrastées (voir la figure 3.3g).
- Du 21 au 31 janvier, le givre s'est développé et a progressivement recouvert toute la surface (voir notamment la région à gauche des photos sur les figures 3.3h, 3.3i et 3.3j).



(a) Le 1^{er} janvier 2010 à 16h



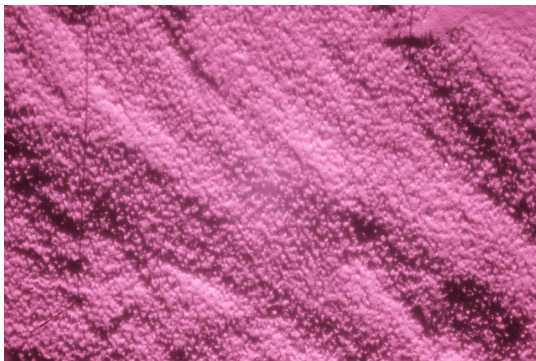
(b) Le 7 janvier 2010 à 16h



(c) Le 8 janvier 2010 à 16h



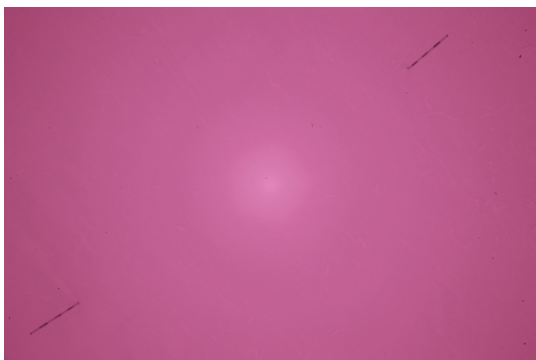
(d) Le 10 janvier 2010 à 16h



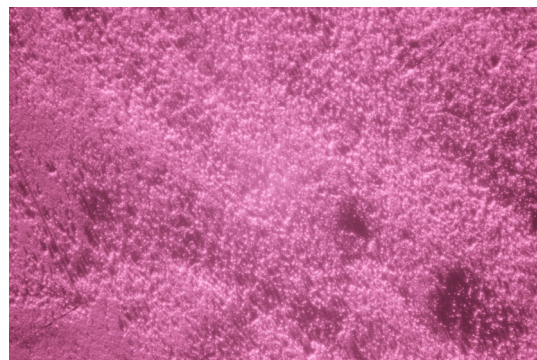
(e) Le 13 janvier 2010 à 16h



(f) Le 14 janvier 2010 à 16h



(g) Le 19 janvier 2010 à 18h



(h) Le 21 janvier 2010 à 18h

FIGURE 3.3 – Séquence chronologique de photographies infrarouges durant le mois de janvier 2010 à Dôme C. Les heures des photos sont les heures GMT.

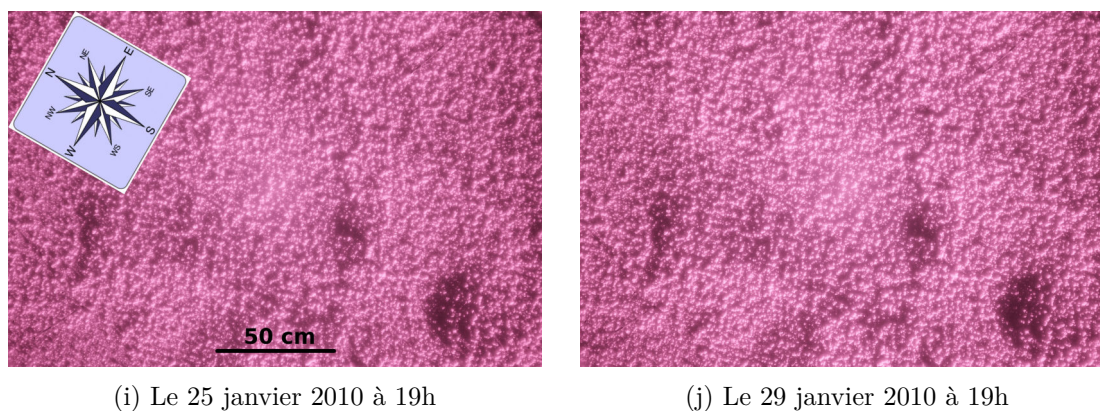


FIGURE 3.3 – Fin de la séquence de photos de janvier 2010.

Cette séquence de photos du mois de janvier illustre les différents aspects de l'état de surface pouvant être observés avec PAuto. Il permet notamment de suivre le givre (présence, pourcentage de la surface recouvert, formation, développement, ...), l'influence du vent sur la surface, les reliefs de surface² (sastrugi, micro-relief lié au givre, congère, ondulation de la surface, ...), la couverture nuageuse, les précipitations (détection, fréquence, quantité peut-être, ...), la rugosité de surface (échelle du centimètre au mètre), l'accumulation de neige à l'aide des piquets (en haut à droite et en bas à gauche des photos), la dynamique générale de la surface, ... Les deux sections suivantes présentent les méthodes utilisées pour étudier deux aspects de l'état de surface : les cristaux de givre et les reliefs.

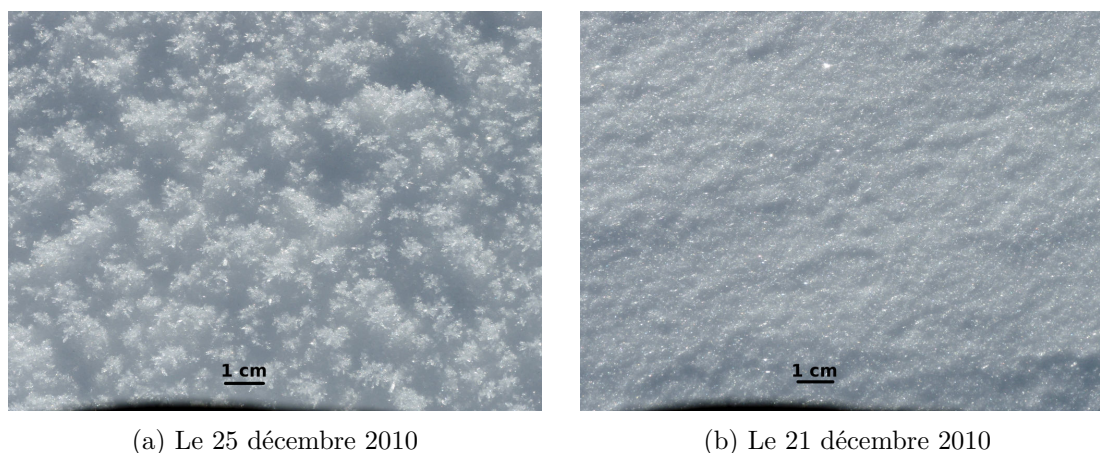
3.2.2 Le givre présent sur la surface

Shuman et al. (1993) et Gow (1965); Orheim (1968); Linkletter and Warburton (1976); Gallet et al. (2011) ont observé la présence de givre en surface du manteau neigeux respectivement au Groenland et en Antarctique. Ces cristaux sur la surface (voir les figures 3.4a et 3.4b), couramment appelés « givre de surface », montrent à la fois des facettes et des excroissances dendritiques et / ou en forme d'aiguille. Leurs morphologies se rapprochent de fleur de givre peu développée (Domine et al., 2005; Fierz et al., 2009; Style and Wors-ter, 2009), observée notamment sur la glace de mer, et de petit givre de surface (Domine et al., 2008; Fierz et al., 2009; Slaughter et al., 2011), fréquemment observé sur la surface du manteau neigeux Arctique. Les excroissances en forme d'aiguille sont similaires à celles observées en hiver sur les arbres à nos latitudes.

Les photographies infrarouges permettent de détecter la présence de givre sur la surface. Les photos de la figure 3.5 représentent deux états de surface, montrant respectivement la présence et l'absence de givre début septembre 2012. Le givre, sur la première photo, est similaire aux cristaux de neige visibles sur la photo du 25 décembre 2010 (voir la figure 3.4). Un *sastrugi*, orienté selon l'axe sud sud-est / nord nord-ouest (le haut des photos indique le nord-est), c.-à-d. perpendiculaire à la direction dominante du vent à Dôme C, est de plus visible le 17 décembre.

Un algorithme semi-empirique, basé sur la différence de texture des photos, a été mis au point afin de déduire un indice booléen de la présence / absence de givre. Il est décrit en détail dans Champollion et al. (2013), article inséré dans le chapitre 5.

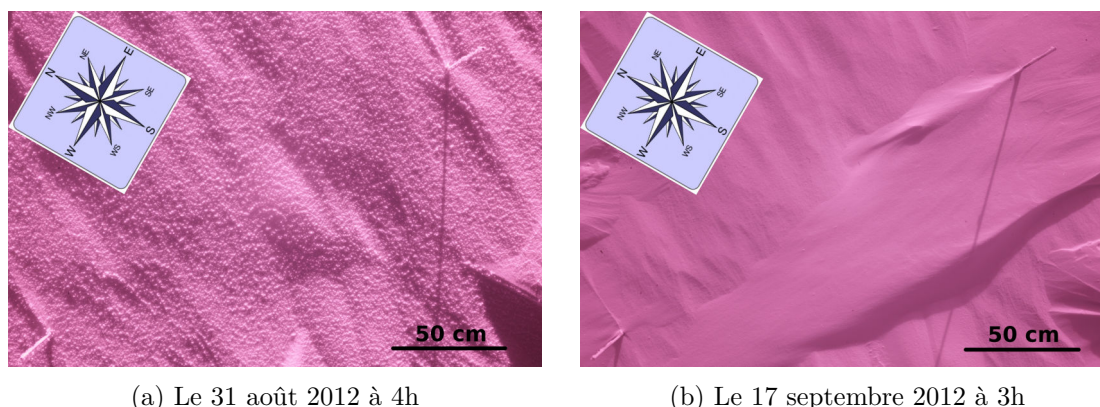
2. De taille inférieure à celle de la photo.



(a) Le 25 décembre 2010

(b) Le 21 décembre 2010

FIGURE 3.4 – Photos visibles de la surface, montrant la présence (a) et l'absence (b) de givre.



(a) Le 31 août 2012 à 4h

(b) Le 17 septembre 2012 à 3h

FIGURE 3.5 – Photos infrarouges de la surface de neige d'apparences très différentes : (a) présence et (b) absence de cristaux de givre. L'heure donnée est l'heure GMT.

Une version modifiée de l'algorithme permet de plus de quantifier le pourcentage de givre recouvrant la surface. L'indice de contraste C est calculé sur des petites imagettes (dimension de 250×250 pixels) couvrant l'ensemble de la photo, espacées entre elles de 50 pixels. Les photos sont donc découpées en 1232 imagettes³. Ensuite, la valeur d'une fonction logistique⁴ est déterminée pour chaque imagette. La moyenne des valeurs de la fonction logistique (déduite pour chaque imagette d'une photo) donne une estimation du pourcentage de givre recouvrant la surface. Cependant, les résultats de cette version modifiée de l'algorithme sont encore préliminaires, ainsi, seul l'indice de présence / absence de givre sera utilisé dans la suite du manuscrit pour suivre l'évolution de l'état de surface. Néanmoins, le pourcentage de givre recouvrant la surface montre une bonne adéquation avec l'observation du contraste visuel des images, ainsi qu'avec l'écart-type de l'histogramme des photos.

3. La dimension d'une photo est de 1664×2496 pixels. Ainsi, dans la largeur d'une photo, il rentre $\lfloor (1664 - 250)/50 \rfloor = 28$ imagettes, et dans le sens de la longueur $\lfloor (2496 - 250)/50 \rfloor = 44$ imagettes, ce qui donne au final $28 \times 44 = 1232$ imagettes.

4. Fonction de la forme $L(C) = \frac{1}{1 + e^{-a(C - C_0)}}$, avec C l'indice de contraste de l'imagette, calculé avec l'équation (5) de (?), C_0 le seuil au-delà duquel la surface est couverte de givre et a un paramètre caractérisant le taux de croissance de la fonction logistique.

Enfin, la formation de givre entraîne une surface rugueuse, pouvant ainsi modifier la réflexion des flux radiatifs sur la surface de neige. De plus, sa forme et sa hauteur sont irrégulières, et par conséquent sa SSA varie. La hauteur moyenne du givre a été estimée sur le terrain à 1 cm.

3.2.3 Les reliefs de surface

La topographie de la surface du Plateau Antarctique est caractérisée par des reliefs de grande échelle (Rémy et al., 2000; Bamber et al., 2009), c.-à-d. des variations de la topographie observables par satellite ou par avion, supérieures à une dizaine de mètres d'extension horizontale, et des reliefs micro- et macroscopiques (Long and Drinkwater, 2000; Narvekar et al., 2010; Kuchiki et al., 2011), d'extension spatiale comprise entre un millimètre et quelques mètres environ. Cette section se focalise sur les reliefs macroscopiques, considérés cependant ici comme ayant une taille ne dépassant pas la dimension des photos infrarouges. Les reliefs de grande échelle, composés de surfaces vitrées (*glazed surface*), de dunes transverses à la ligne de plus grande pente et de mégadunes (Fahnestock et al., 2000; Frezzotti et al., 2002a,b), ne sont pas abordés dans ces travaux, et les reliefs microscopiques, i.e. inférieurs au centimètre, sont étudiés à travers l'étude des cristaux de givre présents sur la surface.

Les reliefs de petite échelle sont composés de trois catégories (Goodwin, 1990; Frezzotti et al., 2002a) : (a) les formations de dépôt, formées par les précipitations neigeuses et / ou par le transport de neige fraîche par le vent (ondulation, dune, ...); (b) les formations de redistribution, qui sont le résultat de l'érosion des formations de dépôt (sastrugi, congère, crête, ...); (c) les formations d'érosion, formées par l'exposition à long terme de la surface aux vents catabatiques (surface vitrée, crête transversale, ...). Les formations d'érosion (c) sont rarement observées sur le Plateau Antarctique (vent faible). Par contre, l'ensemble des formations (a) et (b) ont été observées durant les 2 années de photos : sastrugis larges et bien formés, sastrugis fendus et lancéolés (voir la figure 5 de l'étude de Goodwin, 1990), croûtes de vent avec des creux et des crêtes, petites dunes et ondulations, congères larges et arrondies, et petits spots de neige.

La séquence de photos de juin 2012 (voir la figure 3.6) montre des changements rapides de relief de la surface. En seulement quelques heures (4 heures entre la première et la troisième photo), une dune recouvre toute la surface. Sa taille est supérieure à celle de la photo, c.-à-d. supérieure à 2 m de longueur, et elle est orientée selon l'axe ouest sud-ouest – est nord-est. Ensuite, toujours en quelques heures (8 heures entre la quatrième et la dernière photo), un sastrugi lancéolé se forme par érosion de la dune de neige, avec une orientation de son axe légèrement décalée vers le sud-ouest. L'extension maximale du sastrugi est aussi supérieure à 2 m, mais les crêtes et creux ont une extension horizontale approchant le mètre dans la direction du vent et quelques dizaines de centimètres dans la direction transverse. Enfin, les piquets de la photo donnent un ordre de grandeur de la hauteur de ces reliefs, comprise entre 10 et 20 cm.

Ces événements de variation rapide des reliefs de surface sont observés plusieurs fois par an et la durée pendant laquelle les reliefs persistent est très variable, de quelques heures à un mois. L'orientation privilégiée de ces reliefs est celle du vent dominant, c.-à-d. l'axe sud-ouest – nord-est. Cependant, des dunes transverses sont aussi observées. Une étude statistique de la dynamique, des dimensions et des orientations des reliefs de surface, avec une résolution horaire, sera menée lorsque la série temporelle de photos sera suffisamment longue.



FIGURE 3.6 – Séquence de photos infrarouges, prises toutes les deux heures pendant le mois de juin 2012, et montrant une évolution très rapide des reliefs formés sur la surface.

3.3 La hauteur de la surface de neige

3.3.1 Problématique & lien avec l'accumulation de neige

La hauteur de la surface de neige est un des paramètres caractérisant l'état de surface. Celle-ci évolue en fonction de la redistribution de neige par le vent (dépôt, érosion et métamorphisme), des précipitations neigeuses et des processus de condensation solide / sublimation. L'étude de la hauteur de la surface et de son évolution est en amont de la détermination de l'accumulation, puisque la quantité de neige accumulée pendant une année (masse de neige par unité de surface) correspond au bilan de masse de surface. En effet, la différence annuelle de hauteur intègre l'accumulation nette et l'ablation, respectivement les termes positif et négatif du BMS.

Les méthodes existantes pour déterminer l'accumulation annuelle de neige sont les suivantes (Frezzotti et al., 2004; Eisen et al., 2008; Favier et al., 2012) : les carottes de glace ou de névé⁵ (Van den Broeke et al., 1999), le radar au sol (Verfaillie et al., 2012), les puits de neige (Koerner, 1971), les balises (Genthon et al., 2007; Takahashi, 2007), la gravimétrie spatiale ou au sol (Velicogna and Wahr, 2006; Breili and Rolstad, 2009; Sasgen et al., 2010), les radars interférométriques à synthèse d'ouverture (télé-détection spatiale micro-onde active, Oveisgharan and Zebker, 2007) et les capteurs ultrasoniques (Ryan and Doesken, 2008). L'ensemble de ces techniques intègre soit de nombreuses mesures, soit une longue période d'observation, afin de minimiser les erreurs sur l'accumulation causées par une distribution spatiale souvent hétérogène et des variations temporelles importantes du dépôt de neige sur la surface. Toutes ces méthodes (exceptée la gravimétrie) utilisent la densité de la neige pour convertir la hauteur mesurée de l'accumulation de neige en masse de neige.

Le suivi continu de la hauteur de neige, p.e. à partir des photos infrarouges, permet d'étudier les processus responsables de l'accumulation de neige. La prise horaire de photos offre en effet une résolution temporelle suffisante pour observer les variations rapides de la surface, et ainsi mieux contraindre les techniques précédentes et leur interprétation, par une meilleure connaissance de l'évolution de la surface.

Durant ces travaux, la hauteur de la surface est mesurée à l'aide des deux piquets positionnées sur la surface photographiée par l'instrument PAuto et à l'aide d'un capteur à ultrason. Les deux sections suivantes décrivent ces deux méthodes de mesure.

3.3.2 Mesure à partir des photos de la surface

La séquence chronologique de la figure 3.7 montre 6 photos avec un intervalle d'une heure entre chaque photo, la photo du haut représentant uniquement la position des piquets. Elles sont zoomées sur la partie en bas à gauche des photos où se situe un piquet. La hauteur émergente du piquet sur la première photo est d'environ 20 cm. En deux heures, la surface de neige s'est élevée de 20 cm environ, si bien que le piquet n'émerge presque plus. Trois heures plus tard, la surface de neige est presque revenue à sa hauteur initiale. Ce phénomène très rapide de changement de hauteur de la surface ne peut être dû qu'au vent, l'accumulation annuelle de neige étant d'environ 10 cm a^{-1} (Vaughan et al., 1999; Frezzotti et al., 2004, 2005; Arthern et al., 2006; Van de Berg et al., 2006; Krinner et al., 2007; Magand et al., 2008; Favier et al., 2011). La forte intensité de vent (compris entre 10 et 12 m s^{-1}) pendant ce laps de temps le confirme.

5. C'est-à-dire environ les 100 premiers mètres de neige, hauteur nécessaire pour que la porosité soit nulle à Dôme C.

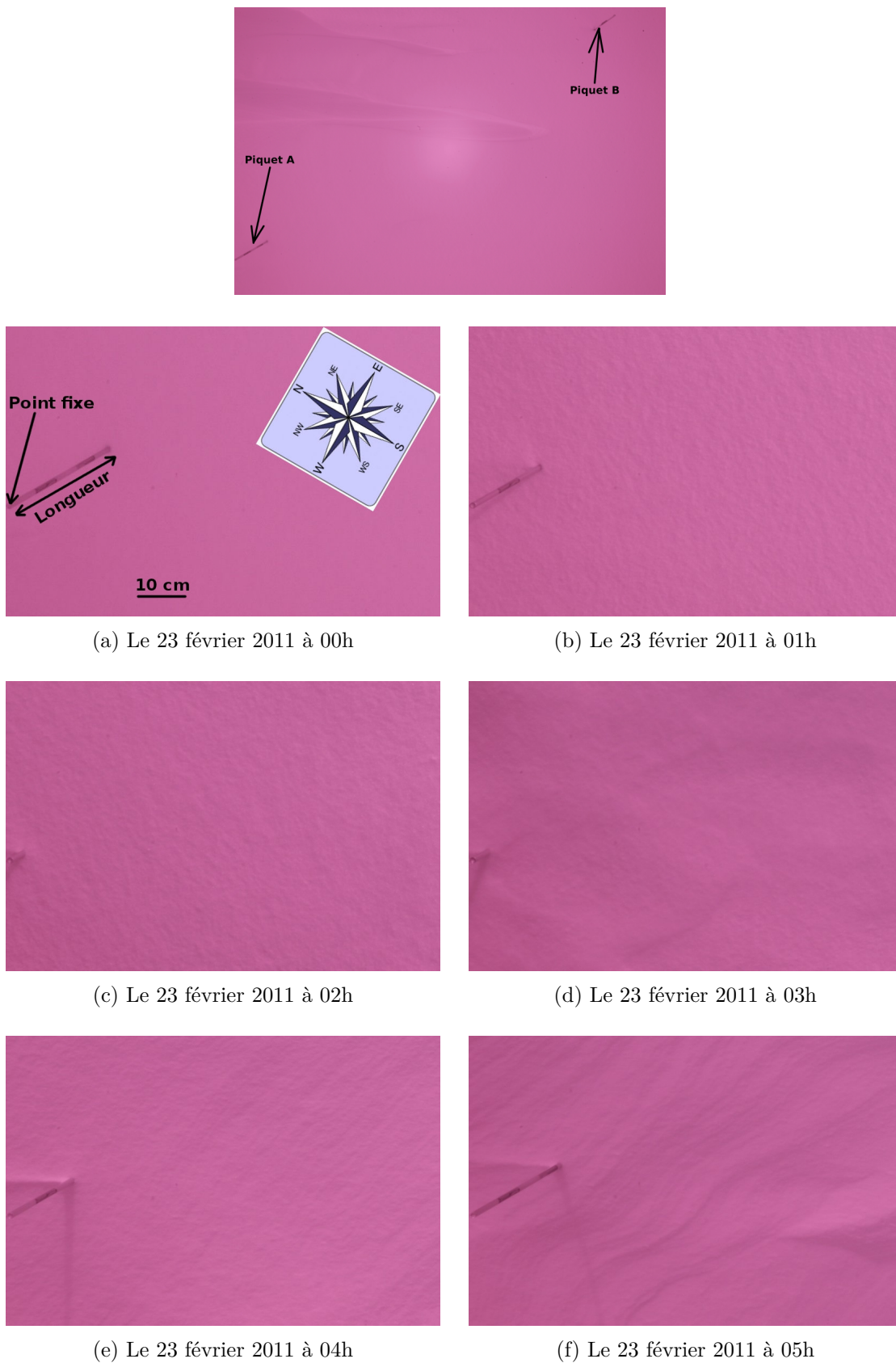


FIGURE 3.7 – Séquence de photos, zoomées sur le piquet en bas à gauche, pendant le mois de février 2011 montrant le dépôt et l'érosion très rapide de la neige par le vent. Les heures sont toujours les heures GMT.

La méthode pour déterminer la hauteur de la surface consiste simplement à mesurer l'émergence des piquets (le même protocole est appliqué pour chaque piquet) : (1) choisir un point fixe, le haut du piquet ; (2) mesurer la distance entre le point fixe et la surface, en nombre de pixels, grâce à la résolution des photos sur l'écran (72 pixels par pouce⁶) ; (3) convertir cette distance « numérique » (en pixel) en longueur réelle sur le terrain (en centimètre), à l'aide d'une échelle. Cette échelle est déterminée par la longueur d'un tiret noir visible sur les piquets, qui vaut environ 5 cm. Ainsi, un pixel est égal à 1.1 mm et cette relation est considérée constante le long des 30 cm du piquet ; (4) prendre l'inverse de cette longueur, puis ajouter la longueur du piquet qui émerge le 1^{er} jour de la série, afin d'obtenir une hauteur relative de la surface. Ainsi, la hauteur de la surface est égale à zéro le 1^{er} jour et s'élève lorsque la longueur du piquet diminue.

L'erreur sur la position du point fixe est visuellement estimée à ± 2 pixels et celle associée à la position où le piquet émerge de la surface à ± 4 pixels. L'erreur résultante est donc de ± 6 pixels et l'incertitude sur la hauteur de la surface est de 6.6 mm environ.

Les erreurs liées à la modification de la géométrie de la photo, p.e. un changement de position de l'appareil, sont très faibles, de même que celles dues à l'enfoncement des piquets dans la neige (moins de 1 cm en 2 ans de mesure), aux changements de leur position à cause du vent (faible aussi) ou à une observation plus délicate du point d'émergence du piquet par temps nuageux. Toutes ces sources d'erreur sont corrigées manuellement par une légère modification de la position du point fixe.

Enfin, la hauteur de la surface est mesurée quotidiennement, sur la photo qui possède le plus fort contraste durant la journée considérée, afin d'être le plus précis quant à la position de l'émergence du piquet. Ce choix est fait pour être consistant avec la résolution journalière des observations satellite. Cependant, afin d'observer les variations rapides, inférieures à la journée (voir la figure 3.7), et ne pas biaiser la hauteur journalière par une mesure unique, l'émergence des piquets est mesurée toutes les heures lorsque la surface évolue rapidement. En conclusion, une série de 2 ans de la hauteur de la surface de neige est obtenue à partir des photos infrarouges, avec une résolution temporelle horaire ou journalière.

3.3.3 Mesure à l'aide d'un capteur à ultrason

Le principe général de la mesure consiste à déterminer le temps aller-retour de l'onde ultra-sonore émise par le capteur et la surface de neige. La distance entre la sonde et la surface est ensuite déterminée avec la vitesse de l'onde. Une onde ultra-sonore est une onde mécanique et élastique, dont la fréquence est supérieure à 20000 Hz.

La figure 3.8 montre un capteur à ultrason (suspendu verticalement au-dessus de la surface) à environ 100 km de la station Dumont d'Urville. Le modèle du capteur utilisé à Dôme C est le SR-50-L, fabriqué par Campbell Scientific (<http://www.campbellsci.com/sr50>). L'onde ultra-sonore est émise verticalement en direction de la surface. La réflexion de l'onde s'effectue principalement à l'interface air-neige. L'erreur sur la détermination de la distance entre le capteur et la surface, uniquement causée par l'incertitude de mesure du temps aller-retour, est estimée à moins de 1 mm⁷.

6. L'unité pouce vaut 2.54 cm.

7. La fréquence de mesure est 50000 kHz et la précision sur la mesure du temps est environ dix fois la fréquence. Comme la vitesse du son dans l'air à -30° est d'environ 313 m s^{-1} , l'incertitude liée à la mesure du temps est de 0.6 mm.

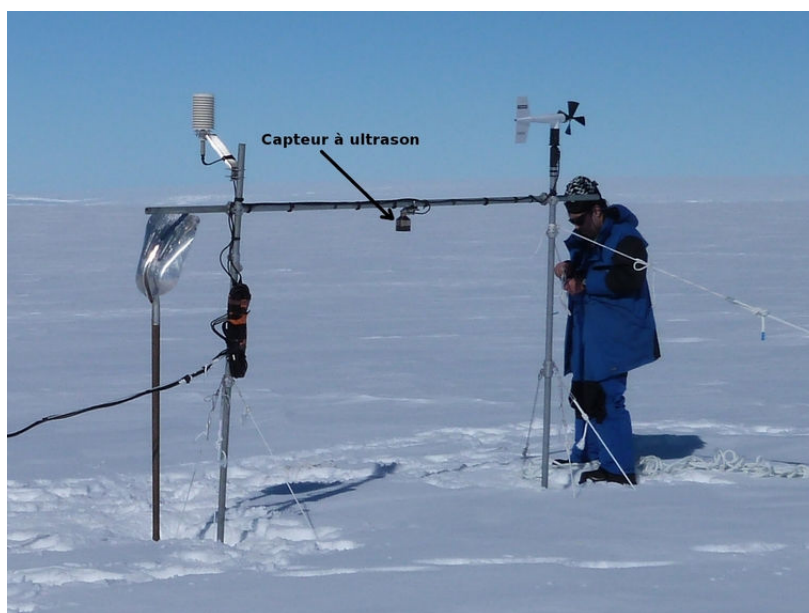


FIGURE 3.8 – Capteur à ultrason permettant de suivre l'évolution de la hauteur de la surface, en Antarctique de l'est. *Source : C. Palerme, LGGE.*

À partir du temps aller-retour de l'onde ultra-sonore, la distance entre le capteur et la surface est calculée avec la vitesse du son dans l'air v_{air} . Or, celle-ci dépend fortement de la température, selon la formule approchée suivante, valable pour l'air assimilé à un gaz parfait :

$$v_{air} = 331.5 + 0.607(T_{air} - 273.15) \quad (3.1)$$

avec T_{air} la température de l'air (en kelvin). Le manuel de la sonde SR-50-L propose une correction empirique de la distance en fonction de la température :

$$D = D_{SR-50} \cdot \sqrt{\frac{T_{air}}{273.15}} \quad (3.2)$$

avec D la distance corrigée entre le capteur et la surface (m) et D_{SR-50} la distance brute mesurée par le capteur (m). La SR-50 ne mesure cependant pas la température de l'air. Une mesure de température est donc effectuée juste à côté de la SR-50, à l'intérieur d'un abri ventilé. En effet, un biais chaud est observé pour la température mesurée dans un abri non ventilé (Genthon et al., 2011). Ce biais pouvant atteindre 10° en été, il entraînerait une surestimation de la hauteur de la surface de 2 cm environ. En définitive, la précision de la mesure est estimée à ± 1 cm par le fabricant, pour une résolution de 0.1 mm. Nous considérerons cette précision dans ce manuscrit.

D'après Ryan and Doesken (2008), de nombreux autres facteurs affectent la précision et la qualité de la mesure : la présence de certains types de cristaux sur la surface (p.e. des aiguilles ou dendrites), la présence de débris, les particules de neige soufflée en suspension dans l'air, les précipitations intenses et le vent lorsqu'il est fort. Cependant, parmi tous ces facteurs, seul le givre présent en surface peut affecter la mesure à Dôme C, d'après les critères de Ryan and Doesken (2008). La surface est en effet rugueuse et peu dense lorsque du givre est présent. La réflexion de l'onde ultra-sonore sur la surface est ainsi plus complexe et le maximum de rétrodiffusion est moins distinct.

La sonde à ultrason a été installée en janvier 2007 et continue à fonctionner aujourd'hui. Cinq années de mesure de la hauteur de la surface de neige sont donc disponibles. La hauteur de neige, mesurée par la SR-50 sur la période 2007 – 2011, montre une élévation moyenne de la surface de 6.3 cm a^{-1} et celle issue des piquets sur les photographies infrarouges, sur la période 2011 – 2012, une élévation moyenne de 20 cm a^{-1} (moyenne des deux piquets). Le changement de hauteur, mesurée par la SR-50, est compris dans l'intervalle d'erreur des mesures issues des réseaux de balises, alors que l'élévation de la surface déterminée à partir des photos est égale à 2.5 fois la valeur déduite des réseaux de balises (voir l'annexe E). Ces deux estimations (SR-50 et PAuto) sont cependant comprises dans la variabilité spatiale des balises d'un réseau et leur différence n'est sans doute que le résultat de cette variabilité.

3.4 L'albédo de la surface de neige

3.4.1 Définition & problématique

De manière générale, l'albédo quantifie la proportion d'énergie radiative réfléchiée par la surface. Il est le dernier aspect caractérisant l'état de surface présenté dans ce chapitre. Dans le cas de la surface de neige de Dôme C⁸, l'albédo est principalement dépendant des propriétés physiques de la neige proche de la surface (Kokhanovsky and Sokoletsky, 2006b; Jin et al., 2008; Gardner and Sharp, 2010), notamment la taille et la forme des grains de neige, et de la répartition spectrale et angulaire du rayonnement incident. Son évolution est donc influencée par les variations de l'état de surface, à travers les précipitations neigeuses, le métamorphisme de la neige de surface et l'action du vent.

Cependant, les relations entre l'évolution de l'état de surface et les changements d'albédo sont mal comprises, précisément parce que l'état de surface est mal caractérisé. Par exemple, la taille des particules précipitantes est petite sur le Plateau Antarctique (Schwerdtfeger, 1984; Bromwich, 1988; Walden et al., 2003), entraînant donc une augmentation de l'albédo une fois déposée au sol. Néanmoins, la taille de ces particules est très variable, et leur détection / quantification incertaine. Ainsi, malgré une bonne connaissance théorique de l'albédo et des processus qui l'affectent, son évolution en fonction des conditions atmosphériques est méconnue, bien que son influence sur le bilan d'énergie de surface soit importante.

La notion d'albédo regroupe un grand nombre de définitions, dont seulement quelques unes sont abordées ici. Par définition, l'albédo est spectral, c.-à-d. qu'il varie en fonction de la longueur d'onde. Lorsque le REM incident provient d'une unique direction, l'albédo est proche d'une réflectance directionnelle hémisphérique. Lorsque le REM incident est diffus, c.-à-d. qu'il provient de toutes les directions, l'albédo est alors appelé albédo diffus, et correspond à une réflectance bi-hémisphérique (Dumont, 2010). Enfin, l'albédo bi-hémisphérique, intégré sur l'ensemble du spectre solaire, est appelé albédo large bande ou bolométrique. C'est cet albédo qui intervient dans le bilan d'énergie de surface et qui est présenté dans cette section.

8. Le contenu en impuretés de la neige est considéré comme négligeable et la teneur en eau liquide est nulle.

3.4.2 Détermination à partir des propriétés physiques de la neige

Le calcul de l'albédo spectral ω_λ , à partir des propriétés physiques de la neige, s'effectue grâce aux équations suivantes, issues de [Kokhanovsky and Zege \(2004\)](#); [Picard et al. \(2009a\)](#) :

$$\omega_\lambda = \exp\left(-\frac{9}{7}b\sqrt{\gamma_\lambda r_{opt}}\right) \quad (3.3)$$

$$\gamma_\lambda = \frac{4\pi}{\lambda}n_i \quad (3.4)$$

avec b le facteur de forme des grains de neige ([Kokhanovsky and Zege, 2004](#); [Picard et al., 2009a](#)) et γ_λ le coefficient d'absorption de la glace, fonction de la longueur d'onde λ et de la partie imaginaire de l'indice de réfraction n_i , qui vaut $1.31 \cdot 10^{-5}$ à 1310 nm ([Warren, 1984](#)). Ces équations sont des solutions analytiques du transfert radiatif dans la neige pour une gamme de longueur d'onde allant de l'ultraviolet à l'infrarouge. Elles sont valables pour un milieu homogène, semi-infini et une illumination incidente perpendiculaire à la surface de neige (nadir). Notons que l'albédo ne dépend pas de la densité de la neige, puisque le milieu est considéré comme semi-infini ([Warren, 1982](#); [Dumont, 2010](#)). Cependant, une variation de densité traduit généralement un changement de forme et de taille des grains ([Domine et al., 2008](#)), ainsi l'albédo est la plupart du temps variable pour des manteaux neigeux de densité différente.

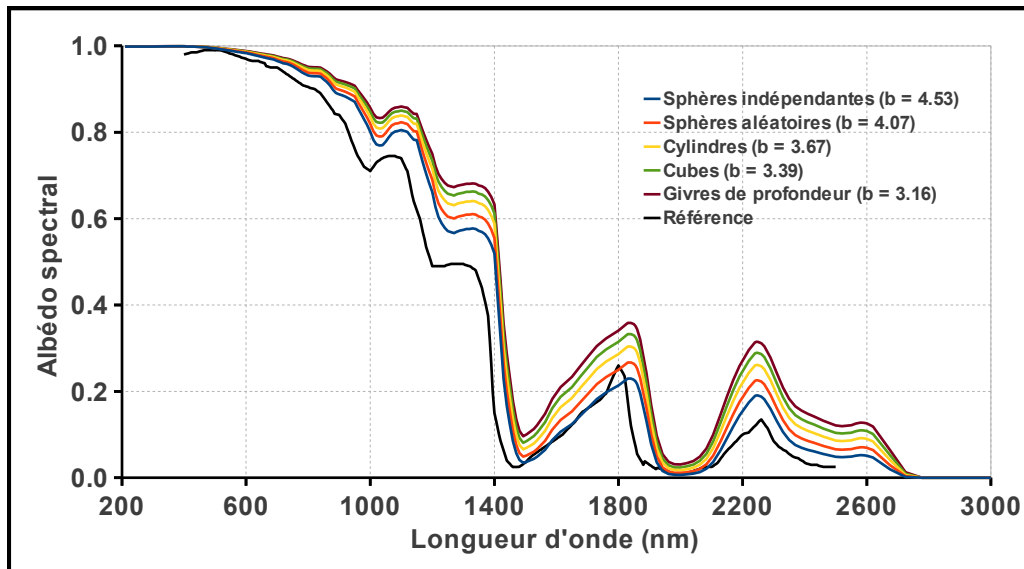


FIGURE 3.9 – Albédo spectral calculé avec les solutions analytiques du transfert radiatif dans le domaine visible et infrarouge, pour une SSA de $40 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$.

Précisément, les équations 3.3 et 3.4 permettent de calculer une réflectance directionnelle hémisphérique de la neige, pour une incidence normale à la surface. Cependant, pour une surface Lambertienne⁹, cette réflectance est égale à la réflectance hémisphérique di-

9. Qui signifie que la même quantité de rayonnement est réfléchi dans toutes les directions.

rectionnelle. Enfin, la réflectance bi-directionnelle est égale aux réflectances ci-dessus si le rayonnement incident suit une variation cosinus en fonction de l'angle zénithal.

La figure 3.9 représente l'albédo spectral, calculé avec les équations 3.3 et 3.4, pour une SSA de $40 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ et différentes formes de grain de neige. L'albédo spectral de référence à Dôme C (données issues du modèle SMARTS, C. Gueymard, NREL) est aussi représenté. Celui-ci est inférieur à l'albédo calculé pour une SSA de $40 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$, notamment parce que l'hypothèse d'incidence nadir du rayonnement incident est erronée à Dôme C.

Enfin, l'albédo bolométrique, intégré entre 400 et 2500 nm, est obtenu en intégrant l'albédo spectral sur le spectre solaire en fonction de l'irradiance solaire incidente.

3.4.3 Détermination à partir des flux radiatifs

L'instrument permettant de mesurer le REM incident et réfléchi par la surface est un pyranomètre. Il mesure l'intensité du REM provenant de toutes les directions, dans une gamme de longueur d'onde correspondant à celle du spectre solaire (comprise entre 200 et 4000 nm, appelé rayonnement de courte longueur d'onde¹⁰, noté SW pour le terme anglais *short wavelength*). La figure 3.10 montre un pyranomètre orienté vers la surface de neige à South Pole, afin de mesurer l'intensité d'énergie réfléchie.



FIGURE 3.10 – Pyranomètre à South Pôle. Source : <http://icestories.exploratorium.edu/dispatches/>, N. Morgan, Earth System Research Laboratory, NOAA.

À Dôme C, le World Radiation Monitoring Center – Baseline Surface Radiation Network (**WRMC-BSRN**) fournit les données de radiations incidentes et réfléchies de courte longueur d'onde, mesurées par un pyranomètre installé proche de la tour Américaine (voir l'annexe B). La gamme spectrale de l'instrument installé à Dôme C s'étend de 285 à 2800 nm. Je n'ai cependant pu disposer de données uniquement pour de courtes périodes, la diffusion des mesures étant restreinte par le WRMC-BSRN.

10. Contrairement au rayonnement thermique naturel de grande longueur d'onde émis par le manteau neigeux, qui correspond à une gamme de longueur d'onde comprise entre 4000 et 40000 nm.

L'albédo A se calcule alors simplement par le rapport entre le flux réfléchi et le flux incident :

$$A = \frac{SW \downarrow}{SW \uparrow} \quad (3.5)$$

avec $SW \downarrow$ le flux incident et $SW \uparrow$ le flux réfléchi. L'albédo calculé à partir des flux radiatifs est directement l'albédo bolométrique, puisque le pyranomètre mesure un flux intégré sur le spectre solaire et provenant de toutes les directions. En l'absence de nuage, le rayonnement solaire incident est direct, et l'albédo est alors proche d'une réflectance directionnelle hémisphérique, souvent appelé albédo de ciel clair.

3.5 Conclusion

Le dispositif expérimental, développé pour observer l'état de surface à Dôme C, a été présenté dans ce chapitre. Il consiste à prendre, automatiquement et toutes les heures, une photo de 4 m² de la surface de neige dans le proche infrarouge. Une base de données unique est désormais disponible grâce à ce dispositif. Elle permet l'étude objective de l'évolution de la surface avec une résolution horaire.

Deux aspects distincts de l'état de surface ont ensuite été extraits de cette base de données : la présence / absence de givre et la hauteur de la surface de neige. Les deux méthodes développées pour obtenir ces variables sont basées respectivement sur l'analyse de la texture des images et sur la détermination de l'émergence des piquets positionnés sur la zone photographiée. Deux séries temporelles de 2 ans ont ainsi été déduites des photos. Par ailleurs, la formation de reliefs sur la surface, ainsi que la présence de nuage, ont aussi été détectées.

L'observation de l'état de surface est enfin complétée par le suivi de la hauteur de la surface, à l'aide d'un capteur à ultrason, et de l'albédo bolométrique, calculé à partir des flux radiatifs. L'ensemble de ces observations seront utilisées dans les chapitres 4 et 5 pour caractériser et comprendre l'évolution de l'état de surface en fonction des conditions atmosphériques.

Chapitre 4

Étude de l'état de surface à Dôme C pendant l'été austral 2010 – 2011

4.1	Introduction & campagne de mesure	97
4.2	Évolution de l'état de surface lors de la campagne de terrain	98
4.2.1	Observation des conditions atmosphériques	99
4.2.2	Observation de l'état de surface	100
4.2.3	Évolution de la surface de neige	104
4.3	Influence de l'état de surface sur l'albédo	105
4.3.1	Comparaison avec des observations satellite	105
4.3.2	Comparaison avec des observations in situ	106
4.4	Modélisation du rapport de polarisation	108
4.4.1	Observation des propriétés physiques du manteau neigeux	108
4.4.2	Approche « statique » de modélisation	111
4.4.3	Approche « dynamique » de modélisation	113
4.5	Conclusion & perspectives	116

4.1 Introduction & campagne de mesure

Durant l'été austral 2010 – 2011, une campagne intensive de mesure a été effectuée à Dôme C sur le Plateau Antarctique. Cette campagne était destinée à caractériser l'état de surface et le haut du manteau neigeux (sur 30 – 50 cm environ).

La campagne de terrain s'est déroulée du 14 décembre 2010 au 2 janvier 2011. Deux sites d'études d'environ 100 m² ont été définis pour réaliser les observations sur la neige (voir les figures 4.1a et 4.1b et l'annexe B pour leurs emplacements) : (1) le premier proche de la tour américaine dans la zone propre (75°05'56.9"S, 123°18'12.6"E) et (2) le second proche de la piste d'avion (75°06'19.0"S, 123°21'3.7"E), cependant assez éloigné de celle-ci, dans une zone a priori peu fréquentée et donc avec une neige « naturelle ». Chaque site a été observé environ tous les 3 jours. Compte tenu de la courte période de mesure (20 jours environ), les deux sites sont étudiés simultanément, c.-à-d. que les évolutions présentées dans la suite de ce chapitre comprennent des mesures issues des deux sites sans différenciation. Cette fusion des données, issues des deux sites, pose a priori peu de problèmes puisqu'ils ne sont éloignés que de 2 km. Les conditions atmosphériques sont donc semblables et les données satellite possèdent une résolution spatiale largement supérieure.

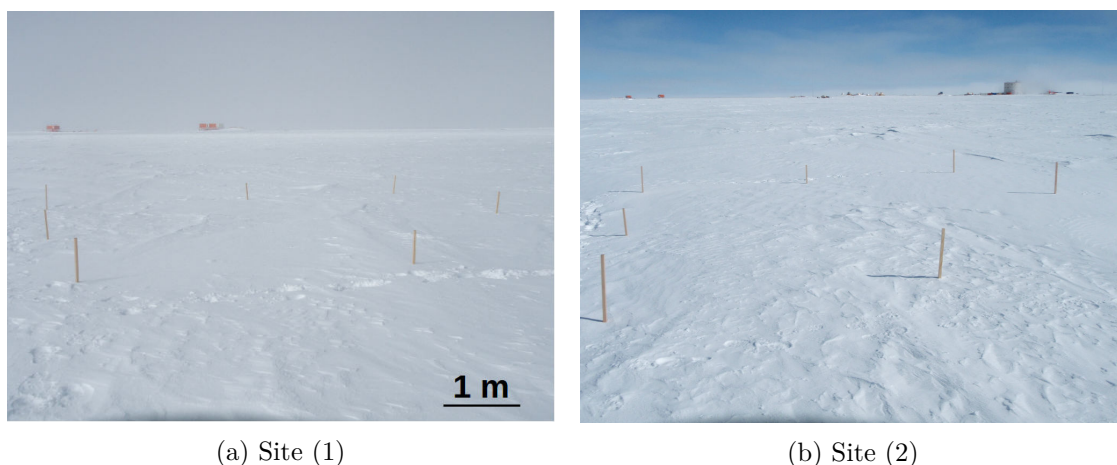


FIGURE 4.1 – Sites d'observation à Dôme C lors de la campagne de mesure.

- Les mesures de subsurface¹, effectuées lors de chaque visite d'un site, sont les suivantes :
- Deux profils verticaux, distants d'un mètre environ, de la SSA, de la densité et de la température de la neige. Pour la SSA, les profils présentés sont la moyenne de deux passages aller-retour de la sonde dans le trou de forage. Les passages qui montrent des données incorrectes (par exemple, une mauvaise reproductibilité entre la descente et la montée ou une correction de l'effet de distance qui dépasse les limites autorisées) ne sont pas pris en comptes. Ces mauvais mesures sont cependant très rares (un seul profil).
 - Deux *transect*, distants d'un mètre environ, de la SSA de surface, et une mesure de la densité proche de la surface et du givre s'il est présent à la surface. Les profils de SSA présentés sont la moyenne de deux passages de la sonde et pour la densité, les mesures présentées sont la moyenne de trois mesures.

1. Dans la suite du manuscrit, le terme subsurface sera employé pour désigner les 30 – 50 premiers centimètres du manteau neigeux. À ne pas confondre avec la « densité de subsurface » présentée dans la section 2.3.2

L'état de surface a lui été observé manuellement et quotidiennement. Ces observations de la surface comprennent notamment des photos « visibles » de la surface de neige, prises à 0.5 et 1 m de hauteur², des photos des cristaux de neige présents sur la surface et du ciel (pour la couverture nuageuse). Des observations et mesures complémentaires ont été effectuées : la température de l'air et de la surface, la hauteur de neige, ainsi que l'observation du givre sur la surface, de la micro-rugosité, c.-à-d. de taille centimétrique, et du dépôt de neige fraîche. Les journées entre les observations des sites ont elles permis de calibrer les instruments de mesure, de les tester (comme la comparaison de deux protocoles ou la reproductibilité de la mesure) et de traiter directement sur le terrain les observations, afin de vérifier leur validité. Enfin, un profil plus profond (environ 1.2 m de profondeur) de SSA, densité, température et stratigraphie du manteau neigeux a été observé, afin de comparer ces observations avec les résultats de la campagne de mesure de l'année précédente. En résumé, une douzaine de profils verticaux de SSA et de densité ont été mesurés, ainsi qu'une douzaine de mesure de la SSA et de la densité de la neige en surface.

L'instrument utilisé pendant cette campagne pour mesurer la SSA est ASSSAP, pour la densité, une pelle dédiée, et pour la hauteur de la surface de neige, un capteur à ultrason SR-50 (voir les chapitres 2 et 3). Les données atmosphériques sont mesurées par la station automatique située à environ 2 km de la base Concordia (Dome C II, <http://amrc.ssec.wisc.edu/aws/>) et elles sont complétées par les réanalyses de l'European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF) ERA-Interim (Dee and al., 2011). Les observations satellite sont issues du radiomètre AMSR-E et du spectromètre MODIS (voir le chapitre 1). Toutes les heures sont des heures GMT, soit 8 heures de moins que l'heure locale de Dôme C. Par conséquent, l'angle zénithal du soleil le plus élevé (soleil le plus bas dans le ciel) est à 16h GMT.

L'objectif de ce chapitre est d'étudier l'évolution de l'état de surface et la modélisation du rapport de polarisation micro-onde à Dôme C pendant la campagne, à l'aide des données d'observation de terrain.

La section 4.2 présente les résultats sur l'évolution de l'état de surface, observé sur le terrain et par satellite, en lien avec les conditions atmosphériques, pendant les 20 jours de données. L'état de surface est notamment caractérisé par une diminution d'un facteur deux de la SSA de surface vers le 25 décembre 2010. La section 4.3 étudie par conséquent l'influence de la SSA sur l'albédo durant la campagne d'observation. Enfin, la section 4.4 étudie la modélisation du rapport de polarisation au cours de la campagne, à partir des observations de l'état de surface et du manteau neigeux, afin d'essayer de quantifier les liens entre la surface de neige et l'émission micro-onde.

4.2 Évolution de l'état de surface lors de la campagne de terrain

Cette section présente en premier les conditions atmosphériques observées durant la campagne et en second les observations de l'état de surface. À l'aide de l'ensemble de ces données, la description et l'analyse de l'état de surface sont effectuées dans la dernière partie de cette section.

2. L'appareil photo automatique dans le proche infrarouge ne fonctionnait malheureusement pas pendant la campagne. Il fut remplacé le 3 janvier 2011.

4.2.1 Observation des conditions atmosphériques

La température de l'air. Outre le cycle journalier de température d'environ $10\text{ }^{\circ}\text{C}$, la température de l'air augmente progressivement entre le 17 – 18 décembre et le 26 décembre d'environ $5\text{ }^{\circ}\text{C}$, puis diminue ensuite progressivement jusqu'au 1 janvier de quelques degrés (voir la figure 4.2). La température moyenne durant la campagne de mesure est de 248 K environ, soit $-25\text{ }^{\circ}\text{C}$.

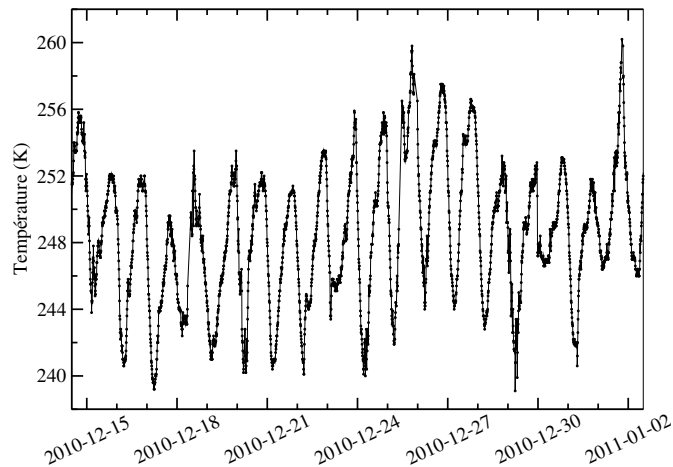


FIGURE 4.2 – Évolution de la température de l'air à 2 m pendant la campagne de mesure. Les mesures sont issues de la station météorologique automatique.

L'humidité atmosphérique et la couverture nuageuse. L'humidité spécifique, qui représente la masse d'eau présente dans l'air, suit les variations de température (voir la figure 4.3a), autant le cycle journalier que l'évolution hebdomadaire pendant la campagne de mesure. Les quantités de vapeur d'eau dans l'air sont cependant très faibles. Les maximums de température de l'air et d'humidité spécifique coïncident et ont lieu entre le 26 et 27 décembre.

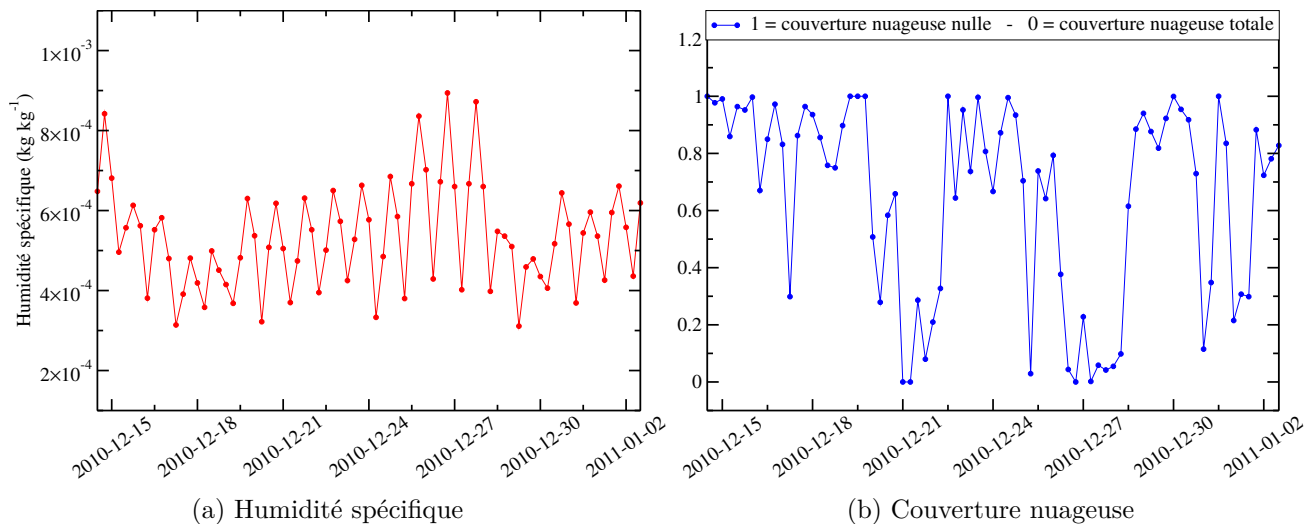


FIGURE 4.3 – Évolution de l'humidité spécifique de l'air à 2 m et de la couverture nuageuse pendant la campagne de mesure. Les mesures sont issues de réanalyses atmosphériques.

La couverture nuageuse montre deux périodes, le 21 – 22 décembre et le 27 – 28 décembre, où le ciel était couvert, le reste du temps le ciel était clair (voir la figure 4.3b).

L'intensité et la direction du vent. L'évolution de l'intensité du vent montre un cycle journalier, avec un minimum en début d'après midi heure locale. Trois épisodes de vent montrent une intensité supérieure à 6 m s^{-1} : (A) le 15 – 16, (B) le 22 – 23 et (C) le 28 – 29 décembre (voir la figure 4.4). L'origine du vent quant à elle ne suit pas de cycle journalier. Trois périodes où la direction évolue progressivement sont identifiables, entre le 15 et 19 décembre, entre le 21 et 25 décembre et entre le 27 décembre et le 1^{er} janvier. Durant ces périodes, la direction change du nord et de l'ouest (entre 270 et 360°) à l'est (90°). Les épisodes intenses de vent (B) et (C) montrent une direction du vent provenant du sud sud-ouest.

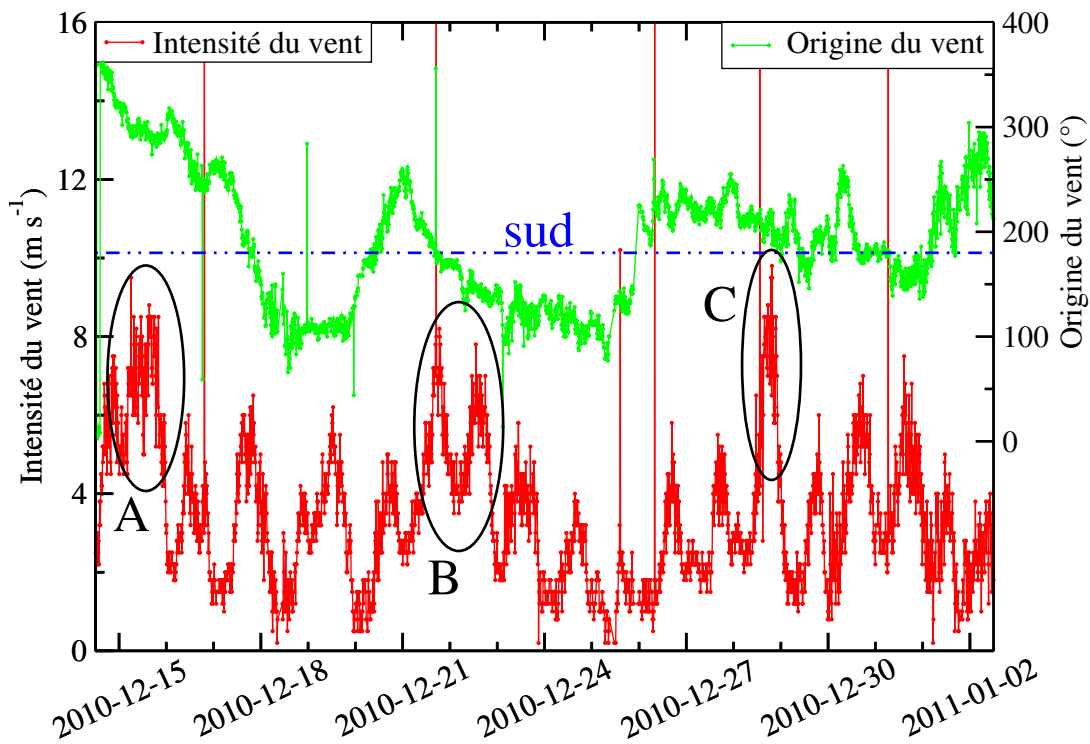


FIGURE 4.4 – Évolution de l'intensité et de la direction du vent à 2 m pendant la campagne de mesure. Les mesures sont issues de la station météorologique automatique.

4.2.2 Observation de l'état de surface

Durant la campagne, l'état de surface a été suivi par des observations manuelles, par le rapport de polarisation micro-onde et par la hauteur de la surface, ainsi qu'à travers la mesure des propriétés physiques de la neige la plus proche de la surface.

Les observations manuelles de l'état de surface. Certains aspects de l'état de surface ont été observés manuellement : le givre, avec une estimation conjointe de sa taille et du pourcentage recouvrant la surface, représentée par cinq niveaux (voir les marqueurs triangulaires noirs sur la figure 4.5b, les grands triangles signifiant que la surface est recouverte de givre de grande taille), la micro-rugosité de la surface (rugosité centimétrique, de l'ordre de la taille du givre), le dépôt de neige fraîche et enfin la prise de photo du ciel

et de la surface. Des mesures complémentaires de température de l'air à un mètre et de la surface ont été effectuées. Ces observations sont journalières et ont généralement été effectuées entre 17h et 18h, heure locale.

Les figures 4.5a et 4.5b montrent l'évolution de ces observations pendant la campagne de mesure. La température mesurée est proche de celle mesurée par la station automatique, les petites différences étant essentiellement dues à l'imprécision sur l'heure de la mesure, notée sur le terrain avec une précision horaire. La température de la surface est presque tout le temps inférieure à la température de l'air en fin d'après-midi. De la condensation solide de vapeur d'eau peut donc se produire sur la surface, le gradient de température dans l'air étant négatif, condition nécessaire mais pas suffisante.

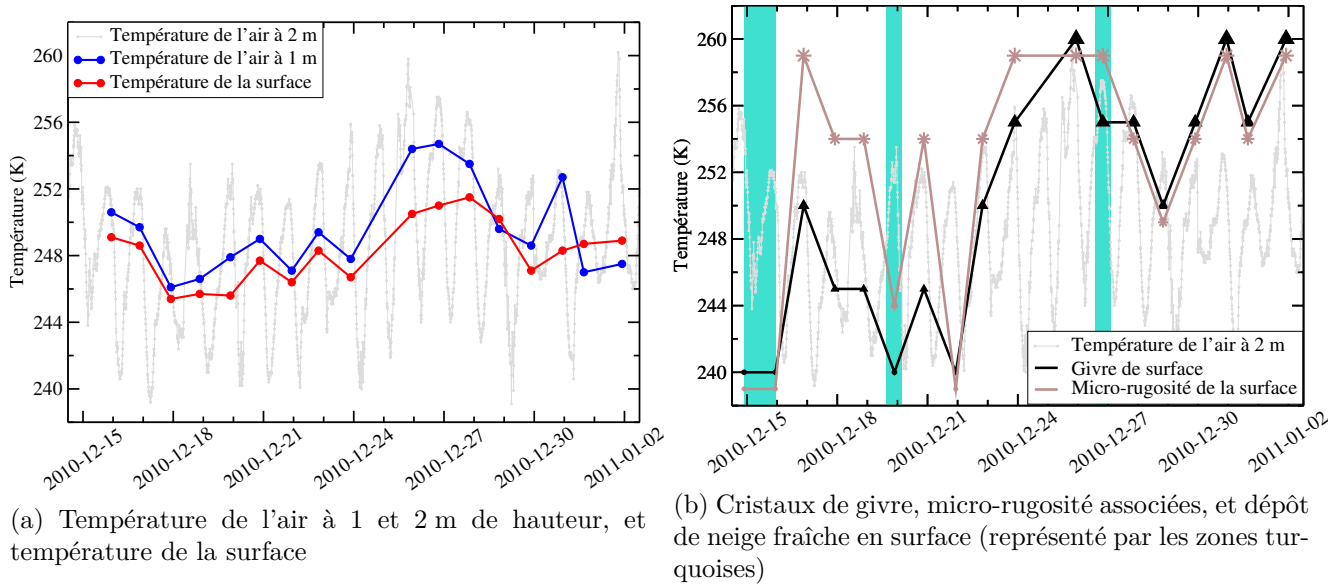


FIGURE 4.5 – Observations manuelles de l'évolution de la surface de neige à Dôme C pendant la campagne de mesure.

Le givre croît sur la surface le 16 décembre, puis disparaît plus ou moins complètement jusqu'au 22 décembre. Entre le 22 et le 26 décembre, la formation puis la croissance du givre est importante. Enfin, pour la fin de la campagne, le givre est toujours présent sur la surface avec une taille importante, mis à part une diminution de sa taille le 28 et 29 décembre. La rugosité augmente avec la croissance des cristaux de givre. Elle est cependant forte en début de campagne, malgré un givre peu développé, à cause de la forme du givre qui montrait alors de nombreuses excroissances dendritiques.

Enfin, le 15 – 16 et le 20 décembre, de la neige fraîche a été observée sur la surface. La distinction entre aiguilles, colonnes et *diamond dust* n'a pas été possible. La neige fraîche a entraîné une diminution de la micro-rugosité. De plus, la taille apparente du givre semblait avoir diminué, recouvert par une fine couche de neige. Les réanalyses atmosphériques confirment ces observations, avec une chute de neige estimée le 16, 20 et 21 décembre. Le disdromètre³ montre également des précipitations le 15 – 16, le 20 et le 22 décembre.

3. Un disdromètre est un instrument de mesure optique des précipitations, <http://www.biral.com/meteorological-sensors/visibility-and-present-weather/hss-vpf-730-visibility-and-present-weather-sensor>.

Le rapport de polarisation micro-onde. Le rapport de polarisation montre, pour les deux fréquences 19 et 37 GHz, une période relativement constante entre le 14 et le 22 décembre, suivi par une période d'augmentation jusqu'au 28 décembre (voir la figure 4.6). La dernière période, entre le 28 décembre et le 2 janvier, montre une évolution différente selon la fréquence. Le rapport de polarisation à 19 GHz reste en effet relativement constant alors qu'à 37 GHz, il diminue jusqu'au 31 décembre avant d'augmenter légèrement le 1^{er} et 2 janvier. PR_{37} montre de plus des oscillations journalières durant la première période.

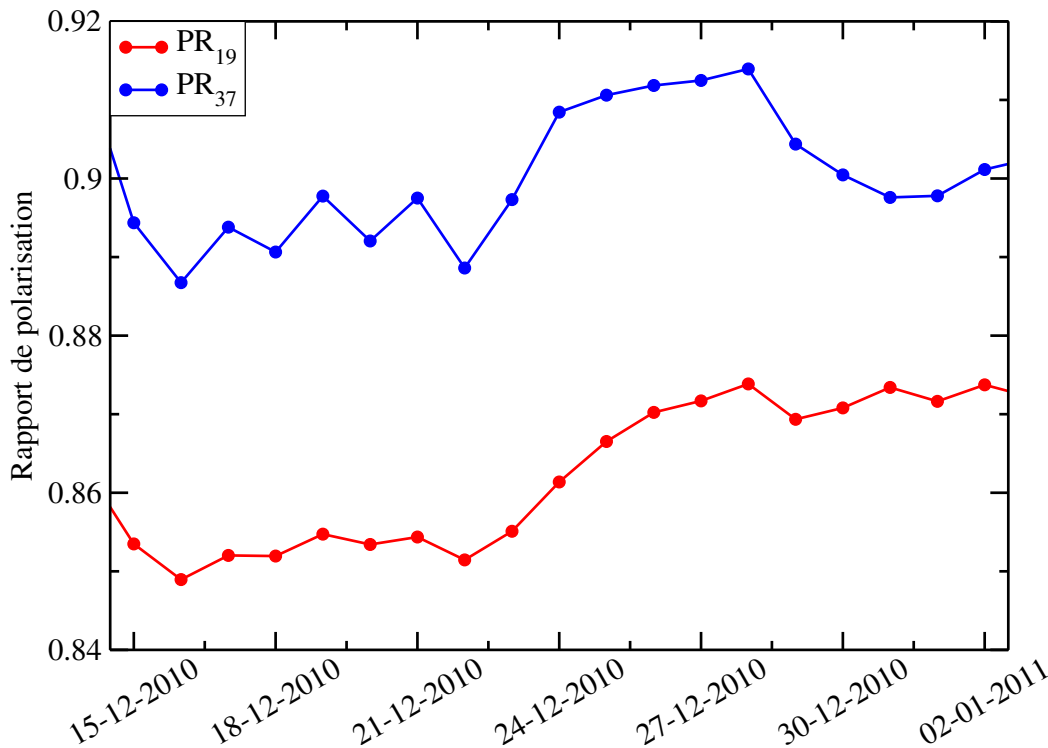


FIGURE 4.6 – Évolution des rapports de polarisation micro-onde à 19 et 37 GHz à Dôme C en décembre 2010. Les mesures sont issues du radiomètre AMSR-E.

Ces observations satellite indiquent une augmentation de la densité proche de la surface entre le 22 et le 28 décembre⁴. Plus précisément, la densité de la neige dans le premier centimètre (ordre de grandeur de la longueur d'onde équivalente à 37 GHz) subit sans doute une évolution plus marquée que les quelques centimètres sous la surface (la longueur d'onde équivalente à 19 GHz est de l'ordre de 2 cm), puisque PR_{37} augmente plus que PR_{19} .

La hauteur de la surface. La figure 4.7 montre l'évolution de la hauteur de la surface de neige pendant la campagne de mesure. Celle-ci est constante en moyenne journalière entre le 15 et le 22 décembre, avec des variations horaires d'un demi-centimètre, sachant que la précision de la SR-50 est centimétrique. Entre le 22 et le 2 janvier, la hauteur semble légèrement et régulièrement diminuer d'environ 1.5 cm en 10 jours, diminution cependant plus marquée entre le 22 et 25 décembre. Les variations horaires sont aussi de l'ordre du demi-centimètre, excepté le 31 décembre et le 1^{er} janvier où une variation de la hauteur de 1.5 cm environ est observée.

4. PR dépend principalement de la densité de la neige proche de la surface, voir le chapitre 1.

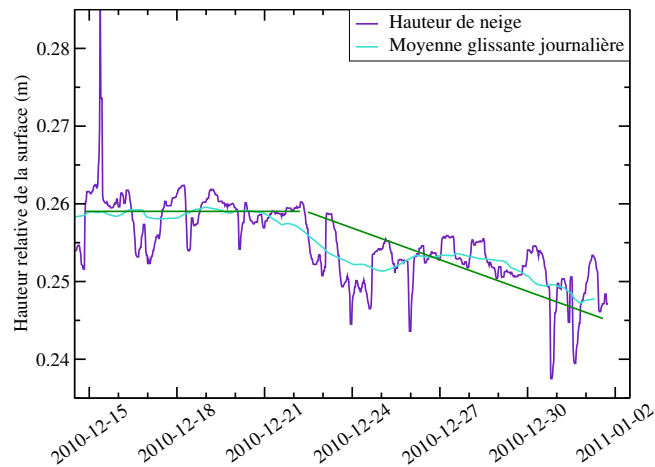


FIGURE 4.7 – Évolution de la hauteur de la surface de neige à Dôme C pendant la campagne de mesure. Les mesures sont effectuées par un capteur à ultrason installé par L. Arnaud, LGGE. La tendance estimée est représentée en vert.

Les propriétés physiques de la neige de surface. L'évolution de la SSA de surface, ainsi que de la densité de la neige proche de la surface, de la densité de la neige la plus proche de la surface et de la densité du givre, respectivement les densités D_2 , D_1 et D_g définies dans le chapitre 3, est représentée sur la figure 4.8. La SSA montre des valeurs relativement constante tout au long de la campagne, de l'ordre de $80 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$, excepté le 27 et 28 décembre où elle est de 50 et $40 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ environ. Ces valeurs sont très élevées et ne sont pas dans la gamme de valeurs de SSA du givre de surface mesurée dans les manteaux neigeux Arctique ou Alpin (Domine et al., 2007; Fierz et al., 2009; Slaughter et al., 2011). Elles sont aussi environ deux fois plus élevées que les mesures issues de Gallet et al. (2011). Par conséquent, les cristaux de givre qui recouvrent la surface et qui sont présents la majorité du temps pendant la campagne ne sont sans doute pas du « givre de surface » (Fierz et al., 2009), ou du moins avec une forme et une taille différente de celui classiquement observé. Les seuls cristaux de neige qui possèdent une SSA aussi élevée sont les particules précipitantes, comme les flocons dendritiques ou les petites colonnes et aiguilles ainsi que le *diamond dust* (Domine et al., 2008, 2011). Les rares flocons précipitants observés à Dôme C sont des petites aiguilles ou colonnes, ainsi que très fréquemment du *diamond dust* (Schwerdtfeger, 1969; Walden et al., 2003). Ainsi, nous pouvons supposer que la surface est régulièrement recouverte par du *diamond dust*, quelque fois par des aiguilles ou colonnes, entraînant ces valeurs aussi élevées de SSA.

Une erreur de mesure pourrait aussi être à l'origine de ces valeurs. Cependant, la reproductibilité de la mesure ainsi que la validation de la mesure de ASSSAP par comparaison avec d'autres instruments, les tests effectués sur les différentes étapes du protocole (calibration, correction de l'effet de distance, variation de la forme des grains de neige pour la conversion de la réflectance infrarouge en SSA, ...), qui n'ont pas montré de biais et dont les incertitudes ne permettent pas d'expliquer les valeurs mesurées deux fois plus élevées que celle de Gallet et al. (2011), et enfin les mesures similaires effectuées à Summit au Groenland permettent d'avoir une bonne confiance dans les mesures. Les différences avec les mesures de Gallet et al. (2011) peuvent être induites par l'échantillonnage des cristaux de givre et / ou par l'intégration de la SSA sur 3 cm (hauteur de la coupelle de DUFISSS, Gallet et al., 2011) pour la mesure avec DUFISSS. De nouvelles mesures de la SSA de surface sont actuellement en cours, afin de valider définitivement ces valeurs élevées.

L'évolution de la densité de la neige proche de la surface (D_2) durant la campagne est faible, les valeurs de densité restant comprises entre 300 et 350 kg m⁻³. Une légère augmentation de la densité entre le 20 et le 29 décembre peut être notée. Par ailleurs, l'évolution de cette densité ne montre pas de corrélation avec l'évolution de la SSA.

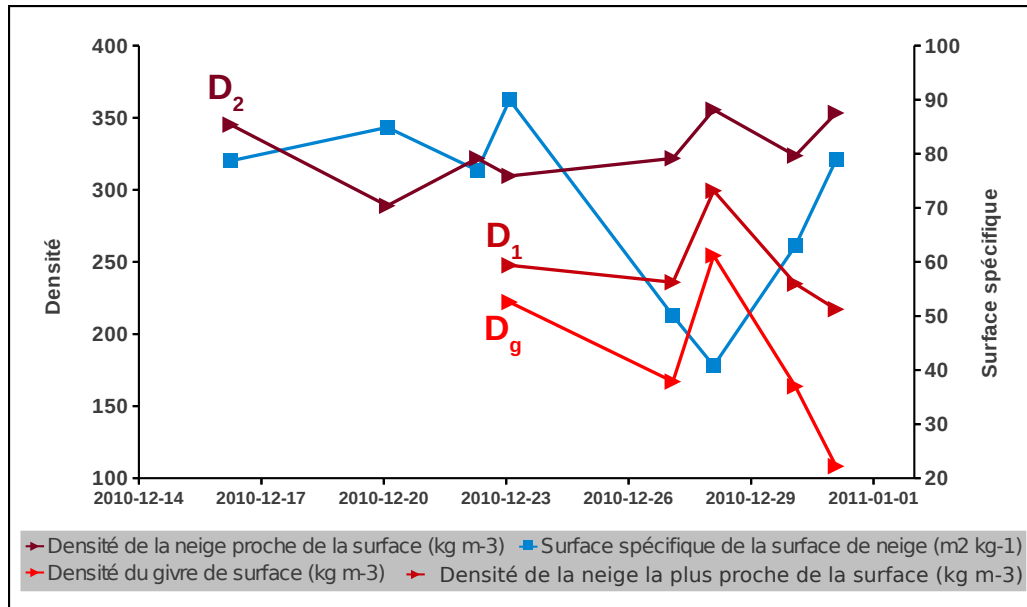


FIGURE 4.8 – Évolution de la SSA et de la densité de la neige proche de la surface à Dôme C pendant la campagne de mesure. Les mesures de SSA sont effectuées avec ASSSAP et celles de densité avec une pelle dédiée.

Enfin, la densité de la neige la plus proche de la surface (D_1 , incluant donc le givre) et celle uniquement du givre (D_g) sont nettement inférieures, respectivement d'environ 50 – 80 kg m⁻³ et 100 – 200 kg m⁻³. Les variations de ces densités coïncident peu avec celles de la densité proche de la surface (D_2) ou de la SSA. Le 28 décembre, où la SSA montre un minimum bien marqué, coïncide avec une forte augmentation de la densité du givre (D_g) de plus de 80 kg m⁻³ et une augmentation modérée des densités D_1 et D_2 , respectivement d'environ 30 kg m⁻³ et 50 kg m⁻³.

4.2.3 Évolution de la surface de neige

Deux périodes avec un état de surface distinct sont visibles pendant la campagne. La première, entre le 15 et 22 décembre, est caractérisée par une surface partiellement recouverte de givre, celui-ci étant peu développé, et montre une alternance d'un jour à l'autre de croissance et de légère destruction du givre (voir la figure 4.5). Cette observation manuelle est confirmée par l'évolution du rapport de polarisation (voir la figure 4.6). De plus, la hauteur de la surface reste constante durant cette période (voir la figure 4.7) et indique donc aucun bouleversement majeur de la surface. La direction du vent (voir la figure 4.4), souvent perpendiculaire à la direction dominante à Dôme C (sud sud-est) et donc à l'axe principal des reliefs de surface, explique sans doute le développement modéré du givre sur la surface. En effet, il peut être la cause physique d'une légère destruction quotidienne du givre formé (voir le chapitre 5 pour l'effet du vent sur le givre).

La période suivante, entre le 23 décembre et le 2 janvier, est caractérisée par le développement important du givre (voir la figure 4.5), associé à l'augmentation du rapport de polarisation et à la diminution de la hauteur de la surface (voir les figures 4.6 et 4.7), dont l'explication reste inconnue. Cependant, une diminution de hauteur est fréquemment observée durant les périodes où le givre se forme sur la surface (voir le chapitre 5). Elle n'est donc sans doute pas un biais d'observation durant la campagne. L'augmentation de la température (voir la figure 4.2) et de l'humidité de l'air (voir la figure 4.3) sont peut être les causes de la formation des cristaux de givre en surface, par l'augmentation des gradients de température dans l'air et dans le haut du manteau neigeux. Cependant, ce lien entre température, humidité et formation de cristaux sur la surface de neige, n'a pas été observé sur une longue période d'observation (voir le chapitre 5).

La densité proche de la surface (D_2) ne présente pas d'évolution significative durant la campagne. Par contre, les densités D_1 et D_g et surtout la surface spécifique de la surface montrent une forte variation vers le 28 décembre, au cours de la deuxième période de la campagne (voir la figure 4.8), lorsque le givre recouvre entièrement la surface. Cet événement est étudié dans la prochaine section.

4.3 Influence de l'état de surface sur l'albédo

La SSA de la surface de neige a diminué de plus d'un facteur deux, associée à une augmentation de la densité du givre (D_g) et de la neige la plus proche de la surface (D_1 , voir la figure 4.8), entre le 23 et le 28 décembre. Cette diminution de la SSA ne peut être causée que par un métamorphisme rapide dû au vent des cristaux présents à la surface, i.e. mélange de givre, de petites aiguilles et / ou de *diamond dust*, qui sont les seuls cristaux pouvant expliquer une SSA aussi forte avant l'événement. L'arrondissement et la diminution de la taille du givre le 27 et 28 décembre appuient cette explication, ainsi que la forte intensité de vent le 28 décembre (voir la figure 4.4). Cependant, comme la direction du vent ce jour là était du sud sud-est, correspondant à la direction principale du vent à Dôme C, le givre bien développé n'a sans doute pas été détruit totalement. Enfin, cet événement est légèrement visible sur l'évolution du rapport de polarisation, avec une baisse le 28 décembre, peu marquée cependant puisque le givre ne disparaît pas entièrement.

Comme l'événement est principalement marqué sur la SSA, l'approche choisie vise à étudier l'incidence de cette baisse sur l'albédo de la surface. Dans un premier temps, l'albédo est calculé pour 3 bandes spectrales où l'influence de la SSA est importante, afin d'effectuer une comparaison avec les observations satellite issues du capteur MODIS. Dans un deuxième temps, l'albédo large bande est calculé à partir des mesures de SSA (voir le chapitre 3) et comparé avec l'albédo déduit de l'observation des flux radiatifs (voir le chapitre 3). Dans la suite de ce chapitre, la SSA de la surface est considérée comme une donnée de référence, bien qu'elle ait été mesurée avec ASSSAP, c.-à-d. par une méthode optique.

4.3.1 Comparaison avec des observations satellite

Les observations satellite issues de MODIS fournissent des réflectances de la surface à Dôme C (Moody et al., 2008). Les bandes 5, 6 et 7 sélectionnées sont sensibles à la taille des grains de neige (voir le chapitre 1 et Domine et al., 2006).

Les données utilisées de MODIS sont des moyennes journalières. Les données sont en effet sélectionnées pour des angles zénithaux d'observation du capteur compris entre 40 et 90°, des angles solaires zénithaux inférieurs à 80° et un écart entre les angles azimutaux d'incidence et d'observation proche de 90°, ce qui entraîne une distribution temporelle des données irrégulière. La sélection de ces angles est un compromis entre (1) obtenir suffisamment d'observations pendant la campagne de mesure, (2) ne pas sélectionner les très forts angles solaires zénithaux et (3) sélectionner les angles d'observation du capteur proche des angles d'incidence, afin d'être dans une configuration proche du pic de diffusion de la neige (Warren, 1982). Enfin, la sélection des angles azimutaux perpendiculaires entre l'incidence et l'observation permet de modérer l'anisotropie de la neige (Dumont et al., 2010; Gardner and Sharp, 2010; France et al., 2011).

La figure 4.9 représente l'évolution de l'albédo spectral issu de MODIS pendant la campagne de mesure, ainsi que de l'albédo calculé à partir des mesures de SSA de la surface pour les 3 bandes de MODIS sélectionnées, pour un facteur de forme ($b = 4.53$ ⁵) correspondant à des sphères indépendantes (voir le chapitre 3 et Kokhanovsky and Zege, 2004; Picard et al., 2009a). Cependant, des études ont montrés que la représentation la plus adaptée des grains de neige pour le calcul de l'albédo est celle de sphères (Wiscombe and Warren, 1980; Warren, 1982; Kokhanovsky and Sokoletsky, 2006b,a). Les évolutions des bandes 6 et 7 de MODIS sont très similaires, alors que celle de la bande 5 est beaucoup moins ample et faiblement corrélée avec les deux autres bandes de MODIS. Les réflectances sont toutes plus élevées (observé et calculé) entre le 18 et le 24 décembre qu'à la fin de la campagne, avec néanmoins un pic important le 1^{er} janvier, excepté pour la bande 5 de MODIS. L'ensemble des réflectances, observées avec MODIS ou calculées à partir de la SSA de surface, montrent une forte diminution entre le 24 et 28 décembre : baisse de 0.05 – 0.1 de l'albédo spectral à 1230 – 1250 nm et de 0.15 – 0.2 à 1628 – 1652 et 2102 – 2155 nm.

L'albédo spectral calculé à partir de la SSA de surface est une réflectance directionnelle hémisphérique. De plus, l'incidence considérée est perpendiculaire à la surface et la forme des grains est sphérique. D'un autre côté, les données issues de MODIS sont des réflectances bi-directionnelles et sont en outre influencées par l'anisotropie de la neige. Cependant, malgré ces hypothèses fortes, les observations satellite confirment l'évolution de la SSA de surface, ainsi que l'influence forte de l'état de surface sur l'albédo pendant la campagne de mesure.

4.3.2 Comparaison avec des observations in situ

La figure 4.10 montre l'évolution de l'albédo bolométrique⁶ déduit des mesures de radiation effectuées par le WRMC-BSRN (voir le chapitre 3), ainsi que l'évolution de l'albédo bolométrique calculé à partir de la SSA de la surface de neige (voir le chapitre 3).

L'échantillonnage temporel des mesures de SSA est insuffisant pour comparer les deux évolutions. Par contre, les deux courbes montrent une diminution de l'albédo entre le 24 et 28 décembre de 0.05 (6% environ) pour l'albédo bolométrique observé à partir de la mesure des flux radiatifs et de 0.03 (3.5%) pour l'albédo calculé à partir des mesures de SSA de surface. Cette période est caractérisée par la diminution d'un facteur 2 de la SSA de surface et sans doute par le métamorphisme dû au vent des cristaux présents sur la surface (givre, aiguilles, colonnes et *diamond dust*).

5. Les autres formes des grains de neige ne sont pas étudiées puisque les grains sont considérés sphériques pour la mesure de la SSA avec ASSAP.

6. Les différences d'illumination au cours de la campagne de mesure, ainsi que pour le calcul de l'albédo ne sont pas considérées ici.

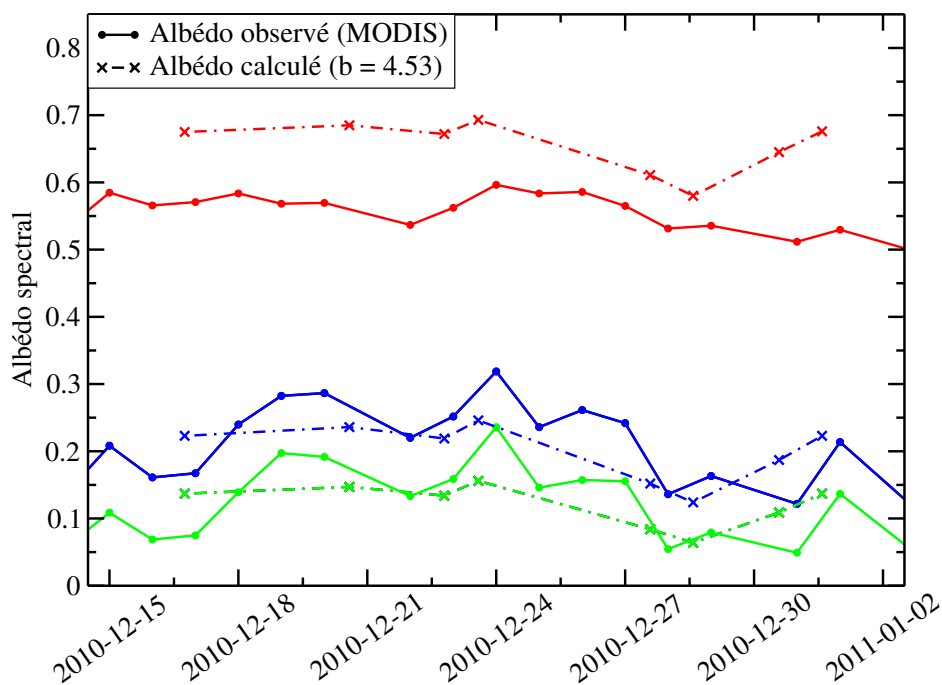


FIGURE 4.9 – Évolution de l'albédo spectral de la surface de neige à Dôme C lors du mois de décembre 2010. Les observations sont issues du spectromètre MODIS. Les courbes rouges correspondent à la bande 5 de MODIS (1230 – 1250 nm), la bleu à la bande 6 (1628 – 1652 nm) et la verte à la bande 7 (2102 – 2155 nm).

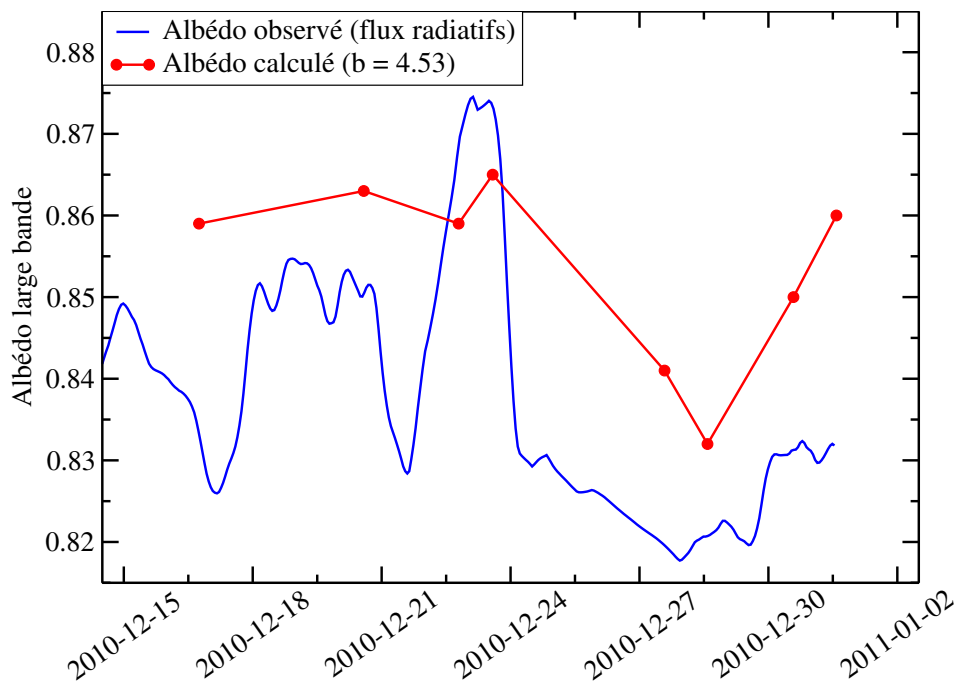


FIGURE 4.10 – Évolution de l'albédo large bande de la surface à Dôme C lors du mois de décembre 2010, calculé à partir de l'observation des paramètres physiques de la neige. Les observations de flux radiatifs sont issues du pyranomètre du WRMC-BSRN.

L'événement est donc confirmé par des données indépendantes⁷. De plus, les nuages présents le 27 et 28 décembre accentuent encore l'importance de cet événement, puisque l'albédo sous illumination diffuse est plus élevé que sous illumination directe (Warren, 1982). Enfin, remarquons que l'albédo légèrement plus élevé, retrouvé à partir de la SSA de surface, est peut-être sous-estimé par rapport à l'albédo observé à cause de l'hypothèse d'illumination nadir dans son calcul (Dumont et al., 2010).

Finalement, l'évolution de la SSA de la surface de neige est confirmée par les observations in situ et satellite de l'albédo de la neige. Cet étude souligne la grande influence des cristaux de givre et des particules de neige récentes présents à la surface sur le bilan d'énergie de surface, entre autre à travers l'albédo.

4.4 Modélisation du rapport de polarisation

La modélisation directe de l'émission micro-onde de la neige, à partir des propriétés physiques du manteau neigeux, est présentée dans cette section. L'objectif est de simuler l'évolution du rapport de polarisation durant la campagne, ainsi que de comprendre les liens entre l'état de surface et ce rapport. La caractérisation physique du manteau neigeux est nécessaire pour mener cette étude de modélisation. Ainsi, la première partie de cette section présente et analyse les mesures des propriétés physiques de la neige effectuées lors de la campagne.

4.4.1 Observation des propriétés physiques du manteau neigeux

La surface spécifique de la neige

La figure 4.11 représente l'ensemble des profils verticaux de SSA de la neige⁸ et la moyenne des profils. Tous les profils montrent une diminution de la SSA de la neige avec la profondeur, allant de $30 - 50 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ en surface à $15 - 25 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ à 30 cm de profondeur. En moyenne, la SSA passe de 40 à $20 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ entre la surface et 30 cm de profondeur, soit un grossissement d'un facteur 2 de la taille des grains. Les valeurs sont comparables avec les profils mesurés à l'aide de l'instrument POSSSUM l'année précédente, ainsi que les données issues de Brucker et al. (2011); Gallet et al. (2011). Ainsi, la taille des grains augmente avec la profondeur, pouvant résulter d'un métamorphisme isotherme si les grains s'arrondissent ou d'un métamorphisme de gradient si des facettes se forment.

Les variations de la SSA en fonction de la profondeur sont variables, comme l'indique la couche de forte SSA vers 20 cm de profondeur pour le profil B du 30 décembre (en rose sur la figure 4.11) et la couche de faible SSA aussi vers 20 cm de profondeur pour le profil A du 30 décembre (en cyan sur la figure 4.11). Ces variations différentes en fonction de la profondeur, identifiées le même jour et pour des profils séparés d'un mètre uniquement, montrent la variabilité spatiale importante des profils de SSA de la neige. Le profil moyen (en noir sur la figure 4.11) est donc une moyenne temporelle et spatiale des profils de SSA au cours de la campagne de mesure. La variabilité spatiale maximale est estimée par l'écart-type des profils en fonction de la profondeur (enveloppe grise sur la figure 4.11). Elle est estimée à 6.2 kg m^{-3} en moyenne sur les 30 premiers centimètres (soit 22% de la valeur moyenne), bien que le nombre de profils soit insuffisant pour être réellement significatif statistiquement.

7. Malgré les hypothèses utilisées pour le calcul d'albédo (voir le chapitre 3).

8. Les profils du 18 et 19 décembre sont écartés à cause d'un mauvais protocole de mesure.

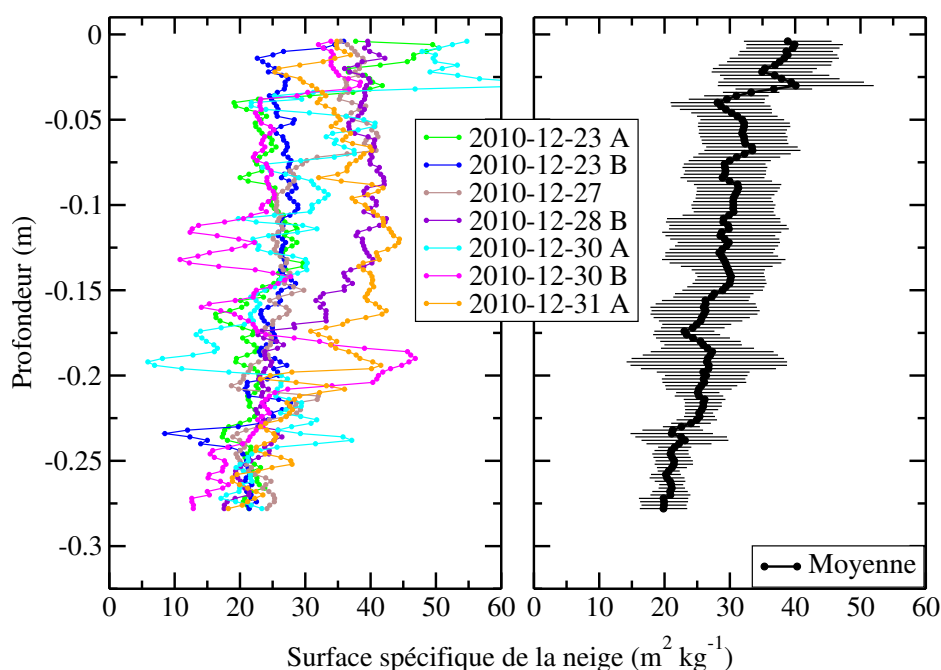


FIGURE 4.11 – Profils verticaux de SSA de la neige à Dôme C en décembre 2010. Les mesures sont effectuées avec l’instrument ASSSAP.

La stratigraphie du manteau neigeux confirme la variabilité spatiale importante de la neige. En effet, des couches de petits grains ronds peu cohésives, des couches de grains facettés et des couches de grains ronds, durs et denses, sont généralement visibles, mais leur épaisseur et leur position verticale sont très variables.

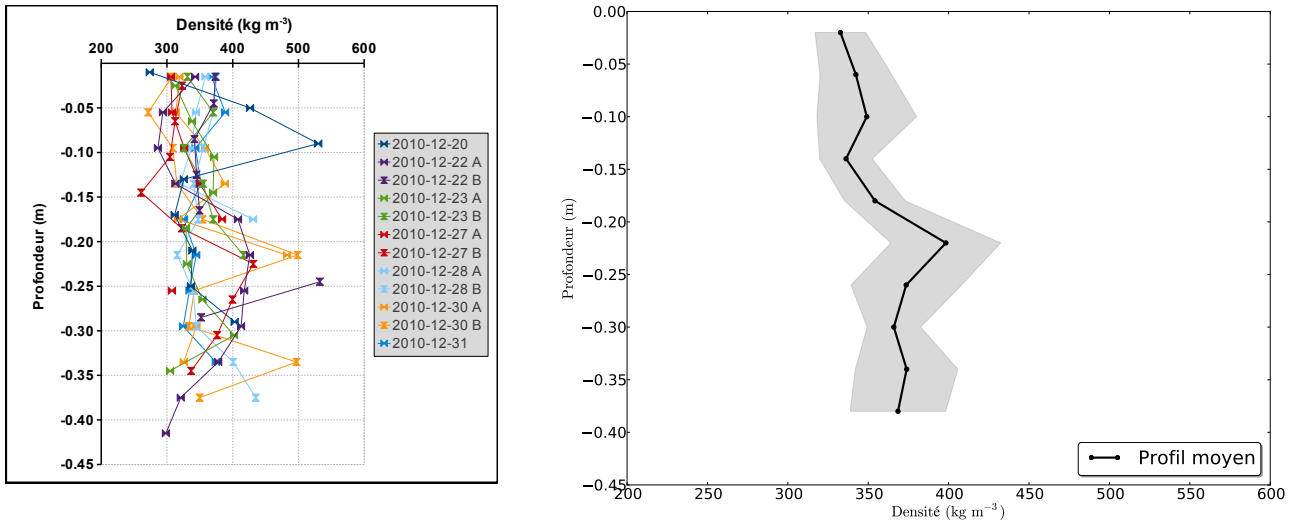
La densité de la neige

La figure 4.12 représente tous les des profils mesurés de densité et la moyenne de ces profils. La densité augmente dans l’ensemble avec la profondeur, partant d’une densité de 330 kg m^{-3} en surface à une densité moyenne de 370 kg m^{-3} à 30 cm de profondeur. Cette observation est en accord avec les mesures de Gallet et al. (2011).

D’après Brucker et al. (2011), la densité moyenne dans les trois premiers mètres du manteau neigeux est de 350 kg m^{-3} et aucune tendance claire ne se dégage dans ces trois mètres. Ce résultat contraste avec notre profil moyen de densité, qui montre une augmentation marquée de la densité proche de la surface. Le tassement et la compaction par le vent, principaux processus responsables de l’augmentation de la densité, sont plus fort et plus rapides dans le haut du manteau neigeux et sont donc probablement les causes de cette augmentation observée de la densité proche de la surface.

Comme pour la SSA, la variabilité spatiale des profils de densité est importante (voir la dispersion des profils sur la figure 4.12a). Elle est représentée par la zone grisée autour du profil moyen (voir la figure 4.12b) et est estimée à 20%, à partir de tous les profils⁹.

9. Comme pour la SSA, le nombre de profils n’est cependant pas suffisant pour une estimation statistique robuste de la variabilité spatiale. De plus, la répartition spatiale des lieux où sont mesurés les profils est mal adaptée.



(a) Tous les profils

(b) Moyenne de l'ensemble des profils

FIGURE 4.12 – Profils verticaux de densité de la neige proche de la surface à Dôme C en décembre 2010. L'enveloppe grise représente l'écart-type des mesures par profondeur.

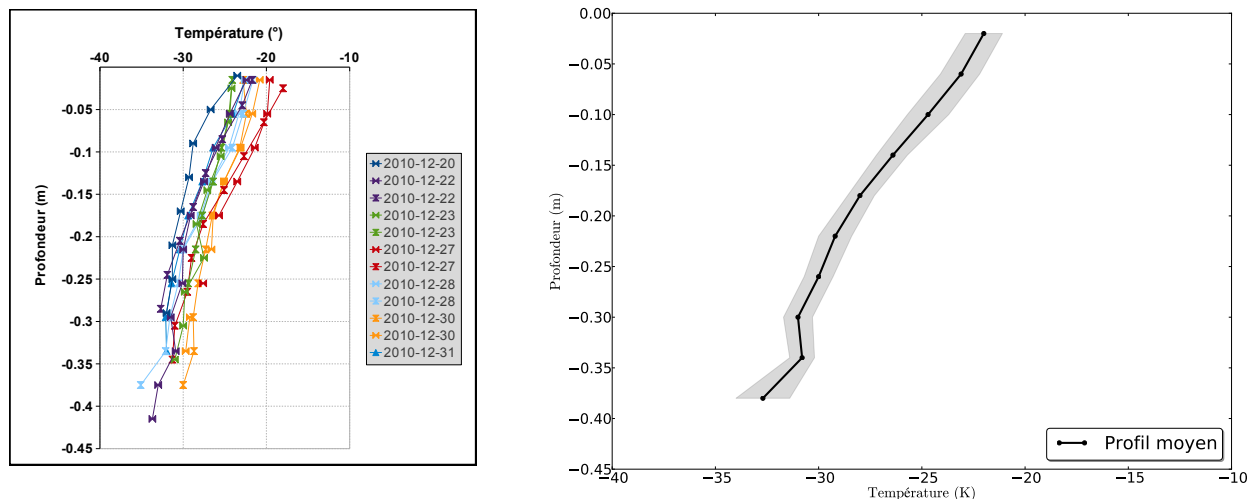
Enfin, la gamme des valeurs mesurées de densité (entre 250 et 525 kg m^{-3}) est comparable avec les données existantes (Macelloni et al., 2007; Brucker et al., 2011; Gallet et al., 2011). Les profils montrent également une stratification en densité importante dans le haut du manteau neigeux.

La température de la neige

La figure 4.13 représente l'ensemble des profils de température de subsurface ainsi que le profil moyen. La température dans la neige dépend grandement de la température de l'air. Ainsi, les profils de température du 27, 28 et 30 décembre sont légèrement plus chauds, associés au maximum de température pendant la campagne de mesure.

Le profil moyen de température montre, durant cette campagne de mesure, un gradient vertical d'environ $10\text{ }^\circ\text{C}$ pour 40 cm de neige. Ce gradient important ($25\text{ }^\circ\text{C m}^{-1}$) n'implique pas forcément un métamorphisme intense de la neige, puisque les flux de vapeur d'eau dans le manteau sont aussi fonction de la valeur absolue de la température et que celle-ci est faible. La température du manteau neigeux est de plus peu variable spatialement. Elle est en effet homogénéisée par la diffusion thermique. Enfin, le gradient de température est le plus fort entre 5 et 15 cm de profondeur ($40\text{ }^\circ\text{C m}^{-1}$). Ainsi, le métamorphisme est potentiellement le plus intense dans cette région du manteau neigeux (Picard et al., 2012b).

La fin de cette section présente la modélisation du rapport de polarisation durant la campagne de mesure. Deux approches sont utilisées : la première est statique, c.-à-d. qu'elle considère un manteau neigeux et un état de surface moyen, et consiste à simuler le PR moyen pendant la campagne. La seconde est dynamique, c.-à-d. qu'elle considère l'évolution du manteau neigeux et de l'état de surface pendant la campagne.



(a) Tous les profils

(b) Moyenne de l'ensemble des profils

FIGURE 4.13 – Profils verticaux de température de la neige proche de la surface à Dôme C en décembre 2010. L'enveloppe grise représente l'écart-type des mesures par profondeur.

4.4.2 Approche « statique » de modélisation

Deux manteaux neigeux, P1 et P2, sont définis à partir des mesures effectuées pendant la campagne de mesure :

- **Le manteau neigeux P1.** Les 40 premiers centimètres sont caractérisés par la moyenne de l'ensemble des profils de densité, de SSA et de température, pendant la campagne de mesure, avec des couches de neige de 4 cm d'épaisseur. La couche en-dessous de 40 cm est considérée comme semi-infinie avec une valeur de densité de 350 kg m^{-3} (valeur moyenne de densité dans les 3 premiers mètres de neige à Dôme C, [Brucker et al., 2011](#)), une valeur de SSA de $9.8 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ (valeur extraite de [Brucker et al., 2011](#)) et une valeur de température égale à la moyenne annuelle, égale à 218.5 K. La SSA de la neige est convertie en rayon effectif de DMRT-ML avec une valeur de φ égale à 2.8 ([Brucker et al., 2011](#)) et la taille des grains est unique. Les grains de neige sont enfin considérés comme non cohésifs.
- **Le manteau neigeux P2.** Les 40 premiers centimètres de neige sont identiques au manteau neigeux P1. Les profils de densité, de SSA et de température sont prolongés jusqu'à 10 m de profondeur avec les données issues d'une campagne de terrain de 2009 – 2010, réalisée par G. Picard. La SSA a été mesurée avec l'instrument POSSSUM, la densité sur les carottes de neige issues du trou de forage de POSSSUM et la température provient de la grappe de température installée par L. Arnaud. La décomposition du manteau neigeux en couches verticales entre 0.4 et 10 m de profondeur est effectuée de manière simple, avec deux premières couches de 10 et 50 cm d'épaisseur et ensuite des couches de 1 m d'épaisseur.

Pour chaque manteau neigeux, une deuxième modélisation est effectuée en insérant sur la première couche de neige, une très fine couche de neige correspondant au cristaux de givre présents sur la surface, avec des valeurs des propriétés physiques moyennées sur toute la durée de la campagne. La densité vaut 185 kg m^{-3} , la SSA vaut $70 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ et la température est 250 K.

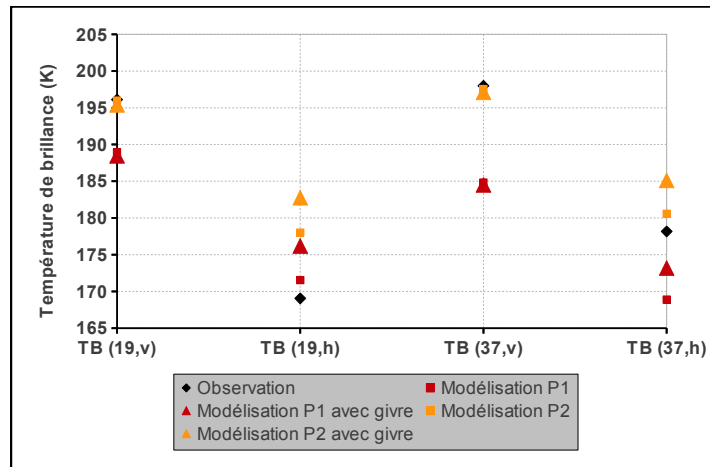


FIGURE 4.14 – Comparaison entre les observations radiométriques et la température de brillance modélisée à 19 et 37 GHz en polarisation horizontale et verticale. La modélisation est effectuée pour 2 manteaux neigeux et 2 états de surface.

TABLEAU 4.1 – Comparaison entre les observations radiométriques et le rapport de polarisation modélisé à 19 et 37 GHz. La modélisation est effectuée pour 2 manteaux neigeux et 2 états de surface.

	Modélisation P1	Modélisation P1 avec givre	Modélisation P2	Modélisation P2 avec givre	Observation
PR_{19}	0.9081	0.9349	0.9083	0.9352	0.8620
PR_{37}	0.9138	0.9386	0.9141	0.9392	0.8999

La figure 4.14 et le tableau 4.1 montre les résultats de la modélisation de la température de brillance à 19 et 37 GHz en polarisation verticale et horizontale, ainsi que de PR_{19} et PR_{37} , avec les manteaux neigeux P1 et P2 avec et sans la prise en compte d'une couche représentant le givre, comparée avec l'observation moyenne de T_B et PR pendant la campagne de mesure.

La température de brillance. La température de brillance en polarisation verticale est bien modélisée lorsque le manteau neigeux profond est pris en compte (i.e. manteau neigeux P2). Par contre, la diffusion (contrôlée par la taille des grains) est trop importante pour le manteau neigeux P1, qui considère une SSA typique du manteau neigeux profond à partir de 40 cm de profondeur.

Pour le manteau neigeux P1, la température de brillance modélisée est plus proche des observations pour la fréquence 19 que 37 GHz. La valeur trop élevée de $T_B(19, h)$ et trop faible de $T_B(37, h)$ montrent respectivement que les variations de densité sont trop faibles en profondeur et que la taille des grains est trop grande près de la surface. En effet, la diffusion est trop grande proche de la surface, puisque $T_B(37, v)$ est trop faible de 12 K.

Pour le manteau neigeux P2, $T_B(19, h)$ est encore plus élevée, ce qui confirme la trop faible stratification en densité en profondeur. En effet, le manteau neigeux décomposé en couche de 1 m de profondeur permet d'estimer correctement la diffusion mais pas la réflexion aux interfaces induites par les variations verticales de densité.

Enfin, l'influence des cristaux de givre est très faible pour la polarisation verticale (et les 2 manteaux neigeux), alors qu'elle augmente de plusieurs kelvins la température de brillance en polarisation horizontale par une diminution de la densité de la première couche (et donc une réflexion de Fresnel plus faible à l'interface air-neige).

Le rapport de polarisation. Le rapport de polarisation est quant à lui surestimé, peu importe la fréquence, le manteau neigeux et la prise en compte du givre, mais la surestimation augmente avec la diminution de la fréquence et la prise en compte du givre. Cette observation montre clairement que le manteau neigeux utilisé pour la modélisation ne possède pas suffisamment de variations des propriétés diélectriques (stratification en densité) même pour le haut du manteau neigeux, puisque PR_{37} modélisé sans les cristaux de givre ne change pas entre P1 et P2, alors que la diffusion devient réaliste (modélisation proche de la réalité pour $T_B(37, v)$ avec le manteau neigeux P2). Ainsi, un manteau neigeux, caractérisé par la moyenne de plusieurs profils de densité, atténue la stratification en densité (par moyennage). Par conséquent, bien que intuitif, ces résultats prouvent que la modélisation du rapport de polarisation (ou de la polarisation horizontale de la température de brillance) sur un pixel satellite ne peut être conduite correctement par une estimation d'un profil moyen de densité, en particulier pour les basses fréquences qui sont les plus influencées par la stratification en densité.

Les variations de densité du manteau neigeux sont plus réalistes proche de la surface, puisque les différences entre les valeurs modélisées et observées sont plus importantes pour la fréquence 19 que 37 GHz (écart entre PR_{19} modélisé et observé pour P2 vaut 0.046, alors que cet écart est de 0.014 pour PR_{37}).

Enfin, la prise en compte du givre permet de reproduire l'amplitude observée des variations du rapport de polarisation (voir la figure 4.15). Ce résultat est primordial puisqu'il montre que les cristaux de givre, via des changements de la densité proche de la surface, influencent très fortement le rapport de polarisation et leur prise en compte permet de simuler les variations observées, impossible par des variations profondes de densité.

4.4.3 Approche « dynamique » de modélisation

Dans cette approche de modélisation, le rapport de polarisation est simulé pour chaque journée complète de mesure à partir des paramètres physiques mesurés du manteau neigeux. Une première couche de neige est ajoutée au sommet du manteau neigeux pour représenter le givre. Ces propriétés sont identiques à ceux décrits pour l'approche statique.

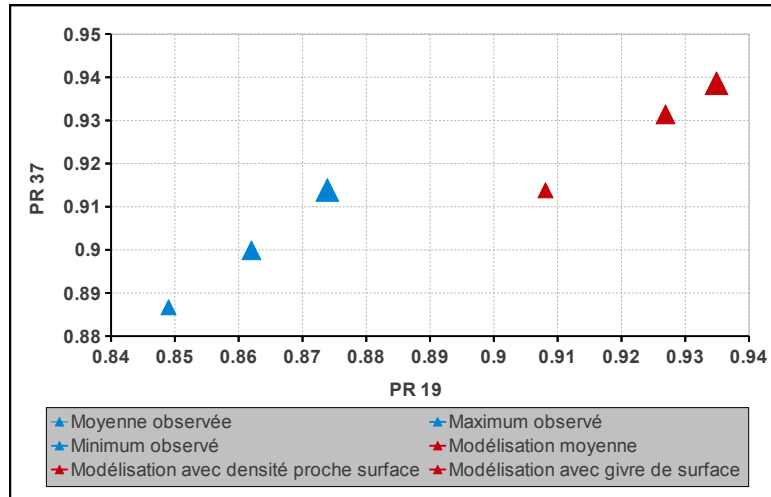


FIGURE 4.15 – Diagramme des variations du rapport de polarisation observées et modélisées à partir des différents états de surface. Les points bleus correspondent à des observations et les rouges à de la modélisation. Le manteau neigeux est P2.

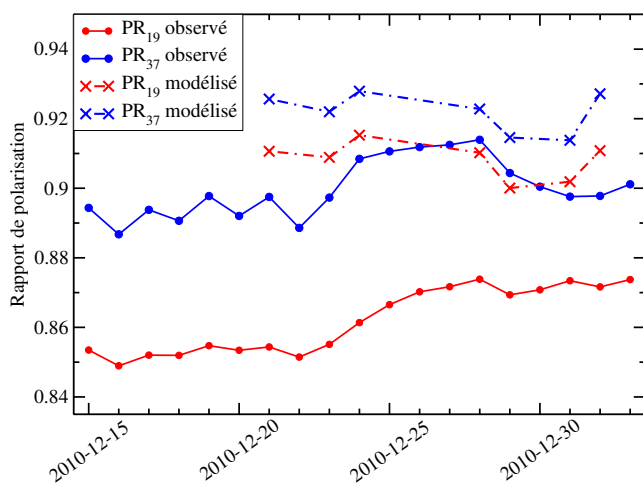
Les figures 4.16a, 4.16b et 4.16c représentent l'évolution du rapport de polarisation observée et modélisée pour 3 états différents de la première couche de neige. Le premier état ne prend pas en compte le givre, le deuxième prend en compte la densité de la neige proche de la surface (densité D_2 définie dans le chapitre 3), c.-à-d. qui intègre les cristaux de givre et un centimètre de neige sous le givre, et le dernier état prend en compte la densité du givre (densité D_g définie dans le chapitre 3).

Les trois modélisations, correspondant aux 3 états de surface, montrent une surestimation du rapport de polarisation pour les deux fréquences, qui est nettement plus marquée pour la plus basse fréquence. Ici encore, ce résultat montre la trop faible stratification en densité du manteau neigeux. Ce résultat n'est pas surprenant, mais il est important puisqu'il montre / confirme que ni un profil unique, ni un profil moyen ne sont représentatifs de la région observée par satellite à Dôme C, à cause de des variations spatiales des profils de densité.

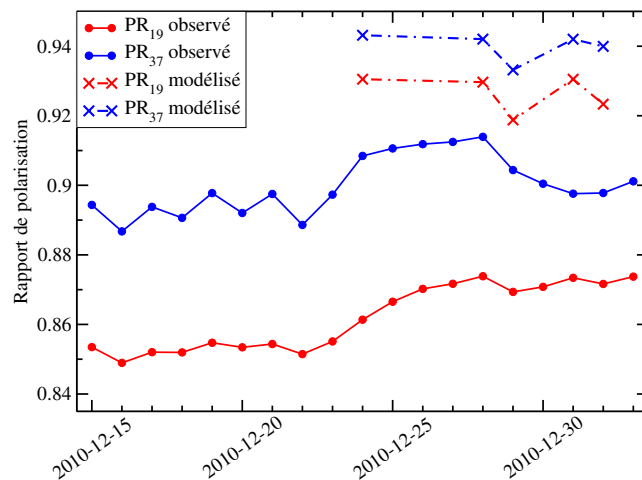
La présence de cristaux de givre entraîne une augmentation du rapport de polarisation simulé. Si la stratification en densité était correctement estimée, le rapport de polarisation modélisé devrait être inférieur à celui observé sans la prise en compte du givre. L'ajout d'une première couche représentant le givre devrait améliorer le rapport de polarisation modélisé, notamment dans la deuxième période de la campagne où les cristaux de givre étaient bien développés.

dans la modélisation ne change rien à cette difficulté, puisque c'est la différence entre la densité du givre présent sur la surface et la densité réelle, intégrée sur toute la hauteur où se produit l'interaction entre le REM et la neige, qui intervient. Par conséquent, cette source d'incertitude potentielle provient d'une mauvaise conceptualisation et non pas de la modélisation.

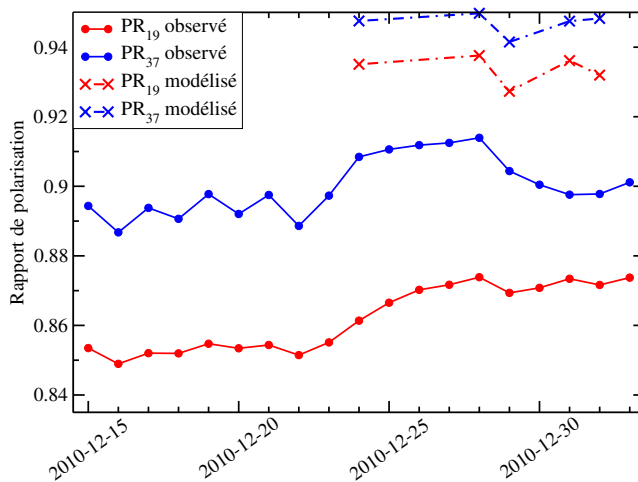
Enfin, l'évolution temporelle modélisée du rapport de polarisation, en prenant en compte les cristaux de givre, suit les observations jusqu'au 29 décembre. Le rapport modélisé augmente ensuite alors que le rapport observé diminue ou est constant. La modélisation est cependant en accord avec l'observation manuelle du givre, qui montre une légère disparition de celui-ci le 29 décembre puis à nouveau la croissance du givre pour les derniers jours de décembre.



(a) Sans prise en compte de la densité du givre



(b) Prise en compte de la densité de la neige proche de la surface (densité D_2)



(c) Prise en compte de la densité du givre (densité D_g)

FIGURE 4.16 – Modélisation du rapport de polarisation à 19 et 37 GHz pendant la campagne de mesure de décembre 2010 à Dôme C pour trois états de surface différents.

4.5 Conclusion & perspectives

La caractérisation de la neige pendant la campagne de mesure durant l'été austral 2010 – 2011, combinée aux observations micro-ondes passives et la modélisation du rapport de polarisation, ont permis une première étude de l'état de surface à Dôme C.

Durant la première période de la campagne, la surface de neige était couverte de cristaux de givre peu développés et de petits cristaux de neige récente, entraînant des valeurs modérées du rapport de polarisation micro-onde et de très fortes valeurs de la SSA de surface et, par conséquent, un albédo élevé. Plusieurs événements de dépôt de cristaux de neige sur la surface ont maintenu la SSA élevée (entre 80 et 90 m² kg⁻¹).

La deuxième période de la campagne a vu la croissance importante du givre, entraînant une augmentation du rapport de polarisation et une légère diminution de la hauteur de neige, peut-être engendrée par une augmentation de la température et de l'humidité de l'air, pouvant favoriser la condensation solide de vapeur d'eau sur la surface de neige. Un épisode de diminution d'un facteur 2 de la SSA a eu lieu entre le 23 et 28 décembre, associé à une augmentation de la densité du givre présent sur la surface. Cet événement a provoqué une diminution de l'albédo de la surface de neige, observée à la fois sur les données satellite et sur les mesures in situ des flux radiatifs. Cet événement a probablement été causé par la sublimation des cristaux de neige présents sur la surface par le vent. Le vent a cependant été fort uniquement le 28 décembre.

Les deux approches de modélisation du rapport de polarisation micro-onde, statique et dynamique, ont montré l'influence de la variabilité spatiale des propriétés physiques de la neige sur l'émission micro-onde de la neige à Dôme C. Cette étude a notamment montré qu'un unique profil ou la moyenne de nombreux profils ne permet pas de reproduire correctement le signal observé. De plus, les mesures des propriétés physiques de la neige complètent les données des différentes campagnes de mesure, en apportant en particulier des observations sur le haut du manteau neigeux.

Une plus longue campagne de mesure, ainsi que la photographie infrarouge de la surface (qui ne fonctionnait pas pendant la campagne), permettront d'étudier sur plus long terme les relations entre état de surface et conditions atmosphériques. Une prise en compte de la variabilité spatiale des profils de densité sur un pixel satellite est en outre nécessaire pour modéliser le rapport de polarisation, notamment pour les basses fréquences. Enfin, des méthodes Monte-Carlo seraient utiles pour estimer les profils de densité permettant de simuler correctement les mesures radiométriques.

Chapitre 5

Évolution de la surface de neige à Dôme C

5.1	Problématique	121
5.2	Le givre présent sur la surface	121
5.2.1	Résumé étendu de l'étude	121
5.2.2	Article « Hoar crystal development and disappearance observed at Dome C, Antarctica : observation by in-situ near-infrared photography and passive microwave satellite », Champollion et al., 2013	122
5.2.3	Conclusion & perspectives	142
5.2.4	Études complémentaires	144
5.3	La hauteur de la surface	148
5.3.1	Caractéristiques générales	148
5.3.2	Évolution rapide lors de la formation & de la disparition des cristaux de givre	150
5.3.3	Évolution rapide liée à la formation de reliefs sur la surface	152
5.4	Le rapport de polarisation micro-onde	155
5.5	Conclusion & perspectives	160

5.1 Problématique

Le chapitre 4 précédent a permis, durant une campagne de mesure en décembre 2010, de caractériser l'état de surface à Dôme C en fonction des conditions atmosphériques. En particulier, l'état de surface était caractérisé par la présence de givre et par une surface spécifique de la neige très élevée. L'état de surface a ensuite été corrélé avec le rapport de polarisation micro-onde et l'albédo dans le proche infrarouge. Ces résultats ne concernent cependant que trois semaines d'observation.

L'objectif de ce chapitre est d'étudier, durant plusieurs années, l'évolution de l'état de surface de la neige à Dôme C, en lien avec les conditions atmosphériques.

Notre approche consiste à observer de manière continue la surface. Deux types d'observation sont utilisées : (1) les photographies infrarouges de la surface de neige (voir le chapitre 3) et (2) le rapport de polarisation micro-onde mesuré par satellite (voir le chapitre 1). Des observations complémentaires de la hauteur de la surface de neige, à l'aide d'un capteur à ultrason (voir le chapitre 3), seront aussi utilisées.

La section 5.2 présente en premier les résultats de l'évolution des cristaux de givre, sa présence, son développement et sa disparition, observés à l'aide des photos infrarouges et du rapport de polarisation satellite, en lien avec les conditions atmosphériques. La section 5.3 montre ensuite les résultats de l'évolution de la hauteur de la surface de neige, à partir des photos infrarouges et d'un capteur ultrasonique, et les différentes échelles de temps auxquelles la hauteur de neige évolue. La section 5.4 décrit enfin l'évolution générale du rapport de polarisation en fonction de l'état de surface.

La première section est issue d'un article publié dans *The Cryosphere* (Champollion et al., 2013). Elle est écrite en anglais britannique, avec au préalable un résumé étendu de l'étude en français. La conclusion et les perspectives de ces travaux sont écrits en français et des observations complémentaires sont apportées à cette étude à la suite de l'article.

5.2 Le givre présent sur la surface

5.2.1 Résumé étendu de l'étude

Les cristaux de givre recouvrent épisodiquement la surface de neige en Antarctique et influencent la rugosité, la densité de la neige et les propriétés de réflexion à l'interface air-neige. Pourtant, peu de connaissances existent sur son évolution et sur les processus responsables de leur formation et disparition, malgré une probable influence non négligeable sur le bilan de masse et d'énergie de surface. Afin d'étudier l'évolution du givre, des observations continues sont utilisées : des photographies infrarouges in situ de la surface et des mesures satellite de l'émission micro-onde de la neige. Cette étude est menée à Dôme C sur le Plateau Antarctique.

À partir des photos in situ, un indice de la présence / absence du givre sur la surface est déduit grâce à un algorithme automatique, basé sur l'analyse de la texture des images. Il repose principalement sur le calcul de la matrice de co-occurrence des valeurs des pixels de l'image (nuance de gris, appelée luminosité), c.-à-d. un tableau classifiant la fréquence de toutes les combinaisons possibles de la luminosité des pixels, pour l'ensemble de l'image. Cette matrice permet ensuite de calculer le contraste de texture de l'image. L'analyse des deux années de photos montre que la surface est recouverte de cristaux de

givre presque la moitié du temps à Dôme C. La formation du givre dure généralement plusieurs jours, et ce processus semble se produire tout au long de l'année sans conditions atmosphériques particulières. A contrario, la disparition du givre est très rapide (quelques heures) et coïncide avec deux conditions météorologiques distinctes : (1) une forte intensité de vent, peu importe la direction de celui-ci, ou (2) une intensité de vent modérée, mais associée avec un changement de direction, du sud-ouest (la direction dominante de vent) vers le sud-est.

À partir des observations satellite, le rapport de polarisation micro-onde, indice sensible à la présence de givre, est calculé sur un pixel englobant Dôme C. La présence/absence de givre, déduite des photos infrarouges, et le rapport de polarisation sont corrélés, i.e. les valeurs élevées de ce rapport, qui théoriquement correspondent à une faible densité de la neige proche de la surface, sont associées à la présence de givre. Les observations satellite couvrent une période de presque 10 ans (entre 2002 et 2011). Leur analyse sur toute cette période confirme qu'une forte décroissance du rapport de polarisation, signature de la disparition du givre, est associée à une augmentation de l'intensité du vent, ainsi qu'à un changement d'origine, qui diffère de la direction dominante.

Les photos montrent enfin des interactions entre les cristaux de givre et les précipitations neigeuses. L'accumulation de neige et l'albédo de la surface sont ainsi vraisemblablement influencés par la présence de givre à Dôme C, et par suite le bilan de masse et d'énergie de surface. En outre, l'influence combinée de l'intensité et de la direction du vent sur l'état de surface montre la complexité des interactions entre la neige et l'atmosphère en Antarctique.

5.2.2 Article « Hoar crystal development and disappearance observed at Dome C, Antarctica : observation by in-situ near-infrared photography and passive microwave satellite », Champollion et al., 2013

Introduction

Many observers have noticed the frequent presence of hoar crystals at the surface in Greenland (Shuman et al., 1993) and in Antarctica (Gow, 1965; Orheim, 1968; Linkletter and Warburton, 1976; Gallet et al., 2011). Since these crystals are very different from the snow grains usually present at the surface, they can dramatically change the properties of the air-snow interface, that is, the density and optical grain radius of the first centimetres of snow below the surface, and the surface roughness (Shuman et al., 1993; Gallet et al., 2011). In particular, the presence of hoar can impact snow albedo that is largely determined by the optical radius of snow particles present at the surface (Flanner and Zender, 2006; Gardner and Sharp, 2010; Gallet et al., 2011; Picard et al., 2012b). These crystals also form ideal traps for falling or drifting snow grains (Domine et al., 2012), and therefore have an influence on snow settling (Zwaaftink et al., 2012) which is important to determine the surface mass balance (Arthern et al., 2006; Eisen et al., 2008; Favier et al., 2011). These crystals may also influence the snow chemistry, by influencing the ice surface over volume ratio and density (Domine and Shepson, 2002). However, the precise nature of these crystals (Fig. 5.1) – either surface hoar (Fierz et al., 2009) or frost flowers (Style and Worster, 2009) – and the processes leading to their development and disappearance are uncertain. The atmospheric and weather conditions are intuitively an important driver (Gow, 1965; Orheim, 1968; Linkletter and Warburton, 1976; Bromwich, 1988; Shuman et al., 1993) but the determination of the respective roles of temperature, humidity and wind have received little attention so far.

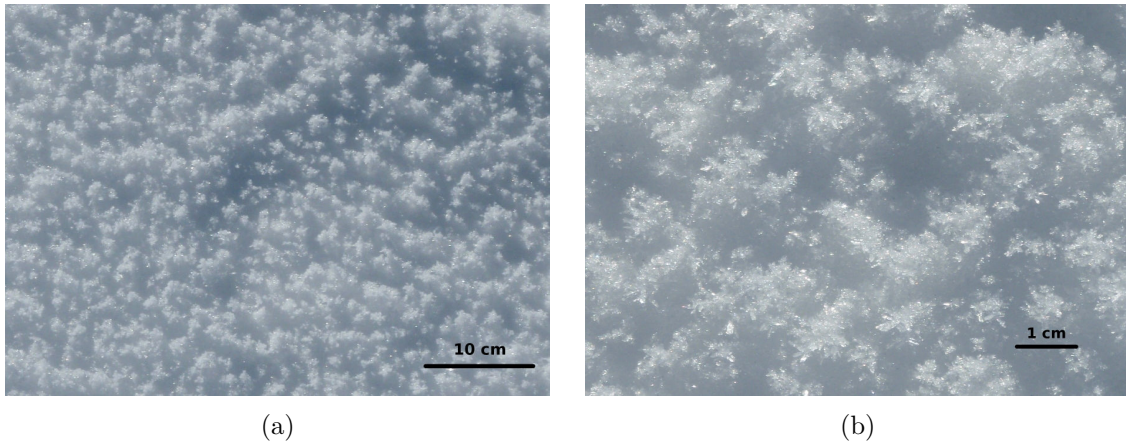


FIGURE 5.1 – Pictures of hoar at Dome C : (a) wide view (b) close view. Taken by hand with a normal camera on 30 December 2011.

The objective of this study is to characterise the evolution of the hoar cover at the surface at Dome C ($75^{\circ}06'S$, $123^{\circ}21'E$; Fig. 5.2) in the East Antarctic Plateau and to relate this evolution to weather conditions. To this end, we use two sets of continuous observations of the air–snow interface, as well as weather observations.

The first set of observations comes from a near-infrared camera installed at Dome C to provide hourly pictures of the surface. Operating in the near-infrared domain where the sensitivity to snow grain size is maximal (Domine et al., 2006) provides sharp pictures where hoar crystals and other features can be visually identified. We developed an automatic algorithm to detect changes of picture texture and hence produced a 2 yr long, objective and accurate time series of hoar presence. To extend this series in time and space, we exploited a second set of observations derived from brightness temperatures (T_B) measured by passive microwave remote sensing. Brightness temperatures are mainly sensitive to the snowpack while the atmosphere is negligible at the frequencies of 19 and 37 GHz used here (Picard et al., 2009b; Brucker et al., 2011). Despite the penetration depth which is of the order of metres at these frequencies (Surdyk, 2002b; Macelloni et al., 2007), using a combination of T_B at different polarisations can emphasise the sensitivity to the properties of the air–snow interface. Shuman et al. (1993) computed two indexes, the T_B ratio of vertical over horizontal polarisations, and the T_B difference of both polarisations. They found that both were related to the near-surface density, the surface grain-scale roughness (roughness with wavelength and amplitude in the order of the snow grain size, around 1 cm, in Shuman et al., 1993) and the presence of hoar. Surdyk (2002a), by using a similar indicator (i.e. the normalised difference between T_B at vertical and horizontal polarisation) showed that it was influenced by both the internal stratification of the snowpack and the air–snow interface. However, since the temporal variations of the former factor are slow in Antarctica (Arthern et al., 2006), the indicator is useful to monitor the variations of the air–snow interface properties. Therefore, polarimetric combinations of passive microwave data are sensitive to density variations of the snow near the surface and hence to the presence of hoar.

Section 5.2.2 presents the datasets used in this study, and explains the method applied to detect hoar crystals from photography and microwave data. Section 5.2.2 presents the results on the presence of hoar crystals and analyses the conditions of their development and disappearance.

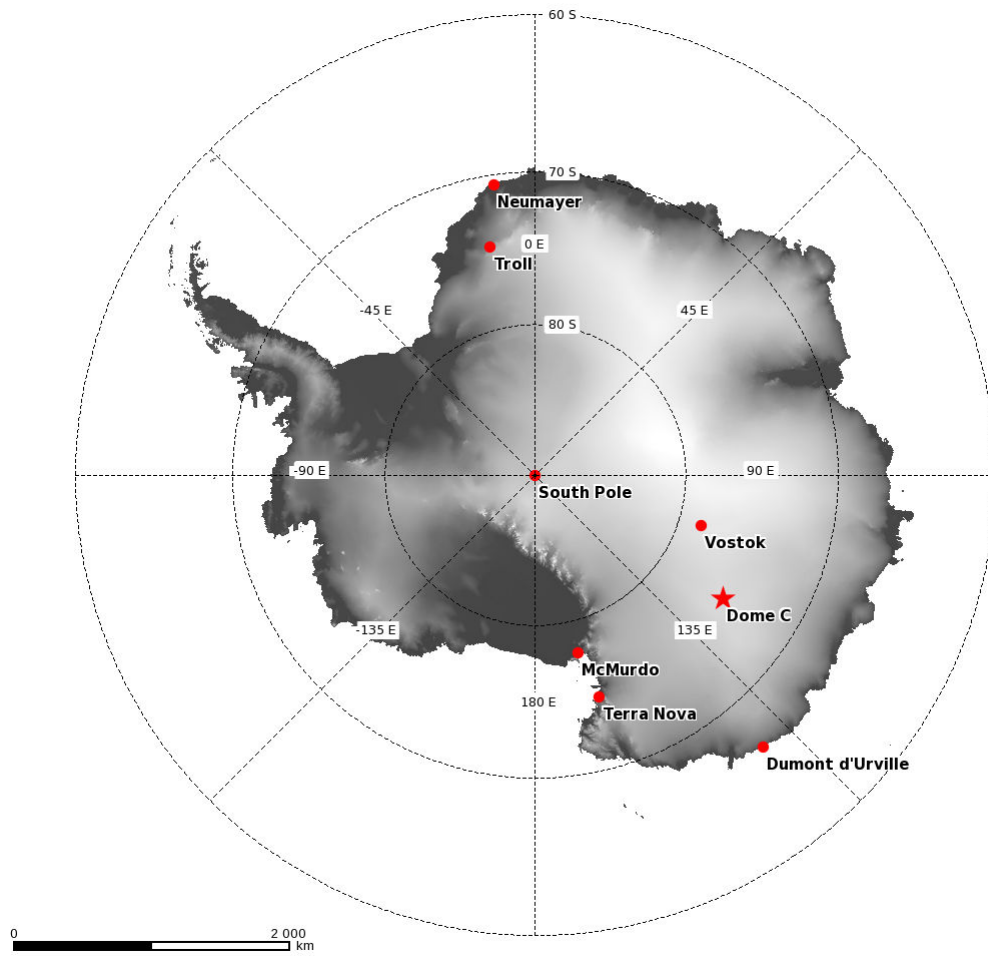


FIGURE 5.2 – Location of Dome C on a geographic map of Antarctica.

Materials and methods

The following sections describe the two datasets used to detect hoar presence and the auxiliary dataset used to determine the role of weather conditions in hoar evolution.

In situ near-infrared photographs

Experimental device. Near-infrared pictures are taken at Dome C every hour using an experimental device. The device is composed of a camera pointing downward perpendicularly to the horizontal surface, an embedded computer to adjust camera settings and perform picture acquisition and transmission, and a global positioning system (GPS) for accurate time synchronisation. PAuto is packaged in a heated box to support the -70 to -80°C of the Dome C winter. It is suspended 2 m above the snow surface (Fig. 5.3) and equipped with a 50 mm fixed focal lens which gives an imaged area of about 4 m^2 . The camera sensor is filtered in the near-infrared range on a wavelength greater than 835 nm. PAuto was set up about 1 km away from the Concordia base on 23 November 2009 in an undisturbed area, and operated until 16 February 2010 when the camera stopped working. A second camera was set up on 3 January 2011 and is still running (as of 11 April 2012). The picture acquisition during the polar night is possible with artificial infrared lighting (850 nm wavelength) hitched up to the posts on either side of the camera.

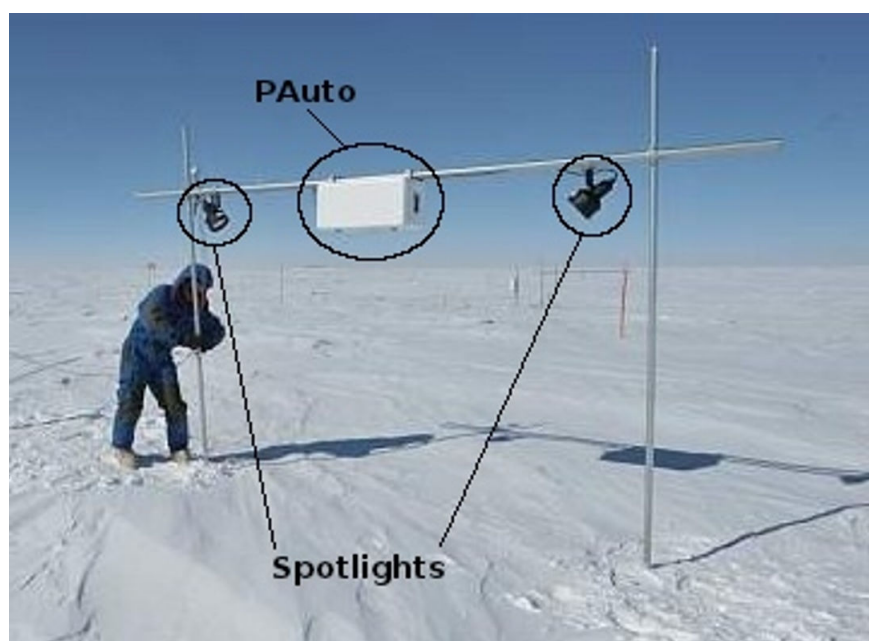


FIGURE 5.3 – PAuto : experimental device taking hourly near-infrared pictures of the snow surface at Dome C. The white box contains the camera, computer, and heating. The two near-infrared spotlights provide illumination during the night.

Hoar crystals on the snow surface are clearly identifiable from the pictures (Fig. 5.4a, 5.4b, 5.4d). Our objective is to derive a Boolean indicator of the presence/absence of hoar, even though in the future the percentage of hoar cover at the surface may be accessible. Figure 5.4a and 5.4d illustrate cases where small-scale heterogeneities and grainy, highly textured pictures are observed. This case corresponds to the presence of hoar crystals. In contrast, Fig. 5.4b shows a smooth and regular surface with only large-scale structures but

no hoar. Our algorithm of automatic detection is based on the small-scale texture.

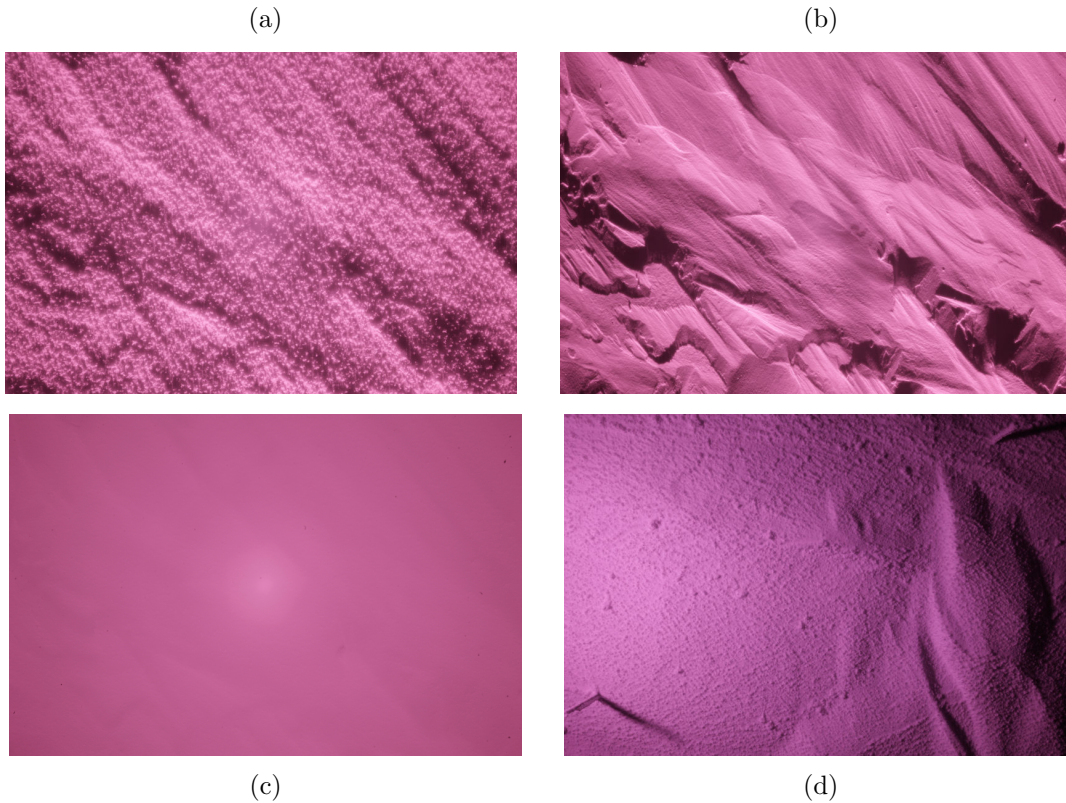


FIGURE 5.4 – Near-infrared pictures at Dome C : (a) surface with hoar on 2 January 2010 ; (b) smooth surface on 25 November 2009 ;(c) picture under cloudy conditions on 16 December 2009 ; (d) surface with hoar on 15 June 2011.

Hoar crystal detection from picture texture analysis. From the grey level co-occurrence matrix (GLC matrix defined in [Haralick et al. \(1973\)](#); [He et al. \(1988\)](#); [Hall-Beyer \(2007\)](#)), many approaches of texture analysis are possible such as contrast index, homogeneity index, energy and entropy. In our case, the approaches based only on the individual pixel values (grey level histogram or image filtering, [Serra, 1984, 1988](#)) are insufficient. Therefore, we combined the texture-based approach (GLC matrix calculation) and image filtering. The algorithm is composed of five steps.

1. Conversion of the original image to greyscale using a normalised linear combination of the red, green and blue bands based on the human perception of colours ([Plataniotis and Venetsanopoulos, 2000](#)). Filtering of the three colour bands of the camera sensor (greater than 835 nm) gives more sensitivity to the near-infrared, and, in addition, combining the three rather than selecting a single band, reduces noise by averaging.
2. Elimination of the picture if taken under cloudy conditions. As shown in Fig. 5.4c, the contrast in pictures – estimated using the standard deviation – on a cloudy day is 2–5 times less than on a clear sky day, and the surface state cannot be accurately determined. A cloudy day is detected based on a threshold on the standard deviation which was determined empirically. The pictures by night taken under artificial illumination are not affected by clouds.

3. High-pass spatial filtering of the greyscale image I^1 to eliminate the large-scale structures. Using a Gaussian kernel, the filtered image I^* is computed as follows :

$$\begin{aligned} I^*(x, y) &= (I \star (1 - \phi))(x, y) \\ &= \sum_{k=1}^n \sum_{l=1}^m I(x - k, y - l) (1 - \phi(k, l)), \end{aligned} \quad (5.1)$$

$$\phi(x, y) = \frac{1}{2\pi\sigma^2} \exp\left(\frac{-x^2 + y^2}{2\sigma^2}\right), \quad (5.2)$$

where \star is the convolution product operator. σ is the standard deviation of the Gaussian kernel ϕ , x and y are the image coordinates, and n and m are the image dimensions.

4. Calculation of the contrast index C as follows : first, the normalised GLC matrix G and GLC symmetric matrix G_{sym} of the filtered image are obtained by

$$G_{\Delta x, \Delta y}(i, j) = \sum_{x=1}^n \sum_{y=1}^m \begin{cases} 1, & \text{if } I^*(x, y) = i \text{ and} \\ & I^*(x + \Delta x, y + \Delta y) = j \\ 0, & \text{otherwise,} \end{cases} \quad (5.3)$$

$$G_{\text{sym } \Delta x, \Delta y} = G_{\Delta x, \Delta y} + G_{-\Delta x, -\Delta y}, \quad (5.4)$$

where the pair $(\Delta x, \Delta y)$ is the offset, and i and j are pixel values (from 1 to 256). Second, the sum of G_{sym} (noted G_{sym}^*) is calculated for offsets between 0 and a maximum value S , which depends on the size of the pattern and orientation to detect, and is discussed hereinafter. In our case, the hoar crystals on the pictures have no prevailing orientation and their maximum extent is between 5 and 10 pixels. G_{sym}^* is given by

$$G_{\text{sym}}^* = \sum_{\Delta x=1}^S \sum_{\Delta y=0,1} G_{\text{sym } \Delta x, \Delta y}. \quad (5.5)$$

Third, the symmetric and normalised GLC matrix P is calculated by

$$P(i, j) = \frac{G_{\text{sym}}^*(i, j)}{\sum_{i,j=1}^N G_{\text{sym}}^*(i, j)}, \quad (5.6)$$

where N is the maximum pixel value (256), and the size of P is $N \times N$. Lastly, the contrast index C is

$$C = \sum_{i,j=1}^N P(i, j) (i - j)^2. \quad (5.7)$$

5. Determination of the surface state depending on C . Because of changes in surface illumination throughout the year, the algorithm is slightly different depending on whether the illumination is natural or artificial. To produce a daily time series, one picture is selected every day among the 24 available. When the sun is above the horizon, the illumination varies significantly during the day. The picture of the day is then selected so that the sun zenith angle is as constant as possible. In practice, we chose the range 80–85°, which gives the same appearance as on the 2 January 2010 picture (Fig. 5.4a), to cover the longest period possible. This period, where the

1. Les variables de l'article ne sont pas insérées à la liste des symboles en fin de manuscrit.

illumination is natural, called “summer” hereinafter, extends from 1 September to 11 April at Dome C (-75° S). The rest of the year (called “winter”), the illumination is artificial and almost constant. We selected the picture that maximises the standard deviation on greyscale images, such as the 15 June 2011 picture (Fig. 5.4d).

The histograms of C values for both periods are clearly bimodal (as example, see the histogram for the 2009–2010 summer period in Fig. 5.5) but under natural illumination the hoar-covered pictures correspond to the lower mode while the opposite is observed in artificial illumination. Hence, the algorithm determines the presence of hoar based on whether the C value is lower for the summer period (conversely higher for the winter period) than a given threshold. The threshold value is chosen at the minimum between the two modes and is determined independently for each period. We compared the two flavours of the algorithm during periods where natural and artificial illuminations coexist and found exactly the same results. The difference between the mode which corresponds to hoar-covered pictures under natural and artificial illumination (respectively summer and winter periods) comes from the inhomogeneity of the illumination throughout the picture when it’s artificial (Serra, 1984, 1988; Di Siquiera and Pedrini, 2013).

The time series of surface state is calculated by running the algorithm separately for each period (three “summers” and one “winter”). The parameters, σ for the Gaussian kernel and S for the GLC matrix offset, are found by maximising the difference between the contrast indexes of pictures selected empirically based on clearly contrasted surface states. The values $\sigma = 5, 6$ and 7 ; $S = 5$ were found for the three summer periods, respectively, and $\sigma = 1$; $S = 25$ for the winter period. The particular selection has almost no influence on these values.

The resulting 415 day long time series is finally compared with the surface state determined by visual inspection of the near-infrared pictures. Automatic and manual determinations agree in 85% of cases. The discrepancy has several possible causes : (1) few pictures on cloudy days pass step 2 of the algorithm ; (2) if hoar crystals at the surface are too small or sparse, the algorithm tends to classify the picture as smooth (no hoar) ; (3) sometimes snow falling from the PAuto box tends to cause a classification as smooth. In the following, we use a corrected time series when the cause is (1) or (3). Case (2) correspond to an ambiguity. For example, hoar crystals on the snow surface are obviously small and sparse at the beginning of their development. Therefore, the day where the surface is manually classified with hoar could easily change by 2 days depending on the operator. The corrected time series of surface state is finally consistent with manual detection in 94% of cases.

Passive microwave satellite observations

Passive microwave observations were acquired at 18.7 and 36.5 GHz by the Advanced Microwave Scanning Radiometer – Earth observing system (AMSR-E) in dual-polarisation mode, vertically and horizontally, from 19 June 2002 to 3 October 2011 when the radiometer stopped operating. Daily-averaged brightness temperatures in the pixel including the Concordia station were extracted from the *AMSR-E/Aqua daily L3 25 km brightness temperature, sea ice concentration, and snow depth polar grids dataset* provided by the National Snow and Ice Data Center of the United States. The pixel size is $25 \text{ km} \times 25 \text{ km}$ but the effective spatial resolution is slightly different. According to the AMSR-E web-page <http://nsidc.org/data/docs/daac/>, the total sensor bias error is around 0.6 K. The dataset contains, for every day, the mean of the daily-averaged ascending orbits and daily-averaged

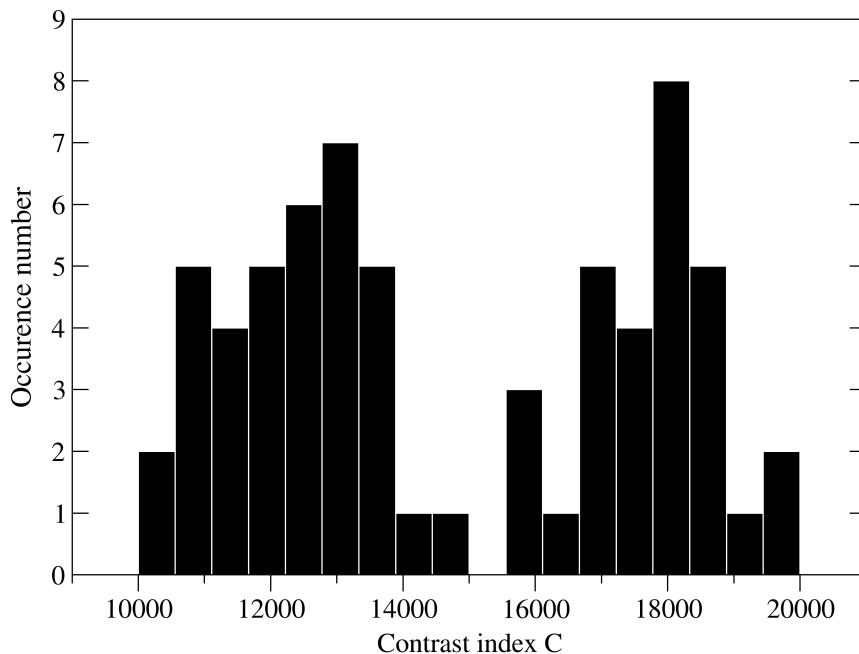


FIGURE 5.5 – Histogram of the contrast index (C), which depends on the texture of surface pictures, for the 2009–2010 summer period.

descending orbits. At Dome C, owing to the near-polar orbit of the Aqua satellite, there are typically seven over passes per day.

A detailed analysis of the spatial and temporal variability of passive microwave data close to Dome C was given by [Long and Drinkwater \(2000\)](#); [Macelloni et al. \(2007\)](#); [Brucker et al. \(2011\)](#). These studies included the effects of viewing azimuth angle and acquisition time on the satellite observations. Their conclusions are (1) the differences between T_B of the pixel containing the area of in situ measurements (close to the Concordia base) and T_B of the pixels around are weak; (2) the temporal evolutions of T_B of the pixel containing the area of in situ measurements and T_B of the pixels around are similar; (3) the T_B variations induced by the variations of viewing azimuth angle and time, are independent of the season and frequency. Therefore, our study is based on the assumption that the satellite pixel containing in situ measurements is representative of the satellite pixels around Dome C. To emphasise the sensitivity to snow surface, we derived the polarisation ratios (PR) at 19 and 37 GHz by

$$PR_\nu = \frac{T_B(\nu, h)}{T_B(\nu, v)} \quad (5.8)$$

where $T_B(\nu, \alpha)$ is the brightness temperature, ν the frequency and α the polarisation. Based on the results of [Shuman et al. \(1993\)](#) and the measured thickness of hoar on the surface (1–2 cm), other channels of the AMSR-E satellite, i.e. 6, 10 and 89 GHz, were not used in this study. Wavelengths of the 6 and 10 GHz channels are indeed much larger than the thickness of the surface layer of hoar and conversely for the 89 GHz channel.

To understand PR, it is useful to express T_B as the product between the snowpack effective temperature and the microwave emissivity (Zwally, 1977; Sherjal and Fily, 1994; Picard et al., 2009b). Since the former is almost independent of the frequency, PR is approximatively equal to the ratio of horizontal over vertical polarisation microwave emissivity. The emissivity can be further decomposed into a volume component caused by snow scattering and a surface component depending only on the reflection coefficient at the air–snow interface (Surdyk and Fily, 1993). At Dome C, it is reasonable to assume that the volume emissivity is constant at the timescale of a year (Surdyk, 2002b; Brucker et al., 2011). Hence, PR temporal variations are mainly caused by changes of surface reflection coefficients.

In the case of a flat snow–air interface, the reflection is specular, and the reflection coefficients can be calculated with the Fresnel equations (Born and Wolf, 1999) as a function of the incident angle and the real part of the dielectric constant of snow, which mainly depends on the snow density. By construction, the AMSR-E observation zenith angle (54.8°) is close to Brewster’s angle for the air–snow interface, which means that the reflection coefficient at vertical polarisation (r_v) approaches zero. Consequently, the polarisation ratio mainly depends on the reflection coefficient at horizontal polarisation (r_h), and as a consequence on the dielectric contrast between snow and air, which mostly depends on snow density near the surface. In principle, surface roughness can also influence the reflection coefficient. The coefficient at vertical polarisation usually increases with increasing roughness, and thus T_B vertically polarised decreases (Liang et al., 2008, 2009). At horizontal polarisation, the effect is more variable but, even if the coefficient increases, it increases less than at vertical polarisation (Tsang et al., 2000a; Liang et al., 2009). The polarisation ratio therefore increases with increasing surface roughness. However, Mätzler (2005) explains that the effect of surface roughness on T_B is weak for an observation angle of 55° (which applies to AMSR-E). Furthermore, by comparing passive and active microwave observations, Lacroix et al. (2009) showed that the dependence of the passive microwave signal on snow density is one order of magnitude higher than on surface roughness. Hence, the polarisation ratio is mainly dependent on the snow density near the surface, even if the snow surface is rough.

Weather observations

Weather data used to investigate the conditions of hoar crystal development and disappearance are provided by the automatic weather station, abbreviated **AWS**, program of the Antarctic Meteorological Research Center (Dome C data ARGOS code is 8989 on <ftp://amrc.ssec.wisc.edu/pub/aws/10min/rdr/>) for the entire period of AMSR-E and photography data. Raw measurements taken every 10 min are used to calculate the daily averages of air temperature (K), wind speed (m s^{-1}), wind direction ($^\circ$), air pressure (hPa) and humidity (%) after bad values are masked out. Based on the technical manual (Weidner, 1985), wind direction has a resolution of 1.5° and wind speed a resolution of 0.25 m s^{-1} (wind speeds below 0.25 m s^{-1} are considered to be zero). The accuracy of wind direction and speed is twice the resolution.

Results and discussion

The following sections analyses the evolution of hoar and its relationship with weather conditions : the first section presents the general characteristics of the time series derived from the near-infrared pictures, and focuses then on the transitions (hoar crystal development and disappearance) and their causes ; the second section exploits passive microwave observations to extend these results ; and the last section shows evidence of interactions between hoar crystals, albedo and snowfall.

Observation of hoar crystals from in situ near-infrared photographs

General characteristics. Figure 5.6 represents the time series of surface state obtained from the near-infrared pictures. The algorithm excluded 77 days with clouds during the summer periods (step 2 of the algorithm), which represents 21 % of the time during the summer periods. This result is in agreement with the annual cloud cover of 22.1 % (Saunders et al., 2009).

The time series shows that the surface state often changes (Fig. 5.6). The algorithm detects hoar 45 % of the time (187 days) divided into 19 continuous periods during the 18 months of the time series which demonstrates that hoar is far from a marginal phenomenon at Dome C. These periods last between 2 and 35 days. The hoar periods are usually longer in summer than in winter. The periods without hoar generally last between 2 and 25 days. One remarkably long period of 87 days was recorded during the autumn 2011 (see period (*) in Fig. 5.6).

The following two sections focus on the few days of transition between surface states, i.e. the development and disappearance of hoar.

Hoar crystal development. The development of hoar crystals is observed throughout the 18 months of observation even during the polar winter while the air and snow temperature is low and air contains very little water vapour (Town et al., 2008). Visual inspection of the pictures confirms that the detection algorithm is correct. It also shows that the apparent size of the crystals, and the percent of hoar cover are mostly (not always) lower in winter than in summer. The development is progressive, for example from 20 to 31 January 2010 and from 3 to 10 June 2011 (see respectively periods I and II in Figs. 5.7 and 5.8). In general, it takes around 3 to 6 days to completely cover the surface, usually faster in summer than in winter. There is nothing particular about the weather conditions during this development, or at least we did not identify any significant departure in temperature, pressure or humidity data from periods without development.

The nature of the crystals and the physical processes governing their formation are difficult to determine from the automatic photographs. Nevertheless, in summer, it is evident by visual observations in the field that these crystals are not surface hoar (Fierz et al., 2009), i.e. they are not formed by condensation of the atmospheric humidity onto the surface. In fact, the crystals are composed of many needles and dendritic outgrowths with an irregular structure. A more probable formation process is the condensation of an upward flux of water vapour coming from the underlying snow layers. As suggested by Orheim (1968); Weller (1969); Gallet et al. (2011); Picard et al. (2012b), the temperature profile inside the snowpack during summer implies a water vapour flux from the few centimetres under the snow surface towards the atmosphere. It results in “sublimation” crystals growing on the surface like frost flowers (Domine et al., 2005). In winter, this upward flux, essentially driven by the penetration of solar radiation into the snow, is absent. Since hoar development is still observed and even frequent, it is probable that the crystals are of

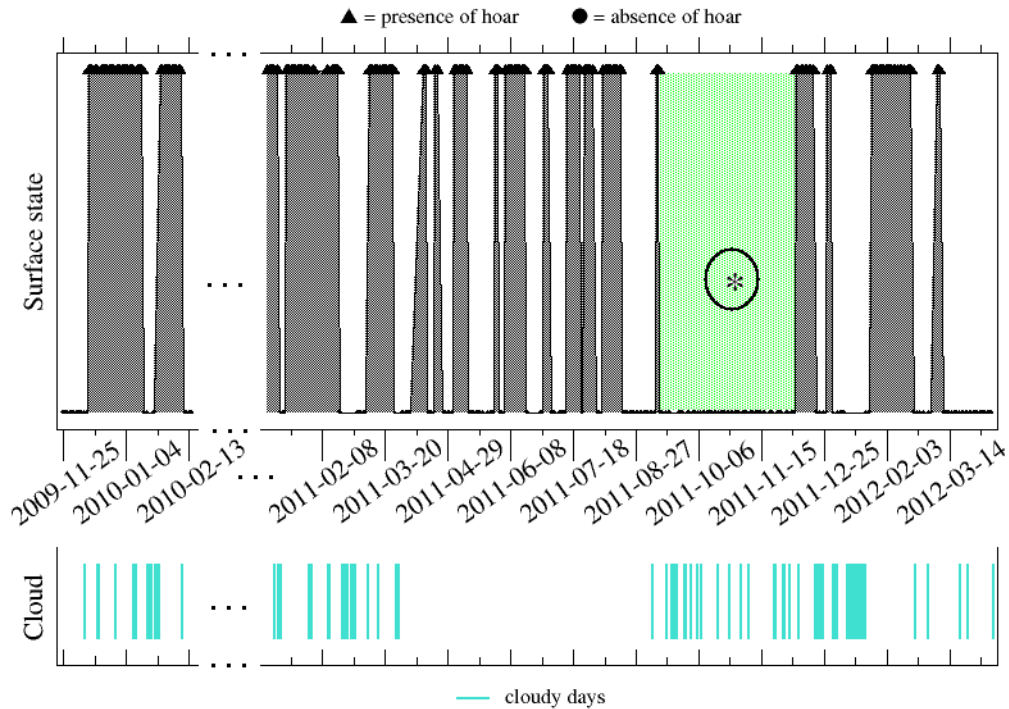


FIGURE 5.6 – Evolution of the surface state at Dome C (dark and dotted areas show periods with presence of hoar), from 23 November 2009 to 16 February 2010, and from 3 January 2011 to 11 April 2012. Green and dotted area (*) is a remarkably long period without hoar crystals and cyan lines show cloudy days.

a different nature than in summer. They could be surface hoar formed by water vapour deposition from the atmosphere onto the surface because it is frequent during the polar night that the snow surface is much colder than the air, owing to intense radiative cooling and absence of solar energy. The observation of crystal morphology in the field, which shows hollow facets with shared angles, and the large size of these crystals, support this assumption for the formation process (Slaughter et al., 2011). However, the near-infrared pictures cannot resolve the details of shape, and we cannot confirm these hypotheses except from the fact that hoar grows all through the year while temperature, energy budget and humidity change dramatically.

Hoar crystal disappearance. In contrast to hoar development, the disappearance of the crystals is usually rapid – less than one day – and occurs during particular events, such as the events (A) on 14 January 2010 and (B) on 9 February 2010 (see Fig. 5.7), (C) on 11 May 2011 and (D) on 17 June 2011 (see Fig. 5.8).

Based on the pictures, we never observed a slow evolution or partial disappearance of hoar crystals. Therefore, we estimate that disappearance by sublimation or metamorphism did not happen over the 18 months, probably because of the too low temperature resulting in weak vapour flux (Colbeck, 1983; Taillandier et al., 2007; Town et al., 2008). Even during the period from 20 to 30 January 2010, clearly identified with a negative latent flux (Brun et al., 2011), hoar was present at the surface. The stability of the hoar presence comes

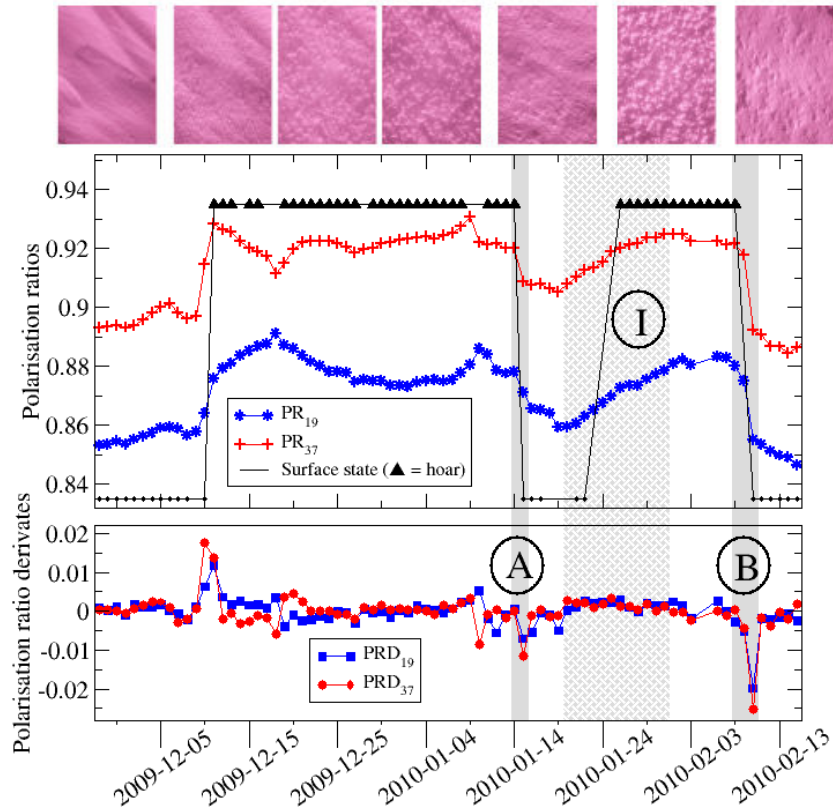


FIGURE 5.7 – Evolution of the surface state at Dome C (unscaled black symbols and small pictures above the graph), and time series of polarisation ratios at 19 and 37 GHz and their derivatives (respectively PRD_{19} and PRD_{37}), in December 2009 and January 2010. (A) and (B) mark two events of hoar crystal disappearance, and (I) a period of hoar crystal development.

from the stability of individual or aggregate crystals. By following the individual evolution of a few crystals, we noticed that they usually develop until they touch their neighbours, and then become remarkably stable until an event occurs. Hence, the same crystals have been observed during at least two weeks. This suggests that the crystals are in equilibrium with their environment despite frequent changes of the atmospheric conditions.

To remove hoar from the surface, the only effective processes are mechanical destruction and fast sublimation by the wind, or burying. Example of the later process is given in Sect. ???. The former process is the most common and is caused by particular wind conditions which are investigated in the remainder of this section.

We call “hoar disappearance event” (HDE) the change of surface state from hoar to smooth, and define the date of an HDE as the first day where the surface is classified as smooth. Figure 5.9 shows an example of a hoar disappearance event along with wind direction and speed. Between 8 and 9 February 2010, the wind direction changed from 215° (close to the southwest direction) to 105° (close to the east direction), and the wind speed increased by a factor two. Clouds were present on 8 February, explaining the gap in the time series of surface state. This particular event shows that both wind direction and speed changes may be involved in the disappearance of hoar.

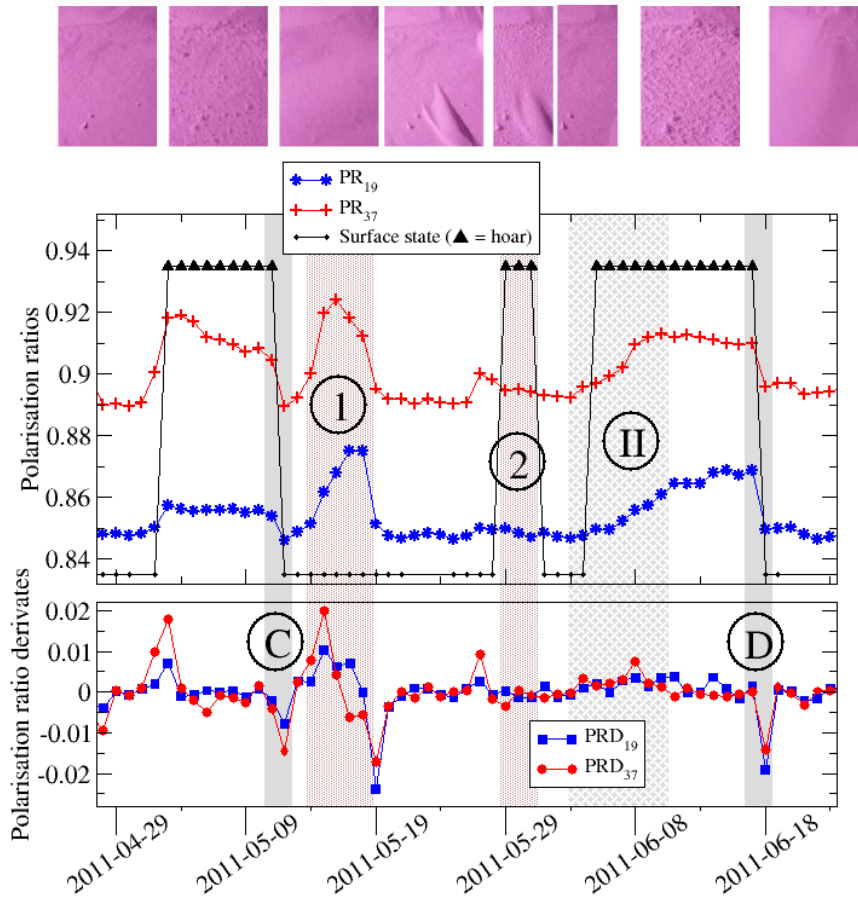


FIGURE 5.8 – Evolution of the surface state at Dome C (unscaled black symbols and small pictures above the graph), and time series of polarisation ratios at 19 and 37 GHz and their derivatives (respectively PRD_{19} and PRD_{37}), in May and June 2011. (C) and (D) mark two events of hoar crystal disappearance, (II) is a period of hoar crystal development, and (1) and (2) are two short periods without correlation between surface state and polarisation ratios.

To test the generality of this hypothesis, wind roses are plotted using all the data over the 18 months (Fig. 5.10a), using the data when hoar is present (Fig. 5.10b), and using only data coincident with HDE (Fig. 5.10c). The prevailing origin of the wind at Dome C is south-southwest. Altogether the directions from south to southwest correspond to 45% of the days. The mean wind speed is 2.9 m s^{-1} . The wind rose when the hoar is present is similar to the wind rose using all the data over the 18 months, and the mean wind speed is only slightly lower 2.5 m s^{-1} . In contrast, during HDE over the 18 months, the wind comes in general from the southeast and south-southeast (52%). This represents a direction change of 70° , i.e. nearly a right angle. The wind speed 4.7 m s^{-1} is higher than normal. The three wind roses show that a relatively strong wind is required to remove the hoar, but it is not a sufficient condition. The wind direction is another crucial factor, at least over the period analysed here (see difference over the longer period in Sect. 5.2.2). The hoar disappearance requires wind from the southeast direction which is almost perpendicular to the prevailing wind and therefore perpendicular to the prevailing sastrugi direction (which is clearly visible in the field).

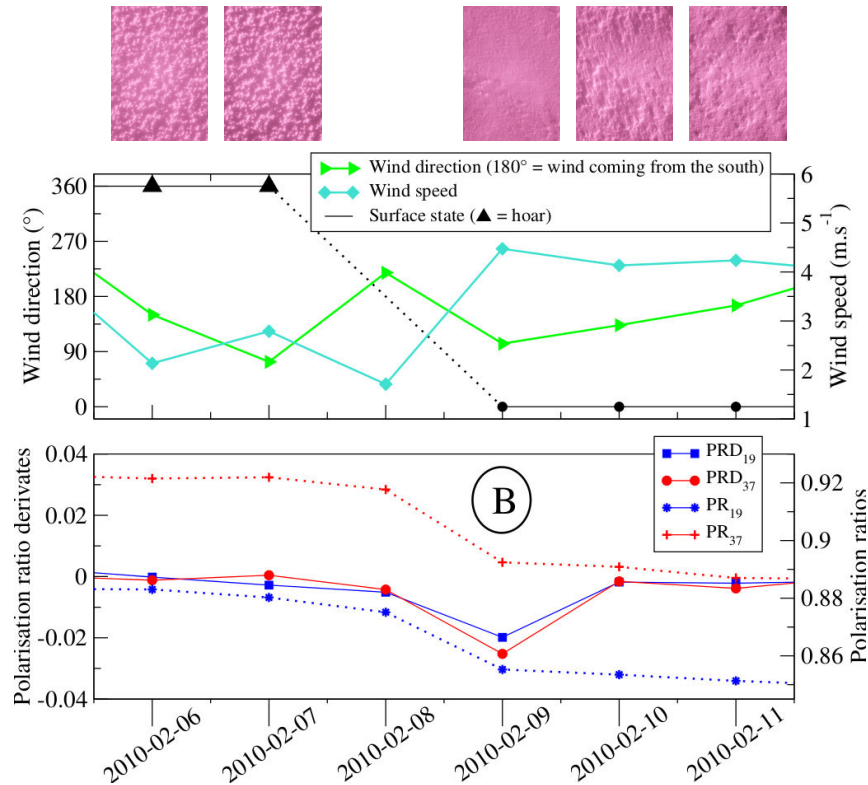


FIGURE 5.9 – Disappearance of hoar crystals (unscaled black symbols and small pictures above the graph) present at the surface on 9 February 2010 at Dome C (event B in Fig. 5.7). Between the 8 and 9, a decrease of polarisation ratios at 19 and 37 GHz and highly negative values of their derivatives (respectively PRD_{19} and PRD_{37}) are observed, as well as a change in wind direction (wind coming from southwest to wind coming from southeast) and a twofold increase of wind speed.

This observation suggests that the mechanical destruction (or very fast sublimation by the wind) of hoar crystals requires important kinetic energy which can only be supplied by intense turbulence. The turbulence near the surface is promoted not only by strong wind but also by high aerodynamic roughness length (Gallee et al., 2001; Van den Broeke et al., 2005). Because of the sastrugi (10 cm high at Dome C), this variable depends on wind direction and is probably higher at Dome C along the northwest–southeast axis than in the perpendicular, prevailing wind direction. It results that strong winds blowing parallel to the sastrugi prevailing direction may be less efficient for hoar removal than moderate winds blowing perpendicular to this direction. In the next section, this result based on only 19 HDE events, is extended over a longer period.

Extension using passive microwave satellite observations

To extend the time series of surface state and the results concerning the development and disappearance of hoar, we use passive microwave data. We first present the time series of polarisation ratio derived from the AMSR-E observations, then show their correlation to the photography data and third analyse the time series over nearly 10 yr.

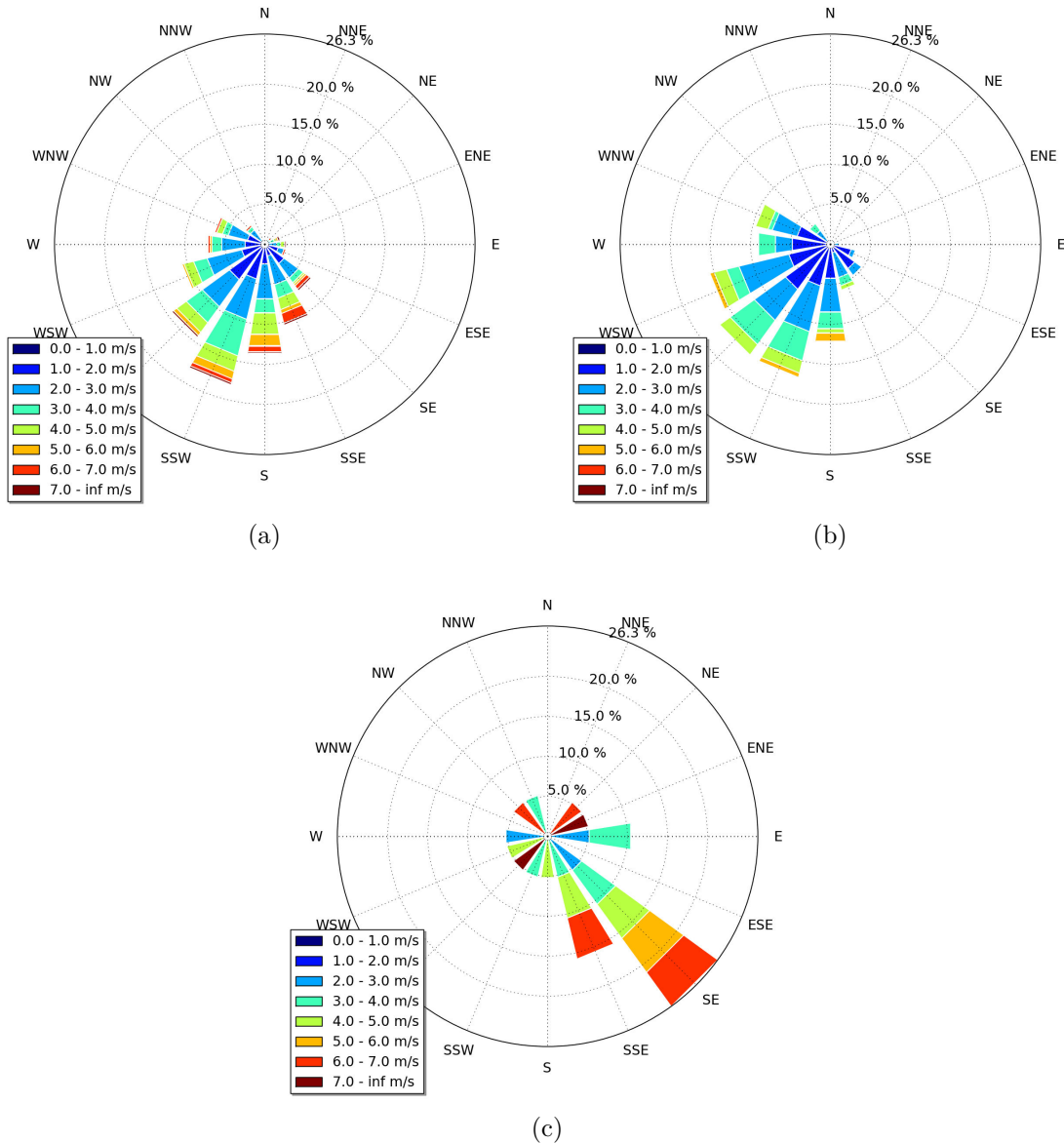


FIGURE 5.10 – Wind roses at Dome C (a) during the entire period of near-infrared pictures (from 23 November 2009 to 16 February 2010, and from 3 January 2011 to 11 April 2012), (b) when hoar is present, and (c) the set of days when hoar disappears. The cardinal direction is the origin of the wind.

General characteristics. Figure 5.11 shows the time series of polarisation ratios (PR₁₉ and PR₃₇) calculated from the AMSR-E observations. The difference of values between PR₁₉ and PR₃₇ is due to the layering of snow density within the snowpack and the higher penetration depth at 19 than at 37 GHz (Surdyk, 2002b,a).

The evolution of PR is a superimposition of quick and abrupt changes (1), a seasonal cycle (2) and a multi-annual increase trend (3). The evolution of PR mainly depends on snow density near the surface (see Sect. 5.2.2). The long-term trend (3) is significant

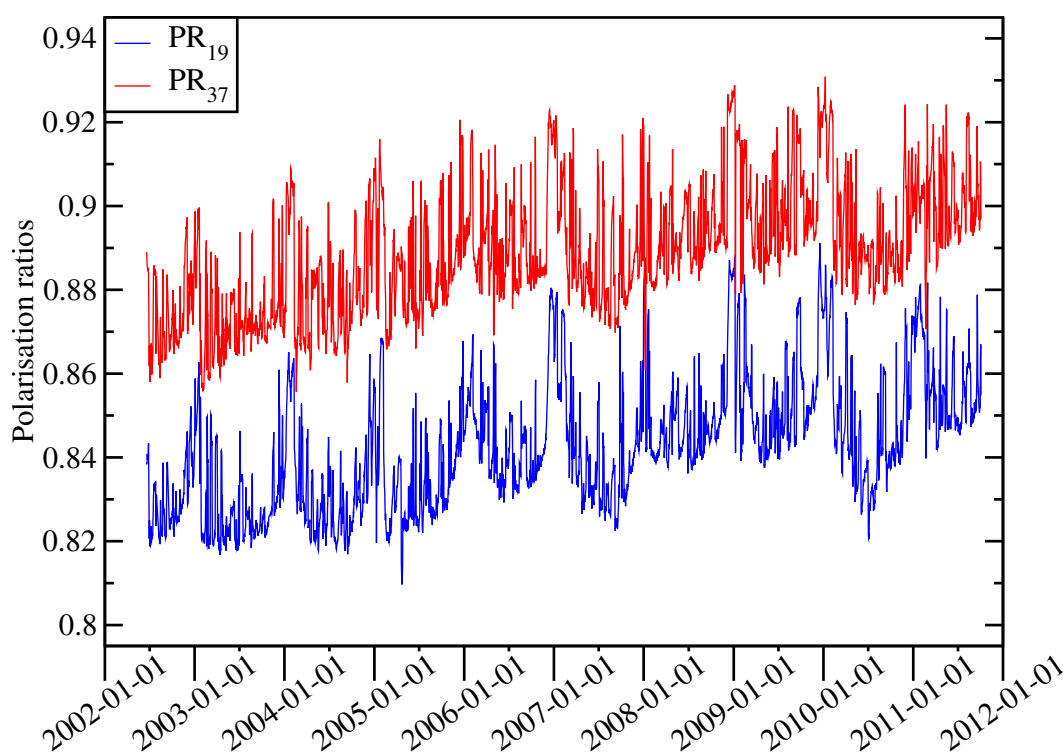


FIGURE 5.11 – Time series of polarisation ratios at 19 and 37 GHz at Dome C, from 19 June 2002 to 3 October 2011.

(PR_{19} and PR_{37} increases are, respectively 0.0319 and 0.0325 in 10 yr), and could therefore be a progressive decrease of the near-surface density. However, we cannot either exclude a long-term evolution of snow density layering, surface roughness or temperature. This multi-annual trend is not explored in this study which focuses on hoar presence. The seasonal cycle (2) reveals a lower snow density near the surface in summer than in winter, and may be related to more developed hoar crystals at the surface in summer (see Sect. 5.2.2). Quick and rapid changes of polarisation ratios (3) are explored in the following two sections.

Correlation between passive microwave satellite and ground-based photography. Figures 5.7 and 5.8 show the evolution of PR_{19} and PR_{37} as well as the presence/absence of hoar. In general, the polarisation ratios are higher when hoar is detected by infrared photography. This was already noticed in Greenland by Shuman et al. (1993) and Shuman and Alley (1993), and is physically explained by the relationship between the high polarisation ratio, low density and presence of hoar. However, two short periods do not follow this general behaviour : (1) from 15 to 18 May 2011, the polarisation ratios increase while the surface remains smooth, and (2) from 29 to 31 May 2011, where the polarisation ratios are constant while hoar was developing (periods are marked (1) and (2) in Fig. 5.8). In case (1), visual inspection of the pictures provides a possible explanation : crystals were forming but they were small, i.e. too small to be detected by our algorithm. In case (2), sparse hoar crystals were present and were detected by the algorithm but they may have been insufficient to affect the snow density near the surface. The comparison over the entire series where pictures were available confirms the general correlation : the averages of polarisation ratios are higher when hoar is detected ($\overline{PR_{19}} = 0.866 \pm 0.012$ and $\overline{PR_{37}} = 0.911 \pm 0.010$) than when the surface is smooth ($\overline{PR_{19}} = 0.854 \pm 0.0069$ and

$\overline{PR}_{37} = 0.898 \pm 0.0079$). However, a classification based on PR values is insufficient since the two classes (presence of hoar and smooth) largely overlap.

To investigate hoar disappearance, a better approach consists in detecting the change of polarisation ratio. For this, we compute the time derivatives of polarisation ratios with a one-day time lag. Figure 5.9 shows that highly negative values of the time derivations of PR_{19} and PR_{37} coincide with hoar disappearance. To detect automatically these negative values, we determined two thresholds (at 19 GHz and 37 GHz) by using all the hoar disappearance events detected by near-infrared photography. The resulting thresholds are 0.006 and 0.005 day^{-1} at 19 and 37 GHz, respectively.

The snow density changes detected by satellite are compared with the hoar disappearance events detected by photography during the 18 months in common. Table 5.1 shows the contingency matrix : ten events are detected by both techniques. Five events of hoar crystal disappearance are missed by the satellite. In all cases, hoar crystals were sparse on the snow surface before the disappearance, which suggests the changes in density were too weak to be detected by satellite. These cases are similar to case (2) in Fig. 5.8 and cannot be considered to be failures of the satellite-based detection algorithm since the hoar was not well developed. In contrast, the nine events detected by the satellite and missed by PAuto (see Table 5.1), correspond to snow density changes without hoar disappearance events. For eight of them, the pictures of the previous days show very small crystals looking like fresh snow but no hoar crystals. Our hypothesis is that these events are not related to hoar, they result instead from the compaction of a recent snowfall by wind (Zwaaftink et al., 2012) which increased the apparent near-surface density. The last event is not understood.

	AMSR-E density increases	AMSR-E no density increases
PAuto HDE	10	5
PAuto no HDE	9	253

TABLEAU 5.1 – Contingency table of hoar disappearance events (detected by near-infrared photography) and polarisation ratio decreases (i.e. increase of snow density near the surface) during the common periods (from 23 November 2009 to 16 February 2010, and from 3 January 2011 to 3 October 2012).

Even though the events of polarisation ratio decrease are not strictly associated with hoar disappearance events, the correlation is significant and the analysis of the weather conditions responsible for these decreases is helpful.

Wind conditions associated with polarisation ratio decrease. Because snow metamorphism is slow on the East Antarctic Plateau, rapid increases of snow density near the surface can only be caused by the wind. To test this assumption, wind roses are plotted for the entire satellite period and for the set of dates where the polarisation ratios (at 19 and 37 GHz) decrease, ie. snow density near the surface increases (respectively Fig. 5.12a, 5.12b). As for the hoar disappearance events, an increase of wind speed and a change in wind direction is observed during density increase events. The mean wind speed is 4.9 m s^{-1} for the set of dates with density increases, instead of 3.2 m s^{-1} for the entire satellite period. More specifically, the occurrence of wind speeds greater than 4 m s^{-1} strongly increases, from 28 % for the entire satellite period to more than 70 % for the set of dates when the snow density near the surface increases. The wind origins are clearly different during the density increase events from those under mean conditions. Winds from west to west-northwest appear to be favourable to the density increase events while the

opposite direction is observed in the case of hoar disappearance during the photography period. In both cases, the direction is almost perpendicular to the prevailing wind direction which is compatible with a significant role of the aerodynamic roughness length. There was no occurrence of wind coming from the prevailing direction (south-southwest to south) in the case of hoar disappearance while it is frequent in the case of density increases. This is not surprising since the formation of sastrugi in the prevailing direction requires compaction and scouring by wind in this direction. The absence of the south-southwest prevailing direction in Fig. 5.12 is most probably a consequence of the statistically small size of the HDE set.

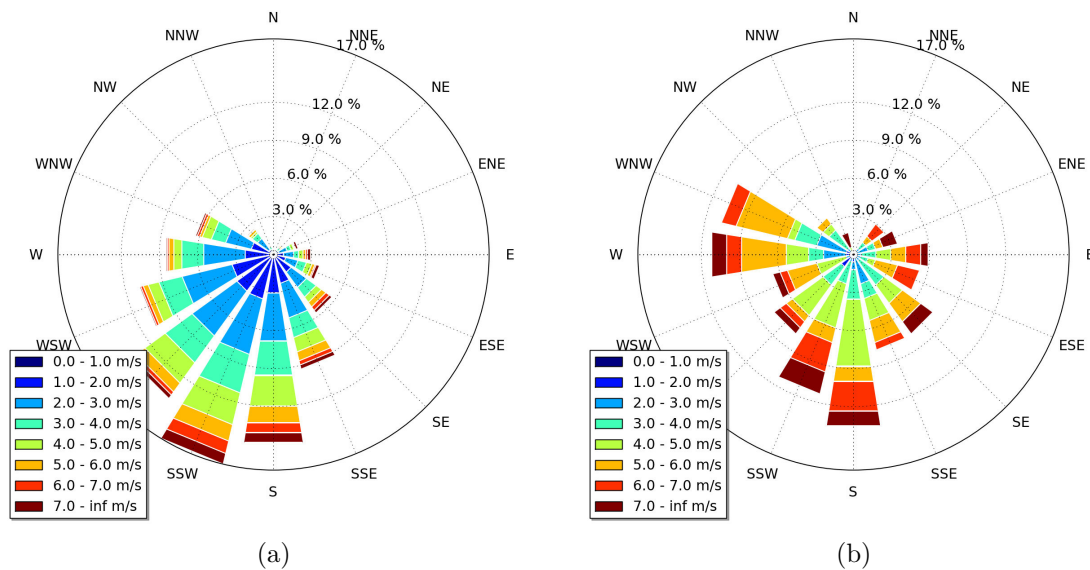


FIGURE 5.12 – Wind roses at Dome C (a) during the entire AMSR-E period from 19 June 2002 to 3 October 2011, and (b) during the events of snow density increases estimated with AMSR-E.

Despite the differences of nature between the satellite time series and hoar disappearance events, the results in both cases show the dominant role of the wind speed – with a threshold level around 4 m s^{-1} – and more originally, an important role of the winds blowing perpendicularly to the prevailing direction.

Interaction between hoar crystals and snowfall

For 4–5 out of the 19 events of hoar disappearance, a detailed analysis of the infrared pictures provides evidence of burying of the crystals instead of mechanical destruction and transport. The event on 8 and 9 February 2010 (marked B in Figs. 5.7, 5.9, 5.13 and 5.14) is investigated in detail.

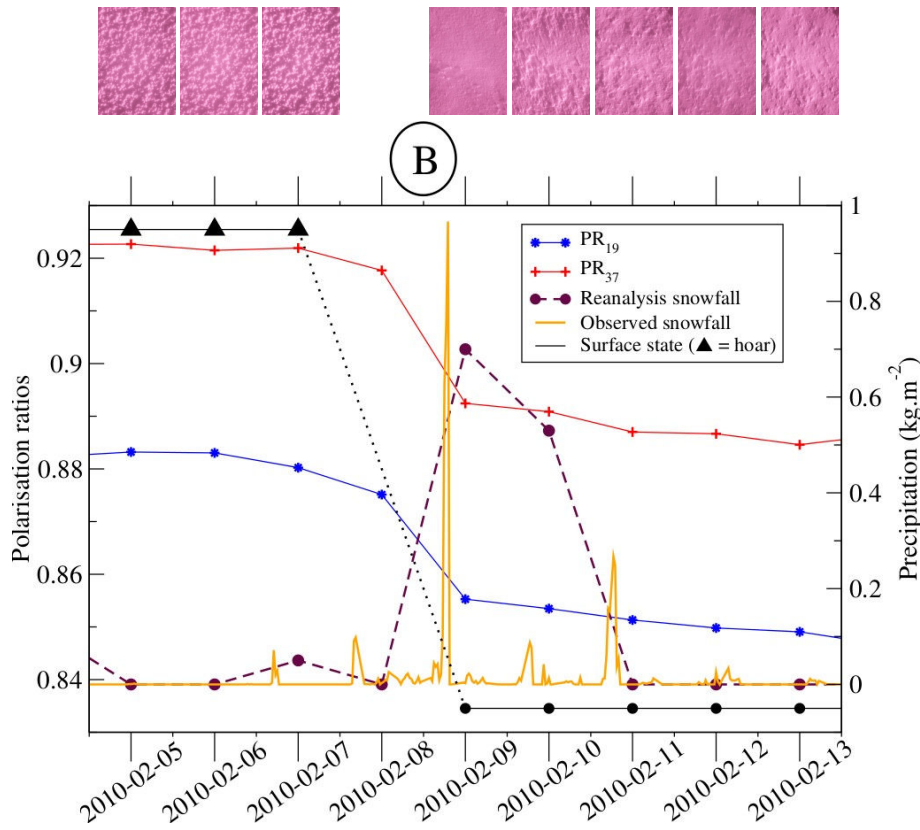


FIGURE 5.13 – Observed and forecasted snowfall on 9 February 2010 at Dome C, during the disappearance of hoar crystals (unscaled black symbols and small pictures above the graph) present on the snow surface (event B in Fig. 5.7). Between the 8 and 9, a decrease of polarisation ratios at 19 and 37 GHz is also observed.

Figures 5.13 and 5.14 show the time series of several variables during 9 days around the event. According to the detection algorithm, hoar was present until the day 7, the day 8 was cloudy, which explains the gaps in the infrared photography data, and on day 9 the hoar had disappeared. Snowfalls were detected locally by a disdrometer installed around 2m above the snow surface (such as BIRAL VPF730 in [Bellot et al., 2011](#)), about 50 m from PAuto, and were forecasted by the ERA-Interim reanalysis ([Simmons et al., 2006](#)). Figure 5.15a and 5.15b show the surface seen by Pauto before and after the event. Before, the hoar was well developed and covered the whole surface. After the event, our algorithm considered that the hoar had disappeared but a few individual snow crystals remained visible after and emerged above the freshly deposited snow. This new snow has small particles as is confirmed indirectly by the broadband albedo time series (Fig. 5.14). The albedo – calculated by the ratio of upward on downward short wave radiations measured by the World Radiation Monitoring Center – Baseline Surface Radiation Network – increases sharply during the event and decreases afterwards but remains higher than before the event. The peak may be due to the cloudy condition, and the fact that snow albedo is generally higher under diffuse illumination and if falling ice crystals are present in the air ([Warren, 1982](#)). The higher value of the albedo after the event suggests that the snowfalls deposited grains with a smaller optical radius.

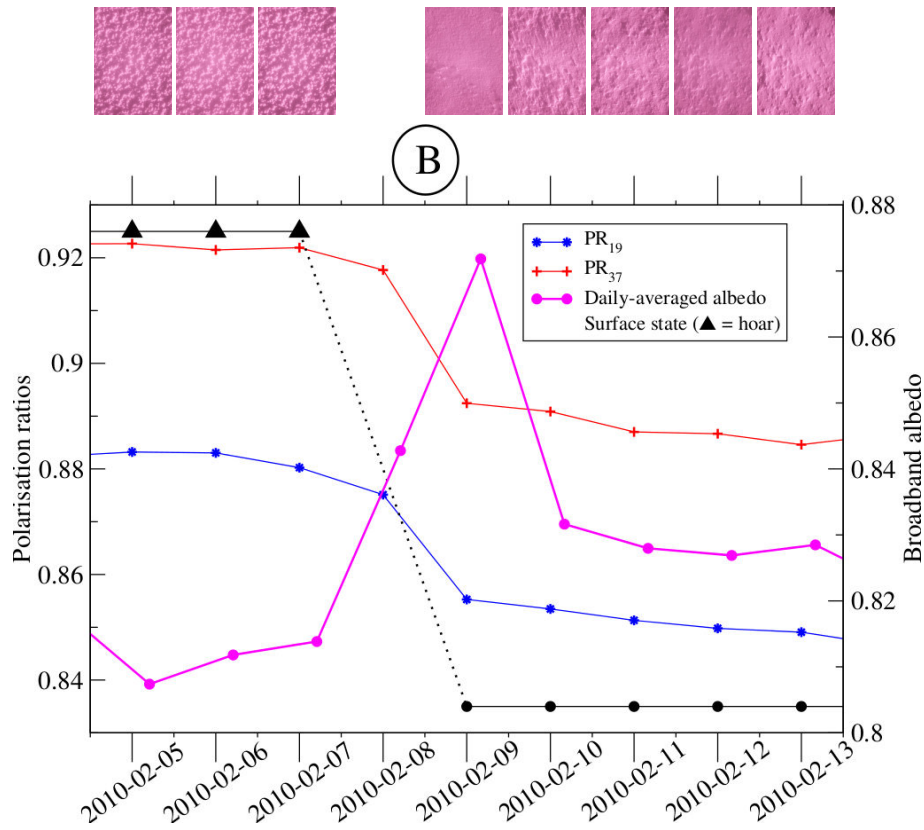


FIGURE 5.14 – Observed albedo on 8 and 9 February 2010 at Dome C, during the disappearance of hoar crystals (unscaled black symbols and small pictures above the graph) present on the snow surface (event B in Fig. 5.7). Between the 8 and 9, a decrease of polarisation ratios at 19 and 37 GHz is also observed.

The polarisation ratio at both frequencies decreases during the period (Fig. 5.9), revealing an increase of the near-surface density. According to the picture, a possible explanation is that snowfalls (or drifting snow) brought small particles that were easily captured by the hoar or fell in the gaps available between the crystals. Hence, the density increased because matter was added without a significant change of the surface elevation (only a slight net accumulation is observed on the two vertical stakes). Compared with the case of a smooth surface, this process of snow settling in the presence of hoar is very efficient because once fallen within the structure, the particles can be less easily captured by the air flow. In addition, the particles may contribute to the densification and consolidation of the whole structure. Even if wind speed increases, the particles and the hoar will more likely resist.

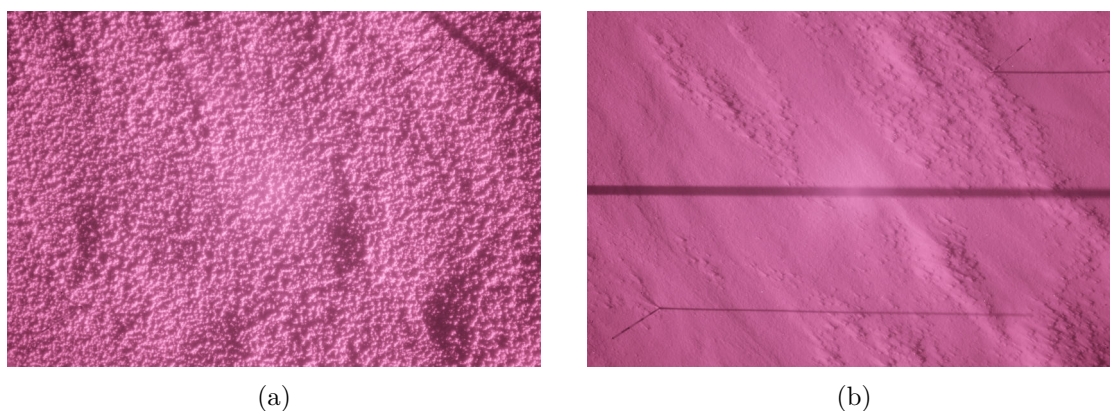


FIGURE 5.15 – Near-infrared pictures at Dome C before and after hoar disappearance caused by burying or capture of fresh snow. Event B : (a) 7, and (b) 9 February 2010.

Similar events were observed throughout the year : on 8 January 2011, 25 April 2011 and 22 July 2011, with clouds clearly present during most events. Another event, on 17 August 2011 was intermediate as partial destruction of the hoar by wind seems to occur. This process, i.e. snowfall (or drifting snow) captured by the hoar, could also apply with clear-sky precipitation (diamond dust), the very small precipitating particles formed by radiative cooling air often observed on the East Antarctic Plateau (Schwerdtfeger, 1969, 1984; Bromwich, 1988; Walden et al., 2003). However, we have no evidence of this phenomenon with PAuto.

The pictures before and after the event of the 8 January 2011 (Fig. 5.16) show more clearly the preferential capture of the fresh snow by the hoar present at the surface. Finally, with 1–2 cm-high hoar crystals and annual accumulation around 8 cm (i.e. 30 kg m^{-2} water equivalent in Van de Berg et al., 2006) at Dome C, this process might well play a significant role in the spatial distribution of snow accumulation. Where and when hoar is developed, snow settling is more likely and thus accumulation could be greater.

5.2.3 Conclusion & perspectives

Les photographies infrarouges de la surface ont permis de déduire une série de 18 mois de la présence/absence de cristaux de givre à Dôme C. La surface de neige est ainsi recouverte de givre pendant presque 45% du temps, tout au long de l'année. La nature de ces cristaux reste cependant incertaine. Ils résultent probablement de la combinaison de deux types de cristaux : le givre de surface, qui se forme par condensation solide de vapeur d'eau sur la surface, et les fleurs de givre (appelées aussi cristaux de sublimation), formées par le transport de vapeur d'eau de quelques centimètres sous la surface vers l'atmosphère. De nouvelles observations et de la modélisation seraient nécessaires pour déterminer précisément leur nature et leur processus de formation.

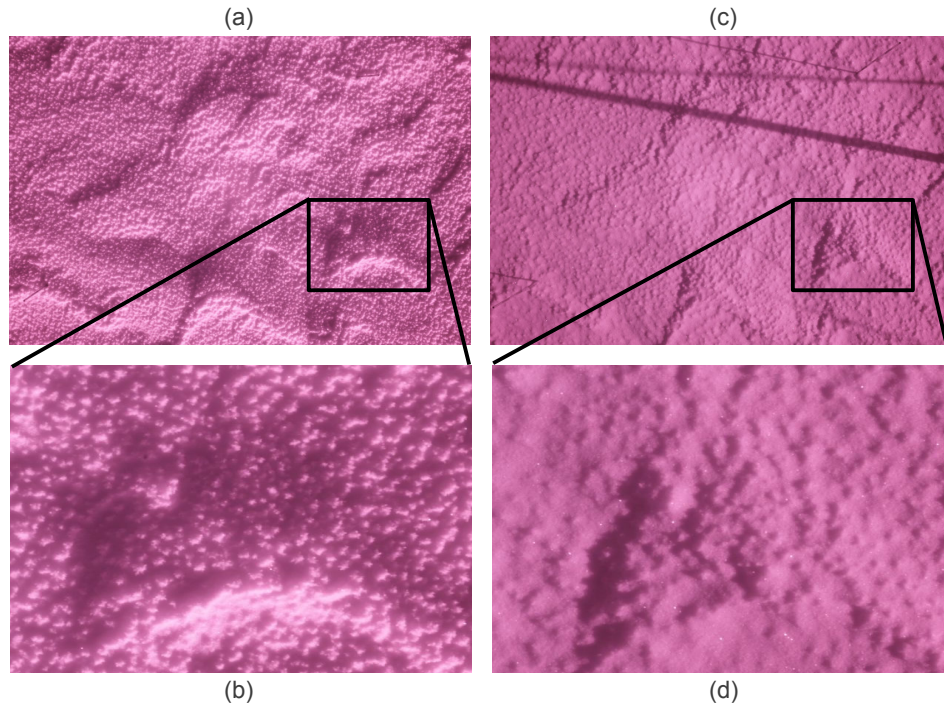


FIGURE 5.16 – Near-infrared pictures at Dome C before and after hoar disappearance caused by burying or capture of fresh snow. **(a)** and **(b)** 7, **(c)** and **(d)** 9 January 2011.

Le développement de ces cristaux est progressif, typiquement de l'ordre de 4 – 5 jours, alors que leur disparition est toujours rapide et requiert des conditions météo particulières. L'intensité du vent est un facteur important, puisqu'il est souvent nécessaire que celle-ci soit supérieure à 4 m s^{-1} pour détruire le givre. Plus surprenant cependant, la plupart des événements de disparition du givre se produisent lorsque le vent souffle perpendiculairement à la direction principale. Cette observation peut être interprétée comme une augmentation de l'énergie cinétique turbulente proche de la surface lorsque le vent souffle perpendiculairement à la direction des sastrugi, qui sont généralement alignés le long de la direction principale. Des mesures de longueur de rugosité aérodynamique, à partir de profils verticaux haute résolution du vent proche de la surface, seraient nécessaires pour confirmer l'importance de la turbulence pour la disparition du givre.

Les observations satellite micro-ondes sont sensibles à la présence de givre sur la surface si les températures de brillance polarisées verticalement et horizontalement sont combinées. L'évolution du rapport de polarisation à Dôme C, qui coïncide généralement avec l'évolution du givre, confirme ce lien. Cependant, la corrélation entre le givre et le rapport de polarisation est complexe. Fondamentalement, le rapport de polarisation dépend en effet de la densité de la neige proche de la surface. Or, celle-ci n'augmente pas seulement lorsque le givre disparaît (10 événements sur 19) mais également lorsque la neige fraîche est compactée par le vent (8 événements sur 19). Les dix années d'observation satellite ont confirmé que l'intensité et la direction du vent sont tous les deux des facteurs importants qui entraînent une augmentation de la densité proche de la surface, que cette augmentation provienne de la disparition du givre ou de la compaction de neige fraîche.

Les photos infrarouges montrent enfin que du dépôt de neige fraîche se produit pendant certains événements de disparition du givre. Les particules de neige fraîche peuvent en effet être plus facilement capturées par le givre. Ce processus peut ainsi favoriser la sédimentation pérenne de la neige, en protégeant la neige récente de la turbulence de l'air proche de la surface. La photo 5.17 prise le 9 janvier 2010, est un exemple supplémentaire de ce phénomène. Cette photo, prise après un événement de précipitation, montre le recouvrement et l'arrondissement du givre de surface, sans doute causé par le dépôt de minuscules particules de neige². Cette évolution du givre est aussi visible sur les photos infrarouges, ainsi que sur les observations satellite, par une diminution modérée du rapport de polarisation.



FIGURE 5.17 – Givre de surface recouvert par de la neige fraîche le 9 janvier 2010.

Puisque la hauteur de neige accumulée chaque année à Dôme C est seulement 4 à 8 fois la hauteur du givre, la capture de la neige fraîche par le givre peut donc être significative, et faciliter ainsi l'accumulation de neige. La prise en compte du givre dans les processus gouvernant le bilan de masse de surface et dans les échanges d'énergie en surface constitue une perspective de ces travaux.

5.2.4 Études complémentaires

Cette section présente deux études complémentaires pour l'étude des cristaux de givre. La première concerne la disparition du givre pendant l'année 2010 et la seconde examine l'influence possible de la base Concordia sur la formation de ce givre.

2. Du métamorphisme, p.e. de la sublimation du givre liée au vent, peut aussi se produire.

Observation du givre présent sur la surface à l'aide de photographies « classiques »³

Durant une grande partie de l'année 2010 (entre le 17 février 2010 et le 2 janvier 2011 exactement), l'appareil photo infrarouge ne fonctionnait plus. Afin de pallier cette défaillance, S. Lafont (hivernant CESOA) a pris, tous les 2 – 3 jours environ, des photographies de la surface (à 1 m de hauteur), telles celles présentées en introduction du chapitre 3. Bien que moins sensibles à la taille des grains de neige (longueur d'onde visible au lieu de l'infrarouge), ces photos permettent d'identifier si la surface est recouverte par des cristaux de givre. Cette identification est cependant manuelle, l'algorithme automatique développé pour les photos infrarouges ne pouvant être appliqué sur des images avec un faible contraste de texture.

Compte tenu de l'irrégularité de la prise des photos, les résultats suivants, sur la présence de givre, représentent uniquement le pourcentage de photos où le givre est observé en surface, et non comme pour les photos infrarouges où le pourcentage correspond au temps pendant laquelle la surface est recouverte de givre. Environ 66% des photos visibles montrent une surface recouverte de givre et durant toute l'année, bien que celui-ci soit moins développé au cœur de l'hiver. Ce résultat est supérieur de 20% à celui issu des photos infrarouges. Il ne peut cependant pas être considéré comme une évolution différente de l'état de surface pendant l'année 2010 puisque les pourcentages ne sont pas comparables.

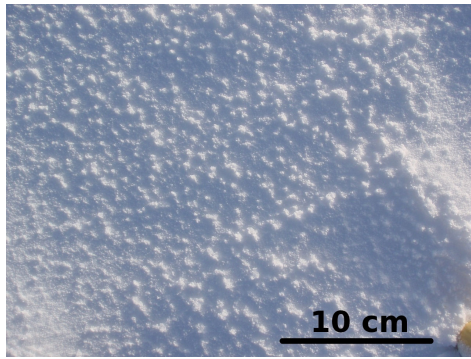
De la même manière que pour les photos infrarouges, aucune évolution de température, d'humidité ou de pression n'est identifiée lors de la formation du givre sur la surface. La formation de celui-ci est toujours progressive entre plusieurs photos. Par conséquent, la formation du givre dure aussi plusieurs jours, en admettant l'hypothèse qu'en 3 jours (écart moyen entre deux photos), la disparition, suivie immédiatement par la formation de givre, est peu probable.

La disparition quant à elle est observée entre deux photos, ce qui montre une disparition rapide, en moins de 2 jours en tout cas. Les photos permettent clairement d'identifier la disparition des cristaux de givre liée au vent de celle liée au recouvrement de la surface par de la neige fraîche (voir les exemples de photos où le givre est recouvert par de la neige fraîche sur la figure 5.18).

Durant l'année 2010, les photos montrent 13 événements de disparition des cristaux de givre, dont 8 semblent être dus au vent et 5 au recouvrement du givre présent sur la surface par de la neige fraîche. De la même façon que pour les événements de disparition du givre détectés avec les photos infrarouges, les roses des vents sont tracées pour les jours où le givre disparaît. Cependant, deux cas sont différenciés : la disparition mécanique liée au vent et le recouvrement du givre par de la neige fraîche. En fonction de l'écart de date entre deux photos⁴, les dates des événements sont plus imprécises que pour les photos infrarouges. Lorsque deux jours séparent la photo qui précède de celle qui suit l'événement, les dates choisies sont celles de la photo où l'événement est détecté et le jour précédent cette photo. Pour le seul cas où 3 jours séparent les dates de prises des photos, seule la date de la photo où l'événement est détecté et la date du jour précédent, sont choisies (ce choix a été fait en regardant le rapport de polarisation micro-onde).

3. Au sens où les photographies sont prises dans le domaine visible, c.-à-d. par un appareil photo classique.

4. Allant de 1 à 3 jours : 5 événements possèdent un écart de 1 jour, la date est donc précise, 7 événements possèdent un écart de 2 jours et 1 événement un écart de 3 jours.



(a) Le 7 avril



(b) Le 9 avril



(c) Le 1 juin



(d) Le 2 juin



(e) Le 30 juin

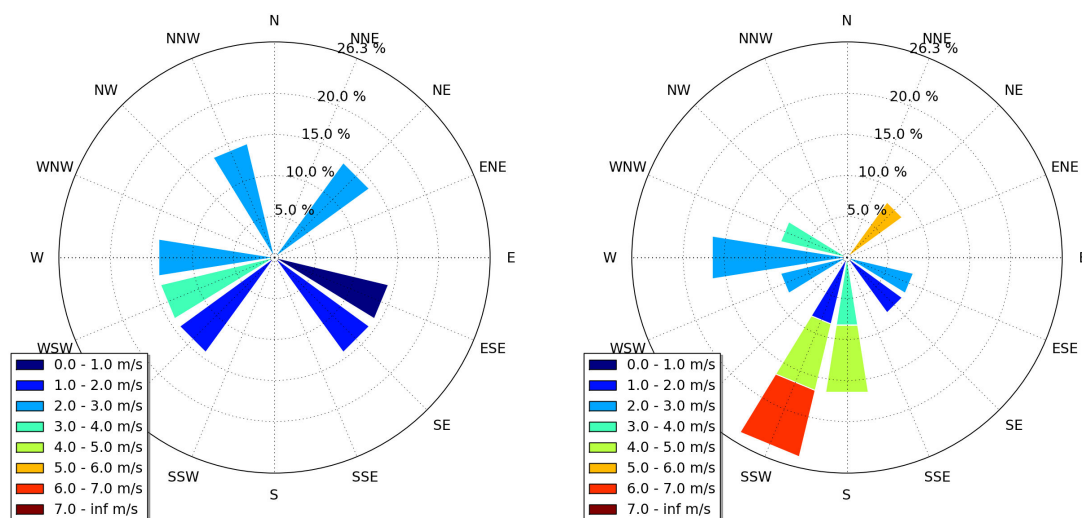


(f) Le 2 août

FIGURE 5.18 – Couples de photos montrant la surface de neige recouverte par du givre pour celles de gauche et le givre recouvert par de la neige fraîche pour celles de droite, à Dôme C durant l'année 2010. *Source : S. Lafont, hivernant CESOA.*

Les figures 5.19a et 5.19b montrent le vent (intensité et direction) pendant les jours de disparition des cristaux de givre, respectivement liée au dépôt de neige fraîche et à une destruction mécanique par le vent. Malgré l'imprécision quant à la date de disparition du givre (pour 8 dates sur 13), les résultats sur les propriétés de vent, lorsque que le givre disparaît, sont similaires à ceux issues des photos infrarouges. En effet, deux conditions de vent mènent à la disparition du givre : (1) un vent fort, probablement supérieur à 4 m s^{-1} , provenant du sud sud-ouest, et (2) un vent modéré à faible provenant de l'ouest ou du sud-est. Durant l'année 2010, les épisodes de disparition du givre pendant lesquels le vent provient de l'ouest sont plus nombreux que ceux où le vent provient de l'est (résultats issus

des photos infrarouges). Dans les deux cas, les directions de vent sont presque perpendiculaires à la direction dominante du vent. Ce résultat appuie l'hypothèse de destruction mécanique du givre par une augmentation de l'énergie turbulente lorsque la direction du vent est différente de la direction principale des reliefs de surface.



(a) Épisodes où le givre est recouvert par de la neige fraîche (b) Épisodes de disparition mécanique du givre par le vent

FIGURE 5.19 – Rose des vents lors de la disparition du givre pendant l'année 2010.

De plus, la rose des vents, lorsque le givre est recouvert par de la neige fraîche (voir la figure 5.19a), montre des faibles intensités de vent et aucune origine prédominante du vent. Par temps calme de vent, de la neige fraîche (précipitations neigeuses ou *diamond dust*) peut se déposer sur la surface et être capturée par le givre présent sur la surface. Le faible nombre d'événements ne permet cependant pas d'éliminer tout biais statistique.

Origine du givre et possible influence de la base Concordia

Une des questions importantes non résolues de ces travaux est d'où provient la vapeur d'eau nécessaire pour la formation des cristaux de givre? Si la réponse est la neige de subsurface, alors la morphologie du givre devrait se rapprocher de celle des fleurs de givre ou cristaux de sublimation (Domine et al., 2005; Fierz et al., 2009; Gallet, 2010), impliquant une diminution de la densité de la neige sous la couche de givre. Les données recueillies ne permettent pas d'étudier cette réponse car la mesure de la densité de subsurface est trop variable spatialement, avec une continuité temporelle insuffisante. De plus, l'observation de la morphologie des cristaux de givre n'est ni suffisamment précise, ni effectuée durant une période suffisamment longue pour confirmer ou infirmer cette réponse. Au contraire, si la réponse est l'atmosphère, alors la morphologie du givre doit réellement être proche de celle du givre de surface (Fierz et al., 2009; Slaughter et al., 2011). Cependant, les faibles teneurs en vapeur d'eau et l'observation d'aucune tendance sur l'humidité de l'air lors de la formation du givre, rendent difficile la validation de cette réponse. Néanmoins, une source potentielle de vapeur d'eau mérite d'être éliminée, ce qui tend de plus à montrer que la formation de givre sur la surface n'est pas un phénomène local à Dôme C, c'est la vapeur d'eau produite par la base Concordia.

Une estimation simple et majorée de la limite supérieure de la hauteur de neige pouvant se condenser à la surface est calculée. Cette estimation se base sur la consommation de fuel par la base Concordia. La consommation annuelle de fuel de la base Concordia en 2010 a été de 280000 l, ce qui donne, sous l'hypothèse d'une consommation équivalente tous les jours de l'année⁵, environ 768 l de fuel consommé par jour. La combustion de 1 l de fuel produit environ 900 g de vapeur d'eau, la base Concordia produit donc environ 692 kg de vapeur d'eau par jour. De nombreuses hypothèses sont ensuite nécessaires pour calculer la hauteur de neige pouvant se condenser en surface :

1. La diffusion de la vapeur d'eau émise par la base a lieu dans un volume de contrôle de $1 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, c.-à-d. une surface carrée de dimension $1000 \times 1000 \text{ m}$ pour une hauteur de 1 m.
2. Toute la vapeur d'eau présente dans le volume de contrôle se condense sur la surface de neige.
3. Toute l'énergie dégagée par le changement de phase est évacuée instantanément en dehors du volume de contrôle et ses dimensions restent donc constantes.
4. La densité de la neige formée est de 91.7 kg m^{-3} , ce qui donne un rapport entre la densité de la glace et de la neige égal à 10.

La quantité de neige formée en surface au cours d'une journée, par la combustion de fuel de la base Concordia, est alors égale à la production de vapeur d'eau journalière, divisée par la surface du volume de contrôle et multipliée par le rapport entre la densité de la glace et de la neige. Cette estimation donne environ la précipitation de 7 g m^{-2} de neige, soit une hauteur de neige de $7 \text{ }\mu\text{m}$ déposée par jour sur la surface. Sur toute l'année, l'accumulation de neige par condensation, provenant de la consommation de fuel de la base Concordia, ne dépasse donc pas 2 mm de hauteur : elle ne peut donc pas être responsable de la formation du givre⁶.

5.3 La hauteur de la surface

5.3.1 Caractéristiques générales

La hauteur de la surface⁷ est un autre aspect qui caractérise l'état de surface. Intégré sur une année, puis converti en masse de neige, le changement de hauteur de la surface représente l'accumulation annuelle de neige, qui correspond au BMS d'un emplacement précis. Cette section étudie l'évolution de la hauteur de la surface de neige ainsi que les processus physiques qui l'affectent. Ces travaux sont donc en amont de la détermination de l'accumulation de neige.

Deux méthodes sont utilisées pour suivre en continu la hauteur de la surface : (1) la mesure de l'émergence des deux piquets visibles sur les photos infrarouges (PAuto) et (2) la mesure du temps aller-retour d'une onde ultra-sonore entre la surface et le capteur (SR-50, voir le chapitre 3). La figure 5.20 montre l'évolution de la hauteur issue des photos infrarouges, pendant 2 ans d'observation, et déterminée à l'aide de la SR-50, pendant plus de 4 ans.

5. Les besoins énergétiques de chauffage sont plus importants en hiver qu'en été, cependant la consommation d'énergie est aussi élevée pendant l'été, puisque le nombre de personnes de la base est multiplié par cinq.

6. Même en admettant que, lors de la condensation, la moitié du volume de neige formée est constitué d'aérosols et / ou de noyaux de nucléations, la hauteur de neige accumulée serait alors inférieure à 4 mm en un an.

7. Hauteur relative puisqu'elle dépend de l'origine choisie.

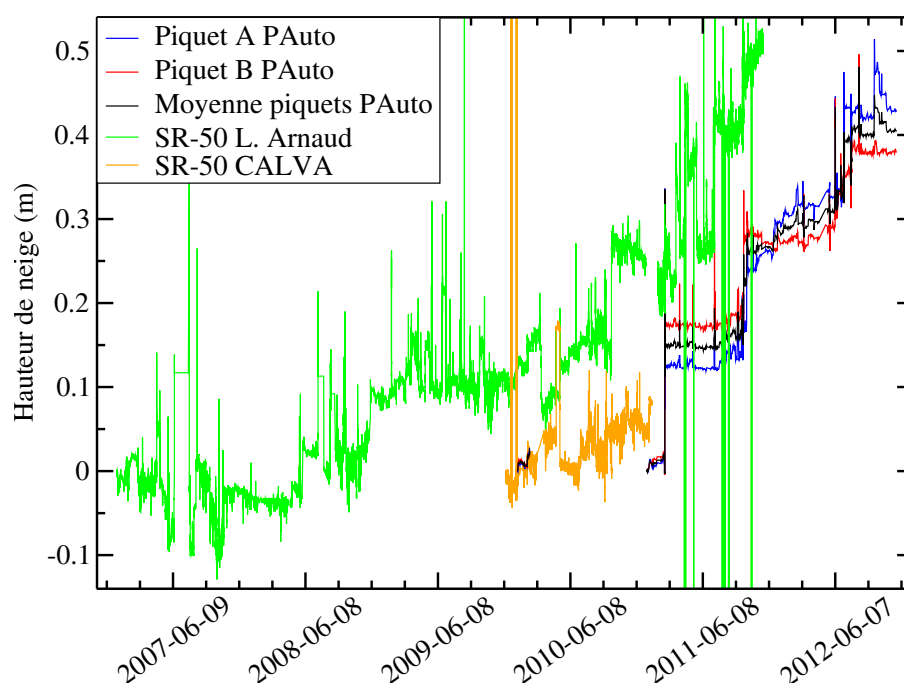


FIGURE 5.20 – Évolution de la hauteur de neige à Dôme C depuis 2007. *Source : les données de SR-50 sont fournies par L. Arnaud, LGGE, et le programme CALVA, Institut Paul Émile Victor (IPEV).*

Pour les mesures issues des piquets de PAuto, la résolution temporelle est journalière quand la hauteur évolue lentement et horaire lorsque celle-ci montre des variations importantes et rapides. La hauteur est de plus fixée à zéro au début de la série. Elle est à nouveau fixée à zéro le 3 janvier 2011, puisque l'appareil photo n'a pas fonctionné durant l'année 2010, l'évolution de hauteur de neige entre le 16 février 2010 (jour de l'arrêt de l'appareil) et le 3 janvier 2011 (déploiement du nouvel appareil) étant par conséquent inconnue.

Pour les mesures issues de la SR-50, la résolution temporelle est de 30 minutes. Les données brutes sont corrigées de l'influence de la température de l'air sur la vitesse de l'onde ultra-sonore. De plus, la hauteur de neige est aussi fixée à zéro le premier jour de la série. Aucun traitement du signal (p.e. filtre médian pour éliminer les pics très rapides et prononcés) n'a été conservé, puisque l'observation des photos infrarouges montre des variations très rapides et importantes de la surface (voir les sections 5.3.2 et 5.3.3), bien que certains pics soient vraisemblablement des artefacts de mesure.

Les résultats des deux méthodes (SR-50 et piquets de PAuto) montrent globalement un accroissement de la hauteur, correspondant à l'accumulation de neige à Dôme C, avec cependant une croissance plus marquée pour les piquets des photos. Des évolutions importantes et très rapides sont visibles sur les deux courbes, pouvant aller jusqu'à 20 cm d'amplitude en moins d'une heure, ainsi que des périodes où la hauteur est constante ou évolue lentement. Enfin, les courbes montrent que la hauteur de neige augmente de temps en temps par palier, c.-à-d. que l'élévation de la surface est conservée. Nous n'aborderons ici que les évolutions rapides. De plus, la suite de cette section se concentre principalement sur les changements de hauteur issus des photos infrarouges, puisque (1) les évolutions rapides observées par les deux méthodes sont similaires, autant en amplitude qu'en durée, et (2) les photos permettent en plus de caractériser l'état général de la surface, et ainsi étudier les phénomènes physiques associés à son évolution.

Les évolutions rapides de la surface peuvent être décomposées en deux catégories. La première regroupe les changements liés uniquement au vent. Ceux-ci sont caractérisés par des amplitudes importantes de variation de hauteur, entre 4 et 28 cm en deux heures, et par une échelle temporelle allant de l'heure à la journée. La seconde catégorie rassemble l'évolution de la surface associée aux processus d'accumulation de neige, comme le dépôt de neige fraîche, ainsi que la formation et la disparition des cristaux de givre⁸. L'échelle de temps de cette deuxième catégorie peut être longue (jusqu'à 20 jours) avec une amplitude faible des changements de hauteur, entre 0.5 et 2 cm.

5.3.2 Évolution rapide lors de la formation & de la disparition des cristaux de givre

Seuls les changements de hauteur de la surface lors de la formation et de la disparition du givre sont étudiés. En effet, les variations de hauteur induites par le dépôt de neige fraîche (aiguilles, colonnes, *diamond dust*, ...) sont difficiles à déterminer puisque les changements de hauteur associés sont faibles⁹ et la détection des précipitations est difficile.

Les figures 5.21a et 5.21b montrent l'évolution de hauteur de la surface pendant le mois de janvier 2010 (les données d'une deuxième SR-50 sont disponibles pour cette période), ainsi que l'état de surface (présence ou absence de givre). Les courbes de hauteur de neige montrent toutes une évolution similaire et synchrone, avec des amplitudes très proches. La hauteur augmente de 1 – 1.5 cm le 16 janvier et de 1.5 cm le 11 février, pendant des événements de disparition du givre. Enfin, durant la formation et le développement du givre, entre le 22 janvier et le 8 février, la hauteur diminue lentement de 1 cm environ en quinze jours. Cependant, la hauteur de la surface, pendant la formation des cristaux de givre, ne suit pas toujours une évolution décroissante. Durant le mois de janvier 2011 p.e. (voir la figure 5.21c), la hauteur diminue de 1 cm ou reste constante (en fonction du piquet) pendant les premiers jours de formation du givre, puis augmente de 0.5 – 1 cm pendant les vingt jours suivants de croissance du givre. L'évolution de la hauteur de la surface lors de la formation de cristaux de givre est incomprise. Il est cependant probable que le tassement de la neige explique une partie de cette évolution, puisque son effet sur la hauteur est lent et progressif.

Pour 4 – 5 HDE, les photos montrent le recouvrement du givre par de la neige fraîche. La hauteur de la surface apporte de nouveaux éléments pour étudier la capture préférentielle de la neige fraîche par le givre. Sur les 19 événements de disparition du givre, 12 événements coïncident avec une élévation de la hauteur de neige, comprise entre 0.5 et 1.5 cm. Cependant, sur ces 12 événements, 3 montrent une évolution différente de la hauteur en fonction du piquet observé sur la photo. Ils ne sont donc pas considérés dans la suite.

Deux processus peuvent être avancés pour expliquer l'augmentation de la hauteur de la surface pendant la disparition du givre : (1) la capture de neige fraîche ou de neige transportée par le vent par les cristaux de givre, explication présentée à la fin de la section 5.2.2 et valable pour 4 – 5 événements ; (2) la destruction mécanique du givre par le vent, qui peut ensuite être redistribué localement et uniformément sur la surface. Ce processus peut aussi expliquer l'augmentation différente de la hauteur de neige entre les deux piquets pour 3 événements, ainsi que l'observation pour 2 HDE d'une légère diminution (–0.5 – 1 cm)

8. La densification de la neige n'est pas étudiée car les photos permettent difficilement d'observer ce processus.

9. La quantité de neige fraîche déposée lors d'un événement à Dôme C ne dépasse en effet jamais 1 cm, voir l'annexe B, et elle est souvent très inférieure, de l'ordre du millimètre.

de la hauteur, par un vent plus fort et donc une redistribution non uniforme de la neige provenant du givre sur la surface.

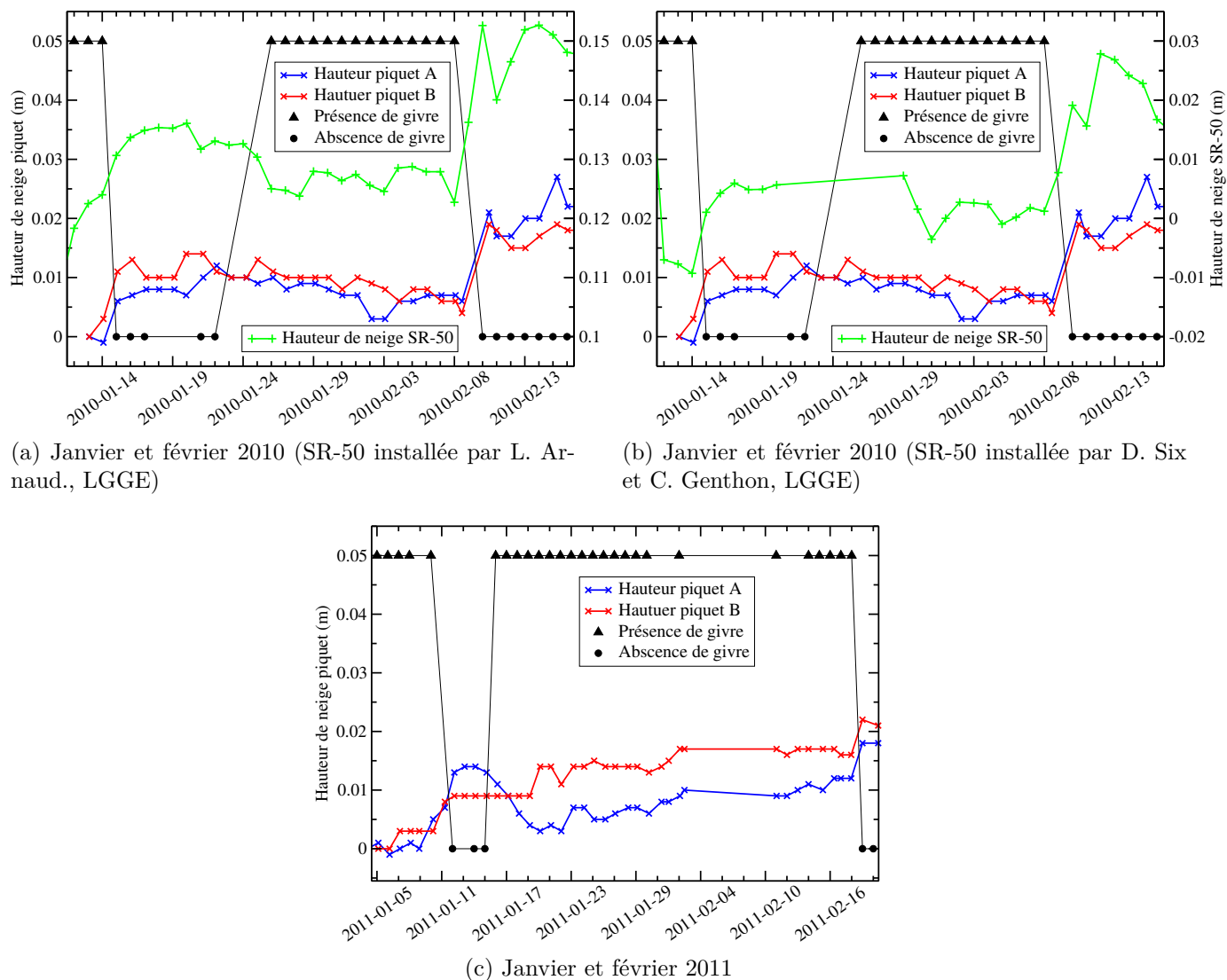


FIGURE 5.21 – Évolution de la hauteur de la surface de neige, mesurée par deux SR-50 et à l'aide des piquets sur les photos infrarouges, en janvier et février 2010 et 2011. *Source : les données de SR-50 sont fournies par L. Arnaud, LGGE, et le programme CALVA, IPEV, par D. Six et C. Genthon, LGGE.*

Les cristaux de givre, par la capture de neige fraîche et / ou sa redistribution uniforme sur la surface, peuvent jouer un rôle important pour l'accumulation de neige à Dôme C et sur le Plateau Antarctique. En considérant une augmentation de la hauteur de 1 cm par événement, ce processus peut contribuer à 4 – 5 cm de neige par an (9 événements identifiés en 2 ans), et ainsi représenter la moitié de l'accumulation annuelle moyenne de neige. Notons en conclusion que ces changements de hauteur se produisent tout au long de l'année, puisqu'ils sont associés à l'évolution du givre.

5.3.3 Évolution rapide liée à la formation de reliefs sur la surface

Lors de la disparition mécanique du givre par le vent, la neige provenant du givre est redistribuée sur la surface. La séquence suivante de photographies infrarouges (voir la figure 5.23) montre la surface de neige le 10 et 11 mai 2011, juste après la disparition du givre. La première photo est prise le 10 mai à 14h où la surface est recouverte de cristaux de givre. Le lendemain à 10h, le givre a disparu de la surface. Les photos suivantes (voir les figures 5.23c à 5.23j) sont prises toutes les heures et montrent la formation d'un sastrugi¹⁰ recouvrant presque entièrement la surface en deux heures puis disparaissant ensuite en moins de trois heures.

Deux effets sont potentiellement induits par la disparition du givre : (1) une diminution possible de l'énergie turbulente nécessaire pour modifier la morphologie de la surface de neige après la destruction du givre, par une diminution de la micro-rugosité de surface ; (2) la présence de neige non cohésive en surface issue de la destruction du givre plus facilement remobilisable par le vent. Cet exemple montre un effet potentiel non négligeable de l'évolution du givre sur le transport et la redistribution de neige par le vent. Il illustre aussi la variabilité spatiale importante de l'accumulation. La figure 5.23b montre l'évolution de la hauteur entre le 10 et 13 mai 2011. Elle montre la rapidité à laquelle la hauteur peut se modifier, ainsi que la différence de dynamique de la surface à moins de 2 m de distance (évolution différenciée des deux piquets).

Plus généralement, les changements de hauteur liés au vent se produisent tout au long de l'année et montrent des amplitudes et durées très différentes. La figure 5.22 représente trois exemples d'évolution de la hauteur de la surface de neige liée au vent :

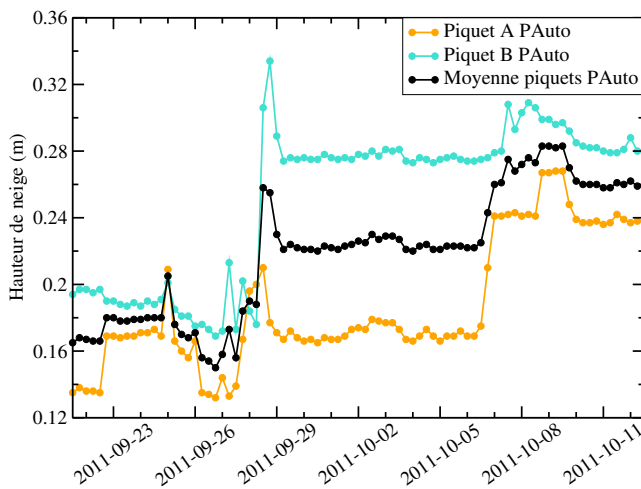
1. Du 22 septembre au 11 octobre 2011, où la hauteur de neige évolue rapidement et la surface est très dynamique. Plus précisément, la hauteur des deux piquets évolue de façon synchrone mais avec des amplitudes différentes, induits par la formation de reliefs en surface qui ne recouvrent pas entièrement la surface et dont l'épaisseur varie horizontalement. En outre, la différence de hauteur entre les deux piquets est presque la même le 22 septembre et le 11 octobre, alors qu'entre les deux dates cette différence a fortement varié. Le 28 octobre notamment, la hauteur du piquet B, après stabilisation, a augmenté de plus de 13 cm, alors que la hauteur du piquet A a augmenté seulement de 3 cm. Au contraire, le 6 septembre, la hauteur du piquet B a gagné 8 cm, alors que celle du piquet A est restée constante après avoir légèrement variée.
2. Le 22 et 23 février 2011, où en moins de 24 heures, la surface de neige subit le « passage » de 3 sastrugis, entraînant trois maximums de hauteur de neige¹¹. Contrairement à la période précédente, les évolutions des hauteurs des 2 piquets sont de mêmes amplitudes et toujours synchrones, bien que lors du passage du 2^{ème} et du 3^{ème} sastrugi, une différence de 4 cm s'établit entre les deux hauteurs. L'amplitude du passage du premier sastrugi est impressionnante, supérieure à 32 cm, et son évolution est tout aussi spectaculaire puisque en moins de deux heures le sastrugi a recouvert toute la surface, et quatre heures plus tard, celui-ci a disparu. L'amplitude des changements de hauteur est aussi décroissante avec le passage successif des reliefs de

10. Comme évoqué dans le chapitre 3, les termes relief de surface, sastrugi ou dune (dont la taille ne dépasse pas celle de la surface de capture des photos infrarouges) seront employés indifféremment, leur différenciation ne faisant pas l'objet de ces travaux.

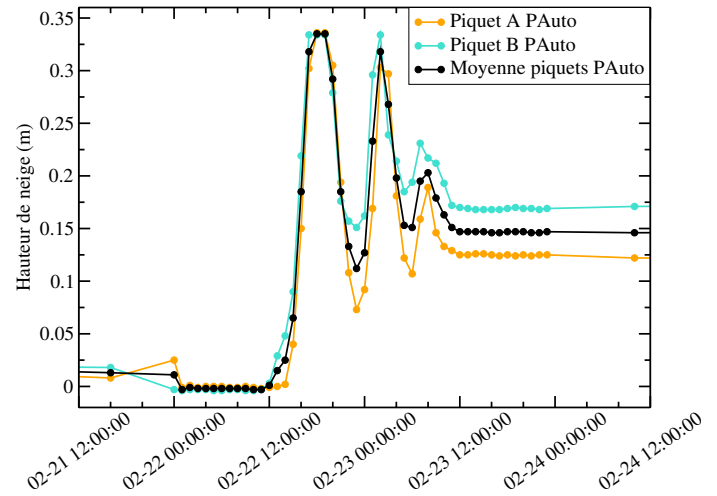
11. Le 22 février à 17h, 18h et 19h, ainsi que le 23 février à 2h, les piquets se retrouvent sous la surface de neige, ainsi les maximums de hauteur sont sans doute plus élevés de quelques centimètres.

surface, notamment parce que la hauteur de neige ne revient pas à son niveau initial. Finalement, le 24 février, la hauteur de neige moyenne des deux piquets est 15 cm plus élevée que le 22 février.

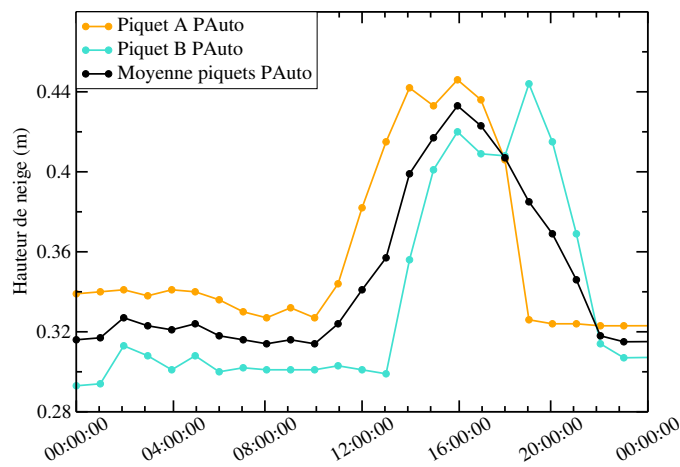
- Le 16 juin 2012, dont deux éléments importants marquent cet épisode. En premier, l'évolution de la hauteur du piquet B est décalée de 3 heures par rapport au piquet A. Deuxièmement, la hauteur de la surface après l'événement est identique à celle le précédent. Le changement de hauteur de la surface est dans ce cas aussi dû au passage d'un relief sur la surface, cependant celui-ci est érodé juste après sa formation. Son amplitude est supérieure à 10 cm pour une durée de moins de dix heures.



(a) Fin septembre et début octobre 2011, avec une résolution de 6h



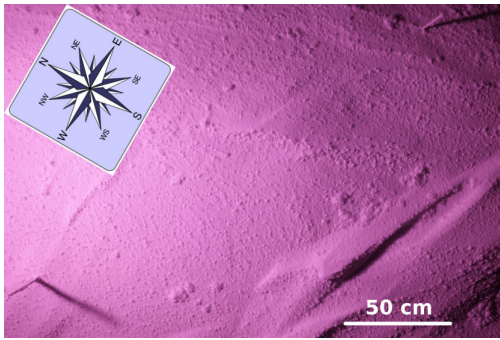
(b) Le 22, 23 et 24 février 2011, avec une résolution horaire



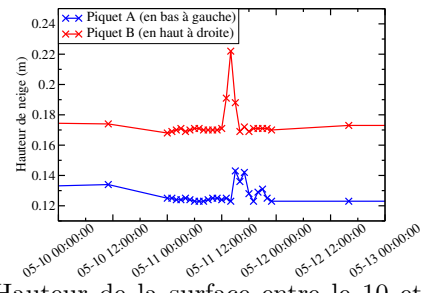
(c) Le 6 juin 2012, avec une résolution horaire

FIGURE 5.22 – Évolution en cloque de la hauteur de la surface pendant un mois très dynamique (a), lors d'un événement d'accumulation permanente de 15 cm de neige (b), et lors du « passage » d'un sastrugi (c).

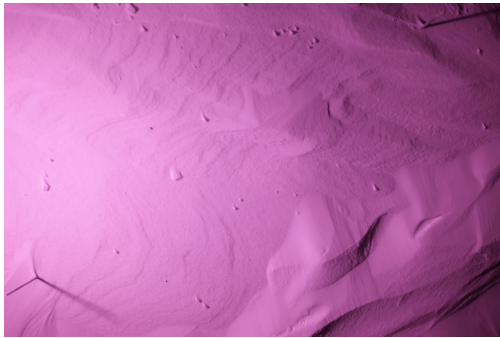
FIGURE 5.23 – Séquence chronologique de photos durant le mois de mai 2011 à Dôme C, et hauteur de neige associée. Les heures des photos sont GMT.



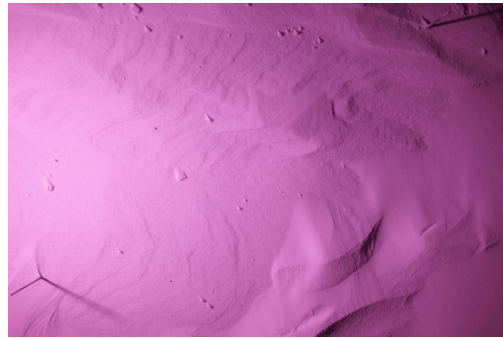
(a) Le 10 mai 2011 à 14h



(b) Hauteur de la surface entre le 10 et le 11 mai 2011



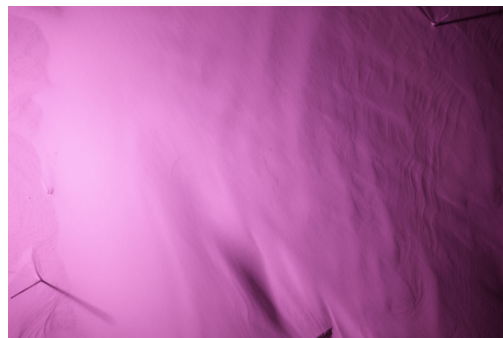
(c) Le 11 mai 2011 à 10h



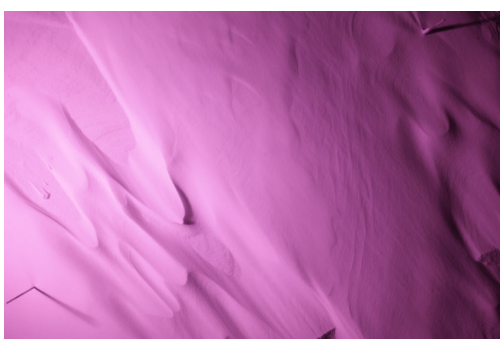
(d) Le 11 mai 2011 à 12h



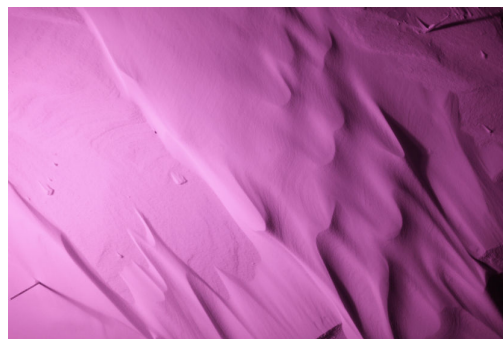
(e) Le 11 mai 2011 à 13h



(f) Le 11 mai 2011 à 14h



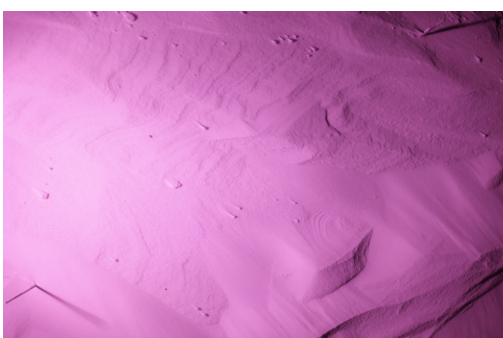
(g) Le 11 mai 2011 à 15h



(h) Le 11 mai 2011 à 16h



(i) Le 11 mai 2011 à 18h



(j) Le 11 mai 2011 à 20h

En résumé, l'évolution de la surface liée au vent, généralement associée à la formation de sastrugi, peut durer de quelques heures à quelques jours, avec des changements de hauteur allant de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres. Elle peut aussi être uniforme sur l'ensemble de la surface ou très localisée, ainsi qu'être décalée dans le temps en fonction de l'endroit considéré sur la surface. Enfin, le vent peut entraîner une accumulation de neige pérenne très importante pour Dôme C, de l'ordre de 15 cm, qui représente presque le double de l'accumulation annuelle moyenne, ou au contraire ne rien changer à l'accumulation de neige.

Durant les 2 ans d'observations de la surface de neige à l'aide des photographies infrarouges, 19 reliefs de surface se sont formés. Sur ces 19 dunes ou sastrugis, 13 d'entre eux ont disparu quelques heures ou quelques jours après leur formation et n'ont donc entraîné aucune élévation pérenne de la surface. Par contre, 6 événements ont formé des reliefs permanents. Ainsi, les changements de hauteur de neige liés au vent, souvent amples (plus de 10 cm de hauteur) et qui se produisent plusieurs fois par an, montrent la nécessité de prendre en compte l'effet du vent, pour la compréhension de la variabilité de l'accumulation et la détermination du bilan de masse de surface à partir de mesures ponctuelles.

Conséquences sur l'accumulation annuelle de neige. La formation et l'érosion de reliefs par le vent se compensent pour la détermination à grande échelle de l'accumulation de neige, puisque, sur le Plateau Antarctique, le vent redistribue uniquement la neige sur la surface mais ne contribue ni à l'import, ni à l'export de neige. Cependant, l'évolution de la hauteur de la surface associée au vent entraîne deux effets importants sur la mesure en un lieu donné de l'accumulation de neige. Le premier bien connu est l'impératif de moyenniser un nombre important de mesures ponctuelles sur une longue période temporelle (Eisen et al., 2008). Le second concerne soit le jour choisi pour effectuer la mesure, soit la date qui clôt une année pour calculer la différence annuelle de hauteur de neige. Compte tenu de la rapidité à laquelle la hauteur de neige peut varier, le date de la mesure peut grandement influencer l'estimation de l'accumulation. Cet effet est d'autant plus important que l'accumulation de neige est faible à Dôme C.

5.4 Le rapport de polarisation micro-onde

Variations induites par des changements de l'état de surface

Le rapport de polarisation micro-onde dépend essentiellement de la densité de la neige proche de la surface. Les sections précédentes ont permis de comprendre comment l'état de surface évolue, à travers la formation et la disparition des cristaux de givre, le dépôt de neige fraîche et la formation de reliefs de surface par le vent. La densité proche de la surface est influencée par ces différents états de surface. Cette section explique l'influence générale de l'état de surface sur le rapport de polarisation.

Trois processus majeurs influencent la densité de la neige dans les premiers centimètres : la formation et la disparition du givre, l'interaction entre le vent et la surface de neige, en fonction de sa direction et de son intensité, et le dépôt de neige fraîche et / ou de neige soufflée. Bien que les processus de sublimation / condensation solide puissent aussi impacter la densité, autrement qu'à travers le givre présent sur la surface, ceux-ci n'ont pas été mis en évidence durant ces travaux.

Les changements de surface qui diminuent la densité de la neige proche de la surface et augmentent ainsi le rapport de polarisation sont les suivants :

- La formation de givre sur la surface¹².
- Le dépôt de précipitation neigeuse¹³ sur une surface sans givre.
- Le dépôt de neige soufflée sur une surface sans givre.

Les changements de surface qui augmentent la densité proche de la surface et diminuent ainsi le rapport de polarisation sont les suivants :

- La destruction mécanique¹⁴ du givre présent sur la surface.
- La capture de neige fraîche ou de neige soufflée par les cristaux de givre.
- La remobilisation de la neige de surface¹⁵ par le vent.

et SSA moyenne (entre 20 et 40 m².kg⁻¹). Nous pouvons donc associer 6 changements d'états de surface :

Les effets de ces évolutions de la surface sur la densité de la neige sont cependant d'amplitude et d'échelle de temps différentes. Ainsi, l'évolution du rapport de polarisation est plus ou moins marquée et plus ou moins rapide en fonction du changement de la surface en train de se produire. La figure 5.24 montre par exemple l'évolution du rapport de polarisation pendant la formation du givre sur la surface en janvier 2010. Son évolution est lente et progressive pendant les vingt jours de son développement, illustrée par les figures 5.25a, 5.25b, 5.25c et 5.25d, qui montrent des cristaux de givre de plus en plus développés sur l'ensemble de la surface, au cours du mois de janvier.

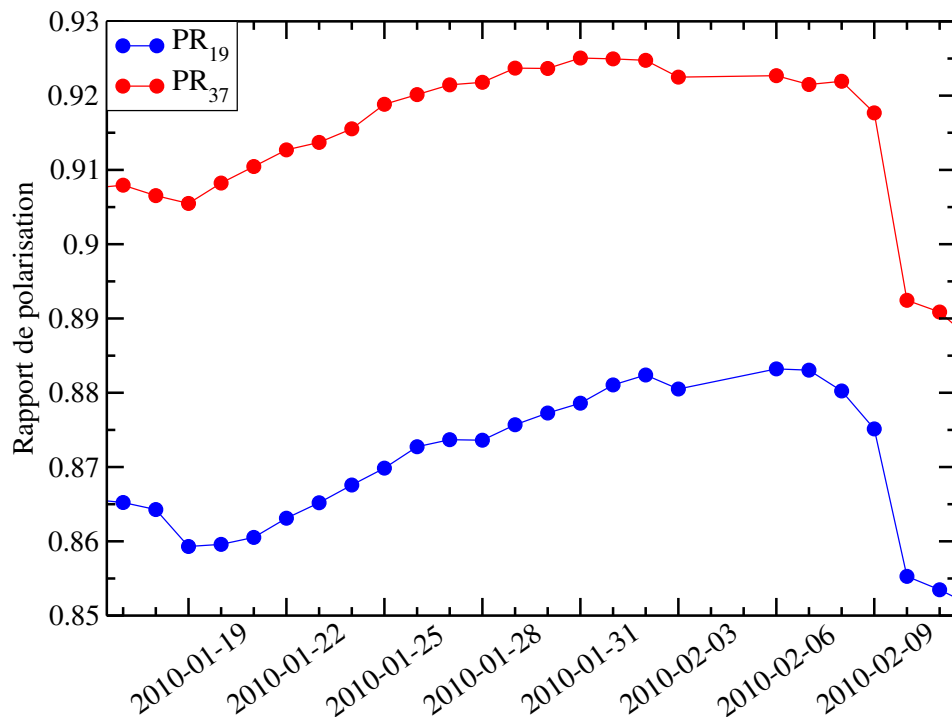


FIGURE 5.24 – Évolution du rapport de polarisation pendant la formation de cristaux de givre fin janvier 2010.

12. Que les cristaux soient du givre de surface, des cristaux de sublimation ou des cristaux formés par l'alternance des processus de croissance des deux types de grains précédents.

13. Que ce soit des particules de petite taille en forme d'aiguille ou de colonne, ou du *diamond dust*.

14. Ou la sublimation rapide par le vent.

15. Que celle-ci soit recouverte de givre, de neige fraîche ou de petits grains ronds.

Les changements d'état de surface qui augmentent la densité de la neige, le plus souvent liés au vent, sont rapides et entraînent donc une diminution rapide du rapport de polarisation, c.-à-d. ayant souvent lieu entre deux observations satellite puisque celles-ci sont journalières. Elles se distinguent principalement par leur amplitude. La destruction mécanique du givre, si celui-ci est développé et recouvre toute la surface, entraîne p.e. une augmentation de la densité bien plus importante que la capture de neige fraîche et / ou soufflée par le givre. Au contraire, si la neige en surface est une croûte de vent, une nouvelle compaction de celle-ci aura un faible effet sur la densité et donc sur PR.

Les changements d'état de surface qui diminuent la densité de la neige se distinguent quant à eux plus par leur échelle de temps que par leur amplitude, et donc par la durée pendant laquelle le rapport de polarisation augmente. En effet, la formation de givre ou le dépôt de neige sur une surface sans givre peut diminuer la densité de façon équivalente, alors que la durée de ces phénomènes est très différente, inférieure à la journée pour le dépôt, à plusieurs jours pour le développement du givre.

Observation préliminaire aux basses fréquences de AMSR-E

Les relations entre état de surface et rapport de polarisation présentées précédemment ne sont pas univoques, p.e. à cause de la rugosité à l'interface air-neige et aux interfaces dans le manteau neigeux, de la stratification en densité, ... La figure 5.26 montre par exemple une période où les évolutions du rapport de polarisation, de l'état de surface et de la hauteur de la surface de neige sont non corrélées, ou alors que les liens entre ces évolutions sont incompris. En effet, à partir du 19 février, le givre est absent de la surface et la hauteur de neige ne varie qu'entre le 22 et 24 février à cause de la formation temporaire d'un sastrugi, alors que le rapport de polarisation, pour les deux fréquences observées, évoluent continuellement jusqu'au 7 février. La compréhension de ces périodes, uniquement à partir du rapport de polarisation à 19 et 37 GHz, est sans doute difficile. Les plus basses du radiomètre AMSR-E peuvent apporter de nouvelles informations.

Plus la fréquence diminue, plus la densité intervenant dans la réflexion de Fresnel sera intégrée sur une hauteur importante (augmentation de la longueur d'onde) et plus le rapport de polarisation sera dépendant de la densité sous la surface. Par un raisonnement inverse, il vient que, pour une densité proche de la surface intégrée sur une hauteur fixe, le rapport de polarisation peut évoluer différemment en fonction de la fréquence, selon que p.e. la densité entre 5 et 10 cm diffère de celle entre 0 et 5 cm.

La figure 5.27 montre l'évolution du rapport de polarisation à quatre fréquences de AMSR-E (6, 10, 19 et 37 GHz) durant l'été austral 2009 – 2010, période durant laquelle 2 événements de disparition du givre se sont produits.

Les variations des rapports sont plus lentes et progressives avec la diminution de la fréquence, comme p.e. la croissance des rapports à partir du 10 décembre associée à la formation de cristaux de givre. PR_{10} est le rapport de polarisation qui suit le mieux l'évolution observée de l'état de surface, avec néanmoins une diminution du rapport quelques jours avant la disparition du givre début janvier. La détection automatique de l'état de surface à partir des photos infrarouges identifie la disparition du givre le 14 janvier. Il reste en effet très développé et clairement visible entre le 9 et 14 janvier, bien que le 9 janvier un épisode de précipitation soit visible sur les photos infrarouges. Cet événement a de plus été identifié sur le terrain par G. Picard. La photo 5.17 montre le givre présent sur la surface recouvert par de la neige fraîche, qui a entraîné une augmentation de la densité de la neige proche de la surface. Cet événement est aussi visible par la légère décroissance des rapports de polarisation aux autres fréquences de AMSR-E.

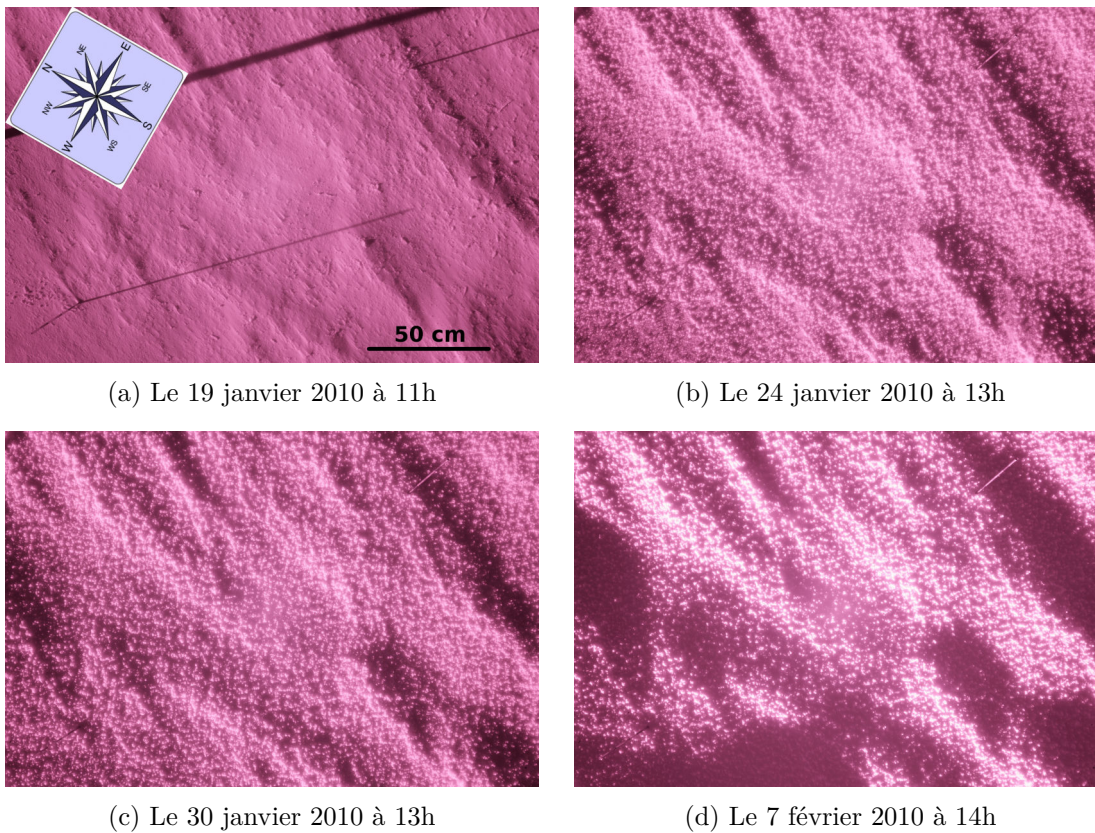


FIGURE 5.25 – Séquence chronologique de photos infrarouges durant le mois de janvier et février 2010 à Dôme C. Les heures des photos sont les heures GMT.

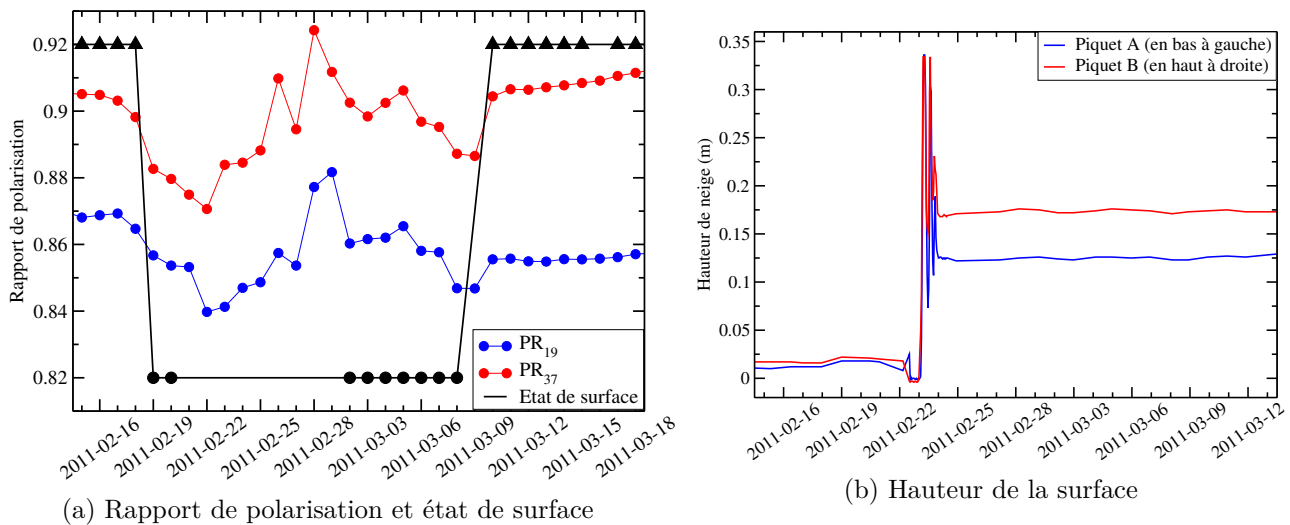


FIGURE 5.26 – Période au mois de février 2011 où l'état de surface, le rapport de polarisation et la hauteur de la surface ne montrent pas de corrélation.

PR_{06} ne semble pas influencé par la formation du givre à partir du 20 janvier, alors que toutes les autres fréquences le sont. Cette observation indique, soit (1) que la diminution de densité et / ou la hauteur sur laquelle la densité diminue est insuffisante pour diminuer nettement la densité de la neige sur une hauteur égale à la longueur d'onde correspondante

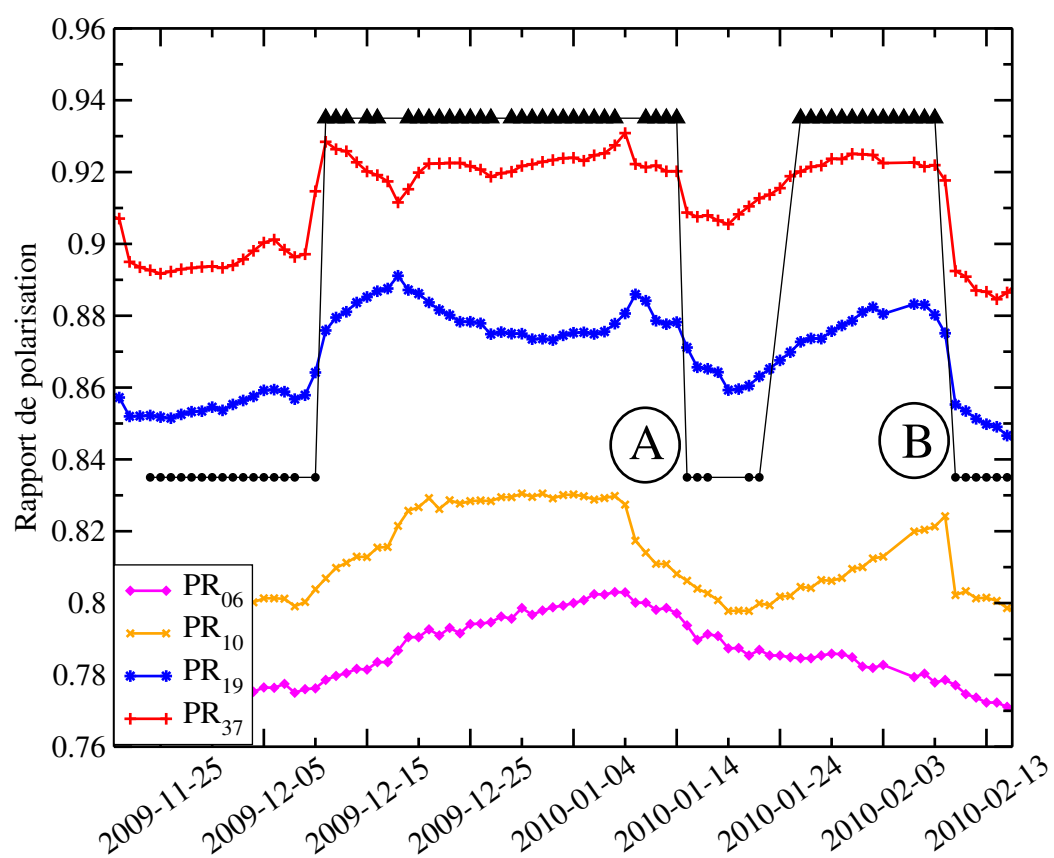


FIGURE 5.27 – Évolution du rapport de polarisation pour quatre fréquences du radiomètre AMSR-E pendant l'été austral 2009-2010.

à la fréquence 6 GHz, soit (2) un effet de la température de la neige, dont l'influence sur le rapport de polarisation augmente avec une baisse de la fréquence pour un manteau neigeux réel.

5.5 Conclusion & perspectives

L'observation in situ de la surface a permis de mettre en évidence une dynamique importante de la neige. La formation de cristaux de givre, qui entraîne une diminution de la densité de la neige proche de la surface et par conséquent une augmentation du rapport de polarisation micro-onde, se produit tout au long de l'année. De nombreux autres changements rapides de la surface sont visibles, à la fois à partir des photos, mais aussi sur l'évolution de la hauteur de la surface et du rapport de polarisation : la destruction mécanique du givre par le vent, le recouvrement de ce givre par de la neige fraîche (précipitation ou neige soufflée) et la formation de reliefs de surface permanents (c.-à-d. qui ne sont plus érodés après leur formation) ou temporaires (présents quelques heures ou quelques jours).

Le vent est le principal responsable de l'état de surface de la neige, avec notamment la disparition du givre présent sur la surface qui est provoquée, soit par une forte intensité de vent, soit par une intensité modérée de vent provenant d'une direction perpendiculaire à l'axe principal des reliefs de surface (direction principale du vent). La corrélation entre la présence de givre et les valeurs élevées du rapport de polarisation permettent d'étendre le suivi du givre et ainsi retrouver ces résultats sur plus long terme. Le vent entraîne aussi des variations très rapides de la hauteur de la surface, avec des changements de 20 cm en 2 heures, par la formation de sastrugi.

Le suivi horaire de la surface (photos et hauteur de neige) montre en outre que deux principaux processus physiques semblent gouverner l'accumulation de neige à Dôme C : (1) la formation de relief par le vent, entraînant une élévation par pallier de la surface, et qui est hétérogène spatialement, et (2) la formation des cristaux de givre et surtout leur recouvrement par de la neige fraîche, entraîne une accumulation lente et progressive. Cependant, la hauteur de la surface semble décroître légèrement pendant la formation du givre. Le processus (1) met en avant un biais possible pour la mesure de l'accumulation de neige : l'observation unique de la hauteur à une date donnée. Enfin, un seul palier d'accroissement de la hauteur peut être largement supérieur à l'accumulation annuelle moyenne de neige à Dôme C.

Ces résultats montrent finalement l'apport important du rapport de polarisation pour le suivi de l'état de surface, en particulier la densité de la neige. Ils montrent cependant la complexité de la relation entre rapport de polarisation et densité de surface. La combinaison avec de nouvelles observations satellite, plus sensibles à la rugosité et à la topographie, comme l'altimétrie et la polarimétrie, peut permettre d'améliorer le suivi de l'état de surface.

Chapitre 6

Évolution de la densité de la neige proche de la surface à Dôme C

6.1	Problématique	165
6.2	Approche de modélisation	165
6.3	Données & méthodes	167
6.3.1	Les observations micro-ondes passives	167
6.3.2	Les propriétés physiques du manteau neigeux	167
6.3.3	Les observations de l'état de surface	169
6.3.4	Le modèle de transfert radiatif	169
6.4	Modélisation directe de l'émission micro-onde de la neige	169
6.5	Sensibilité du rapport de polarisation aux propriétés physiques de la première couche de neige	172
6.6	Estimation de la densité de la première couche de neige	175
6.6.1	Période avec mesures de température du manteau neigeux (2007 – 2011)	175
6.6.2	Dix années d'évolution de la densité proche de la surface	177
6.7	Conclusion & perspectives	182

6.1 Problématique

Théoriquement, le rapport de polarisation micro-onde dépend fortement de la densité de la neige proche de la surface (voir le chapitre 1, [Shuman et al., 1993](#); [Surdyk, 2002a](#)). Le chapitre 5 précédent a permis de confirmer de façon qualitative ce résultat théorique par l'observation in situ de la surface de neige, avec la corrélation entre le rapport de polarisation et la présence de givre, détectée à partir des photos infrarouges. Cependant, ces photos ne couvrent pas l'ensemble de la période observée par le radiomètre AMSR-E. De plus, la relation entre la présence de cristaux de givre sur la surface et le rapport de polarisation micro-onde est qualitative, et elle ne permet pas de comprendre l'ensemble des variations de PR, puisque différents processus physiques, autres que la formation du givre, influencent la densité proche de la surface.

L'objectif de ce chapitre est de quantifier la relation entre la densité de la neige proche de la surface et le rapport de polarisation micro-onde, d'estimer cette densité et d'étudier son évolution à Dôme C.

La modélisation de l'émission micro-onde, à partir des propriétés physiques de la neige, est l'approche choisie pour déterminer l'influence de la densité sur le rapport de polarisation. La démarche est proche de celle de [Brucker et al. \(2011\)](#). Elle consiste à estimer que le manteau neigeux évolue peu, par conséquent, l'émissivité de « volume » est considérée comme constante et seule la réflexion de surface évolue. Ainsi, la température physique du manteau neigeux est principalement responsable de l'évolution de la température de brillance et la densité de la première couche de neige détermine l'évolution du rapport de polarisation.

Les mesures in situ des propriétés physiques de la neige permettent de définir le manteau neigeux utilisé en entrée du modèle d'émission micro-onde (DMRT-ML, voir le chapitre 1 et [Picard et al., 2012a](#)). L'atmosphère est considérée comme constante et non diffusante (voir le chapitre 1). Dans un premier temps, l'approche de modélisation est expliquée précisément (section 6.2). Les sections 6.4, 6.5 et 6.6 suivent cette approche. La section 6.3 précédente présente les données utilisées pour la modélisation. Enfin, l'évolution de la densité estimée de la neige proche de la surface est discutée.

6.2 Approche de modélisation

L'approche consiste dans un premier temps à modéliser l'évolution des températures de brillance à 19 et 37 GHz, en polarisation verticale et horizontale, appelées respectivement T_{B19V} , T_{B19H} , T_{B37V} et T_{B37H} , à l'aide des profils verticaux de température du manteau neigeux. Dans un second temps, l'évolution des rapports de polarisation à 19 et 37 GHz est modélisée par l'ajout d'une fine couche de neige au sommet du manteau neigeux, dont les propriétés physiques évoluent au cours du temps. Les différentes étapes de modélisation sont les suivantes, les deux premières étant similaires à celle de [Brucker et al. \(2011\)](#) :

1. Modélisation de l'évolution de la température de brillance pendant les années 2007 à 2010, appelée période de calibration. Les paramètres φ (voir le chapitre 1) et la SSA de la neige en dessous de 5 m de profondeur¹, notée SSA_{5m} , sont optimisés afin de minimiser l'erreur quadratique moyenne (voir les équations 6.1 et 6.2), notée **RMSE** pour l'acronyme anglais de *root mean square error*, entre les valeurs de T_{B19V} et T_{B37V} modélisées et observées. La polarisation verticale est en effet plus sensible à la taille des grains et moins à la stratification en densité que la polarisation horizontale. L'optimisation de φ est nécessaire puisque le rayon optique des grains de neige ne permet pas de reproduire correctement la diffusion dans le manteau neigeux ($r_{DMRT-ML} = \varphi \cdot r_{opt}$, voir le chapitre 1).

$$RMSE_{\nu,\alpha} = \sqrt{\frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n \left(T_{B,i}^{obs}(\nu, \alpha) - T_{B,i}^{mod}(\nu, \alpha) \right)^2} \quad (6.1)$$

$$RMSE_{\nu} = \sqrt{0.5(RMSE_{\nu,v}^2 + RMSE_{\nu,h}^2)} \quad (6.2)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{p} \cdot \sum_{\nu,\alpha} RMSE_{\nu,\alpha}^2} \quad (6.3)$$

avec n le nombre d'observations, $T_{B,i}^{obs}(\nu, \alpha)$ et $T_{B,i}^{mod}(\nu, \alpha)$ les températures de brillance observées et modélisées pour la fréquence ν et la polarisation α , et $p = 4$ le nombre de polarisations et de fréquences étudiées.

2. Modélisation de l'évolution de la température de brillance pendant l'année 2011, appelée période de validation, avec les paramètres φ et SSA_{5m} optimisés dans l'étape précédente.
3. Étude de la sensibilité du rapport de polarisation à la densité, la SSA, la température et l'épaisseur d'une couche de neige supplémentaire ajoutée au sommet du manteau neigeux, représentant p.e. les cristaux de givre présents sur la surface.
4. Estimation des variations de la densité de la neige de la première couche de neige du manteau neigeux pendant les années 2007 à 2011, période durant laquelle nous avons des mesures directes du profil de température, par la minimisation de l'écart entre PR_{37} observé et modélisé.
5. Estimation de la densité de la première couche de neige du manteau neigeux pendant toute la période d'observation de AMSR-E, en considérant le profil de température du manteau neigeux constant et égal à la température annuelle moyenne de l'air à 2 m. Cette hypothèse serait fautive pour la modélisation de la température de brillance, mais elle est raisonnable pour le rapport de polarisation, puisque seuls les changements d'émissivité liés à la température et les variations profondes de température, i.e. supérieures à la profondeur de pénétration de la polarisation horizontale, influencent. Or, la dépendance du rapport de polarisation à ces deux facteurs est faible (voir le chapitre 1 et la section 6.5).

1. Compte tenu des erreurs possibles sur la mesure de la SSA de la neige avec POSSSUM en-dessous de 6 m (voir le chapitre 2), la SSA mesurée de la neige inférieure à 5 m n'est pas prise en compte.

6.3 Données & méthodes

6.3.1 Les observations micro-ondes passives

Les observations micro-ondes passives utilisées sont les températures de brillance à 19 et 37 GHz en polarisation verticale et horizontale mesurées par le radiomètre AMSR-E entre 2002 et 2011. Le rapport de polarisation est ensuite calculé pour ces deux fréquences. Théoriquement, la hauteur sur laquelle la densité de la neige influence la réflexion à l'interface air-neige est au moins supérieure à la longueur d'onde du REM. Cependant, à partir d'une certaine profondeur, la densité n'influence plus la réflexion à l'interface air-neige mais les réflexions internes neige-neige au sein du manteau neigeux. L'épaisseur de cette couche de neige est étudiée dans la section 6.5.

6.3.2 Les propriétés physiques du manteau neigeux

Les propriétés du manteau neigeux, prescrit en entrée du modèle DMRT-ML, sont les profils verticaux de température, de densité et de surface spécifique de la neige (voir la figure 6.1). Ces profils ont été mesurés dans la zone propre près de la base Concordia (voir l'annexe B), respectivement par une grappe de thermistance, par des mesures manuelles de densité et à l'aides des instruments ASSSAP et POSSSUM (voir le chapitre 2). Ces profils sont ré-échantillonnés afin d'obtenir une discrétisation verticale régulière avec une résolution de 5 cm.

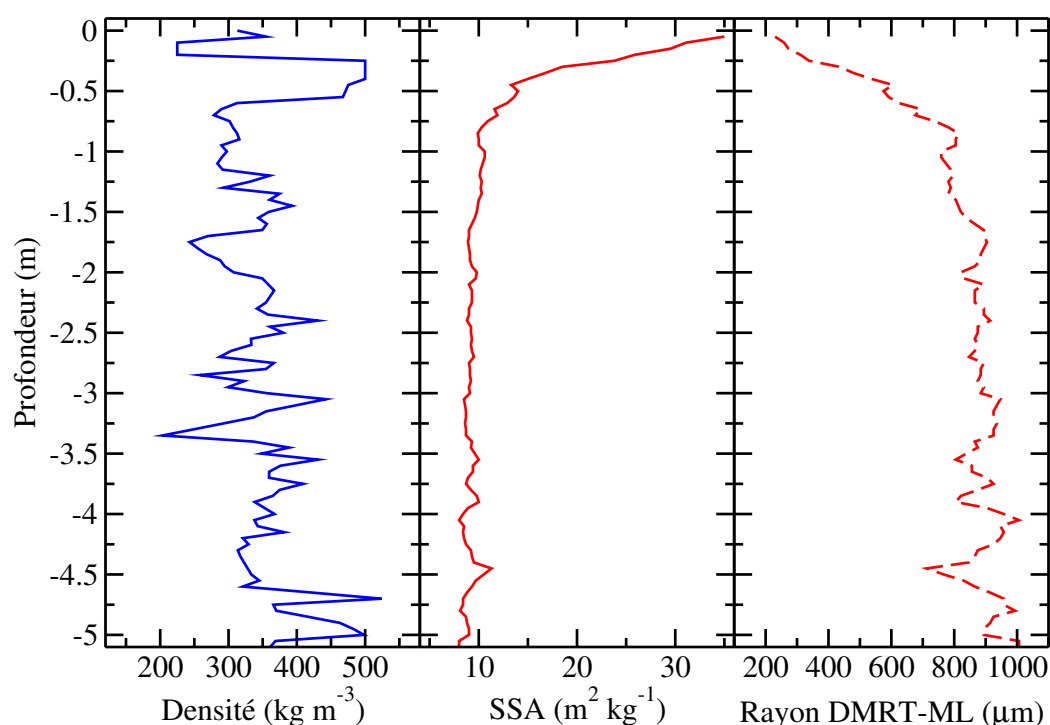


FIGURE 6.1 – Évolution verticale de la SSA et de la densité à Dôme C, utilisée comme entrée dans le modèle d'émission micro-onde.

La température de la neige. Les profondeurs des mesures de température augmentent au cours du temps à cause de l'accumulation de neige en surface. Afin de prendre en compte l'enfouissement des thermistances, comme dans l'étude de [Brucker et al. \(2011\)](#), les profondeurs sont estimées augmenter de 10 cm par an ([Frezzotti et al., 2004](#); [Arthern et al., 2006](#); [Krinner et al., 2007](#)). Les températures au-dessus de la première thermistance sont extrapolées linéairement à partir du gradient de température mesuré par les cinq premières thermistances², correspondant à une épaisseur de 50 cm. Enfin, le profil de température utilisé est la moyenne entre le profil mesuré à 14h et à 00h heures locales, correspondant aux heures de passage du satellite.

La densité de la neige. Le profil de densité a été mesuré en janvier 2010 sur une carotte de neige jusqu'à 20 m de profondeur. Proche de la surface (les 30 premiers centimètres), la densité de la neige n'a pu être mesurée, parce que la carotte était trop friable. Le profil de densité a donc été complété par des mesures manuelles effectuées sur la face d'un puits de neige en décembre 2010, à l'aide d'une pelle à densité. Les mesures manuelles en dessous de 30 cm de profondeur sont similaires à celles issues de la carotte, bien que les variations verticales soient différentes, puisque les profils ont été mesurés à des dates et lieux différents.

Un unique profil de densité ne permet pas de rendre compte de la stratification en densité du manteau neigeux à l'échelle du pixel satellite (voir le chapitre 4), notamment la présence de couche de neige très compacte, appelée « dos de baleine ». Ainsi, la polarisation horizontale de la température de brillance est mal reproduite ([Macelloni et al., 2007](#); [Brucker et al., 2011](#))³. Deux couches de neige ont alors été rajoutées, de 10 et 20 cm avec respectivement une densité de 225 et 500 kg m⁻³ dans le haut du manteau neigeux, représentant respectivement une couche de cristaux facettés avec une faible densité et cohésion, et une couche de grains fins très dense et compacte. De telles couches de neige ont été observées durant la campagne de mesure de 2010 – 2011.

La surface spécifique de la neige. Le profil de SSA a été mesuré en janvier 2010 à l'aide de l'instrument POSSSUM. Les 30 premiers centimètres du profil de SSA n'ont pas non plus pu être mesuré, principalement à cause de l'illumination solaire de la neige proche de la surface et de la dégradation du haut du trou lors de son forage (voir le chapitre 2). L'instrument ASSSAP, dédié aux mesures proches de la surface, a été utilisé en décembre 2010 pour compléter ce profil. Les deux profils de SSA se rejoignent à 30 cm de profondeur avec des valeurs très proches, et le bas du profil (jusqu'à 1 m de profondeur) obtenu avec ASSSAP coïncide avec celui mesuré par POSSSUM.

La SSA de la neige est ensuite convertie en rayon optique (voir le chapitre 2). La multiplication par φ permet enfin d'obtenir le rayon effectif de DMRT-ML, paramètre qui est optimisé par la suite.

2. Cette extrapolation est inexacte puisque le gradient de température diminue avec la profondeur, cependant son influence est faible sur le rapport de polarisation. Une interpolation exponentielle entre la température de l'air et la première hauteur de mesure de la température sera cependant calculée par la suite.

3. Une stratification en densité inférieure à l'échantillonnage vertical est une autre hypothèse avancée par les auteurs pour expliquer la surestimation de la polarisation horizontale modélisée.

6.3.3 Les observations de l'état de surface

Les observations de la surface de neige (voir le chapitre 3) sont utilisées pour effectuer une première comparaison avec la densité estimée à partir des observations satellite. Elles comprennent : (1) la présence de givre déduite à partir des photographies infrarouges (voir le chapitre 5). En effet, la présence de givre sur la surface correspond à une faible densité de la neige proche de la surface; (2) la densité de la neige des premiers centimètres du manteau neigeux, appelée « densité de subsurface » (voir le chapitre 2).

6.3.4 Le modèle de transfert radiatif

Le modèle DMRT-ML est utilisé pour simuler le rayonnement micro-onde émergent du manteau neigeux⁴. La version du modèle utilisée ici considère une distribution mono-dispersée du rayon des grains de neige, assimilés à des sphères, et ne prend pas en compte l'agrégation de grains. La correction pour les larges particules issue de Grody (2008), implémentée dans le modèle, n'est pas appliquée ici puisque le critère de Rayleigh ($r/\lambda < 1/2\pi$, avec r le rayon des particules et λ la longueur d'onde) est toujours respecté. En effet, malgré la multiplication de la taille des grains par le coefficient φ , le rapport r/λ est toujours inférieur à 0.62 sur une profondeur égale à deux fois la profondeur de pénétration à 37 GHz. Pour le reste du manteau neigeux et la fréquence 19 GHz, ce rapport est inférieur à 0.4. Enfin, la rugosité des interfaces (air-neige ou couches internes) n'est pas implémentée dans le modèle. Cet aspect sera abordé dans la suite.

6.4 Modélisation directe de l'émission micro-onde de la neige

Les figures 6.2 et 6.3 représentent l'évolution de la température de brillance simulée et observée en polarisation verticale et horizontale pour les deux fréquences, 19 et 37 GHz, à partir du manteau neigeux défini dans la section précédente. Les paramètres φ et SSA_{5m} ont été optimisés en minimisant la $RMSE_v$ (étapes (1) et (2) de l'approche de modélisation). Les valeurs optimisées sont $\varphi = 2.45$ et $SSA_{5m} = 10.1 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ avec $RMSE_v = 1.56 \text{ K}$ (voir le tableau 6.1). Ces valeurs sont en accord avec l'étude de Brucker et al. (2011).

La température de brillance simulée reproduit bien les observations satellite (voir les figures 6.2 et 6.3, ainsi que le tableau 6.1) à la fois pour la période de calibration et la période de validation, en dehors de la polarisation horizontale à 19 GHz. En effet, bien que les écarts aux observations soient légèrement réduits par rapport à l'étude de (Brucker et al., 2011, $RMSE_{19,h} = 7.5K$ au lieu de 8 – 10 K), cet écart global est toujours important, probablement à cause d'une mauvaise stratification en densité du manteau neigeux (voir aussi le chapitre 4).

	$RMSE_{19,v}$	$RMSE_{19,h}$	$RMSE_{37,v}$	$RMSE_{37,h}$	$RMSE_v$	$RMSE_h$	$RMSE$
Période 2007 – 2010	0.632	7.59	2.12	3.65	1.56	5.96	4.35
Année 2011	1.59	7.19	3.58	4.12	2.77	5.86	4.58

TABLEAU 6.1 – Erreur quadratique moyenne entre les températures de brillance et les rapports de polarisation modélisés et observés, pour la période 2007 – 2009 (calibration) et l'année 2011 (validation).

4. L'atmosphère est prise en compte pour la comparaison avec les observations satellite, voir le chapitre 1.

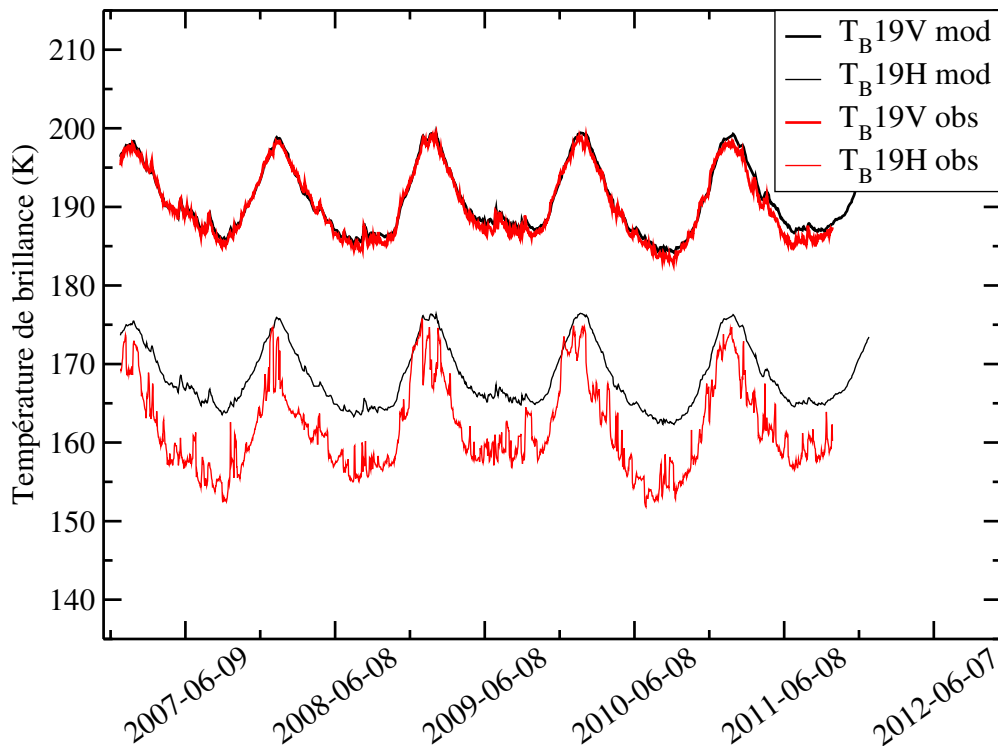


FIGURE 6.2 – Évolution de la température de brillance à 19 GHz en polarisation verticale et horizontale, modélisée et observée. L’année 2011 correspond à la période de validation. Les traits noirs représentent les valeurs modélisées et les traits épais la polarisation verticale du REM.

Les sources d’erreurs entre la modélisation et l’observation sont similaires à celles notées dans l’étude de [Brucker et al. \(2011\)](#) : (1) une surestimation de T_{B37V} pendant l’été, à cause de la mauvaise prise en compte de la contribution de l’atmosphère et / ou de la croissance des grains de neige dans les 10 premiers centimètres du manteau neigeux pendant l’été ([Brucker et al., 2011](#); [Picard et al., 2012b](#)), (2) une prévision incorrecte des variations rapides de T_{B37H} , liée à la non prise en compte des variations de la densité de la neige proche de la surface, et (3) un biais saisonnier, bien visible au printemps 2011 pendant la période de validation, qui peut être dû, soit à l’hypothèse d’une accumulation annuelle constante dans l’estimation de la profondeur des sondes de température, soit à l’extrapolation des températures au-dessus de la première sonde.

La figure 6.4 montre enfin l’évolution modélisée et observée de PR_{37} et PR_{19} pour les deux périodes (calibration et validation). Le rapport de polarisation modélisé ne reproduit pas du tout les variations rapides observées et faiblement les valeurs estivales plus élevées. Le niveau moyen de PR pour la fréquence 37 GHz est par contre simulé correctement, cependant celui de PR_{19} est surestimé (voir le tableau 6.2). Cette surestimation de PR_{19} modélisé est vraisemblablement causée par des variations verticales trop faibles de la densité de la neige : soit parce que ces variations se produisent sur une épaisseur inférieure à la résolution verticale du profil mesuré (5 cm)⁵, soit parce qu’un profil unique de densité n’est pas représentatif du pixel d’observation satellite, la variabilité spatiale des profils de densité pouvant diminuer le rapport de polarisation observé par satellite (voir le chapitre 4). Par conséquent, la fréquence 19 GHz sera exclue dans la suite, puisque

5. Les mesures visaient principalement à caractériser l’état de surface afin de répondre à l’objectif de la thèse.

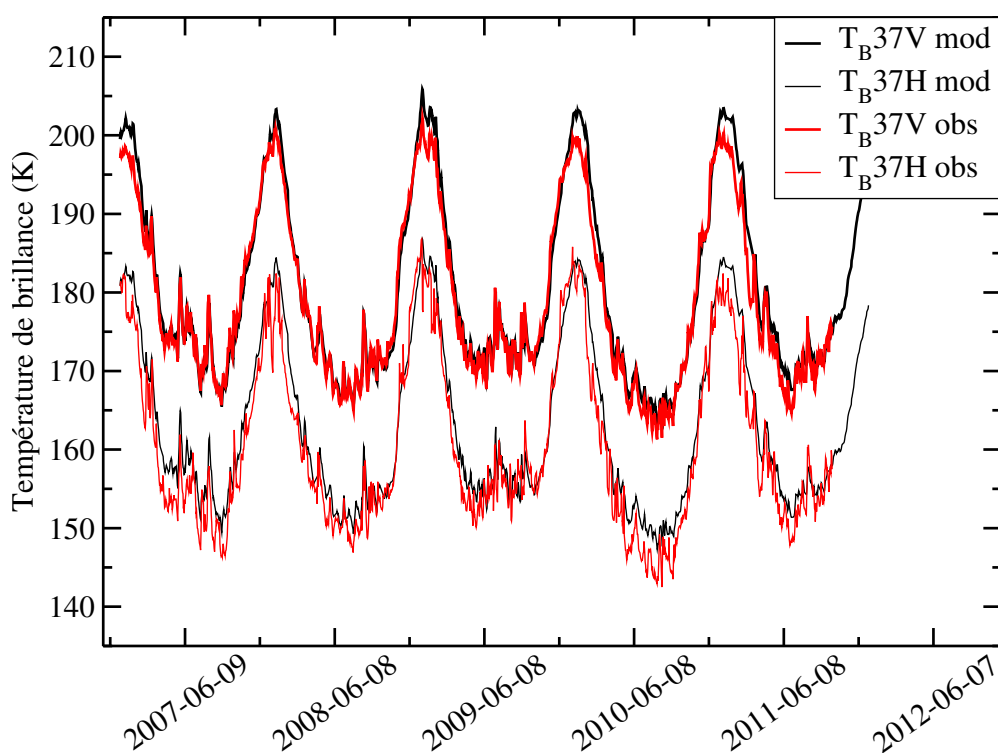


FIGURE 6.3 – Évolution de la température de brillance à 37 GHz en polarisation verticale et horizontale, modélisée et observée. L'année 2011 correspond à la période de validation. Les traits noirs représentent les valeurs modélisées et les traits épais la polarisation verticale du REM.

l'objectif est de reproduire les variations du rapport de polarisation. Celles-ci seraient en effet biaisées par une mauvaise simulation de la valeur moyenne de PR.

	$RMSE_{PR,19}$	$RMSE_{PR,37}$	$RMSE$
Période 2007 – 2010	0.0386 (55% *)	0.0169 (24% *)	0.0298
Année 2011	0.0313 (74% *)	0.0107 (21% *)	0.0234

TABLEAU 6.2 – Erreur quadratique moyenne des rapports de polarisation pour la période 2007 – 2009 (calibration) et l'année 2011 (validation). * Ce pourcentage est calculé par rapport à l'amplitude maximale des variations observées.

Finalement, l'absence de variations rapides dans l'évolution de PR_{37} simulée montre que la densité de la neige proche de la surface varie au cours du temps (les étapes (1) et (2) de la modélisation considèrent cette densité constante). La prochaine section vise à quantifier l'influence de la densité sur le rapport de polarisation (étape (3) de l'approche).

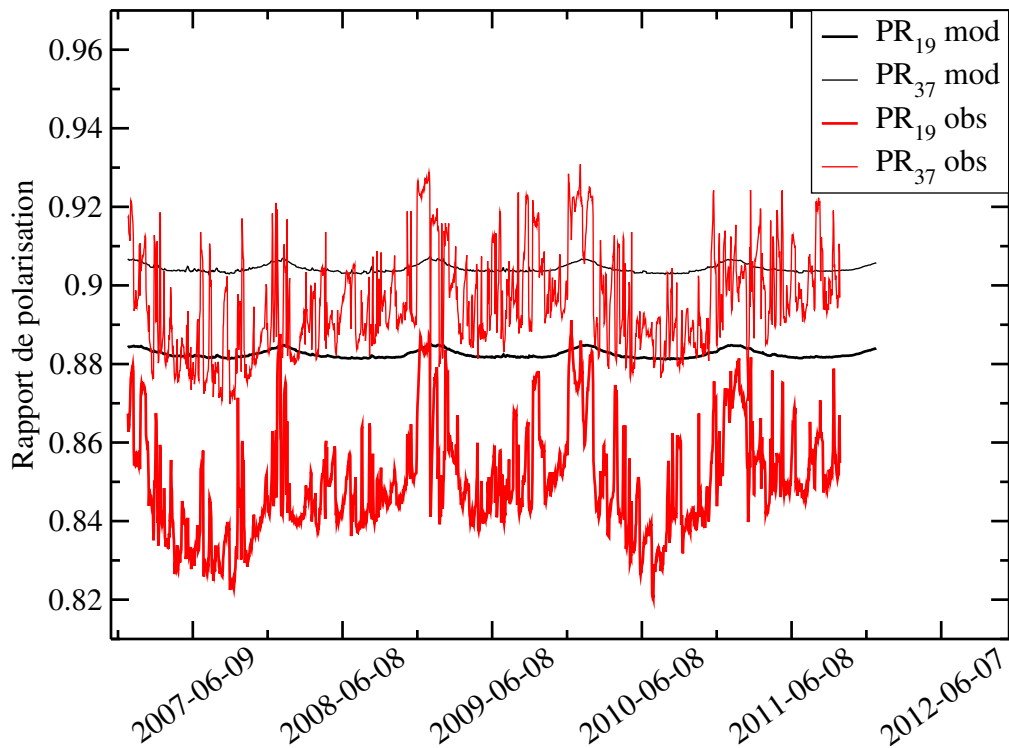


FIGURE 6.4 – Évolution du rapport de polarisation à 19 et 37 GHz, modélisé et observé. L'année 2011 correspond à la période de validation. Les traits noirs représentent les valeurs modélisées et les traits épais la fréquence 37 GHz du rapport de polarisation.

6.5 Sensibilité du rapport de polarisation aux propriétés physiques de la première couche de neige

Afin de simuler les variations du rapport de polarisation, causées par des changements rapides de la densité de la neige proche de la surface, une couche de neige au sommet du manteau neigeux est ajoutée. Cette section discute de la sensibilité du rapport de polarisation aux propriétés physiques de cette couche de neige. L'épaisseur de cette couche est fixée initialement à 3 fois la longueur d'onde (soit 2.5 cm pour la fréquence utilisée, i.e. 37 GHz).

La figure 6.5 présente les variations de PR_{37} en fonction de la densité, de la SSA, de la température et de l'épaisseur de la première couche de neige, pour deux profils extrêmes de température, l'un le 1 janvier 2007 (correspondant à l'été) et l'autre le 1 août 2007 (correspondant à l'hiver). Lors de la simulation des variations de PR en fonction d'un paramètre physique de cette couche de neige, les autres grandeurs sont considérées constantes et égales aux valeurs de la deuxième couche. Ces tests de sensibilité sont menés pour douze profils de température, correspondant aux douze mois de l'année. Les résultats montrent que les variations de PR_{37} en fonction des paramètres de la première couche sont toujours de la même forme et qu'elles sont toujours comprises entre les deux courbes présentées (extrêmes de température), c'est pourquoi seuls deux profils sont représentés sur la figure 6.5.

6.5 - Sensibilité du rapport de polarisation aux propriétés physiques de la première couche de neige

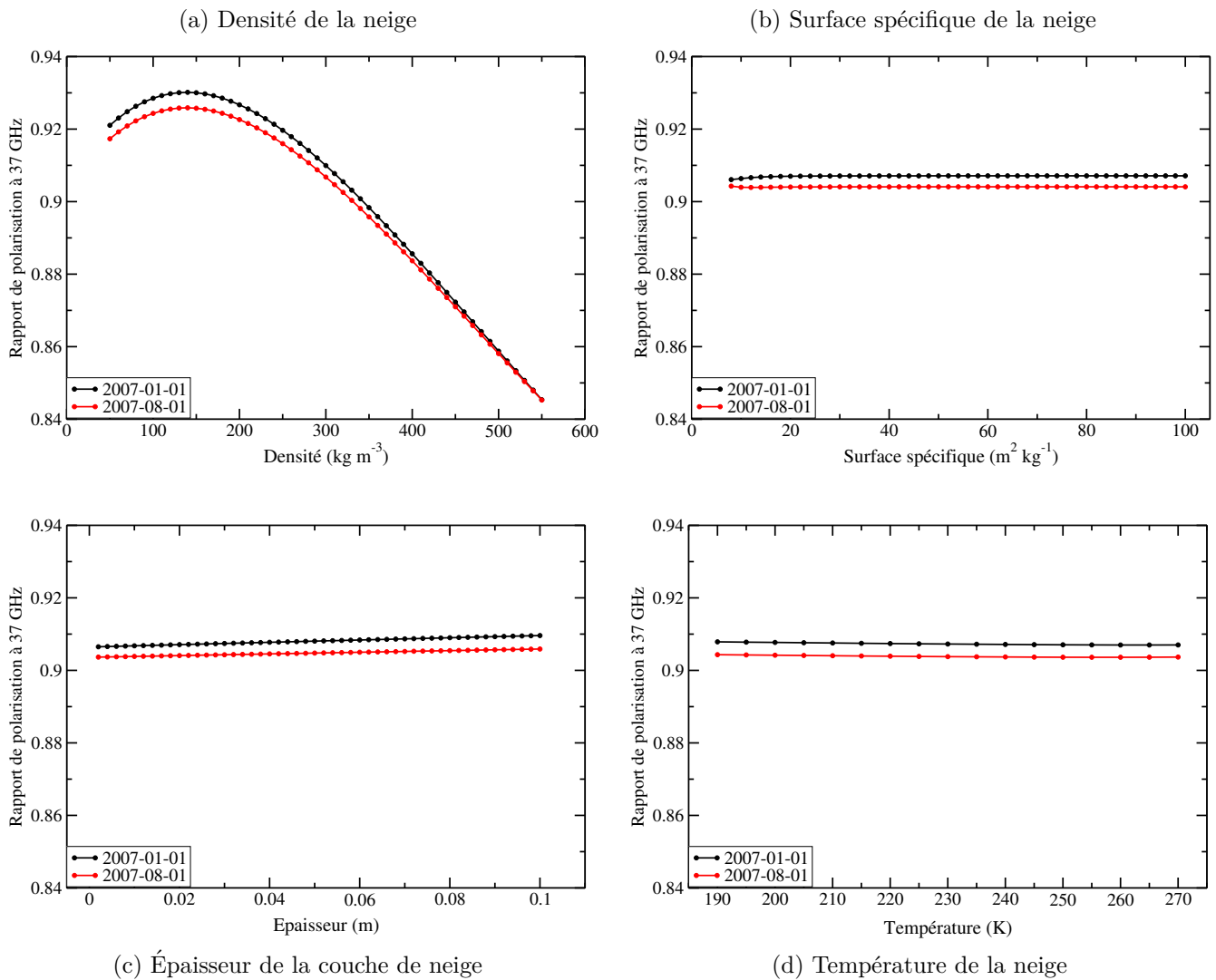


FIGURE 6.5 – Sensibilité du rapport de polarisation à la densité (a), la surface spécifique (b), l'épaisseur (c) et la température (d) de la première couche de neige. Les deux courbes représentent deux profils de température du manteau neigeux, le noir correspondant à l'été et le rouge à l'hiver.

Les résultats montrent clairement que le rapport de polarisation dépend principalement de la densité de la première couche de neige. Les variations maximales du rapport dues à la SSA, la température et l'épaisseur de la première couche, sont respectivement inférieures à 2%, 1.25% et 4% des variations maximales dues à la densité. De plus, le profil de température au sein du manteau neigeux ne change pas la dépendance du rapport de polarisation à la SSA, à la température et à l'épaisseur de la première couche, qui reste faible.

La densité permet en outre de simuler l'ensemble des variations observées du rapport de polarisation, comprises entre 0.86 et 0.92. Le profil de température dans le manteau neigeux possède cependant une légère influence sur la relation entre densité de surface et rapport de polarisation. En effet, plus le manteau neigeux est chaud, plus la densité influence le rapport de polarisation, ou autrement dit, pour un même changement de densité de la première couche de neige, les variations de PR sont d'autant plus importantes que le manteau neigeux est chaud.

L'objectif de cette fin de section est de confirmer par la modélisation que les variations du rapport de polarisation sont principalement induites par des changements de densité de la première couche de neige. L'influence de la température et de l'épaisseur de la première couche sur la dépendance du rapport de polarisation à la densité⁶, ainsi que l'influence de la densité de la deuxième couche de neige, sont donc étudiées.

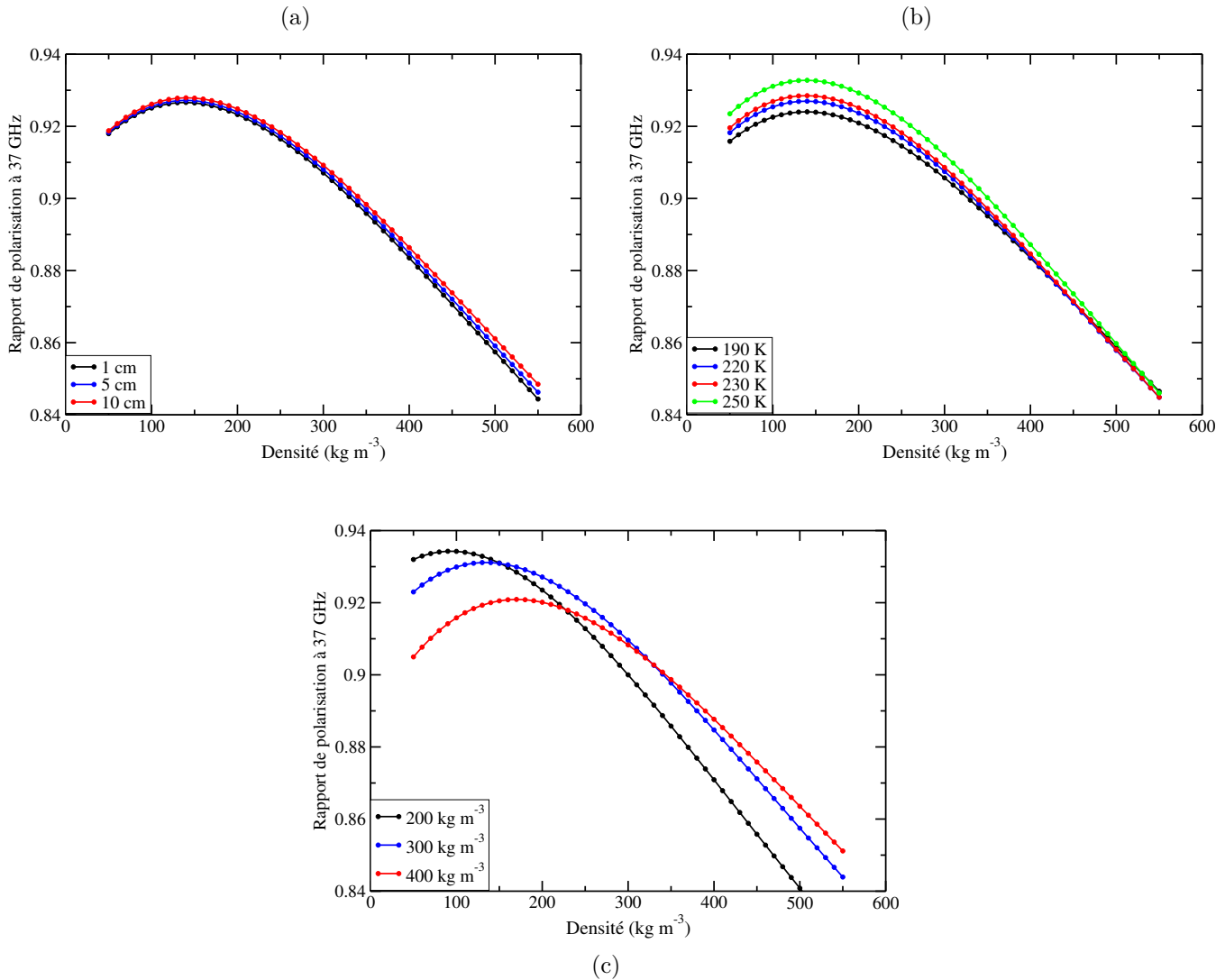


FIGURE 6.6 – Évolution du rapport de polarisation à 37 GHz en fonction de la densité (a) pour différentes épaisseurs, (b) pour différents températures de la première couche de neige et (c) pour différentes densités de la deuxième couche de neige. Le profil de température est constant, égal à la température moyenne annuelle, i.e. 218.4 K.

La figure 6.6 montre l'évolution de PR_{37} en fonction de la densité, pour différentes épaisseurs et températures de la première couche ainsi que différentes densités de la deuxième couche. L'épaisseur de la première couche a une influence très faible sur les variations du rapport de polarisation en fonction de la densité, même pour les fortes densités où la valeur de PR_{37} change de 0.004 (5% de la variation maximale due à la densité)

6. L'influence de la SSA sur la relation densité – PR n'est pas étudiée, puisque cette relation vient de la réflexion de surface et que la SSA n'influence pas les coefficients de réflexion.

entre une épaisseur de 1 et 10 cm. La température elle aussi possède une influence faible sur la relation densité de surface – rapport de polarisation. Elle est cependant non négligeable, puisque pour des faibles densités, une variation extrême de température, i.e. 60 K, peut modifier le rapport de polarisation de 0.009. Autrement dit, la densité de la première couche, permettant de modéliser une valeur de PR de 0.92, peut varier au maximum de 50 kg m^{-3} en fonction de la température de la première couche de neige. Cette influence est due à la dépendance de la constante diélectrique de la glace à la température.

Enfin, la densité de la deuxième couche de neige modifie la relation densité de surface – rapport de polarisation. Son influence est cependant modérée pour la gamme de densité généralement observée sur le terrain, i.e. entre 200 et 400 kg m^{-3} . La densité mesurée de notre profil, correspondant à la deuxième couche de neige, est d'environ 330 kg m^{-3} . Dans la suite, nous ne prendrons pas en compte les variations de densité de la deuxième couche, son influence sur le rapport de polarisation étant de second ordre.

En conclusion, la densité de la neige proche de la surface est principalement responsable des variations du rapport de polarisation et la température de la première couche modifient légèrement les valeurs simulées de PR, en particulier lorsque la 1^{ère} couche de neige est peu dense.

6.6 Estimation de la densité de la première couche de neige

6.6.1 Période avec mesures de température du manteau neigeux (2007 – 2011)

Préliminairement, la densité de surface a été optimisée sur la période de calibration (2007 à 2010), par la minimisation de l'écart entre le rapport de polarisation moyen observé et modélisé à 37 GHz. La densité optimisée vaut 360 kg m^{-3} , environ égale à la densité moyenne des 3 premiers mètres de neige (Brucker et al., 2011).

La densité de la neige de la première couche de neige est estimée à partir de la modélisation du rapport de polarisation à 37 GHz (étape (4) de l'approche), par la minimisation de l'écart avec les observations, pendant la période de mesure de la température du manteau neigeux, c.-à-d. entre décembre 2006 et juin 2011. La densité est donc choisie comme le seul paramètre libre de la modélisation. L'épaisseur de la première couche de neige est fixée à 2.5 cm et la SSA est fixée à $60 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ (valeurs mesurées de la SSA de surface). Les paramètres φ et SSA_{5m} sont ceux issus de l'optimisation (étape 1).

La figure 6.7 montre l'évolution de la densité de surface estimée, ainsi que l'évolution de la densité mesurée de subsurface (observation ponctuelle à Dôme C, représentant les 5 premiers centimètres du manteau neigeux, voir le chapitre 3). La valeur absolue des deux densités est du même ordre de grandeur. L'amplitude des variations est environ 20% plus forte pour la densité estimée (l'écart-type de la densité estimée vaut 57.4 kg m^{-3} , alors que celui de la densité mesurée vaut 48.7 kg m^{-3}). La neige la plus proche de la surface est en effet la plus affectée par les conditions atmosphériques, et évolue donc probablement plus rapidement et plus intensément (densité estimée sur 2.5 cm alors que la densité mesurée intègre 5 cm sans prendre en compte le givre, voir le chapitre 3). Enfin, les tendances à la baisse de la densité estimée et mesurée à partir de mars 2010 sont du même ordre de grandeur (respectivement -50 kg m^{-3} et -40 kg m^{-3} par an), avec une probabilité d'obtenir ces tendances sous l'hypothèse nulle (Storch and Zwiers, 1999) respectivement de 12.2% et 4.9%. Les évolutions de densité montre cependant de grandes variations à de courtes échelles de temps.

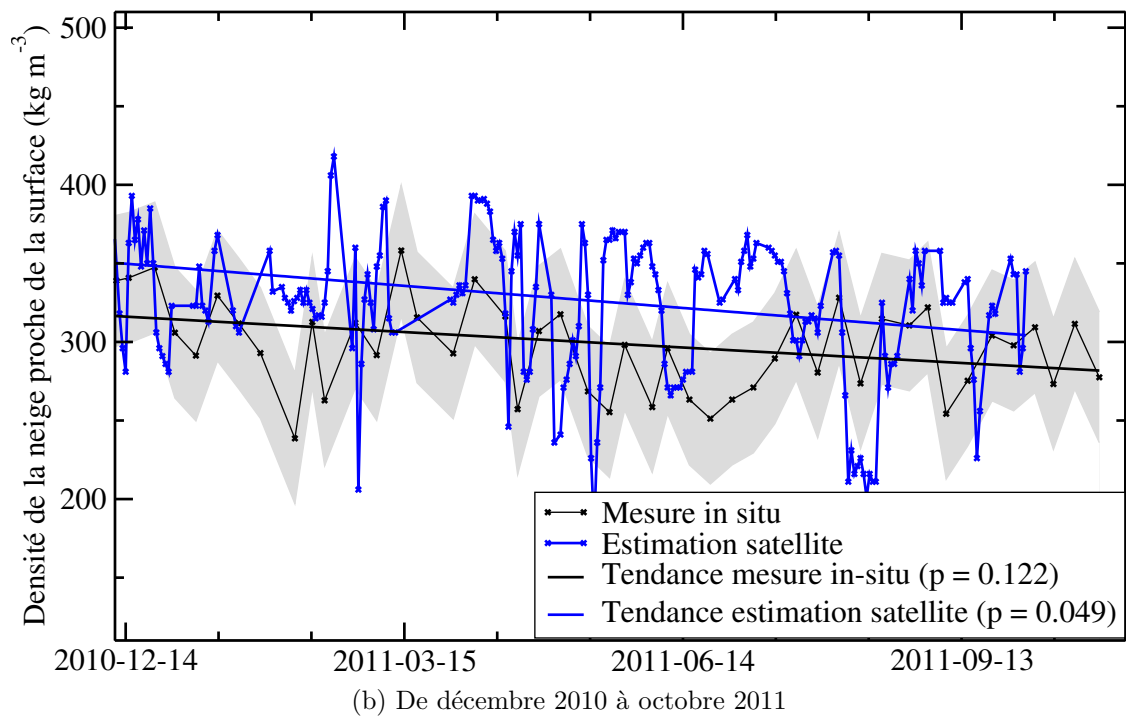
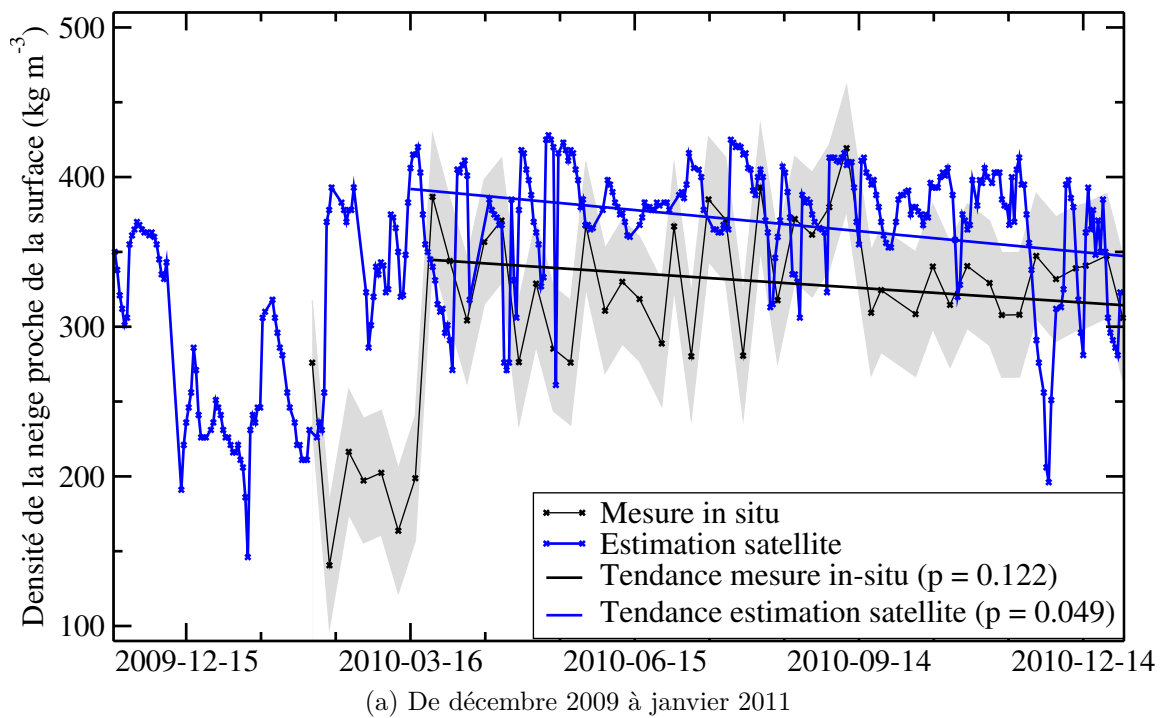


FIGURE 6.7 – Évolution de la densité de la première couche de neige, estimée à partir de la modélisation de PR_{37} , et de la densité mesurée du haut du manteau neigeux. L’enveloppe grise correspond à la variabilité spatiale associée à la mesure de la densité.

Les mesures de densité montrent visuellement un décalage temporel de deux mois avec l’estimation satellite. En effet, les mesures de densité faible durant le mois de février 2010, ainsi que les mesures faibles et variables du mois de juin – juillet 2010, du mois d’octobre 2010 et du mois de juin 2011, correspondent aux estimations satellite deux mois plus tôt, en

particulier les très faibles valeurs du mois de décembre 2009. Ce décalage peut s'expliquer par la hauteur sur laquelle la densité est mesurée. En effet, comme les mesures intègrent 5 cm de neige sans prendre en compte les cristaux de givre, les changements de densité affectant les 2.5 premiers centimètres de neige modifient la mesure de la densité avec un décalage temporel, le temps que de la neige s'accumule en surface. L'erreur quadratique moyenne, entre les mesures de densité et les estimations satellite, diminue en effet de presque 20% si les dates des mesures sont décalées de 39 jours, passant de 135 K à 113 K.

En conclusion, la mesure indépendante de la densité montre la cohérence de la densité estimée par satellite, bien qu'elle ne permette pas sa validation, en particulier pour les variations rapides observées par satellite, puisque à la fois la résolution temporelle et la représentativité spatiale des mesures au sol ne sont pas suffisantes.

La figure 6.8 représente la présence de givre sur la surface et l'évolution de la densité estimée par satellite. La présence de givre, qui tend à diminuer la densité proche de la surface, permet une deuxième confirmation de la cohérence de l'estimation de densité. De manière générale, la densité estimée est faible lorsque le givre recouvre la surface. Cependant, cette observation est difficile à quantifier tout au long de l'année. La densité des 3 premiers centimètres de neige ne dépend en effet pas uniquement de la présence de givre sur la surface. De plus, la densité du givre est variable. En effet, une fine couche compactée par le vent, puis recouverte par des cristaux éparses de givre, peut avoir la même densité qu'une couche de petits grains fins non recouverte de givre. Il est alors plus significatif de regarder les changements de densité estimée associés aux changements de l'état de surface.

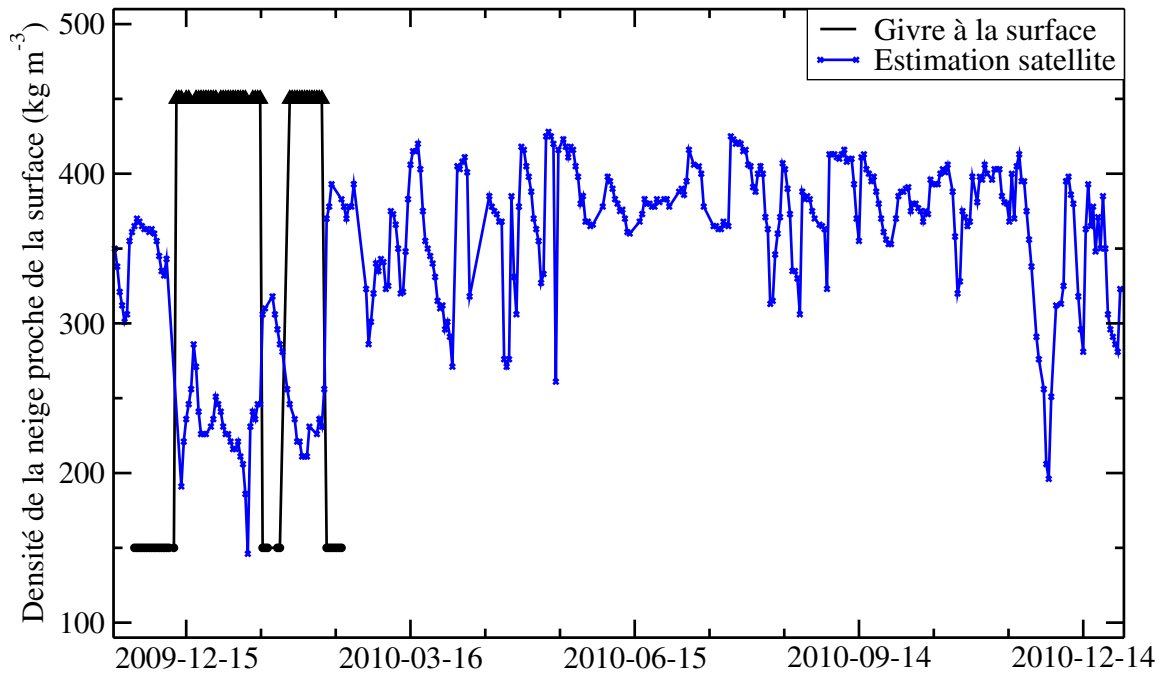
Pour 14 épisodes de formation de givre, la densité estimée par satellite diminue pour 10 d'entre eux, avec en moyenne une diminution de -49 kg m^{-3} . Les 4 épisodes de formation de givre coïncident avec une augmentation modérée de $+15 \text{ kg m}^{-3}$.

Pour 15 événements de disparition des cristaux de givre, la densité estimée augmente pour 14 d'entre eux, avec une augmentation moyenne de $+47 \text{ kg m}^{-3}$. Seul un épisode montre une diminution de -10 kg m^{-3} .

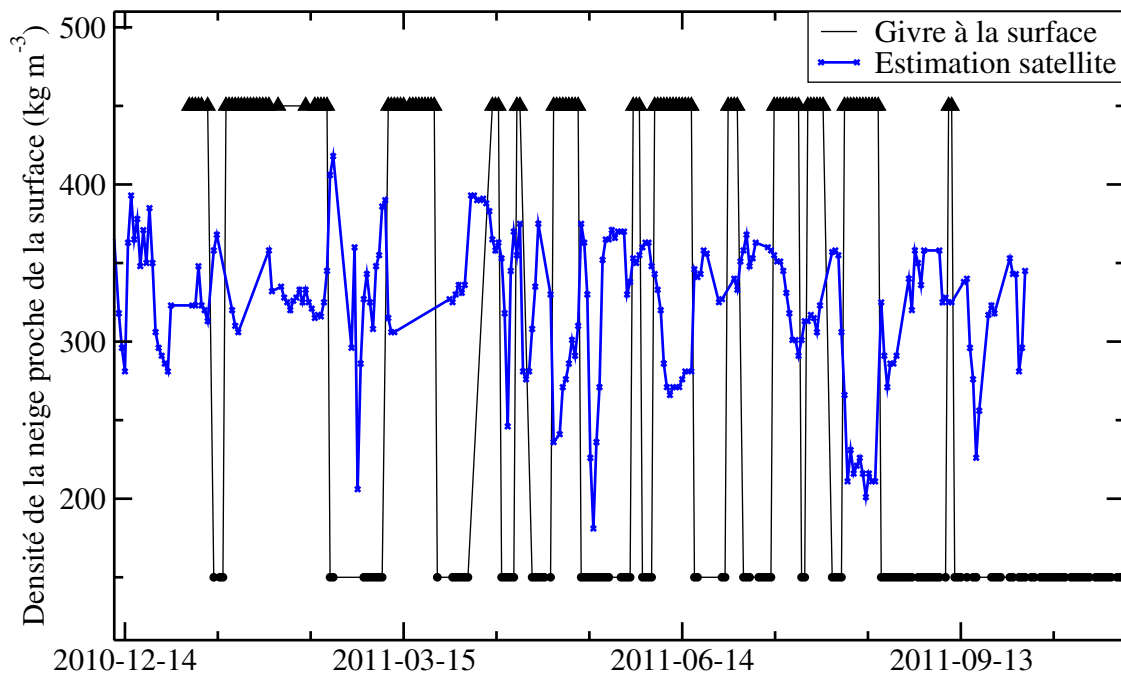
La corrélation entre les changements d'état de surface et l'évolution de la densité de la neige proche de la surface valide donc l'évolution de la densité retrouvée, même si elle ne permet pas non plus de valider les valeurs estimées.

6.6.2 Dix années d'évolution de la densité proche de la surface

Les mesures de température du manteau neigeux commencent fin 2006, si bien que la méthode précédente pour estimer la densité proche de la surface ne peut être utilisée pour les observations satellite antérieures à cette date. Afin d'estimer cette grandeur sur l'ensemble de la période d'observation satellite (étape (5) de l'approche), une approximation supplémentaire sur la température du manteau neigeux est faite : elle est égale à la température moyenne annuelle, soit 218.4 K (mesure de la température à 20 m de profondeur).



(a) De décembre 2009 à janvier 2011



(b) De décembre 2010 à octobre 2011

FIGURE 6.8 – Évolution de la densité de la première couche de neige, estimée à partir de la modélisation de PR_{37} , et de la présence de givre, observée à l'aide des photographies infrarouges.

Les paramètres du manteau neigeux sont identiques à ceux de l'étape (4). Afin de prendre en compte l'effet du profil de température, ainsi que l'effet de la température de la couche de surface sur la relation entre densité et rapport de polarisation, une relation moyenne est déduite des figures 6.5a et 6.6b. Ce choix entraîne une légère augmentation de l'amplitude des densités estimées, à cause de la perte d'information de température (l'écart-type, sur les cinq de mesures de la température, des valeurs de densité estimée avec une température constante est de 59.5 kg m^{-3} alors qu'il était de 57.4 kg m^{-3} avec les données de température). En été par exemple, la température réelle sera supérieure à celle utilisée pour inverser la densité, entraînant que la densité estimée sera inférieure à la densité réelle (différence maximale de 37 kg m^{-3} le 5 janvier 2009, voir les courbes verte et rouge sur la figure 6.6b). L'inverse se produira pour les estimations hivernales de densité, avec cependant une différence plus faible, puisque l'effet de température sur la relation densité de surface – rapport de polarisation diminue avec la température (voir les courbes rouge et noir sur la figure 6.6b).

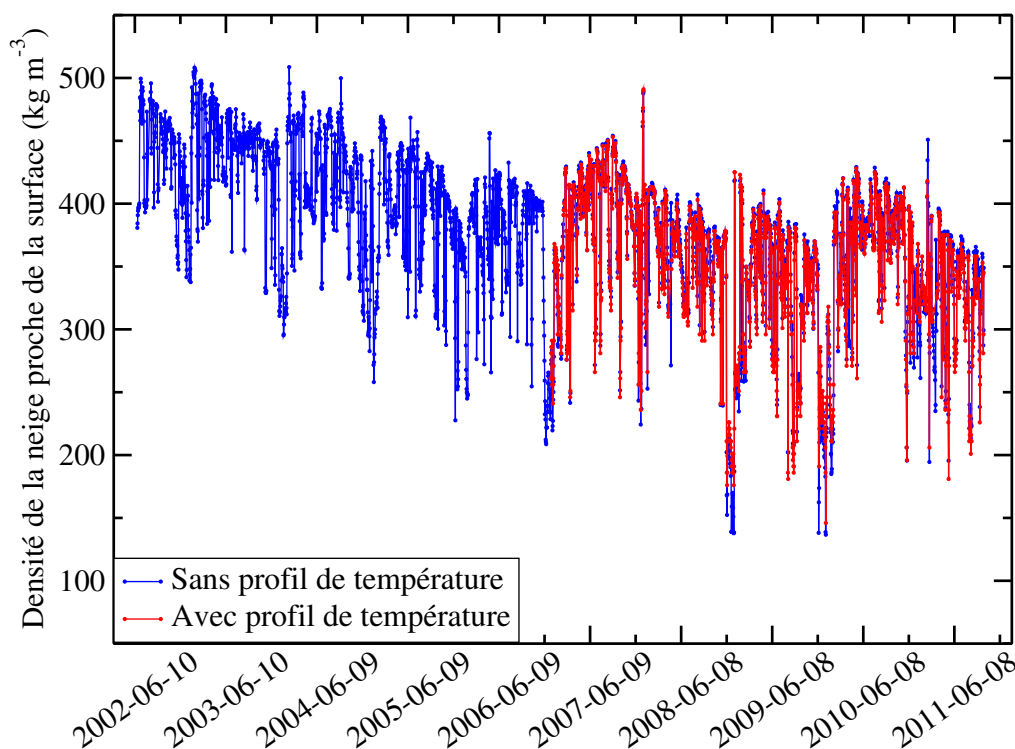


FIGURE 6.9 – Estimation de la densité de la neige proche de la surface pendant l'ensemble de la période d'observation satellite.

La figure 6.9 montre l'évolution de la densité estimée sur les dix années d'observation du satellite, en rouge lorsque les données de profil de température sont disponibles. Les évolutions avec ou sans les informations de température sont proches, avec une augmentation de l'amplitude lorsque le profil de température n'est pas disponible, essentiellement pour les faibles densités. Les variations de densité sont comprises entre 200 et 500 kg m^{-3} avec deux périodes, le mois de décembre 2008 et les mois de décembre 2009 – janvier 2010, qui montrent des très faibles densités comprises entre 150 et 200 kg m^{-3} , proches des mesures de densité du givre présent sur la surface.

L'évolution de la densité estimée de la neige proche de la surface est la combinaison de variations rapides, allant de la journée à la semaine, d'un cycle saisonnier montrant des densités plus fortes en hiver qu'en été, et d'une tendance linéaire à la diminution de

la densité. De plus, des paliers où la densité augmente sont visibles, en janvier – février 2007 et en janvier – février 2010. Le cycle saisonnier pourrait être lié à la présence plus importante de cristaux de givre pendant l’été (voir le chapitre 5). Ce cycle n’est pas causé par une augmentation de la taille des grains proche de la surface au début de l’été (Picard et al., 2012b), puisque la taille des grains influencent peu le rapport de polarisation. La fin de ce chapitre discute uniquement de la tendance pluriannuelle, les variations rapides ayant été étudiées dans le chapitre 5.

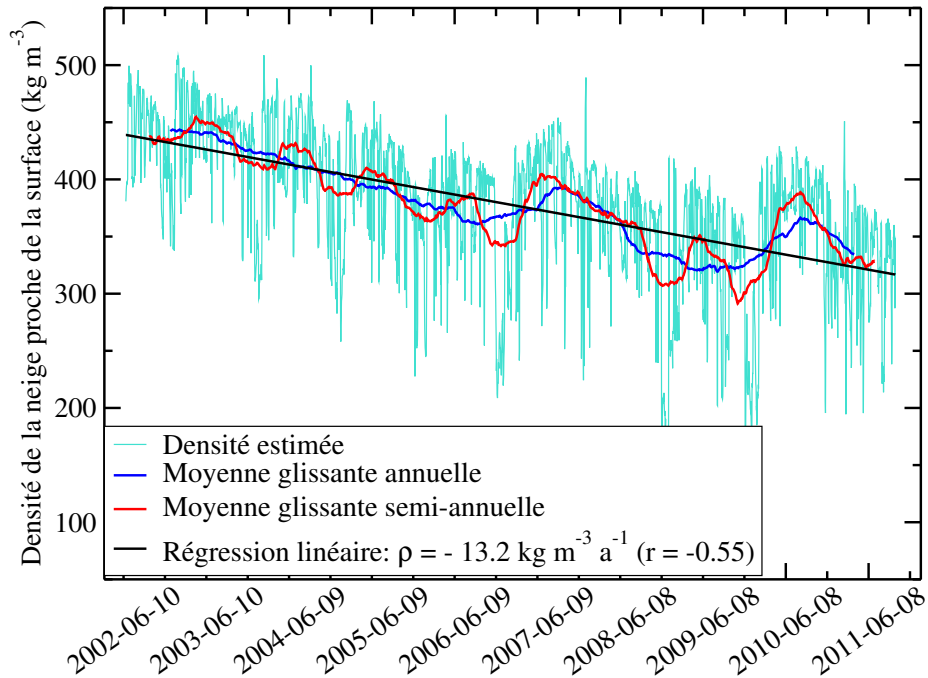


FIGURE 6.10 – Évolution de la densité de la neige proche de la surface et tendance sur dix années d’observation satellite.

L’évolution, durant la période où le profil de température est mesuré, montre une tendance de $-11.2 \text{ kg m}^{-3} \text{ a}^{-1}$. Cette évolution est de $-10.2 \text{ kg m}^{-3} \text{ a}^{-1}$ sur la même période sans l’utilisation des profils de température. Ainsi, la tendance observée sur les dix ans n’est pas biaisée par le manque d’information de température du manteau neigeux.

Finalement, la tendance de la densité proche de la surface est de $-13.2 \text{ kg m}^{-3} \text{ a}^{-1}$ pour l’ensemble de la période observée par le satellite. Cette baisse de la densité n’est pas due à une évolution sur 10 ans de la température de l’air pour deux raisons : (1) la température de brillance aux 6 fréquences du radiomètre AMSR-E en polarisation verticale ne montre aucune tendance significative ; (2) l’influence de la température sur le rapport de polarisation est trop faible pour expliquer la tendance observée (une augmentation de 10 K en dix ans entraînerait une baisse de la densité de moins de 10 kg m^{-3} ⁷).

7. La température peut cependant être en partie responsable du cycle saisonnier.

La diminution du rapport de polarisation (donc de la densité de surface estimée) est aussi visible pour toutes les fréquences de AMSR-E. Cette observation implique que l'évolution observée est effectivement un changement de la neige proche de la surface, puisqu'une évolution du manteau neigeux profond provoquerait des changements différenciés du rapport de polarisation en fonction de la fréquence. Enfin, le changement observé de densité des premières années n'est pas pris en compte, le profil de densité restant constant sauf pour la première couche. Ainsi, l'évolution sur les dix années pourrait être légèrement atténuée par la diminution de la densité des couches inférieures (voir la figure 6.6c).

Rugosité de la surface. L'influence de la rugosité de surface sur le rapport de polarisation est peu connue. Elle est estimée faible par Mätzler (2005) et augmente le rapport de polarisation selon Shuman et al. (1993). Une rapide discussion théorique mène au même conclusion (voir le chapitre 5). Cependant, la quantification de son influence sur PR sera nécessaire dans le futur, notamment l'influence de la rugosité de petite échelle⁸.

Finalement, malgré des processus non pris en comptes et les hypothèses de modélisation pour l'estimer, la tendance à la baisse de la densité est significative, son intensité étant par contre vraisemblablement surestimée. Cette tendance est probablement la signature d'une évolution de certaines conditions atmosphériques. Le paragraphe suivant discute brièvement des causes possibles du changement de l'état de surface observé lors de ces dix dernières années.

Les causes possibles. Les principaux processus physiques qui affectent la surface de neige sont les précipitations, le vent et le métamorphisme. Une évolution d'un de ces trois phénomènes (ou une combinaison des trois) peut expliquer une diminution de la densité de surface :

- **Une augmentation des précipitations.** La neige fraîche possède en effet une faible densité (Domine et al., 2008). Ainsi, le dépôt plus important et/ou plus fréquent de précipitations sur la surface peut entraîner une diminution de la densité des premiers centimètres de neige. Les prévisions climatiques pour la fin du siècle prévoient par ailleurs une augmentation des précipitations en Antarctique, liée au réchauffement de la température de l'air (Krimmer et al., 2007; Meehl et al., 2007). Cependant, aucune évolution des précipitations au cours des dix dernières années n'est observée avec les réanalyses du centre Européen.
- **Une diminution de l'intensité du vent.** Une baisse de l'intensité moyenne et/ou moins d'épisodes de vent fort entraîneraient en effet une compaction de la neige du haut du manteau neigeux moins importante.
- **Une augmentation du givre sur la surface.** Un temps de présence plus long des cristaux de givre, ainsi que des cristaux plus développés, peuvent diminuer la densité de la neige proche de la surface.

8. Elle n'a cependant pas pu être étudiée lors de ces travaux de thèse.

6.7 Conclusion & perspectives

L'étude de sensibilité du rapport de polarisation aux paramètres physiques de la neige, menée à l'aide du modèle d'émission micro-onde DMRT-ML, a montré que la densité des premiers centimètres de neige contrôle principalement ces variations. Ainsi, la densité proche de la surface a pu être estimée pour les dix années d'observation du radiomètre AMSR-E en montrant une forte décroissance décennale, de l'ordre de $-10 \text{ kg m}^{-3} \text{ a}^{-1}$. Les nombreuses hypothèses de modélisation nécessaires ne permettent cependant pas de remettre en cause l'évolution estimée. Elles peuvent néanmoins réduire l'intensité de cette baisse.

Cette tendance est donc la signature d'une évolution de l'état de surface à Dôme C, dont les causes peuvent être multiples, augmentation des précipitations et/ou de la présence et quantité de givre sur la surface notamment. Compte tenu de l'influence potentiellement importante sur le bilan d'énergie et de masse de surface, il est nécessaire de poursuivre la validation et l'estimation des changements de surface observés. Les perspectives dans ce sens sont les suivantes : améliorer la modélisation de l'émission micro-onde par la prise en compte de la rugosité notamment, mieux caractériser le manteau neigeux par des profils verticaux de densité plus fins, une modélisation de la diffusion thermique dans la neige afin d'obtenir des profils de température lorsque les mesures sont absentes, ... et améliorer le suivi de l'état de surface, en particulier par la mesure de la densité proche de la surface par méthode optique. Enfin, la modélisation de la polarisation horizontale à 19 GHz, voire aux plus basses fréquences, et l'utilisation d'autres observations satellite sont des pistes à explorer (altimétrie micro-onde grâce au satellite ENVISAT par exemple).

Chapitre 7

Variation spatiale de la densité proche de la surface sur le Plateau Antarctique

7.1	Problématique	187
7.2	Représentativité du rapport de polarisation observé à Dôme C	187
7.3	Variation spatiale du rapport de polarisation moyen	189
7.4	Évolution spatio-temporelle de la densité de la neige proche de la surface	191
7.4.1	Sur l'ensemble du continent Antarctique	191
7.4.2	Sur la région autour de Dôme C	192
7.5	Conclusion & perspectives	194

7.1 Problématique

Le chapitre 6 a confirmé, par la modélisation, que le rapport de polarisation micro-onde dépend essentiellement de la densité de la neige des premiers centimètres du manteau neigeux. Cependant, il n'est pas exclu que l'évolution observée de ce rapport à Dôme C soit en partie due à une évolution de la rugosité de surface (Lacroix et al., 2009). La densité a ensuite été estimée, par la minimisation de l'écart entre le rapport de polarisation observé et modélisé, et a ainsi permis d'obtenir une évolution temporelle de celle-ci sur presque 10 ans. La tendance observée est probablement la signature d'une évolution de long terme de l'état de surface à Dôme C. Les questions qui émergent de ce résultat, notamment quelle est la représentativité du rapport de polarisation observé à Dôme C et comment la densité évolue à l'échelle de l'Antarctique, sont au cœur de ce chapitre.

L'objectif de ce chapitre est d'étudier les variations spatiales du rapport de polarisation et de la densité de la neige proche de la surface.

L'approche choisie ici est l'utilisation de la couverture globale de l'Antarctique par les observations satellite. La première problématique à laquelle nous tenterons de répondre est la représentativité spatiale du pixel englobant Dôme C. Cette question est examinée à travers l'étude de la corrélation entre le rapport de polarisation observé à Dôme C et sur le Plateau Antarctique. La deuxième question étudiée est la variation spatiale de la stratification en densité du manteau neigeux, par l'analyse des variations spatiales du rapport de polarisation moyen. Enfin, l'évolution spatio-temporelle de la densité de la neige proche de la surface est examinée.

Le plan de ce chapitre suit le questionnement exposé précédemment. L'analyse spatiale du rapport de polarisation est en premier effectuée dans les sections 7.2 et 7.3, suivi de l'examen spatio-temporel de la densité proche de la surface dans la section 7.4. Les résultats de ce chapitre sont encore préliminaires. L'ensemble des cartes présentées exclut les régions de fonte, situées essentiellement sur le bord du continent (Picard and Fily, 2006; Picard et al., 2007).

7.2 Représentativité du rapport de polarisation observé à Dôme C

La problématique de cette section est de savoir quelle région du Plateau Antarctique est représentée par l'observation satellite d'un unique pixel centré sur Dôme C. Pour cela, la corrélation linéaire entre l'évolution du rapport de polarisation à Dôme C et chaque pixel de l'Antarctique est calculée. Cette corrélation est calculée par un ajustement des moindres carrés de leurs évolutions temporelles respectives. Elle est appelée par la suite « corrélation spatiale ».

Les figures 7.1 et 7.2 montrent la corrélation spatiale du rapport de polarisation, respectivement pour la période 2010 – 2011 et la période 2002 – 2012. Les figures (a) représentent la corrélation de PR_{19} et (b) celle de PR_{37} . La corrélation spatiale est élevée (supérieure à 0.7) pour une grande région du plateau Antarctique, sur environ 1000 km de long et 250 km de large, pour les dix années d'observation du satellite. Ce résultat montre que l'évolution du rapport de polarisation et, donc, la densité de la neige proche de la surface de Dôme C est représentative d'une région couvrant environ $2.5 \cdot 10^5$ km² du Plateau Antarctique.

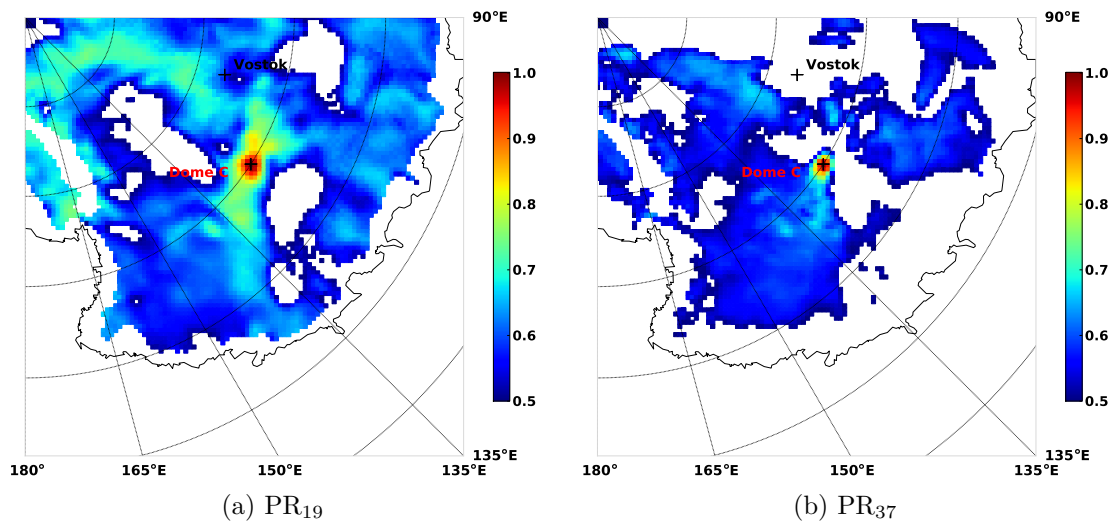


FIGURE 7.1 – Corrélation entre le rapport de polarisation observé à Dôme C et chaque pixel de l'Antarctique, pour la période 2010 – 2011. Un masque des corrélations inférieures à 0.5 a été appliqué.

La corrélation spatiale est supérieure à 0.5 sur une région plus étendue à 19 qu'à 37 GHz, probablement due au fait que le rapport de polarisation à 19 GHz est sensible à la densité de la neige intégrée sur une profondeur plus importante qu'à 37 GHz. La neige la plus proche de la surface est en effet la neige la plus rapidement influencée par les conditions atmosphériques. Ainsi son évolution est rapide et peut être différée en s'éloignant de Dôme C. Par conséquent, la superficie de la région où la corrélation spatiale de PR_{19} est bonne, est plus grande que celle de PR_{37} .

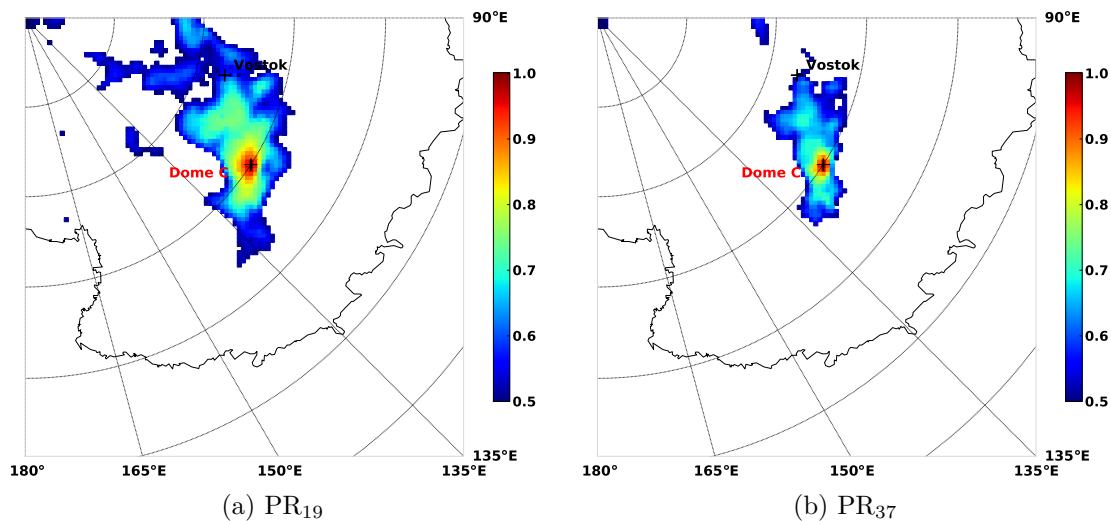


FIGURE 7.2 – Corrélation entre le rapport de polarisation observé à Dôme C et chaque pixel de l'Antarctique, pour la période 2002 – 2011. Un masque des corrélations inférieures à 0.5 a été appliqué.

Enfin, la corrélation spatiale élevée pour une région d'autant plus étendue que la période considérée est courte, montre que l'évolution de la surface est corrélée sur une grande étendue à l'échelle annuelle et plus restreinte à l'échelle pluriannuelle. En conclusion, cette étude préliminaire semble montrer que l'évolution du rapport de polarisation à Dôme C est représentative d'une grande région du Plateau Antarctique ($2.5 \cdot 10^5 \text{ km}^2$ environ).

7.3 Variation spatiale du rapport de polarisation moyen

La stratification en densité du manteau neigeux influence aussi le rapport de polarisation. Cependant, celle-ci évolue lentement, en tout cas en comparaison de la densité de la neige proche de la surface. Ainsi, les variations verticales de densité affectent principalement la valeur moyenne du rapport de polarisation, par rapport à son évolution, qui elle évolue avec la densité proche de la surface. Par conséquent, la moyenne du rapport de polarisation sur les dix années d'observation de AMSR-E est un indice de la stratification en densité (Zwally, 1977; Surdyk and Fily, 1995; Arthern et al., 2006; Koenig et al., 2007), ainsi que de la densité moyenne proche de la surface.

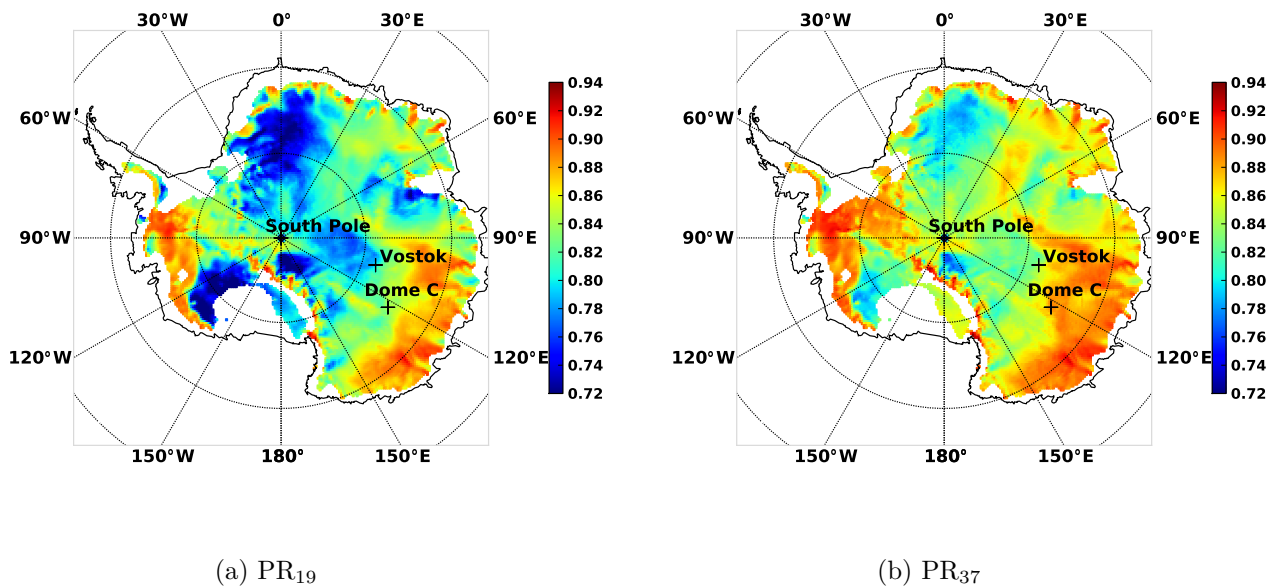


FIGURE 7.3 – Variation spatiale du rapport de polarisation moyen entre 2002 et 2011.

La figure 7.3 représente la moyenne du rapport de polarisation à 19 et 37 GHz pour l'ensemble de la période d'observation du satellite, entre 2002 et 2011. La première observation est que PR_{19} est toujours inférieur à PR_{37} , comme c'est le cas pour Dôme C, montrant la plus grande sensibilité de PR_{19} à la stratification en densité du manteau neigeux. Celle-ci est liée à la diminution de la profondeur de pénétration avec la fréquence, la réflexion de surface étant indépendante de la fréquence.

Les variations spatiales sont ensuite très similaires pour les deux fréquences. Cette observation montre que la stratification en densité, qui influence principalement la valeur moyenne du rapport de polarisation, est importante dans le premier mètre du manteau neigeux pour l'ensemble du continent (la profondeur de pénétration à 37 GHz est d'environ 0.8 m, voir le chapitre 1). En effet, une stratification en densité plus ou moins marquée d'une région à l'autre entraînerait des variations spatiales différentes du rapport de polarisation en fonction de la fréquence.

de la densité proche de la surface par la formation de givre de surface. Elle montre cependant que ces changements sont au moins en partie conservés au cours du temps et affectent ainsi les deux fréquences.

Le rapport de polarisation moyen est généralement plus fort entre 90°E et 180°E que dans la partie de l'Antarctique comprise entre 0°E et 90°E, avec cependant un rapport de polarisation faible au-delà de -80° de latitude. Plus précisément, un gradient latitudinal de PR est visible entre le pôle Sud et la côte, avec notamment une forte augmentation du rapport de polarisation vers -72° S. Enfin, les terres de la Reine Maud, ainsi que la région entre le pôle Sud et la chaîne Transantarctique, montrent des valeurs remarquablement basses de PR (inférieure à 0.76 pour PR₁₉ et 0.8 pour PR₃₇).

Ces variations spatiales du rapport de polarisation moyen sont vraisemblablement la signature d'une stratification en densité variable sur le Plateau, et non de variations spatiales de la densité moyenne proche de la surface. En effet, ces variations sont plus marquées à 19 qu'à 37 GHz (voir la plus forte dispersion des valeurs de PR₁₉ que de PR₃₇ sur la figure 7.4), indiquant des variations verticales de densité en profondeur, puisque la réflexion de Fresnel ne dépend pas de la fréquence. Enfin, les très faibles valeurs de PR sur des terres de la Reine Maud confirment la forte stratification en densité de cette région (Fily and Benoist, 1991; Surdyk and Fily, 1995; Vihma et al., 2011).

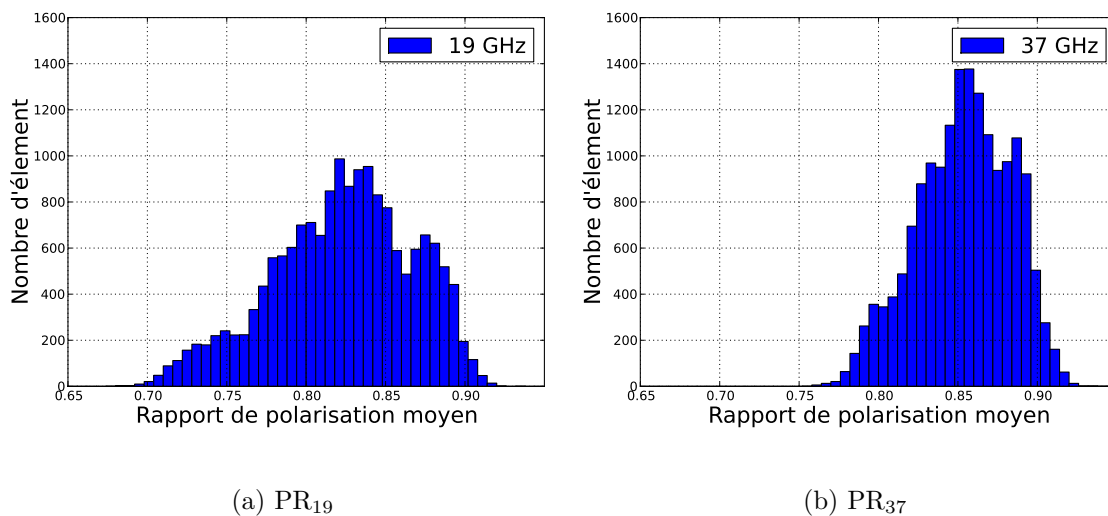


FIGURE 7.4 – Histogramme des valeurs du rapport de polarisation moyen entre 2002 et 2011.

7.4 Évolution spatio-temporelle de la densité de la neige proche de la surface

7.4.1 Sur l'ensemble du continent Antarctique

Cette section présente les variations spatiales, sur l'ensemble du continent Antarctique, de l'évolution estimée de la densité de la neige proche de la surface. La méthode suivante, issue des résultats du chapitre 6, est appliquée en chaque point de l'Antarctique¹, afin d'obtenir une carte de tendance de la densité de surface :

- La série temporelle de PR_{37} est convertie en densité de surface. La relation entre densité et PR, utilisée pour la conversion, est obtenue par l'ajustement d'un polynôme sur la courbe d'évolution modélisée du rapport de polarisation en fonction de la densité de la première couche de neige². Pour la modélisation de cette courbe, les profils verticaux de densité et de surface spécifique sont choisis constants et égaux aux profils mesurés à Dôme C. Enfin, le profil de température est lui considéré comme uniforme et constant, déterminé par la température moyenne du lieu considéré.
- La tendance est ensuite calculée par une régression linéaire sur l'évolution de la densité proche de la surface durant les dix années d'observations satellite.

L'estimation de la densité proche de la surface à partir du rapport de polarisation dépend évidemment du manteau neigeux. La méthode choisie ici utilise les propriétés physiques du manteau neigeux mesurées à Dôme C pour l'ensemble de l'Antarctique. Cette hypothèse très forte est cependant modérée pour notre étude, puisque l'objectif est l'analyse de l'évolution relative de la densité proche de la surface. En effet, les variations du manteau neigeux influencent fortement la valeur absolue du rapport de polarisation, mais faiblement son évolution (voir la section 7.3).

De plus, une évolution du manteau neigeux, considéré comme constant dans la méthode décrite précédemment, n'est pas exclue. Ainsi, les régions où la tendance (à la hausse ou à la baisse) estimée de la densité proche de la surface est peu marquée, doivent être étudiées avec précaution.

La figure 7.5 montre la tendance linéaire de l'évolution de la densité de la neige proche de la surface en chaque point de l'Antarctique, entre 2002 et 2011. Cette carte montre peu de ressemblance avec les variations spatiales du rapport de polarisation moyen (voir la figure 7.3), à l'exception des terres de la Reine Maud et autour de la plateforme de glace Amery (voir l'annexe A pour la localisation de ces régions), qui montrent une tendance à la diminution de la densité de surface dans une région où les valeurs absolues de PR sont faibles, c.-à-d. avec une forte stratification en densité. Ensuite, les régions où la densité de surface estimée augmente sont plus étendues que celles où elle diminue. Cependant, les amplitudes de cette évolution pluriannuelle sont du même ordre de grandeur (amplitudes comprises entre 10 et 25 kg m⁻³ a⁻¹). Enfin, l'évolution de la densité est contrastée en Antarctique de l'Est, alors que p.e. l'accumulation moyenne l'est très peu dès qu'on s'éloigne de la côte (Vaughan et al., 1999; Frezzotti et al., 2004; Arthern et al., 2006).

1. Les points correspondent aux pixels d'observation satellite.

2. L'épaisseur de cette couche est de 2.5 cm, voir le chapitre 6.

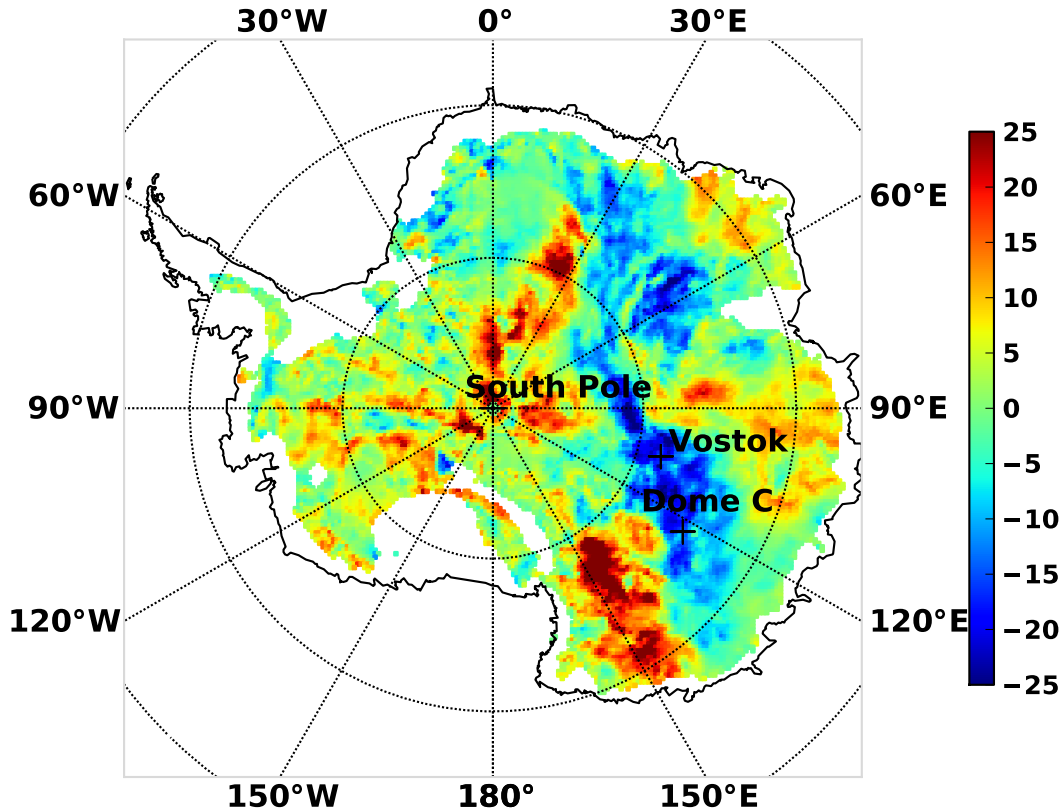


FIGURE 7.5 – Évolution de la densité de la neige proche de la surface entre 2002 et 2011 pour l'ensemble de l'Antarctique. L'unité est le $\text{kg m}^{-3} \text{a}^{-1}$, une valeur négative indiquant une tendance à la baisse de la densité. Les cercles en pointillé noir de latitude sont éloignés de 10° . Pour illustration, la distance entre Dôme C et Vostok est d'environ 600 km.

7.4.2 Sur la région autour de Dôme C

Cette dernière section se focalise sur une région plus restreinte. La figure 7.6 représente l'évolution de la densité de surface autour de Dôme C, jusqu'à environ 1000 km de distance. Sur une large région du Plateau, qui comprend Dôme C et Vostok, la tendance semble être à la baisse de la densité proche de la surface, entre -5 et $-20 \text{ kg m}^{-3} \text{a}^{-1}$. La tendance à Dôme C est quant à elle d'environ $-13 \text{ kg m}^{-3} \text{a}^{-1}$. Les régions à l'est de Dôme C montrent au contraire une augmentation de la densité de la neige proche de la surface. À plus grande échelle, ces évolutions sont opposées entre la région comprise entre Dôme C et Vostok, ainsi que celle au sud des terres George V. Ces évolutions sont la signature d'une modification de l'état de surface dans ces deux régions, malgré une probable surestimation de l'intensité des tendances de densité (voir le chapitre 6). La diminution de la densité de surface peut être causée, dans la région autour de Dôme C où le rapport de polarisation est corrélé spatialement (voir la section 7.2), par une augmentation de la présence de cristaux de givre, et / ou par une augmentation des précipitations ou une baisse de l'intensité du vent. Les réanalyses météorologiques ne montrent cependant pas d'augmentation des précipitations à Dôme C, ni de baisse d'intensité du vent.

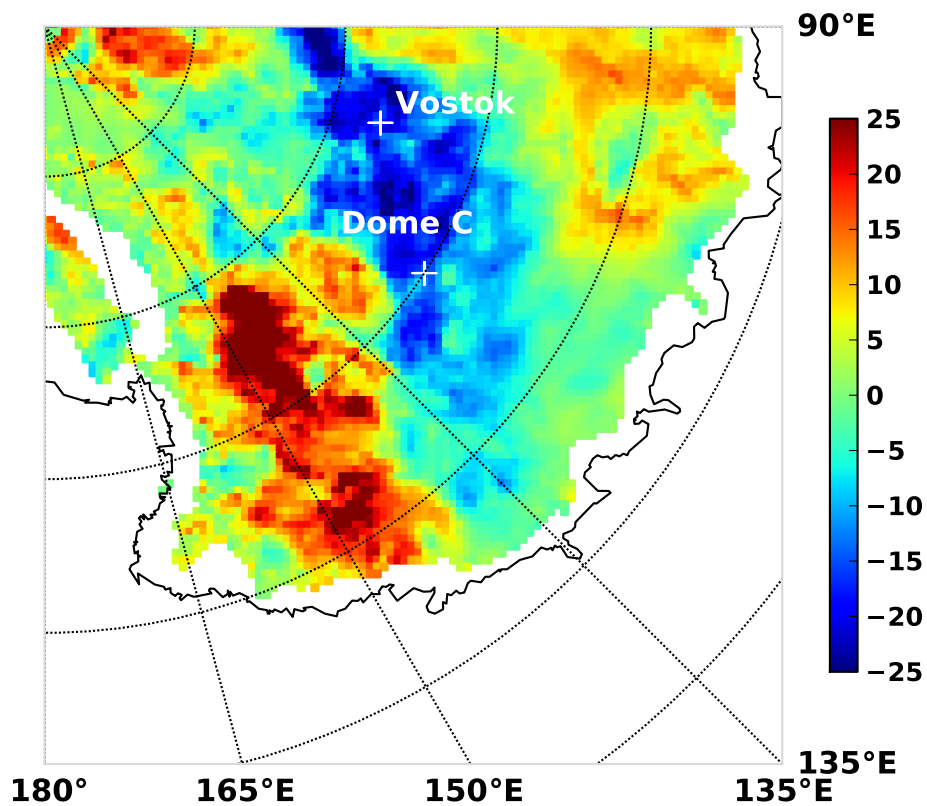


FIGURE 7.6 – Évolution de la densité de la neige proche de la surface entre 2002 et 2011, jusqu’à 1000 km environ de Dôme C. L’unité est le $\text{kg m}^{-3} \text{ a}^{-1}$, une valeur négative indiquant une tendance à la baisse de la densité.

Les figures 7.7a et 7.7b montrent respectivement le coefficient de corrélation associé à la tendance de densité proche de la surface et le signe de ce coefficient, pour la région comprise entre 90°E et 180°E. Les valeurs comprises entre -0.5 et -0.9 du coefficient de corrélation dans la région entre Dôme C et Vostok (la même région qui montre une forte corrélation spatiale, voir la section 7.2), indiquent que la tendance à la diminution de la densité de surface est significative. À l’inverse, les régions à l’est de Dôme C montrent des valeurs du coefficient de corrélation comprises entre 0.5 et 0.85, et confirment donc l’augmentation de la densité dans cette région.

Enfin, la carte du signe de la corrélation montre une grande région, allant presque de Dumont d’Urville à Vostok en passant par Dôme C, pour une extension latitudinale de 20° environ, où la densité proche de la surface semble diminuer. Cependant, les régions proches de la côte montrent un coefficient de corrélation faible, la tendance n’est donc pas significative.

En conclusion, l’évolution de la densité des premiers centimètres de neige montre une tendance significative à la baisse sur une large région entre Dôme C et Vostok et une tendance à la hausse à l’est de Dôme C, proche de la région des mégadunes. Ces évolutions ne sont pas liées à des changements de température de l’air (voir le chapitre 6), mais sans doute aux autres conditions atmosphériques (précipitation, vent, circulation atmosphérique, ...), qui entraînent des changements de l’état de surface et qui évoluent différemment entre les

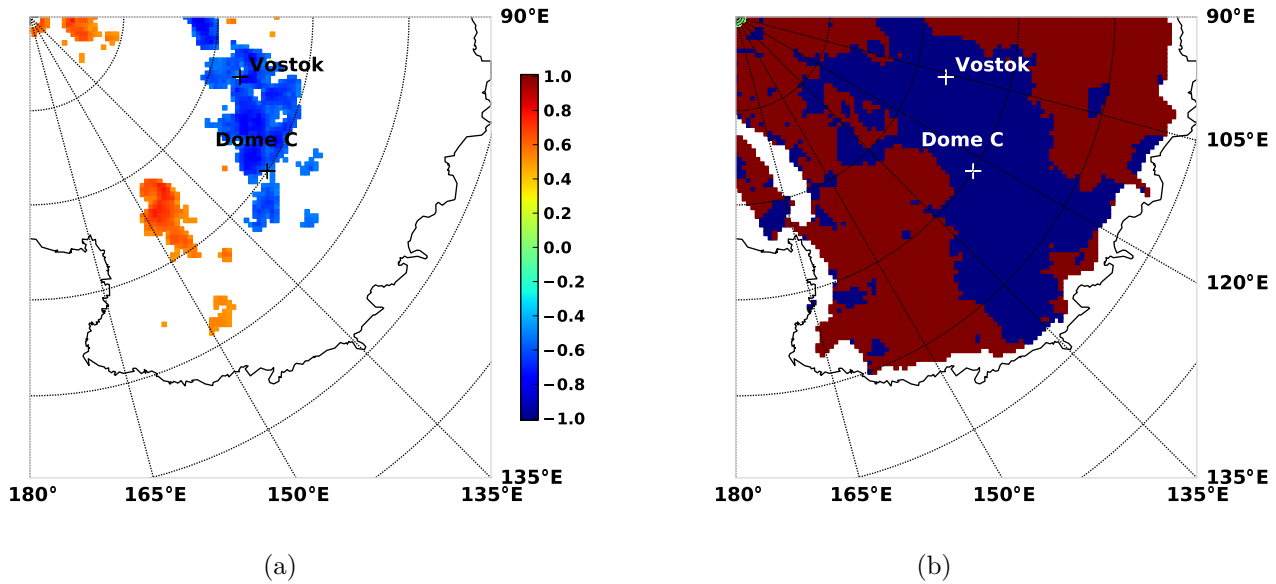


FIGURE 7.7 – Coefficient de corrélation associé à l'évolution de la densité de la neige proche de la surface (a) et signe de ce coefficient (b) pour une région comprise entre 90°E et 180°E). Les coefficients de corrélation compris entre -0.5 et 0.5 sont masqués.

deux régions présentées.

7.5 Conclusion & perspectives

La forte dépendance du rapport de polarisation à la densité des premiers centimètres du manteau neigeux a permis d'estimer cette grandeur sur l'ensemble du continent Antarctique. Deux hypothèses importantes ont cependant été nécessaires pour obtenir ces résultats : (1) un rapport entre l'émissivité de « volume » en polarisation horizontale et verticale presque constant et égal pour chaque lieu de l'Antarctique, puisque les profils de densité et de SSA utilisés ne varient pas et sont issus de mesures à Dôme C ; (2) une température du manteau neigeux uniforme et constante, égale à la moyenne annuelle de la température de l'air du lieu considéré. Par conséquent, seule l'évolution relative de la densité a été étudiée.

Une région de plus de $2.5 \cdot 10^5 \text{ km}^2$ sur le Plateau Antarctique, qui comprend la région entre Dôme C et Vostok, montre une diminution de la densité de la neige proche de la surface, comprise entre 10 et $20 \text{ kg m}^{-3} \text{ a}^{-1}$. Au contraire, cette grandeur semble augmenter, avec une intensité similaire, dans une région couvrant environ la même surface à l'est de Dôme C. De plus, la région où l'évolution du rapport de polarisation est corrélée avec celle de Dôme C, s'étend entre Dôme C et Vostok, et ainsi confirme une probable évolution de l'état de surface sur une grande région du Plateau Antarctique au cours des dix dernières années.

Ces résultats sont novateurs mais l'étude est préliminaire, ainsi une estimation de la densité et rugosité de surface à partir de l'altimétrie radar et de la radiométrie polarimétrique est une perspective susceptible de confirmer ces résultats. Une modélisation régionale du climat au cours des dernières années pourrait aussi permettre de comprendre les raisons de ce changement estimé de l'état de surface.

Conclusion générale & perspectives de la thèse

Conclusion générale

D'après le dernier rapport de l'IPCC (IPCC, 2007), l'augmentation des précipitations neigeuses au cours du prochain siècle en Antarctique de l'est pourrait compenser l'accélération de la fonte et de l'écoulement de la calotte en Antarctique de l'ouest et sur la Péninsule, et ainsi modérer l'élévation du niveau moyen des mers. Cependant, la modélisation du bilan de masse de la calotte Antarctique durant le prochain siècle est incertaine, en particulier à cause de la difficulté d'observation et de quantification des précipitations. Les travaux de cette thèse visaient à étudier l'état de surface de la neige, notion qui regroupe de nombreux aspects de la surface comme la présence de givre sur la surface, la formation de reliefs par le vent, la densité de la neige proche de la surface, l'albédo ..., ainsi que ses relations avec les conditions atmosphériques, dans le but de comprendre les processus physiques qui gouvernent son évolution. Les travaux de cette thèse se placent en amont de l'étude du bilan de masse et d'énergie de surface. L'analyse conjointe des données satellite, observant l'émission micro-onde du manteau neigeux, et de terrain, par la prise de photographies infrarouges de la surface de neige, a constitué l'approche choisie pour collecter des informations sur l'état de surface à Dôme C.

Les photographies infrarouges, prises automatiquement durant 2 ans, ont permis de suivre la présence, la formation et la disparition du givre présent à la surface (chapitre 3). Les études de Shuman et al. (1993) et de Gallet et al. (2011) avaient noté la présence occasionnelle de givre sur la surface. Les résultats de cette thèse ont montré que le givre recouvrait la surface environ 45% du temps à Dôme C (chapitre 5). De plus, l'analyse des conditions atmosphériques lors de la disparition du givre a montré que la direction du vent est un important facteur. La cause physique est probablement l'augmentation de l'énergie turbulente lorsque le vent souffle perpendiculairement à la direction dominante des reliefs de surface (changement de rugosité aérodynamique). Par ailleurs, un tiers environ des événements de disparition du givre ont été associés à des précipitations neigeuses, observées sur la texture des photos et confirmées par les réanalyses météorologiques ainsi que par un disdromètre pour certains événements (chapitre 5). Ce résultat semble montrer que le givre favorise la capture de petites particules précipitantes et évite ainsi leur redistribution et / ou sublimation par le vent. Par contre, ces travaux n'ont pas permis d'identifier les conditions (température ou humidité) nécessaires à la formation du givre pendant plus de 2 ans d'observation. L'émission de vapeur d'eau par la base Concordia, pour expliquer la formation du givre, a de plus été exclue.

Le suivi de la hauteur de la surface, dérivée à partir de balises positionnées sur la zone photographiée et d'un capteur à ultrason, a montré une dynamique importante de la surface, principalement due au vent et à des processus de condensation / sublimation (chapitre 3). La hauteur peut en effet augmenter de plus de 20 cm en 2 heures avant de retrouver sa valeur initiale. Elle peut aussi diminuer régulièrement pendant 15 jours à cause de la formation de givre. Ce deuxième phénomène reste cependant incompris. Enfin, quelques événements (1 ou 2 par an) d'élévation de la surface sont définitifs. En conclusion, compte tenu de la faible accumulation moyenne de neige à Dôme C, environ 10 cm par an, la formation de givre, son interaction avec les précipitations, ainsi que l'élévation de la surface par palier à cause du vent, peut influencer significativement le bilan de masse de surface.

Le rapport de polarisation micro-onde, calculé à partir des observations satellite, est sensible à l'état de surface et notamment à la densité de la neige proche de la surface (chapitre 1). Ce lien théorique a été confirmé par la corrélation entre le rapport de polarisation et la présence de cristaux de givre, la densité des premiers centimètres du manteau neigeux étant en effet faible lorsque du givre recouvre la surface. L'analyse de l'évolution du rapport de polarisation a permis de confirmer sur une période de 10 ans que le vent (de forte intensité et perpendiculaire à la direction dominante) est le principal responsable de la disparition des cristaux de givre (chapitre 5). Les variations du rapport de polarisation décrivent cependant une évolution de la surface plus complexe car les précipitations neigeuses, ainsi que la redistribution de la neige par le vent (formation de relief, changement de rugosité, ...) et probablement l'effet du métamorphisme modifient aussi la densité proche de la surface et par conséquent le rapport de polarisation micro-onde.

La modélisation de l'émission micro-onde, à l'aide du modèle DMRT-ML (chapitre 1), a ensuite permis de quantifier la relation entre la densité des premiers centimètres de neige et le rapport de polarisation (chapitre 6). La simulation correcte de cette émission nécessite de déterminer les propriétés physiques du manteau neigeux sur une épaisseur de plusieurs mètres. Le rayonnement micro-onde émergent à la surface provient en effet d'une profondeur importante à Dôme C. La campagne de terrain en 2010 – 2011 (chapitre 4) a permis de mesurer ces propriétés physiques sur le haut du manteau neigeux, ainsi qu'à la surface, le manteau neigeux profond ayant été caractérisé l'année précédente. Les contraintes liées aux mesures proches de la surface ont nécessité le développement de nouveaux protocoles pour la détermination de la SSA et de la densité (chapitre 2). Parallèlement, l'état de surface a été observé manuellement durant cette campagne. Ces observations ont notamment permis de mettre en évidence l'importance des cristaux présents en surface sur l'évolution de l'albédo, à travers des variations de SSA (chapitre 4). En outre, les valeurs de SSA de surface étaient très fortes durant la campagne, de l'ordre de 80 kg m^{-3} . La modélisation du rapport de polarisation à 37 GHz a montré que les variations de densité des premiers centimètres de neige permettaient de simuler toutes les variations observées. De plus, l'influence des autres paramètres physiques proches de la surface sur le rapport de polarisation sont un ordre de grandeur inférieure à l'influence de la densité. La densité des 3 premiers centimètres de neige a donc été estimée sur les dix années d'observation du radiomètre AMSR-E (chapitre 6). Superposée à des variations rapides et à un cycle annuel, l'évolution de la densité montre une diminution progressive sur 10 ans de plus de $10 \text{ kg m}^{-3} \text{ a}^{-1}$. Une modification de la rugosité est probablement exclue pour expliquer cette évolution, puisque l'ensemble des variations (rapide et tendance globale) du rapport de polarisation sont similaires pour toutes les fréquences, d'autant plus que cette baisse est aussi observée sur

les mesures de « densité de subsurface » de ces deux dernières années (chapitre 2). Cette baisse pluriannuelle est donc certainement la signature d'un changement d'une ou plusieurs conditions atmosphériques qui affectent l'état de surface.

En définitive, l'ensemble de ces résultats décrivent une surface de neige dynamique à Dôme C. Ils montrent l'influence significative du givre et de l'action du vent sur l'accumulation de neige et l'albédo de surface, i.e. le bilan de masse et d'énergie de surface. Des travaux préliminaires ont été effectués sur le Plateau Antarctique, dans le but d'étendre spatialement la compréhension des relations entre conditions atmosphériques et état de surface (chapitre 7). La corrélation entre les variations du rapport de polarisation sur une grande région du Plateau Antarctique et Dôme C indique que l'évolution de l'état de surface de Dôme C est représentative de $2.5 \cdot 10^5 \text{ km}^2$. Sur l'ensemble de cette région (entre Dôme C et Vostok), la densité proche de la surface, estimée à partir des observations satellite micro-ondes (chapitre 6), diminuent de $10 \text{ kg m}^{-3} \text{ a}^{-1}$ à $20 \text{ kg m}^{-3} \text{ a}^{-1}$. Cette évolution pourrait donc être due à un changement régional des conditions atmosphériques. A contrario, la région au sud-est de Dôme C, d'une superficie équivalente, montre une augmentation de la densité proche de la surface avec une amplitude similaire. Enfin, les valeurs moyennes du rapport de polarisation sur l'ensemble de l'Antarctique traduisent elles des variations spatiales d'accumulation à grande échelle (chapitre 7), dans la mesure où le rapport de polarisation moyen dépendant principalement de la stratification en densité du manteau neigeux (chapitre 1). Une stratification marquée est ainsi observée dans les régions des terres de la Reine Maud, entre le pôle Sud et la chaîne Transantarctique et proche de la plateforme de glace Amery.

Perspectives

De manière générale, les résultats de ces travaux de thèse méritent une meilleure quantification des relations entre état de surface et conditions atmosphériques, dans le but d'améliorer la modélisation de l'évolution future du bilan de masse et d'énergie de surface.

Ainsi, l'analyse du signal altimétrique (satellite ENVISAT par exemple) est une perspective intéressante pour étudier l'évolution de la densité proche de la surface à Dôme C et sur le Plateau Antarctique (Lacroix et al., 2009; Rémy and Parouty, 2009). Elle peut en outre permettre de confirmer l'exclusion d'une évolution de la rugosité de surface, ainsi que de valider les valeurs des tendances observées. L'étude et la modélisation des deux autres vecteurs de Stokes (Narvekar et al., 2010), i.e. les autres états de polarisation de l'onde électromagnétique, permettraient aussi de comprendre l'évolution de la rugosité de surface. De plus, la modélisation régionale du climat sur le Plateau Antarctique correspond à une approche différente pour étudier les conditions atmosphériques susceptibles de modifier l'état de surface et d'entraîner une baisse de la densité. Enfin, l'estimation de la densité de surface par la modélisation du rapport de polarisation peut également être améliorée, soit en modélisant la rugosité aux interfaces du manteau neigeux et à l'interface air-neige avec DMRT-ML, soit par la modélisation de la fréquence 19 GHz à partir de profils plus fins de densité et la prise en compte de la variabilité intra-pixel de la stratification en densité.

Par ailleurs, une autre perspective intéressante consécutive à ces travaux renvoie à la modélisation du manteau neigeux et de l'état de surface. Celle-ci pourrait en effet être menée à l'aide d'un modèle d'évolution de la neige (Brun et al., 2011) et, ce faisant, permettre de quantifier la formation et la disparition du givre, ainsi que l'évolution de l'albédo de la surface et la formation de reliefs liés au vent.

L'observation du manteau neigeux et de l'état de surface devra de plus être affinée. L'extraction ou l'étude de nouvelles variables, comme le pourcentage de givre recouvrant la surface, la longueur de corrélation du givre et la réflectance de la surface, à partir des photos infrarouges, constitue une première piste. Ensuite, de nouveaux instruments et / ou de nouvelles méthodes doivent être développées afin d'observer d'autres aspects de l'état de surface, p.e. le suivi de la hauteur de la surface par laser infrarouge, la mesure de la densité par méthode optique et l'extraction d'informations tridimensionnelles de l'état de surface à partir de photographies stéréographiques. Mais le plus intéressant serait la mesure de profils à haute résolution verticale du vent entre la surface et 2 m de hauteur afin d'extraire la longueur de rugosité aérodynamique.

En fin de compte, les travaux de modélisation du rapport de polarisation et d'observation in situ de l'état de surface démontrent qu'il est possible de détecter les événements de précipitation en Antarctique, à partir de l'émission micro-onde. L'étude de l'état de surface et notamment des cristaux de givre est aussi d'un grand intérêt pour la chimie de la neige et l'isotopie.

Références bibliographiques

- Albert, M., Shuman, C., Courville, Z., Bauer, R., Fahnestock, M. and 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.
- Andreas, E. L.** (2011). The Fallacy of Drifting Snow. *Bound.-Lay. Meteorol.* **141**, 333–347.
- Aoki, T., Aoki, T., Fukabori, M., Hachikubo, A., Tachibana, Y. and Nishio, F.** (2000). Effects of snow physical parameters on spectral albedo and bidirectional reflectance of snow surface. *J. Geophys. Res.* **105**, 10219–10236.
- Archimède (-234).** *Traité des corps flottants.*
- Arnaud, L., Gay, M., Barnola, J.-M. and Duval, P.** (1998). Imaging of firn and bubbly ice in coaxial reflected light : a new technique for the characterization of these porous media. *Ann. Glaciol.* **44**, 326–332.
- Arnaud, L., Picard, G., Champollion, N., Domine, F., Gallet, J.-C., Lefebvre, E., Fily, M. and Barnola, J.-M.** (2011). Instruments and Methods. Measurement of vertical profiles of snow specific surface area with a 1 cm resolution using infrared reflectance : instrument description and validation. *J. Glaciol.* **57**, 17–29.
- Arthern, R. J., Winnebrenner, D. P. and Vaughan, D. G.** (2006). Antarctic snow accumulation mapped using polarization of 4.3-cm wavelength microwave emission. *J. Geophys. Res.* **111**. ISSN 0148-0227.
- Bamber, J. L., Gomez-Dans, J. L. and 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**, 101–111.
- Bellot, H., Trouvilliez, A., Naaim-Bouvet, F., Genthon, C. and Gallée, H.** (2011). Present weather-sensor tests for measuring drifting snow. *Ann. Glaciol.* **52**, 176–184.
- Bindoff, N. L., Willebrand, J., Artale, V., A, C., Gregory, J., Gulev, S., Hanawa, K., Quéré, C. L., Levitus, S., Nojiri, Y., Shum, C. K., Talley, L. D. and Unnikrishnan, A.** (2007). *Observations : Oceanic Climate Change and Sea Level, in. IPCC Climate Change 2007 : The Physical Science Basis.* Cambridge University Press.
- Bindschadler, R., Choi, H., Shuman, C. and Markus, T.** (2005). Detecting and measuring new snow accumulation on ice sheets by satellite remote sensing. *Remote Sens. Environ.* **98**, 388–402. ISSN 0034-4257.

- Born, M. and Wolf, E.** (1999). *Principles of Optics Electromagnetic. Theory of Propagation, Interference and Diffraction of Light..* Cambridge University Press.
- Breili, K. and Rolstad, C.** (2009). Ground-based gravimetry for measuring small spatial-scale mass changes on glaciers. *J. Glaciol.* **50**, 141–147.
- Bromwich, D. H.** (1988). Snowfall in High Southern Latitudes. *Rev. Geophys.* **26**, 149–168.
- Brucker, L.** (2009). *Modélisation de l'émission micro-onde du manteau neigeux : applications en Antarctique et au Québec.* Ph.D. thesis, Université Joseph-Fourier, Grenoble.
- Brucker, L., Picard, G., Arnaud, L., Barnola, J.-M., Schneebeli, M., Brunjail, H., Lefebvre, E. and Fily, M.** (2011). Modeling time series of microwave brightness temperature at Dome C, Antarctica, using vertically resolved snow temperature and microstructure measurements. *J. Glaciol.* **57**, 171–182.
- Brucker, L., Picard, G. and Fily, M.** (2010). Snow grain size profiles deduced from microwave snow emissivities in Antarctica. *J. Glaciol.* **56**, 514–526.
- Brun, E., Six, D., Picard, G., Vionnet, V., Arnaud, L., Bazile, E., Boone, A., Bouchard, A., Genthon, C., Guidard, V., Le Moigne, P., Rabier, F. and Seity, Y.** (2011). Snow/atmosphere coupled simulation at Dome C, Antarctica. *J. Glaciol.* **57**, 721–736.
- Cazenave, A. and Remy, F.** (2011). Sea level and climate : measurements and causes of changes. *WIREs Clim. Change* **2**, 647–662.
- Champollion, N., Picard, G., Arnaud, L., Lefebvre, E. and Fily, M.** (2013). Hoar crystal development and disappearance at Dome C, Antarctica : observation by near-infrared photography and passive microwave satellite. *The Cryosphere* **7**, 1247–1262.
- Choudhury, B. J., Schmugge, T. J., Chang, A. and Newton, R. W.** (1979). Effect of Surface Roughness on the Microwave Emission From Soils. *J. Geophys. Res.* **84**, 5699–5706.
- Christensen, J. H., Hewitson, B., Busuioc, A., Chen, A., Gao, X., Held, I., Jones, R., Kolli, R., Kwon, W. T., Laprise, R., Rueda, V. M., Mearns, L., Menéndez, C. G., Räisänen, J., Rinke, A., Sarr, A. and Whetton, P.** (2007). *Regional Climate Projections, in. IPCC Climate Change 2007 : The Physical Science Basis.* Cambridge University Press.
- Colbeck, S.** (1982). An overview of seasonal snow metamorphism. *Rev. Geophys.* **20**, 45–61.
- Colbeck, S.** (1983). Theory of Metamorphism of Dry Snow. *J. Geophys. Res.* **88**, 5475–5482.
- Colbeck, S.** (1989). Snow-crystal growth with varying surface temperatures and radiation penetration. *J. Glaciol.* **119**, 23–29.
- Colbeck, S., 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. Technical report, The International Commission on Snow and Ice of the International Association of Scientific Hydrology.

- Comiso, J., Cavalieri, D. and Markus, T.** (2003). Sea ice concentration, ice temperature, and snow depth using AMSR-E data. *IEEE T. Geosci. Remote* **41**, 243–252. ISSN 0196-2892.
- Comiso, J. C.** (1994). Surface temperatures in the polar regions from Nimbus 7 temperature humidity infrared radiometer. *J. Geophys. Res.* **99**, 5181–5200.
- Comiso, J. C.** (2000). Variability and Trends in Antarctic Surface Temperatures from In Situ and Satellite Infrared Measurements. *J. Climate* **13**, 1674–1696.
- Conger, S. M. and McClung, D. M.** (2009). Comparison of density cutters for snow profile observations. *J. Glaciol.* **55**, 163–169.
- Davis, R. E. and Dozier, J.** (1989). Stereological characterization of dry Alpine snow for microwave remote sensing. *Advances in Space Research* **9**, 245–251.
- Debye, P., Anderson, H., Jr. and Brumberger, H.** (1957). Scattering by an Inhomogeneous Solid. II. The Correlation Function and Its Application. *J. Appl. Phys.* **28**, 679–683.
- Debye, P. and Bueche, A. M.** (1949). Scattering by an Inhomogeneous Solid. *J. Appl. Phys.* **20**, 518–525.
- Dee, D. P. and al.** (2011). The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* **137**, 553–597.
- Denman, K. L., Brasseur, G., Chidthaisong, A., Ciais, P., Cox, P. M., Dickinson, R. E., Hauglustaine, D., Heinze, C., Holland, E., Jacob, D., Lohmann, U., Ramachandran, S., da Silva Dias, P. L., Wofsy, S. C. and Zhang, X.** (2007). *Couplings Between Changes in the Climate System and Biogeochemistry*, in. *IPCC Climate Change 2007 : The Physical Science Basis*. Cambridge University Press.
- Di Siquiera, F. R., S. W. R. and Pedrini, H.** (2013). Multi-scale gray level co-occurrence matrices for texture description. *Neurocomputing* .
- Domine, 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. *Atmos. Chem. Phys.* **8**, 171–208.
- Domine, F., Gallet, J.-C., Barret, M., Houdier, S., Voisin, D., Douglas, T. A., Blum, J. D., Beine, H. J., Anastasio, C. and Bréon, F.-M.** (2011). The specific surface area and chemical composition of diamond dust near Barrow, Alaska. *J. Geophys. Res.* **116**.
- Domine, F., Gallet, J.-C., Bock, J. and Morin, S.** (2012). Structure, specific surface area and thermal conductivity of the snowpack around Barrow, Alaska. *J. Geophys. Res.* **117**.
- Domine, 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 Reg. Sci. Technol.* **46**, 60–68.
- Domine, F. and Shepson, P. B.** (2002). Air-Snow Interactions and Atmospheric Chemistry. *Science* **297**, 1506–1510.

- Domine, F., Taillandier, A.-S. and Simpson, W. R.** (2007). A parameterization of the specific surface area of seasonal snow for field use and for models of snowpack evolution. *J. Geophys. Res.* **112**.
- Domine, F., Taillandier, A. S., Simpson, W. R. and Severin, K.** (2005). Specific surface area, density and microstructure of frost flowers. *Geophys. Res. Lett.* **32**. ISSN 0094-8276.
- Dumont, M.** (2010). *Détermination de l'albédo des surfaces enneigées par télédétection*. Ph.D. thesis.
- Dumont, M., Brissaud, O., Picard, G., Schmitt, B., Gallet, J.-C. and Arnaud, Y.** (2010). High-accuracy measurements of snow Bidirectional Reflectance Distribution Function at visible and NIR wavelengths; comparison with modelling results. *Atmos. Chem. Phys.* **10**, 2507–2520.
- Dupont, F., Picard, G., Royer, A., Fily, M., Roy, A., Langlois, A. and Champollion, N.** (2013 (accepted)). Modeling the microwave emission of bubbly ice : Applications to blue ice and superimposed ice in the Antarctic and Arctic. *IEEE T. Geosci. Remote* .
- Eisen, O., Frezzotti, M., Genthon, C., Isaksson, E., Magand, O., Van den Broeke, M. R., Dixon, D. A., Ekaykin, A., Holmlund, P., Kameda, T., Karlöf, L., Kaspari, S., Lipenkov, V., Oerter, H., Takahashi, S. and Vaughan, D. G.** (2008). Ground-based measurements of spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica. *Rev. Geophys.* **46**, 1–39.
- EPICA, community members** (2004). Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature* **429**, 623–628.
- Fahnestock, M. A., Scambos, T. A., Shuman, C. A., Arthern, R. J., Winebrenner, D. P. and Kwok, R.** (2000). Snow megadune fields on the East Antarctic Plateau : Extreme atmosphere-ice interaction. *Geophys. Res. Lett.* **27**, 3719–3722.
- Favier, V., Agosta, C., Genthon, C., Arnaud, L., Trouvilliez, A. and Gallée, H.** (2011). Modeling the mass and surface heat budgets in a coastal blue ice area of Adelie Land, Antarctica. *J. Geophys. Res.* **116**. ISSN 0148-0227.
- Favier, V., Agosta, C., Parouty, S., Durand, G., Delaygue, G., Gallée, H., Drouet, A.-S., Trouvilliez, A. and Krinner, G.** (2012). An updated and quality controlled surface mass balance dataset for Antarctica , 3667–3702.
- Fierz, C., Armstrong, R., Durand, Y., Etchevers, P., Greene, E., McClung, D., Nishimura, K., Satyawali, P. and Sokratov, S.** (2009). The International Classification for Seasonal Snow on the Ground. Technical Report 83, UNESCO.
- Fily, M. and Benoist, J.-P.** (1991). Large-scale statistical study of Scanning Multi-channel Microwave Radiometer (SMMR) data over Antarctica. *J. Glaciol.* **37**, 129–139.
- Flanner, M. G. and Zender, C. S.** (2006). Linking snowpack microphysics and albedo evolution. *J. Geophys. Res.* **111**.
- Flin, F.** (2004). *Description physique des métamorphoses de la neige à partir d'images de microstructures 3D naturelles obtenues par microtomographie X*. Ph.D. thesis, Université Joseph-Fourier, Grenoble.

- Flin, F., Brzoska, J.-B., Coeurjolly, D., Pieritz, R. A., Lesaffre, B., Coléou, C., Lamboley, P., Teytaud, O., Vignoles, G. L. and Delesse, J.-F. (2005). Adaptive Estimation of Normals and Surface Area for Discrete 3-D Objects : Application to Snow Binary Data From X-Ray Tomography. *Transactions on Image Processing* **14**, 585–596.
- Flin, F., Brzoska, J.-B., Lesaffre, B., Coléou, C. and Pieritz, R. A. (2004). Three-dimensional geometric measurements of snow microstructural evolution under isothermal conditions. *Ann. Glaciol.* **38**, 39–44.
- Flin, F., Lesaffre, B., Dufour, A., Gilibert, L., Hasan, A., Rolland du Roscoat, S., Cabanes, S. and Pugliese, P. (2011). On the Computations of Specific Surface Area and Specific Grain Contact Area from Snow 3D Images. *Physics and Chemistry of Ice*, 321–328.
- Forster, P., Ramaswamy, V., Artaxo, P., Berntsen, T., Betts, R., Fahey, D. W., Haywood, J., Lean, J., Lowe, D. C., Myhre, G., Nganga, J., Prinn, R., Raga, G., Schulz, M. and Dorland, R. V. (2007). *Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing*, in. *IPCC Climate Change 2007 : The Physical Science Basis*. Cambridge University Press.
- Fourier, M. (1827). *Les températures du globe terrestre et des espaces planétaires*. Master's thesis.
- France, J. L., King, M. D., Frey, M. M., Erbland, J., Picard, G., Preunkert, S., MacArthur, A. and Savarino, J. (2011). Snow optical properties at Dome C (Concordia), Antarctica ; implications for snow emissions and snow chemistry of reactive nitrogen. *Atmos. Chem. Phys.* **11**, 9787–9801.
- Fretwell, P., Pritchard, H. D., Vaughan, D. G., Bamber, J. L., Barrand, N. E., Bell, R., Bianchi, C., Bingham, R. G., Blankenship, D. D., Casassa, G., Catania, G., Callens, D., Conway, H., Cook, A. J., Corr, H. F. J., Damaske, D., Damm, V., Ferraccioli, F., Forsberg, R., Fujita, S., Gogineni, P., Griggs, J. A., Hindmarsh, R. C. A., Holmlund, P., Holt, J. W., Jacobel, R. W., Jenkins, A., Jokat, W., Jordan, T., King, E. C., Kohler, J., Krabill, W., Riger-Kusk, M., Langley, K. A., Leitchenkov, G., Leuschen, C., Luyendyk, B. P., Matsuoka, K., Nogi, Y., Nost, O. A., Popov, S. V., Rignot, E., Rippin, D. M., Riviera, A., Roberts, J., Ross, N., Siegert, M. J., Smith, A. M., Steinhage, D., Studinger, M., Sun, B., Tinto, B. K., Welch, B. C., Young, D. A., Xiangbin, C. and Zirizzotti, A. (2012). Bedmap2 : improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica **6**, 4305–4361.
- Frezzotti, M., Gandolfi, S., La Marca, F. and 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. and Urbini, S. (2002b). Snow megadunes in Antarctica : Sedimentary structure and genesis. *J. Geophys. Res.* **107**, 4344–4355.
- Frezzotti, M., Pourchet, M., Flora, O., Gandolfi, S., Gay, M., Urbini, S., Vincent, C., Becagli, S., Gagnani, R., Proposito, M., Severi, M., Traversi, R., Udisti, R. and 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. and Fily, M.** (2005). Spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica from traverse data. *J. Glaciol.* **51**, 113–124.
- Gallee, H., Guyomarc’h, G. and Brun, E.** (2001). Impact of snow drift in the Antarctic ice sheet surface mass balance : possible sensitivity to snow surfaces properties. *Bound.-Lay. Meteorol.* **99**, 1–19.
- Gallet, J.-C.** (2010). *La neige du plateau Antarctique. Surface spécifique et applications*. Ph.D. thesis, Université Joseph-Fourier.
- Gallet, J.-C., Domine, F., Arnaud, L., Picard, G. and Savarino, J.** (2011). Vertical profile of the specific surface area and density of the snow at Dome C and on a transect to Dumont D’Urville, Antarctica – albedo calculations and comparison to remote sensing products. *The Cryosphere* **5**, 631–649.
- Gallet, J.-C., Domine, F., Zender, C. and Picard, G.** (2009). Measurement of the specific surface area of snow using infrared reflectance in an integrating sphere at 1310 and 1550nm. *The Cryosphere* **3**, 167–182.
- Gardner, A. S. and Sharp, M. J.** (2010). A review of snow and ice albedo and the development of a new physically based broadband albedo parameterization. *J. Geophys. Res.* **115**.
- Genthon, C., Lardeux, P. and Krinner, G.** (2007). The surface accumulation and ablation of a coastal blue-ice area near Cap Prudhomme, Terre Adélie, Antarctica. *J. Glaciol.* **53**, 635–645.
- Genthon, C., Six, D., Favier, V., Lazzara, M. and Keller, L.** (2011). Atmospheric Temperature Measurement Biases on the Antarctic Plateau. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **28**, 1598–1605. ISSN 0739-0572.
- Genthon, C., Town, M. S., Six, D., Favier, V., Argentini, S. and Pellegrini, A.** (2010). Meteorological atmospheric boundary layer measurements and ECMWF analyses during summer at Dome C, Antarctica. *J. Geophys. Res.* **115**.
- Gergely, M., Schneebeli, M. and Roth, K.** (2010). First experiments to determine snow density from diffuse near-infrared transmittance. *Cold Reg. Sci. Technol.* **64**, 81–86.
- Goodwin, I. D.** (1990). Snow accumulation and surface topography in the katabatic zone of Eastern Wilkes Land, Antarctica. *Antarctic Sci.* **2**, 235–242.
- Gow, A. J.** (1965). On the accumulation and seasonal stratification of snow at the South Pole. *J. Glaciol.* **5**, 467–477.
- 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. *J. Geophys. Res.* **104**, 31697–31709.
- Grody, N.** (2008). Relationship between snow parameters and microwave satellite measurements : Theory compared with Advanced Microwave Sounding Unit observations from 23 to 150GHz. *J. Geophys. Res.* **113**.

- Hall-Beyer, M.** (2007). GLCM Texture : A Tutorial.
- Hanot, L. and Domine, F.** (1999). Evolution of the Surface Area of a Snow Layer. *Environ. Sci. Tech.* **33**, 4250–4255.
- Haralick, R. M., Shanmugam, K. and Dinstein, I.** (1973). Textural Features for Image Classification. *Transactions on Systems, Man and Cybernetics* **3**, 610–620.
- He, D.-C., Wang, L. and Guibert, J.** (1988). Texture discrimination based on an optimal utilization of texture features. *Pattern Recogn.* **21**, 141–146.
- Hegerl, G. C., Zwiers, F. W., Braconnot, P., Gillett, N. P., Luo, Y., Orsini, J. A. M., Nicholls, N., Penner, J. E. and Stott, P.** (2007). *Understanding and Attributing Climate Change, in. IPCC Climate Change 2007 : The Physical Science Basis.* Cambridge University Press.
- Heggli, M., Köchle, B., Matzl, M., Pinzer, B., Riche, F., Steiner, S., Steinfeld, D. and Schneebeli, M.** (2011). Measuring snow in 3-D using X-ray tomography : assessment of visualization techniques. *Ann. Glaciol.* **52**, 231–236.
- Hofer, R. and Schanda, E.** (1978). Signatures of snow in the 5 to 94 GHz range. *Radio Sci.* **13**, 365–369.
- IPCC** (2007). *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis.* Cambridge University Press.
- Jansen, E., Overpeck, J., Briffa, K. R., Duplessy, J. C., Joos, F., Masson-Delmotte, V., Olago, D., Otto-Bliesner, B., Peltier, W. R., Rahmstorf, S., Ramesh, R., Raynaud, D., Rind, D., Solomina, O., Villalba, R. and Zhang, D.** (2007). *Palaeoclimate, in. IPCC Climate Change 2007 : The Physical Science Basis.* Cambridge University Press.
- Jin, Y.-Q.** (1994). *Electromagnetic scattering modelling for quantitative remote sensing.* World Scientific.
- Jin, Y.-Q. and Chen, H.** (2011). Detection of snow and frost in southern China in January 2008 using AMSR-E scattering and polarization indexes. *Int. J. Rem. Sens.* **32**, 4475–4487.
- Jin, Z., Charlock, T. P., Yang, P., Xie, Y. and 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**, 3563–3581.
- Kendra, J. R., Ulaby, F. T. and Sarabandi, K.** (1993). Snow probe for in situ determination of wetness and density. Technical report, Radiation Laboratory.
- Kendra, J. R., Ulaby, F. T. and Sarabandi, K.** (1994). Snow Probe for *In Situ* Determination of Wetness and Density. *IEEE T. Geosci. Remote* **32**.
- Kerbrat, M., Pinzer, B., Huthwelker, T., Gäggeler, H., Ammann, M. and 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. Phys.* **8**, 1261–1275.

- Ketcham, R. A. and Carlson, W. D.** (2001). Acquisition, optimization and interpretation of X-ray computed tomographic imagery : applications to the geosciences. *Computers & Geosciences* **27**, 381–400.
- Koenig, Lora S. and Steig, E. J., Winebrenner, D. P. and Shuman, C. A.** (2007). A link between microwave extinction length, firn thermal diffusivity, and accumulation rate in West Antarctica. *J. Geophys. Res.* **112**.
- 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. *Antarctic Res. Ser.* **16**, 225–238.
- Kokhanovsky, A. and Schreier** (2009). The determination of snow specific surface area, albedo and effective grain size using AATSR space-borne measurements. *Int. J. Rem. Sens.* **30**, 919–933.
- Kokhanovsky, A. A.** (2009). *Light scattering reviews : single and multiple light scattering*. Springer.
- Kokhanovsky, A. A. and Sokoletsky, L. G.** (2006a). Reflection of Light from Semi-Infinite Absorbing Turbid Media. Part 2 : Plane Albedo and Reflection Function. *Color Research and Application* **31**, 498–509.
- Kokhanovsky, A. A. and Sokoletsky, L. G.** (2006b). Reflection of Light from Semi-Infinite Absorbing Turbid Media. Part 1 : Spherical Albedo. *Color Research and Application* **31**, 491–497. ISSN 1520-6378.
- Kokhanovsky, A. A. and Zege, E. P.** (2004). Scattering optics of snow. *Appl. Opt.* **43**, 1589–1602.
- Krinner, G., Magand, O., Simmonds, I., Genthon, C. and Dufresne, J.-L.** (2007). Simulated Antarctic precipitation and surface mass balance at the end of the twentieth and twenty-first centuries. *Clim. Dynam.* **28**, 215–230.
- Kuchiki, K., Aoki, T., Niwano, M., Motoyoshi, H. and Iwabuchi, H.** (2011). Effect of sastrugi on snow bidirectional reflectance and its application to MODIS data. *J. Geophys. Res.* **116**. ISSN 0148-0227.
- LaChapelle, E. R.** (1969). *Field guide to snow crystals*. Seattle : International Glaciological Society.
- Lacroix, P., Legrésy, B., Rémy, F., Blarel, F., Picard, G. and Brucker, L.** (2009). Rapid change of snow surface properties at Vostok, East Antarctica, revealed by altimetry and radiometry. *Remote Sens. Environ.* **113**, 2633–2641.
- Langlois, A., Royer, A., Montpetit, B., Picard, G., Brucker, L., Arnaud, L., Harvey-Collard, P., Fily, M. and Goïta, K.** (2010). On the relationship between snow grain morphology and in-situ near infrared calibrated reflectance photographs. *Cold Reg. Sci. Technol.* **61**, 34–42.
- Legagneux, L., Cabanes, A. and Dominé, F.** (2002). Measurement of the specific surface area of 176 snow samples using methane adsorption at 77K. *J. Geophys. Res.* **107**, 4335–4349.

- Lemke, P., Ren, J., Alley, R. B., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., Fujii, Y., Kaser, G., Mote, P., Thomas, R. H. and Zhang, T.** (2007). *Observations : Changes in Snow, Ice and Frozen Ground*, in. *IPCC Climate Change 2007 : The Physical Science Basis*. Cambridge University Press.
- Lemmetyinen, J., Pulliainen, J., Rees, A., Kontu, A., Qiu, Y. and Derksen, C.** (2010). Multiple-layer Adaptation of HUT Snow Emission Model : Comparison With Experimental Data. *IEEE T. Geosci. Remote* **48**, 2781–2794. ISSN 0196-2892.
- Li, J., Zwally, H. J. and Comiso, J. C.** (2007). Ice-sheet elevation changes caused by variations of the firn compaction rate induced by satellite-observed temperature variations (1982-2003). *Ann. Glaciol.* **46**, 8–13.
- Li, Z., Tan, Y. and Tsang, L.** (2006). Modeling the passive microwave remote sensing of snow using dense media radiative transfer theory with NMM3D rough-surface boundary conditions. *Microwave and Optical Technology Letters* **48**, 557–562. ISSN 1098-2760.
- Liang, D., Tse, K., Tan, Y., Tsang, L. and Kung Hau, D.** (2006). Scattering and Emission in Snow Based on QCA/DMRT and Numerical Maxwell Model of 3D-dimensional Simulations (NMM3D). MicroRad, IEEE Geoscience and Remote Sensing Society.
- Liang, D., Xu, P., Tsang, L., Gui, Z. and Chen, K.** (2009). Electromagnetic scattering by rough surfaces with large heights and slopes with applications to microwave remote sensing of rough surface over layered media. *Prog. Electromagn. Res.* **95**, 199–218. ISSN 1070-4698.
- Liang, D., Xu, X., Tsang, L., Andreadis, K. M. and 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). *IEEE T. Geosci. Remote* **46**, 3663–3671.
- Linkletter, G. O. and Warburton, J. A.** (1976). Short notes. A note of the contribution of rime and surface hoar to the accumulation on the Ross ice shelf, Antarctica. *J. Glaciol.* **17**, 351–353.
- Liston, G. E. and Hiemstra, C. A.** (2011). The Changing Cryosphere : Pan-Arctic Snow Trends (1979–2009). *J. Climate* **24**, 5691–5712. ISSN 0894-8755.
- Long, D. G. and Drinkwater, M. R.** (2000). Azimuth Variation in Microwave Scatterometer and Radiometer Data Over Antarctica. *IEEE T. Geosci. Remote* **38**, 1857–1870. ISSN 0196-2892.
- Macelloni, G., Brogioni, M., Pampaloni, P. and Cagnati, A.** (2007). Multifrequency Microwave Emission From the Dome-C Area on the East Antarctic Plateau : Temporal and Spatial Variability. *IEEE T. Geosci. Remote* **45**, 2029–2039. ISSN 0196-2892.
- Macelloni, G., Paloscia, S., Pampaloni, P. and Tedesco, M.** (2001). Microwave Emission From Dry Snow : A Comparison of Experimental and Model Results. *IEEE T. Geosci. Remote* **39**, 2649–2656. ISSN 0196-2892.

- Magand, O., Picard, G., Brucker, L., Fily, M. and Genthon, C.** (2008). Snow melting bias in microwave mapping of Antarctic snow accumulation. *The Cryosphere* **2**, 109–115.
- Massom, R. A., Pook, M. J., Comiso, J. C., Adams, N., Turner, J., Lachlan-Cope, T. and Gibson, T. T.** (2004). Precipitation over the Interior East Antarctic Ice Sheet Related to Midlatitude Blocking-High Activity. *J. Climate* **17**, 1914–1928.
- Matzl, M. and Schneebeli, M.** (2006). Measuring specific surface area of snow by near-infrared photography. *J. Glaciol.* **52**, 558–564.
- Matzl, M. and Schneebeli, M.** (2010). Stereological measurement of the specific surface area of seasonal snow types : Comparison to other methods, and implications for mm-scale vertical profiling. *Cold Reg. Sci. Technol.* **64**, 1–8.
- Mätzler, C.** (1994). Passive Microwave Signatures of Landscapes in Winter. *Meteorol. Atmos. Phys.* **54**, 241–260.
- Mätzler, C.** (2000). *Radiative transfer models for microwave radiometry*. Directorate-General for Research.
- Mätzler, C.** (2002). Relation between grain-size and correlation length of snow. *J. Glaciol.* **48**, 461–466.
- Mätzler, C.** (2005). On the Determination of Surface Emissivity From Satellite Observations. *IEEE Geo. Rem. Sens. Lett.* **2**, 160–163.
- Mätzler, C.** (2006). *Thermal Microwave Radiation : Applications for Remote Sensing*. IET Electromagnetic Waves. ISBN 978-0-36341-573-9.
- Mätzler, C. and Rosenkranz, P. W.** (2007). Dependence of Microwave Brightness Temperature on Bistatic Surface Scattering : Model Functions and Application to AMSU-A. *IEEE T. Geosci. Remote* **45**, 2130–2138.
- Meehl, G. A., Stocker, T. F., Collins, W. D., Friedlingstein, P., Gaye, A. T., Gregory, J. M., Kitoh, A., Knutti, R., Murphy, J. M., Noda, A., Raper, S. C. B., Watterson, I. G., Weaver, A. J. and Zhao, Z.-C.** (2007). *Global Climate Projections, in. IPCC Climate Change 2007 : The Physical Science Basis*. Cambridge University Press.
- Meier, W. N., Stroeve, J. and Fetterer, F.** (2007). Whither Arctic sea ice? A clear signal of decline regionally, seasonally and extending beyond the satellite record. *Ann. Glaciol.* **46**, 428–434.
- Meysignac, B. and Cazenave, A.** (2012). Sea level : A review of present-day and recent-past changes and variability. *J. Geodynamics* **58**, 96–109.
- Mittal, S. K., Singh, M. and Garg, P. K.** (2009). Development of an instrument to measure density and moisture content of snow. *Journal of Scientific & Industrial Research* **68**, 188–191. ISSN 0022-4456.
- Montpetit, B., Royer, A., Langlois, A., Cliche, P., Roy, A., Champollion, N., Picard, G., Domine, F. and Obbard, R.** (2012). New short wave infrared albedo measurements for snow specific surface area retrieval. *J. Glaciol.* **58**.

- Moody, E. G., King, M. D., Schaaf, C. B. and Platnick, S.** (2008). MODIS-Derived Spatially Complete Surface Albedo Products : Spatial and Temporal Pixel Distribution and Zonal Averages. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **47**, 2879–2894.
- Munneke, K. P., Picard, G., van den Broeke, M. R., Lenaerts, J. T. M. and van Meijgaard, E.** (2012). Insignificant change in Antarctic snowmelt volume since 1979. *Geophys. Res. Lett.* **39**. ISSN 0094-8276.
- Nakamura, T., Abe, O., Hasegawa, T., Tamura, R. and Ohta, T.** (2001). Spectral reflectance of snow with a known grain-size distribution in successive metamorphism. *Cold Reg. Sci. Technol.* **32**, 13–26.
- Narvekar, P. S., Heygster, G., Jackson, T. J., Bindlish, R., Macelloni, G. and Justus, N.** (2010). Passive Polarimetric Microwave Signatures Observed Over Antarctica. *IEEE T. Geosci. Remote* **48**, 1059–1075. ISSN 0196-2892.
- OMM** (2009). Déclaration de l’OMM sur l’état du climat mondial en 2008. Technical Report 1039, Organisation Météorologique Mondiale.
- Orheim, O.** (1968). Surface snow metamorphosis on the Antarctic Plateau. *Norks Polarinstitutt, Arbok 1966* , 84–91.
- Oveisgharan, S. and Zebker, H. A.** (2007). Estimating Snow Accumulation From InSAR Correlation Observations. *IEEE T. Geosci. Remote* **45**, 10–20.
- Painter, T. H. and Dozier, J.** (2004). Measurements of the hemispherical-directional reflectance of snow at fine spectral and angular resolution. *J. Geophys. Res.* **109**.
- Painter, T. H., Molotch, N. P., Cassidy, M., Flanner, M. and Steffen, K.** (2007). Contact spectroscopy for determination of stratigraphy of snow optical grain size. *J. Glaciol.* **53**, 121–127.
- Picard, G., Arnaud, L., Domine, F. and Fily, M.** (2009a). Determining snow specific surface area from near-infrared measurements : Numerical study of the influence of grain shape. *Cold Reg. Sci. Technol.* **56**, 10–17.
- Picard, G., Brucker, L., Fily, M., Gallée, H. and Krinner, G.** (2009b). Modeling time series of microwave brightness temperature in Antarctica. *J. Glaciol.* **55**, 537–551.
- Picard, G., Brucker, L., Roy, A., Dupont, F., Fily, M. and Royer, A.** (2012a). Simulation of the microwave emission of multi-layered snowpacks using the dense media radiative transfer : the DMRT-ML model. *Geoscience Model Development* .
- Picard, G., Domine, F., Krinner, G., Arnaud, L. and Lefebvre, E.** (2012b). Inhibition of the positive snow-albedo feedback by precipitation in interior Antarctica. *Nature Climate Change* **2**.
- Picard, G. and Fily, M.** (2006). Surface melting observations in Antarctica by microwave radiometers : Correcting 26-year time series from changes in acquisition hours. *Remote Sens. Environ.* **104**, 325–336.
- Picard, G., Fily, M. and Gallée, H.** (2007). Surface melting derived from microwave radiometers : a climatic indicator of Antarctica. *Ann. Glaciol.* **46**, 29–34.

- Plataniotis, K. N. and Venetsanopoulos** (2000). *Color Image Processing and Applications*.
- Prigent, C., Wigneron, J.-P., Rossow, W. and Pardo-Carrion, J.** (2000). Frequency and angular variations of land surface microwave emissivities : can we estimate SSM/T and AMSU emissivities from SSM/I emissivities ? *IEEE T. Geosci. Remote* **38**, 2373–2386. ISSN 0196-2892.
- Pullianen, J., Grandell, J. and Hallikainen, M.** (1999). HUT snow emission model and its applicability to snow water equivalent retrieval. *IEEE T. Geosci. Remote* **37**, 1378–1390.
- Rémy, F. and Frezzotti, M.** (2006). Antarctica ice sheet mass balance. *External Geophysics, Climate and Environment (Glaciology)* , 1084–1097.
- Rémy, F., Legresy, B. and Testut, L.** (2001). Ice Sheet And Satellite Altimetry. *Surveys in Geophysics* **22**, 1–29.
- Rémy, F. and Parouty, S.** (2009). Antarctic Ice Sheet and Radar Altimetry : A Review. *Radio Sci.* **1**, 1212–1239.
- Rémy, F., Testut, L. and Legrésy, B.** (2000). Topographie des calottes polaires par altimétrie satellite. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* **330**, 457–467.
- Rignot, E., Velicogna, I., van den Broeke, M. R., Monaghan, A. and Lenaerts, J. T. M.** (2011). Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise. *Geophys. Res. Lett.* **38**.
- Rosenkranz, P.** (1992). Rough-sea microwave emissivities measured with the SSM/I. *IEEE T. Geosci. Remote* **30**, 1081–1085. ISSN 0196-2892.
- Roy, A., Picard, G., Royer, A., Montpetit, B., Dupont, F., Langlois, A., Derksen, C. and Champollion, N.** (2013). Brightness temperature simulations of the Canadian seasonal snowpack driven by measurements of snow specific surface area. *IEEE T. Geosci. Remote* **99**.
- Ryan, W. A. and Doesken, N. J.** (2008). Evaluation of Ultrasonic Snow Depth Sensors for U.S. Snow Measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **25**, 667–684.
- Sasgen, I., Dobslaw, H., Martinec, Z. and Thomas, M.** (2010). Satellite gravimetry observation of Antarctic snow accumulation related to ENSO. *Earth and Planetary Science Letters* **299**, 352–358.
- Saunders, W., Lawrence, J. S., Storey, J. W. V. and Ashley, M. C. B.** (2009). Where Is the Best Site on Earth ? Domes A, B, C and F, and Ridges and B. *Publications of the Astronomical Society of the Pacific* **121**, 976–992.
- Schaefer, V., Klein, G. and de Quervain, M.** (1954). The International Classification for Snow – with Special Reference to Snow on the Ground. Technical Report 31, National Research Council of Canada.
- Schwerdtfeger, W.** (1969). Ice Crystal Precipitation on the Antarctic Plateau. *Antarctic Journal of the U.S.* **4**, 221–222.

- Schwerdtfeger, W.** (1984). *Weather and the climate of the Antarctic*. Elsevier.
- Serra, J.** (1984). *Image Analysis and Mathematical Morphology, Volume 1*, volume 1. Academic Press.
- Serra, J.** (1988). *Image Analysis and Mathematical Morphology, Volume 2 : Theoretical Advances*, volume 152. Blackwell Science Ltd.
- Sherjal, I. and Fily, M.** (1994). Temporal variations of microwave brightness temperatures over Antarctica. *Ann. Glaciol.* **20**, 19–25.
- Shuman, C. A. and 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. and Anandkrishnan, S.** (1993). Characterization of a hoar-development episode using SSM/I brightness temperatures in the vicinity of GISP2 site, Greenland. *Ann. Glaciol.* **17**, 183–188.
- Shuman, C. A. and Comiso, J. C.** (2002). In situ and satellite surface temperature records in Antarctica. *Ann. Glaciol.* **34**, 113–120.
- Sihvola, A. and Kong, J.** (1988). Effective permittivity of dielectric mixtures. *IEEE T. Geosci. Remote* **26**, 420–429.
- Sihvola, A., Nyfors, E. and Tiuri, M.** (1985). Mixing formulae and experimental results for the dielectric constant of snow. *J. Glaciol.* **31**, 163–170.
- Sihvola, A. and Tiuri, M.** (1986). Snow Fork for Field Determination of the Density and Wetness Profiles of a Snow Pack. *IEEE T. Geosci. Remote* **GE-24**, 717–721.
- Simmons, A., Uppala, S., Dee, D. and Kobayashi, S.** (2006). ERA-Interim : New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. *ECMWF Newsletter* **110**, 26–35.
- Slaughter, A., Adams, E., Straron, P., Shertzer, R., Walters, D., D., M., Catherine, D., Henninger, I., Leonard, T., Cooperstein, M. and H., M.** (2011). Field investigation of near-surface metamorphism of snow. *J. Glaciol.* **57**, 441–452.
- Stammes, K., Tsay, S.-C., Wiscombe, W. and Jayaweera, K.** (1988). Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. *Applied Optics* **27**, 2502–2509.
- Stogryn, A.** (1986). A Study of the Microwave Brightness Temperature of Snow from the Point of View of Strong Fluctuation Theory. *IEEE T. Geosci. Remote* **GE-24**, 220–231.
- Storch, H. v. and Zwiers, F. W.** (1999). *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge : Cambridge University Press.
- Sturm, M., Holmgren, J. and Liston, G. E.** (1995). A Seasonal Snow Cover Classification System for Local to Global Applications. *J. Climate* **8**, 1261–1283.
- Style, R. W. and Worster, M. G.** (2009). Frost flower formation on sea ice and lake ice. *Geophys. Res. Lett.* **36**. ISSN 0094-8276.

- Sugiyama, S., Enomoto, H., Fujita, S., Fukui, K., Nakazawa, F. and Holmlund, P.** (2010). Dielectric permittivity of snow measured along the route traversed in the Japanese-Swedish Antarctic Expedition 2007/08. *Ann. Glaciol.* **51**.
- Surdyk, S.** (2002a). Low microwave brightness temperatures in central Antarctica : observed features and implications. *Ann. Glaciol.* **34**, 134–140.
- Surdyk, S.** (2002b). 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. and Fily, M.** (1993). Comparison of the passive microwave spectral signature of the Antarctic ice sheet with ground traverse data. *Ann. Glaciol.* **17**, 161–166.
- Surdyk, S. and Fily, M.** (1995). Results of a stratified snow emissivity model base on the wave approach : Application to the Antarctic ice sheet. *J. Geophys. Res.* **100**, 8837–8848.
- Taillandier, A.-S., Domine, F., Simpson, W. R., Sturm, M. and Douglas, T. A.** (2007). The rate of decrease of the specific surface area of dry snow : Isothermal versus temperature gradient conditions. *J. Geophys. Res.* **112**.
- Takahashi, Shuhei and Kameda, T.** (2007). Instruments and Methods Snow density for measuring surface mass balance using the stake method. *J. Glaciol.* **53**, 677–680.
- Tedesco, M. and Kim, E. J.** (2006). Intercomparison of Electromagnetic Models for Passive Microwave Remote Sensing of Snow. *IEEE T. Geosci. Remote* **44**, 2654–2666.
- Town, M. S., Waddington, E. D., Walden, V. P. and Warren, S. G.** (2008). Temperatures, heating rates, and vapour pressures in the near-surface snow at South Pole. *J. Glaciol.* **54**, 487–498.
- Trenberth, K. E., Jones, P. D., Ambenje, P., Bojariu, R., Easterling, D., Tank, A. K., Parker, D., Rahimzadeh, F., Renwick, J. A., Rusticucci, M., Soden, B. and Zhai, P.** (2007). *Observations : Surface and Atmospheric Climate Change, in. IPCC Climate Change 2007 : The Physical Science Basis.* Cambridge University Press.
- Tsang, L., Chen, C.-T., Chang, A. T., Guo, J. and 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**, 741–749.
- Tsang, L. and Kong, J.** (2001). *Scattering of Electromagnetic Waves, Vol. 3 : Advanced Topics*, volume 3. Wiley Interscience.
- Tsang, L., Kong, J. and Ding, K.** (2000b). *Scattering of Electromagnetic Waves, Vol. 1 : Theory and Applications*, volume 1. Wiley Interscience.
- Tsang, L., Kong, J., Ding, K.-H. and Ao, C.** (2001). *Scattering of Electromagnetic Waves, Vol. 2 : Numerical Simulations*, volume 2. Wiley Interscience.
- Tsang, L., Kong, J. A. and Shin, R.** (1985). *Theory of microwave remote sensing.* Wiley Interscience.

- Tsang, L., Pan, J., Liang, D., Li, Z., Cline, D. W. and Tan, Y.** (2007). Modeling Active Microwave Remote Sensing of Snow Using Dense Media Radiative Transfer (DMRT) Theory With Multiple-Scattering Effects. *IEEE T. Geosci. Remote* **45**, 990–1004.
- Tsang, L., Xu, P. and Chen, K. S.** (2008). Third and fourth stokes parameters in polarimetric passive microwave remote sensing of rough surfaces over layered media. *Microwave and Optical Technology Letters* **50**, 3063–3069.
- Turner, J., Bindschadler, R., Convey, P., di Prisco, G., Fahrbach, E., Gutt, J., Hodgson, D., Mayewski, P. and Summerhayes, C.** (2009). *Antarctic Climate Change and the Environment*. Scientific Committee on Antarctic Research. ISBN 978-0-948277-22-1.
- Turner, J., Colwell, S. R., Marshall, G. J., Lachlan-Cope, T. A., Carleton, A. M., Jones, P. D., Lagun, V., Reid, P. A. and Iagovkina, S.** (2003). The SCAR READER Project : Toward a High-Quality Database of Mean Antarctic Meteorological Observations. *J. Climate* **17**, 2890–2898.
- Ulaby, F. T., Moore, R. K. and Fung, A. K.** (1981). *Microwave Remote Sensing : Active and Passive, Vol. I : Fundamentals and Radiometry*, volume I. Massachusetts : Artech House Publishers.
- Ulaby, F. T., Moore, R. K. and Fung, A. K.** (1982). *Microwave Remote Sensing : Active and Passive, Vol. II : Radar Remote Sensing and Surface Scattering and Emission Theory*, volume II. Massachusetts : Artech House Publishers.
- Underwood, E. E.** (1970). *Quantitative stereology*. Addison-Wesley Publishing.
- Uppala, S., Kallberg, P., Simmons, A., Andrae, U., Da Costa Bechtold, V., Fiorino, M., Gibson, J., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M., Beljaars, A., Van De Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Holm, E., Hoskins, B., Isaksen, L., Janssen, P., Jenne, R., McNally, A., Mahfouf, J.-F., Morcrette, J.-J., Rayner, N., Saunders, R., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P. and Woollen, J.** (2005). The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **131**, 2961–3012.
- Van de Berg, W., van den Broeke, M. and Reijmer, C.** (2005). Characteristics of the Antarctic surface mass balance (1958-2002) using a Regional Atmospheric Climate Model. *Ann. Glaciol.* **41**, 97–104.
- Van de Berg, W. J., van den Broeke, M. R., Reijmer, C. H. and van Meijgaard, E.** (2006). Reassessment of the Antarctic surface mass balance using calibrated output of a regional atmospheric climate model. *J. Geophys. Res.* **111**.
- Van den Broeke, M., Van As, D., Reijmer, C. and 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 den Broeke, M. R., Winther, J.-G., Isaksson, E., Pinglot, J. F., Karlöf, L., Eiken, T. and Conrads, L.** (1999). Climate variables along a traverse line in Dronning Maud Land, East Antarctica. *J. Glaciol.* **45**, 295–302.
- Vaughan, D. G., Bamber, J. L., Giovinetto, M., Russell, J. and Cooper, A. P. R.** (1999). Reassessment of Net Surface Mass Balance in Antarctica. *J. Climate* **12**, 933–946.
- Velicogna, I. and Wahr, J.** (2006). Measurements of Time-Variable Gravity Show Mass Loss in Antarctica. *Science* **311**.
- Verfaillie, D., Fily, M., Le Meur, E., Magand, O., Jourdain, B., Arnaud, L. and Favier, V.** (2012). Snow accumulation variability derived from radar and firn core data along a 600 km transect in Adelie Land, East Antarctic plateau. *The Cryosphere*, 1345–1358.
- Vihma, T., Mattila, O.-P., Pirazzini, R. and Johansson, M. M.** (2011). Spatial and temporal variability in summer snow pack in Dronning Maud Land, Antarctica. *The Cryosphere* **5**, 187–201.
- Walden, V. P., Warren, S. G. and Tuttle, E.** (2003). Atmospheric Ice Crystals over the Antarctic Plateau in Winter. *J. Appl. Meteorol.* **42**, 1391–1405.
- Warren, S. G.** (1982). Optical Properties of Snow. *Rev. Geophys. Space Phys.* **20**, 67–89.
- Warren, S. G.** (1984). Optical constants of ice from ultraviolet to the microwave. *Appl. Opt.* **23**, 1206–1225.
- Weidner, G. A.** (1985). Technical Manual for Automatic Weather Stations. Technical report, Department of Meteorology, University of Wisconsin-Madison.
- Weller, G.** (1969). The heat and mass balance of snow dunes on the Central Antarctic Plateau. *J. Glaciol.* **8**, 277–284.
- West, R., Tsang, L. and Winebrenner, D. P.** (1993). Dense Medium Radiative Transfer Theory for Two Scattering Layers with a Rayleigh Distribution of Particle Sizes. *IEEE T. Geosci. Remote* **31**, 426–437.
- Wiesmann, A., Fierz, C. and Mätzler, C.** (2000). Simulation of microwave emission from physically modeled snowpacks. *Ann. Glaciol.* **31**, 397–405.
- Wiesmann, A. and Mätzler, C.** (1999). Microwave Emission Model of Layered Snowpacks. *Remote Sens. Environ.* **70**, 307–316.
- Wingham, D. J., Shepherd, A., Muir, A. and Marshall, G. J.** (2006). Mass balance of the Antarctic ice sheet. *Philosophical Transactions of The Royal Society* **364**, 1627–1635.
- Wiscombe, W. J. and Warren, S. G.** (1980). A Model for the Spectral Albedo of Snow I. Pure Snow. *J. Atmos. Sci.* **37**, 2712–2733.
- Zwaafink, C. D., Cagnati, A., Crepaz, A., Fierz, C., Lehning, M., Macelloni, G. and Valt, M.** (2012). Event-driven deposition : a new paradigm for snow-cover modelling in Antarctica based on surface measurements **6**, 3575–3612.
- Zwally, H. J.** (1977). Microwave emissivity and accumulation rate of polar firn. *J. Glaciol.* **18**, 195–214.

Liste des figures

Introduction générale	1
A Planisphère représentant les principales composantes de la cryosphère . . .	3
B Localisation des stations automatiques de mesure des conditions atmosphériques en Antarctique	5
C Surface de neige à Dôme C sur le Plateau Antarctique	7
Chapitre 1 : Télédétection spatiale sur le Plateau Antarctique	11
1.1 Évolution de la température de brillance polarisée horizontalement et verticalement à 37 GHz et de la température de l'air à 2 m à Dôme C, Antarctique	14
1.2 Coefficients de réflexion spéculaire pour l'interface air-neige en fonction de l'angle d'incidence	17
1.3 Évolution des rapports de polarisation à Dôme C	19
1.4 Influence de l'atmosphère sur le rapport de polarisation	20
1.5 Schéma du modèle DMRT-ML	23
1.6 Évolution de l'émissivité et du rapport de polarisation en fonction de la fréquence	25
1.7 Histogramme des émissivités observées en polarisation horizontale pour toutes les fréquences de AMSR-E à Dôme C	26
1.8 Évolution de l'émissivité et du rapport de polarisation en fonction de la température	27
1.9 Évolution de l'émissivité et du rapport de polarisation en fonction du rayon optique (rayon unique)	28
1.10 Évolution de l'émissivité et du rapport de polarisation en fonction du rayon optique (distribution de Rayleigh du rayon)	29
1.11 Évolution de l'émissivité et du rapport de polarisation en fonction de la densité	30
1.12 Spectre d'irradiance solaire au sommet de l'atmosphère et à la surface à Dôme C	31
Chapitre 2 : Caractérisation physique du manteau neigeux	35
2.1 Images tomographiques en trois dimensions de la neige	38
2.2 Illustration de l'adsorption de méthane sur un grain de neige	40
2.3 Image en deux dimensions de la neige obtenue par épiscopie coaxiale	41
2.4 Évolution de l'albédo spectral en fonction de la longueur d'onde	42
2.5 Instrument POSSSUM dédié à la mesure de la SSA de la neige	44

2.6	Profil vertical de SSA d'environ 1.6 m mesuré à l'aide de POSSSUM sur le glacier des Ruillans à La Grave, France	46
2.7	Instrument ASSSAP en laboratoire	47
2.8	Instrument ASSSAP à Dôme C	48
2.9	Profil vertical de SSA d'environ 1.2 m mesuré à l'aide d'ASSSAP à Dôme C	49
2.10	Profils verticaux de SSA mesurés par microtomographie aux rayons X, adsorption de méthane, DUFISSS et POSSSUM à La Grave, France	52
2.11	Profils de SSA mesurés par ASSSAP et DUFISSS à Summit, Groenland	54
2.12	Évolution verticale de la SSA à Dôme C mesurée par stéréologie sur des images 2D, ainsi qu'avec les instruments DUFISSS, POSSSUM et ASSSAP	54
2.13	Profil de SSA mesuré avec POSSSUM et en échantillonnant la carotte de neige extraite lors du forage à Dôme C	55
2.14	Profil de SSA mesuré avec ASSSAP et en échantillonnant le puits de neige creusé à l'endroit du trou de forage à Dôme C	56
2.15	Protocole expérimental pour mesurer la SSA de la neige en surface	58
2.16	Profil horizontal de SSA de surface, mesuré à l'aide de ASSSAP à Dôme C	59
2.17	Comparaison des mesures de SSA de surface avec ASSSAP et DUFISSS	59
2.18	Profils horizontaux de SSA de surface avec ASSSAP à Dôme en Antarctique et à Summit au Groenland	60
2.19	Pelles à densité de forme variable	61
2.20	Représentation schématique du manteau neigeux	63
2.21	Schéma du manteau neigeux proche de la surface	64
2.22	Variabilité spatiale de la densité de subsurface à Dôme C	65
2.23	Pelle à densité rectangulaire	67
2.24	Schéma du manteau neigeux proche de la surface	67
2.25	Photos du protocole de mesure de la densité du givre	68
2.26	Évolution temporelle de la température de la neige à Dôme C	69
2.27	Statigraphie du manteau neigeux à Dôme C	71
Chapitre 3 : Observation in situ de l'état de surface		75
3.1	Trois états de surface différents à Dôme C	77
3.2	Instrument PAuto à Dôme C	79
3.3	Séquence de photographies infrarouges en janvier 2010	80
3.3	Fin de la séquence de photographies infrarouges en janvier 2010	81
3.4	Exemples de photographies visibles de la surface, avec et sans givre	82
3.5	Exemples de photographies infrarouges de la surface, avec et sans givre	82
3.6	Séquence de photographies infrarouges toutes les deux heures en juin 2010	84
3.7	Séquence de photographies infrarouges zoomées pendant le mois de février 2011 à Dôme C	86
3.8	Capteur à ultrason en Antarctique de l'est	88
3.9	Albédo spectral pour une SSA de $40 \text{ m}^2 \text{ }^{-1} \text{ kg}$	90
3.10	Pyranomètre à South Pôle	91
Chapitre 4 : Étude de l'état de surface à Dôme C pendant l'été austral 2010 – 2011		95
4.1	Sites d'observation à Dôme C lors de la campagne de mesure	97
4.2	Évolution de la température de l'air pendant la campagne de mesure	99

4.3	Évolution de l’humidité spécifique de l’air et de la couverture nuageuse . . .	99
4.4	Évolution de l’intensité et de la direction du vent	100
4.5	Observations manuelles de l’évolution de la surface de neige	101
4.6	Évolution des rapports de polarisation	102
4.7	Évolution de la hauteur de la surface de neige	103
4.8	Évolution de la SSA et de la densité de la neige proche de la surface	104
4.9	Évolution de l’albédo spectral de la surface	107
4.10	Évolution de l’albédo large bande de la surface	107
4.11	Profils verticaux de SSA de la neige	109
4.12	Profils verticaux de densité de la neige proche de la surface	110
4.13	Profils verticaux de température de la neige proche de la surface	111
4.14	Comparaison entre les températures de brillance modélisés et observés . . .	112
4.15	Diagramme des variations du rapport de polarisation observées et modélisées	114
4.16	Évolution du rapport de polarisation modélisé	115
Chapitre 5 : Évolution de la surface de neige à Dôme C		119
5.1	Pictures of hoar at Dome C : (a) wide view (b) close view. Taken by hand with a normal camera on 30 December 2011.	123
5.2	Location of Dome C on a geographic map of Antarctica.	124
5.3	PAuto : experimental device taking hourly near-infrared pictures of the snow surface at Dome C. The white box contains the camera, computer, and heating. The two near-infrared spotlights provide illumination during the night.	125
5.4	Near-infrared pictures at Dome C : (a) surface with hoar on 2 January 2010; (b) smooth surface on 25 November 2009; (c) picture under cloudy conditions on 16 December 2009; (d) surface with hoar on 15 June 2011. .	126
5.5	Histogram of the contrast index (C), which depends on the texture of surface pictures, for the 2009–2010 summer period.	129
5.6	Evolution of the surface state at Dome C (dark and dotted areas show periods with presence of hoar), from 23 November 2009 to 16 February 2010, and from 3 January 2011 to 11 April 2012. Green and dotted area (*) is a remarkably long period without hoar crystals and cyan lines show cloudy days.	132
5.7	Evolution of the surface state at Dome C (unscaled black symbols and small pictures above the graph), and time series of polarisation ratios at 19 and 37 GHz and their derivatives (respectively PRD ₁₉ and PRD ₃₇), in December 2009 and January 2010. (A) and (B) mark two events of hoar crystal disappearance, and (I) a period of hoar crystal development. . . .	133
5.8	Evolution of the surface state at Dome C (unscaled black symbols and small pictures above the graph), and time series of polarisation ratios at 19 and 37 GHz and their derivatives (respectively PRD ₁₉ and PRD ₃₇), in May and June 2011. (C) and (D) mark two events of hoar crystal disappearance, (II) is a period of hoar crystal development, and (1) and (2) are two short periods without correlation between surface state and polarisation ratios. .	134

5.9	Disappearance of hoar crystals (unscaled black symbols and small pictures above the graph) present at the surface on 9 February 2010 at Dome C (event B in Fig. 5.7). Between the 8 and 9, a decrease of polarisation ratios at 19 and 37 GHz and highly negative values of their derivatives (respectively PRD ₁₉ and PRD ₃₇) are observed, as well as a change in wind direction (wind coming from southwest to wind coming from southeast) and a twofold increase of wind speed.	135
5.10	Wind roses at Dome C (a) during the entire period of near-infrared pictures (from 23 November 2009 to 16 February 2010, and from 3 January 2011 to 11 April 2012), (b) when hoar is present, and (c) the set of days when hoar disappears. The cardinal direction is the origin of the wind.	136
5.11	Time series of polarisation ratios at 19 and 37 GHz at Dome C, from 19 June 2002 to 3 October 2011.	137
5.12	Wind roses at Dome C (a) during the entire AMSR-E period from 19 June 2002 to 3 October 2011, and (b) during the events of snow density increases estimated with AMSR-E.	139
5.13	Observed and forecasted snowfall on 9 February 2010 at Dome C, during the disappearance of hoar crystals (unscaled black symbols and small pictures above the graph) present on the snow surface (event B in Fig. 5.7). Between the 8 and 9, a decrease of polarisation ratios at 19 and 37 GHz is also observed.	140
5.14	Observed albedo on 8 and 9 February 2010 at Dome C, during the disappearance of hoar crystals (unscaled black symbols and small pictures above the graph) present on the snow surface (event B in Fig. 5.7). Between the 8 and 9, a decrease of polarisation ratios at 19 and 37 GHz is also observed.	141
5.15	Near-infrared pictures at Dome C before and after hoar disappearance caused by burying or capture of fresh snow. Event B : (a) 7, and (b) 9 February 2010.	142
5.16	Near-infrared pictures at Dome C before and after hoar disappearance caused by burying or capture of fresh snow. (a) and (b) 7, (c) and (d) 9 January 2011.	143
5.17	Cristaux de givre recouverts par de la neige fraîche à Dôme C	144
5.18	Couples de photos montrant de la neige fraîche sur le givre	146
5.19	Rose des vents lors de la disparition du givre pendant l'année 2010	147
5.20	Évolution de la hauteur de la surface de neige à Dôme C depuis 2007	149
5.21	Évolution de la hauteur de la surface en janvier et février 2010 et 2011	151
5.22	Évolution de la hauteur de neige pendant trois périodes très dynamiques de la surface à Dôme C	153
5.23	Séquence de photos infrarouges le 10 et 11 mai 2011	154
5.24	Évolution du rapport de polarisation pendant la formation de givre	156
5.25	Séquence de photographies infrarouges en janvier 2010	158
5.26	Période en février 2011 où l'évolution observée de la surface ne coïncide pas avec l'observation satellite à Dôme C	158
5.27	Évolution du rapport de polarisation pour 4 fréquences du radiomètre AMSR-E	159

Chapitre 6 : Évolution de la densité de la neige proche de la surface à Dôme C **163**

6.1	Évolution verticale de la SSA et de la densité de la neige à Dôme C, utilisée en entrée du modèle DMRT-ML	167
6.2	Évolution de la température de brillance (19 GHz) modélisée et observée	170
6.3	Évolution de la température de brillance (37 GHz) modélisée et observée	171
6.4	Évolution du rapport de polarisation modélisé et observé	172
6.5	Sensibilité du rapport de polarisation aux propriétés physiques de la première couche de neige	173
6.6	Évolution de PR_{37} en fonction de la densité de la 1 ^{ère} couche pour différentes épaisseurs et températures de la première couche de neige, ainsi que pour différentes densités de la deuxième couche	174
6.7	Évolution de la densité estimée et mesurée de la première couche de neige	176
6.8	Évolution de la densité estimée de la première couche de neige et de la présence de givre	178
6.9	Estimation de la densité de la neige proche de la surface pendant l'ensemble de la période d'observation satellite	179
6.10	Évolution de la densité de la neige proche de la surface et tendance sur dix années d'observation satellite	180

Chapitre 7 : Variation spatiale de la densité proche de la surface sur le Plateau Antarctique **185**

7.1	Corrélation spatiale du rapport de polarisation pour la période 2010 – 2011	188
7.2	Corrélation spatiale du rapport de polarisation pour la période 2002 – 2011	188
7.3	Variation spatiale du rapport de polarisation moyen entre 2002 et 2011	189
7.4	Histogramme du rapport de polarisation moyen entre 2002 et 2011	190
7.5	Évolution de la densité de la neige proche de la surface entre 2002 et 2011 pour l'ensemble de l'Antarctique	192
7.6	Évolution de la densité de la neige proche de la surface entre 2002 et 2011 autour de Dôme C	193
7.7	Coefficient de corrélation associé à l'évolution de la densité de la neige proche de la surface autour de Dôme C	194

Liste des tableaux

Introduction générale	1
Chapitre 1 : Télédétection spatiale sur le Plateau Antarctique	11
1.1 Caractéristiques de la résolution spatiale du radiomètre AMSR-E	16
Chapitre 2 : Caractérisation physique du manteau neigeux	35
2.1 Tableau comparatif des différentes méthodes de mesure de la SSA de la neige	50
Chapitre 3 : Observation in situ de l'état de surface	75
Chapitre 4 : Étude de l'état de surface à Dôme C pendant l'été austral 2010 – 2011	95
4.1 Comparaison entre les rapports de polarisation modélisés et observés	112
Chapitre 5 : Évolution de la surface de neige à Dôme C	119
5.1 Contingency table of hoar disappearance events (detected by near-infrared photography) and polarisation ratio decreases (i.e. increase of snow density near the surface) during the common periods (from 23 November 2009 to 16 February 2010, and from 3 January 2011 to 3 October 2012).	138
Chapitre 6 : Évolution de la densité de la neige proche de la surface à Dôme C	163
6.1 Erreur quadratique moyenne entre les valeurs simulées et observées de la température de brillance entre 2007 et 2011 à Dôme C	169
6.2 Erreur quadratique moyenne entre les valeurs simulées et observées du rap- port de polarisation entre 2007 et 2011 à Dôme C	171
Chapitre 7 : Variation spatiale de la densité proche de la surface sur le Plateau Antarctique	185

Glossaire des principaux termes

Accumulation

L'accumulation de neige représente le terme positif du bilan de masse de surface, en un lieu et pour une période donnée, et elle est principalement due aux précipitations neigeuses et au transport de neige par le vent.

Albédo spectral & bolométrique

L'albédo spectral quantifie la part de rayonnement renvoyée par la surface de neige en fonction de la longueur d'onde. La neige possède en effet une « couleur » très différente en fonction de la longueur d'onde. Le terme bolométrique signifie que l'albédo est intégré sur l'ensemble du spectre.

Antarctique & Plateau de l'Antarctique de l'Est

L'Antarctique est un des six continents de la terre. Situé au pôle sud, près de 99.7% de sa surface est recouverte par les glaces. Le Plateau de l'Antarctique de l'Est est la plus grande région de l'Antarctique, couvrant près de 10 km³.

Bilan d'énergie de surface

Le bilan d'énergie de surface correspond à la somme des échanges d'énergie, c.-à-d. la capacité à faire un travail, à la surface, dans notre cas à l'interface entre l'air et la neige. Il comprends les trois formes d'énergie : cinétique, potentielle et thermique.

Bilan de masse & bilan de masse de surface

Le bilan de masse d'une calotte polaire caractérise la quantité de neige qui s'accumule sur celle-ci. Il est la somme du bilan de masse de surface, de l'écoulement de l'eau de fonte (quasiment absent en Antarctique) et des flux de glace vers l'océan. Le bilan de masse de surface d'un glacier ou d'une calotte polaire représente lui l'accumulation annuelle de neige en surface. Il est égal à la somme des précipitations, du transport de neige par le vent (dépôt / érosion), de la fonte et des processus de sublimation / condensation solide.

Calotte polaire & plateforme de glace

Les calottes polaires, l'Antarctique et le Groenland, sont des énormes masses de glace reposant sur le socle rocheux. Leur extensions horizontales sont supérieures à 1000 km et leurs épaisseurs de glace dépassent les 1000 m. Les plateformes de glace sont les parties terminales des calottes polaires flottant sur l'océan.

Climat

Le climat correspond à la distribution statistique des conditions météorologiques pendant une période de temps donnée, au moins supérieure à 30 ans, et son étude est la climatologie. Il se distingue de la météorologie qui étudie les phénomènes atmosphériques sur des échelles de temps allant de la journée au mois environ.

Condensation solide & sublimation

La condensation solide et la sublimation sont deux processus physiques opposés de

changement d'état de la matière, le premier est le passage de l'état gazeux à l'état solide et le second donc de solide à gazeux.

Cristaux de givre & givre

Les cristaux de givre ou tout simplement le givre sont des cristaux de glace formés sur le sommet du manteau neigeux à Dôme C, ayant une forme se rapprochant d'aiguille et / ou de fleur de givre. Bien que le terme soit le même, ils correspondent peu au givre observé en hiver sur les arbres dans nos latitudes.

Cryosphère

La cryosphère regroupe l'ensemble de l'eau à l'état solide de la planète terre. Elle comprends les glaciers et calottes polaires continentales, les calottes polaires et les plateformes glaciaires, la glace de mer et les icebergs, le pergélisol, les cristaux de glace atmosphérique et la neige ou la glace saisonnière (manteau neigeux saisonnier, lac et rivière gelée, ...).

Densité & masse volumique

En glaciologie, la densité et la masse volumique sont souvent utilisées comme synonyme et déterminent la quantité de neige dans un volume donnée.

Emissivité

L'émissivité est une notion complexe qui représente comment un corps naturel se comporte par rapport à un corps qui absorbe toute l'énergie qu'il reçoit, i.e. un corps noir. Cette grandeur sans dimension est comprise entre 0 et 1, c.-à-d. que tout corps naturel absorbe une partie de l'énergie qui l'atteint et émet donc un rayonnement électromagnétique.

Etat de surface

L'état de surface est un terme qui regroupe l'ensemble des propriétés de la surface de neige comme l'albédo ou la rugosité par exemple. Ce terme est au coeur des travaux décrits dans ce manuscrit.

Micro-onde

Les micro-ondes représentent le rayonnement électromagnétique ayant une longueur d'onde comprise entre l'infrarouge et les ondes radios, c.-à-d. entre 0.1 cm et 30 cm. Les autres gammes étant les rayons X, les ultra-violet et le visible principalement.

Modélisation

La modélisation consiste à représenter la réalité par un système plus facile à appréhender, construit sous des hypothèses permettant de simplifier la réalité, afin de pouvoir tester et comprendre le fonctionnement de la réalité. La modélisation numérique consiste à utiliser des fonctions mathématiques pour décrire le système réel. Un ordinateur permet ensuite d'effectuer rapidement de nombreux calculs et essais.

Neige & manteau neigeux

La neige est un milieu dense et granuleux composé d'air et de cristaux de glace. Cette définition s'applique à la neige déposée au sol et non pas aux cristaux de neige précipitants qui sont aussi communément appelés neige. Le manteau neigeux quant à lui est défini comme une couverture spatiale du sol par une épaisseur conséquente de neige.

Observation

L'observation est l'action de suivre attentivement un phénomène ou une grandeur

physique sans la modifier. Dans notre domaine d'étude, les deux méthodes d'observation sont la télédétection spatiale ou la mesure sur le terrain.

Polarisation & rapport de polarisation

La polarisation d'une onde électromagnétique est l'orientation entre le champ magnétique et le champ électrique associés à l'onde. Le rapport de polarisation utilisé dans ce manuscrit n'est autre que le rapport entre deux états d'orientation différents de l'onde électromagnétique, i.e. horizontal sur vertical.

Précipitation

Les précipitations neigeuses sont le dépôt de particules de glace atmosphériques sur la surface. Celles-ci sont cependant très rares sur le Plateau Antarctique.

Radiomètre & radiométrie

La radiométrie est le domaine qui étudie la mesure du flux d'énergie associé au rayonnement électromagnétique. Les radiomètres micro-ondes sont les instruments qui mesurent l'énergie dans le domaine des micro-ondes et cette mesure est exprimée en température de brillance.

Rugosité

La rugosité est un paramètre caractérisant comment une surface n'est pas plate. La rugosité est très variable selon l'échelle à laquelle la surface est observée (cristaux de neige ou congères par exemple) ainsi que selon la direction d'observation.

Sastrugi, dune & reliefs de surface

Les dunes ou les sastrugi sont des reliefs particuliers de la surface de neige, c.-à-d. une surface non plane (irrégularité topographique). Ces reliefs sont formés par le vent et les sastrugi sont caractérisés par une forme tranchante.

Spectrométrie & spectromètre

La spectrométrie est, au contraire de la radiométrie qui mesure un flux d'énergie intégré sur une gamme spectrale, la décomposition du rayonnement électromagnétique en fonction de la longueur d'onde à l'aide de spectromètre.

Stratigraphie

La stratigraphie est l'étude de la taille, de la forme et de la morphologie des grains de neige.

Surface spécifique

La surface spécifique de la neige est une grandeur caractérisant la taille des grains de neige, notion difficile à définir. Elle est le rapport entre la surface des grains de glace et le volume de glace de la neige, par unité de masse. Elle peut donc dépendre de la résolution d'observation de la surface.

Télédétection spatiale

La télédétection spatiale est l'ensemble des techniques d'acquisition à distance d'informations sur la surface de la terre ou sur l'atmosphère à partir de satellite artificiel ou d'avion.

Température de brillance

La température de brillance d'un corps réel correspond à la température qu'aurait un corps noir (corps qui absorbe et réémet toute l'énergie qu'il reçoit) pour émettre la même quantité de rayonnement que ce corps réel et c'est la grandeur mesurée par les radiomètres micro-ondes. La température du corps réel est par définition supérieure à sa température de brillance.

Transfert radiatif

Le transfert radiatif est l'ensemble des phénomènes d'interaction entre le rayonnement électromagnétique et la matière.

Variabilité (spatiale & temporelle)

La variabilité, spatiale ou temporelle, représente la non homogénéité d'une grandeur physique en fonction du temps et de l'espace. Elle est a priori faible sur le Plateau Antarctique, cependant ces travaux de recherche ont notamment montré que cette hypothèse doit être acceptée avec précaution.

Vent (direction & intensité)

Le vent correspond au déplacement d'air dans l'atmosphère engendré par des variations de pression. Il se caractérise par une direction et une intensité. Il joue un rôle essentiel sur l'évolution de la surface de neige malgré sa faible intensité sur le Plateau Antarctique.

Liste des abréviations

- **3D** **Trois Dimensions**

- **AMSR-E** **Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth observing system**
- **ASSSAP** **Alpine Snow Specific Surface Area Profiler**
- **AWS** **Automatic Weather Station**

- **BMS** **Bilan de Masse de Surface**

- **CARTEL** **Centre d'Applications et de Recherches en TELédétection**
- **CEN** **Centre d'Étude de la Neige**
- **CESOA** **Climat Et Soufre dans l'Océan Austral**

- **DISORT** **DIScrete Ordinate Radiative Transfer**
- **DMRT-ML** **Dense Media Radiative Transfer - Multi Layer**
- **DUFISS** **DUal Frequency Integrating Sphere for Snow SSA measurement**

- **ECMWF** **European Centre for Medium-range Weather Forecasts**
- **EPICA** **European Project for Ice Coring in Antarctica**

- **GLACIOCLIM** **Les GLACIers, un Observatoire du CLIMat**
- **GLC matrix** **Grey Level Co-occurrence matrix**
- **GMT** **Greenwich Mean Time**
- **GPS** **Global Positioning System**
- **GSFC** **Goddard Space Flight Center**

- **HDE** **Hoar Disapperance Event**
- **HUT** **Helsinki University of Technology**

- **IPEV** **Institut Paul Émile Victor**
- **IRIS** **InfraRed Integrating Sphere**
- **IRSTEA** **Institut national de Recherche en Sciences et Technologie pour l'Environnement et l'Agriculture**

- **JAXA** **Japan Aerospace Exploration Agency**

- **LEGOS** **Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiales**
- **LERMA** **Laboratoire d'Études du Rayonnement et de la Matière en Astrophysique**
- **LGGE** **Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement**
- **LSCE** **Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement**

- MEMLS	M icrowave E mission M odel of L ayered S nowpacks
- MODIS	M ODerate-resolution I maging S pectroradiometer
- NASA	N ational A eronautics and S pace A dministration
- NIR	N ear I nfra R ed
- NSIDC	N ational S now and I ce D ata C enter
- POSSUM	P rofiler O f S now S pecific S urface area U sing SWIR reflectance M easurement
- PR	P olarisation R atio
- QCA-CP	Q uasi C rystalline A pproximation with C oherent P otential
- REM	R ayonnement É lectro M agnétique
- RMSE	R oot M ean S quare E rror
- SAMBA	S urf A ce M ass B alance of A ntarctica observatory
- SSA	S pecific S urface A rea
- SWIR	S hort W avelength I nfra R ed
- TUE	T erre, U nivers et E nvironnement
- WRMC-BSRN	W orld R adiation M onitoring C enter - B aseline S urface R adiation N etwork

Liste des symboles ³

- A	Albédo large bande ou bolométrique c.-à-d. intégré sur tout le spectre solaire
- C	Indice représentant le contraste de texture d'une image
- D_g	Densité des cristaux de givre présents sur la surface [kg m^{-3}]
- D_{SR-50}	Distance brute entre le capteur SR-50 et la surface de neige [m]
- D	Distance entre le capteur SR-50 et la surface de neige, corrigée de la dépendance en température de la vitesse du son [m]
- H	Épaisseur du manteau neigeux [m]
- I	Intensité d'énergie transmise par l'onde électromagnétique, fonction de la longueur d'onde λ [W m^{-3}]
- K	Constante de Boltzmann (égale à $1.381 \cdot 10^{-23} \text{ J K}^{-1}$)
- L_λ^0	Luminance spectrale du corps noir, i.e. intensité d'énergie émise sous forme de rayonnement électromagnétique par angle solide et par longueur d'onde [$\text{W m}^{-3} \text{ sr}^{-1}$]
- L_λ	Luminance spectrale d'un corps réel, toujours inférieure à L_λ^0 [$\text{W m}^{-3} \text{ sr}^{-1}$]
- PR_ν	Rapport de la température de brillance polarisée horizontalement sur celle polarisée verticalement, fonction de la fréquence ν
- P_{atm}	Pression atmosphérique [hPa]
- P_{snow}	Précipitations neigeuses [mm w.e.]
- P	Fonction de phase
- Q_s	Coefficient d'efficacité de diffusion des grains de neige
- R_H	Humidité relative de l'air c.-à-d. le rapport entre la pression partielle de vapeur d'eau et la pression de vapeur saturante [%]
- SSA_{5m}	Surface spécifique de la neige en dessous de 5 m de profondeur sur le Plateau Antarctique [$\text{m}^2 \text{ kg}^{-1}$]
- SSA	Surface spécifique de la neige [$\text{m}^2 \text{ kg}^{-1}$]
- SW	Radiation de courte longueur d'onde, \downarrow est la composante descendante et \uparrow la composante ascendante [W m^{-2}]
- S	Surface des grains de neige [m^2]
- TEL	Teneur en eau liquide du manteau neigeux [$\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$]
- $T_B(\nu, \alpha)$	Température de brillance de la neige, fonction de la fréquence ν et de la polarisation α [K]
- T_B^{Cosmic}	Flux d'énergie provenant de l'espace et arrivant au sommet de l'atmosphère, exprimé en température de brillance [K]

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

- T	Température physique du milieu considéré, i.e. la neige, l'air ou la surface dans ce manuscrit [K]
- V	Volume occupé par les grains de neige [m^3]
- α	Polarisation de l'onde électromagnétique, h et v pour les polarisations horizontale et verticale, les deux seules considérées dans ce manuscrit
- ϵ_{air}	Constante diélectrique de l'air ($\epsilon_{air} = \epsilon'_{air} + j\epsilon''_{air}$)
- ϵ_{eff}	Constante diélectrique effective de la neige ($\epsilon_{eff} = \epsilon'_{eff} + j\epsilon''_{eff}$)
- ϵ_{glace}	Constante diélectrique de la glace ($\epsilon_{glace} = \epsilon'_{glace} + j\epsilon''_{glace}$)
- ϵ_{neige}	Constante diélectrique de la neige ($\epsilon_{neige} = \epsilon'_{neige} + j\epsilon''_{neige}$)
- γ_a	Coefficient d'absorption
- γ_h	Coefficient de réflexion spéculaire pour la polarisation horizontale du rayonnement électromagnétique
- γ_r	Coefficient de réflexion
- γ_t	Coefficient de transmission
- γ_v	Coefficient de réflexion spéculaire pour la polarisation verticale du rayonnement électromagnétique
- κ_a	Coefficient d'absorption par unité de longueur [m^{-1}]
- κ_e	Coefficient d'extinction par unité de longueur [m^{-1}]
- κ_s	Coefficient de diffusion par unité de longueur [m^{-1}]
- λ	Longueur d'onde du rayonnement électromagnétique [m]
- ν	Fréquence de l'onde électromagnétique [GHz]
- ω_λ	Albédo spectral, fonction de la longueur d'onde λ
- $\overline{T}_B(z, \theta, \phi)$	Vecteur température de brillance, fonction de la profondeur z , de l'angle zénithal θ et de l'angle azimutal ϕ [K]
- $\overline{\overline{P}}$	Matrice de phase
- $\overline{\overline{\kappa_a}}$	Matrice d'absorption par unité de longueur [m^{-3}]
- $\overline{\overline{\kappa_e}}$	Matrice d'extinction par unité de longueur [m^{-3}]
- $\overline{\overline{\kappa_s}}$	Matrice de diffusion par unité de longueur [m^{-3}]
- ϕ	Angle azimutal d'observation [$^\circ$]
- ρ_{glace}	Masse volumique de la glace, appelée abusivement densité (égale à 917 kg m^{-3})
- ρ	Masse volumique de la neige, appelée abusivement densité [kg m^{-3}]
- τ	Inverse de l'attraction entre les grains de neige
- θ	Angle zénithal d'observation [$^\circ$]
- φ	Coefficient empirique de conversion entre le rayon optique des grains de neige et le rayon effectif du modèle DMRT-ML
- \vec{u}	Origine du vent [$^\circ$]
- b	Facteur de forme des grains de neige
- c_{eff}	Célérité effective de la lumière dans un milieu naturel [m s^{-1}]
- c	Célérité de la lumière (égale à $2.998 \cdot 10^8 \text{ m s}^{-1}$ dans le vide)
- $e_{\lambda, \alpha}$	Émissivité micro-onde de la neige, fonction de l'état de polarisation α de l'onde électromagnétique et de sa longueur d'onde λ
- f	Fraction volumique
- h	Constante de Planck (égale à $6.626 \cdot 10^{-34} \text{ J s}$)
- k_t	Conductivité thermique de la neige [$\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$]

- n_i	Indice de réfraction de la glace qui vaut par exemple $1.31 \cdot 10^{-5}$ à 1310 nm
- $r_{\text{dmrt-ml}}$	Rayon des sphères représentant les grains de neige dans le modèle DMRT-ML [m]
- r_{opt}	Rayon optique des grains de neige [m]
- u	Intensité du vent [m s^{-1}]
- v_{air}	Vitesse du son dans l'air [m s^{-1}]

Annexe A

Cartes de l'Antarctique

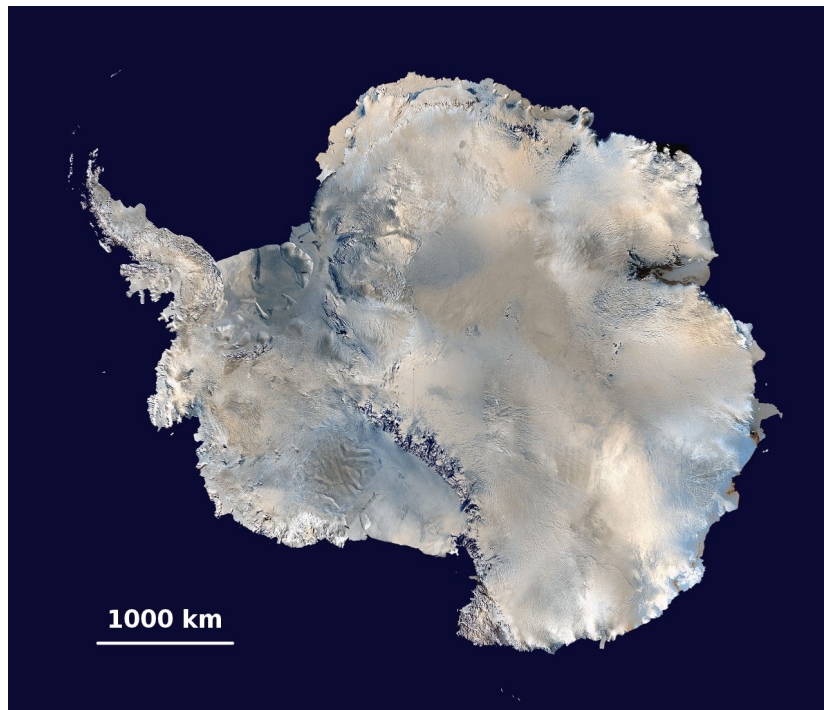
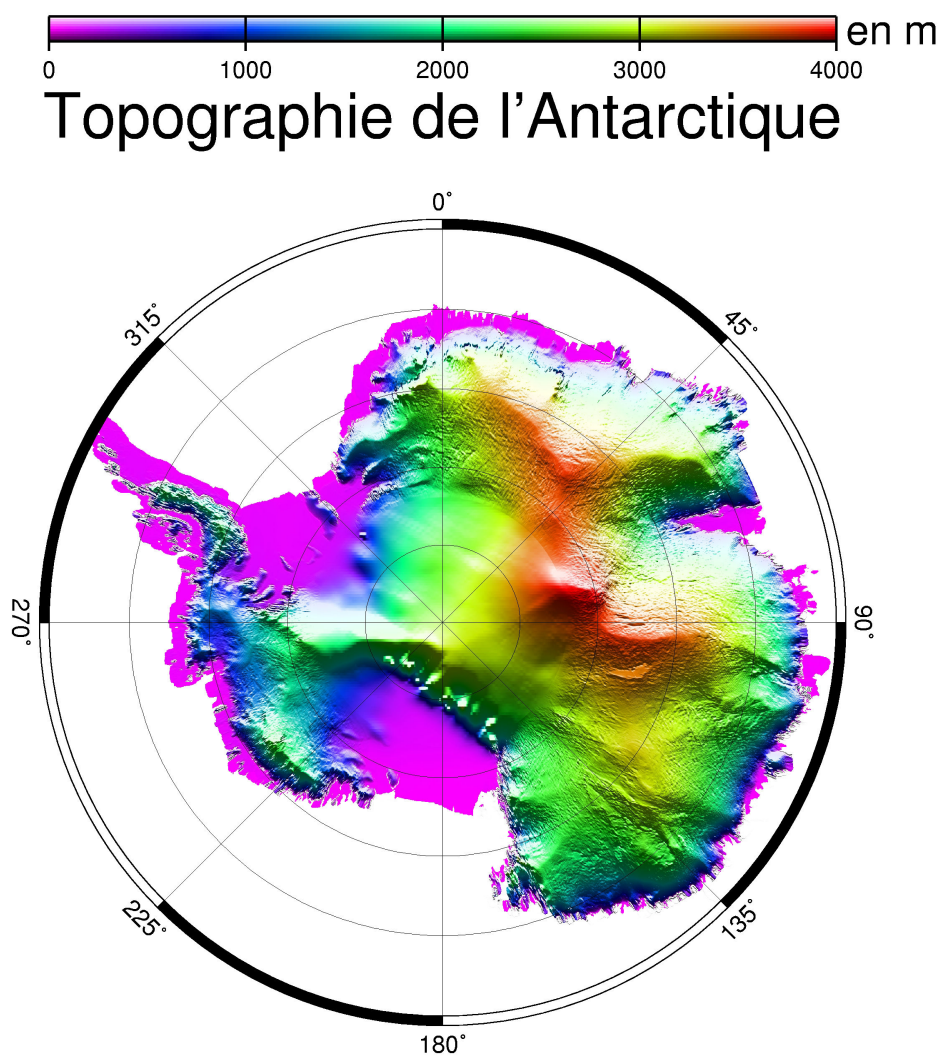
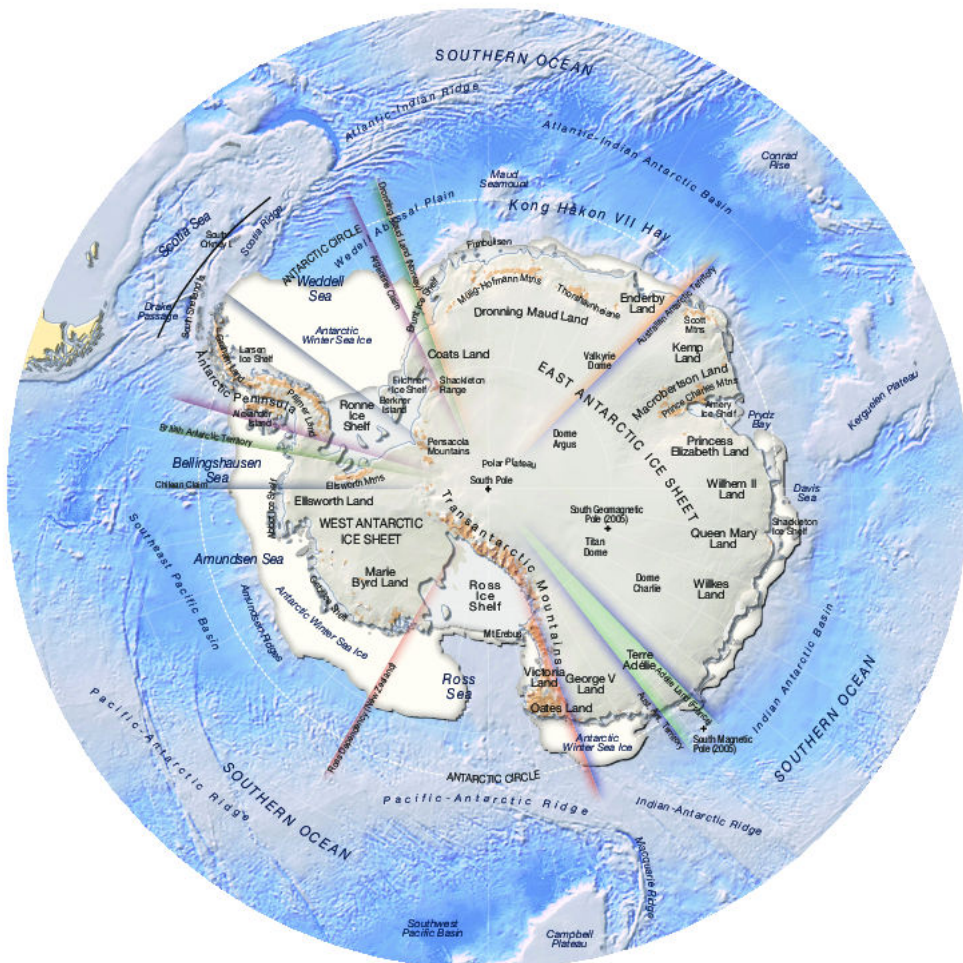


Image satellite de l'Antarctique. *Source* : <http://worldwind.arc.nasa.gov/java/>,
Patrick Hogan, *NASA World Wind*.



Topographie de l'Antarctique. *Source* : <http://www.legos.obs-mip.fr/recherches/equipes/glacio/activites/antarctique>, Frédérique Rémy, LEGOS.



Géographie de l'Antarctique. Source : http://www.grida.no/graphicslib/detail/antarctica-topography-and-bathymetry-topographic-map_63f7, Hugo Ahlenius, UNEP/GRID-Arendal.

Annexe B

Site d'étude principal : Dôme C

Compte tenu de l'importance de Dôme C dans ces travaux de recherche, cette annexe résume les caractéristiques climatiques, les propriétés physiques du manteau neigeux et les données radiométriques micro-ondes de Dôme C.

La base Franco-Italienne Concordia (75°06'S, 123°21'E) se situe proche de Dôme C à 3233 m d'altitude, et fait partie des trois uniques bases permanentes du Plateau avec Pôle Sud et Vostok. Elle permet une étude intensive des conditions atmosphériques et du manteau neigeux dans des conditions simplifiées par la base scientifique. Elle a notamment permis l'étude des paléoclimats de la terre sur une période de 800 000 ans grâce à l'analyse des carottes de glace du forage **EPICA** ([EPICA, community members, 2004](#)).

Le climat de Dôme C est un des plus froids de la planète avec une température moyenne annuelle de -54.5 °C pour la période 1996 – 2011. La température la plus chaude enregistrée a été de -9.2 °C le 2 janvier 2001, et la plus froide de -84.6 °C pendant l'année 2010 ([Fourier, 1827](#)). Associée au froid intense, la faible humidité relative entraîne que les précipitations neigeuses sont rares (une à deux fois par an) et que les flocons de neige précipitants sont de taille microscopique, contrairement aux chutes de neige couramment observées dans les régions alpines ou même sur les côtes du continent Antarctique. Par conséquent, les processus d'accumulation de neige sont mal compris à Dôme C, comme sur l'ensemble du Plateau Antarctique. En effet, l'accumulation annuelle moyenne de neige observée et modélisée à Dôme C est de l'ordre de 10 cm de neige par an (équivalent à $30\text{ kg m}^2\text{ a}^{-1}$ d'eau). Les chutes de neige « classiques » expliquent difficilement la quantité de neige accumulée (pas de fonte) en une année. Deux autres processus sont invoqués pour expliquer l'accumulation de neige. Le premier est la précipitation de *diamond dust*, qui est composée de minuscules cristaux de glace ayant une extension maximale de 1 mm dans l'axe de croissance du cristal, et une extension maximale moyenne de l'ordre de $40\text{ }\mu\text{m}$ ([Walden et al., 2003](#)). Le rayon effectif moyen du *diamond dust* est de $12\text{ }\mu\text{m}$ ([Walden et al., 2003](#)). Le deuxième processus est la condensation solide de vapeur d'eau sur la surface de neige qui pourrait expliquer la formation de givre sur la surface. Ces processus sont cependant mal quantifiés. Notons enfin la faible intensité du vent, de l'ordre de 3 m s^{-1} en moyenne annuelle, et sa direction principale qui varie très peu, du sud sud-ouest vers le nord nord-est.

Le manteau neigeux à Dôme C est un manteau neigeux permanent qui augmente d'environ 10 cm par an. La densité moyenne de la neige observée est de 350 kg m^{-3} avec des valeurs extrêmes mesurées de 200 à 550 kg m^{-3} . La surface spécifique de la neige est généralement faible et diminue avec la profondeur, pouvant atteindre $10\text{ m}^2\text{ kg}^{-1}$ à seulement 30 cm de profondeur. Les mesures des grandeurs physiques du manteau neigeux s'effectuent dans la zone propre, à environ 800 m de la base.

Climatologie à Dôme C sur la période 1996 – 2011. Les mesures sont issues de la station météorologique automatique, mesurée à 2 m de hauteur, et de ré-analyse. * Les précipitations sont toujours neigeuses et la quantité maximale de neige en équivalent en eau tombée pendant un événement est de ≈ 0.004 mm w.e.

Variable	Valeur moyenne	Valeur maximale	Valeur minimale	Symbole	Unité
Température de l'air	218.5	264.0	188.6	T_{air}	K
Intensité du vent	2.9	15.9	0.2	u	m s^{-1}
Pression atmosphérique	644	683	610	P_{atm}	hPa

Variable	Valeur moyenne	Symbole	Unité
Direction du vent	sud sud-ouest (205 °)	\vec{u}	°
Précipitations*	≈ 0.030	P_{snow}	mm a^{-1} w.e.
Humidité relative	42%	R_H	%

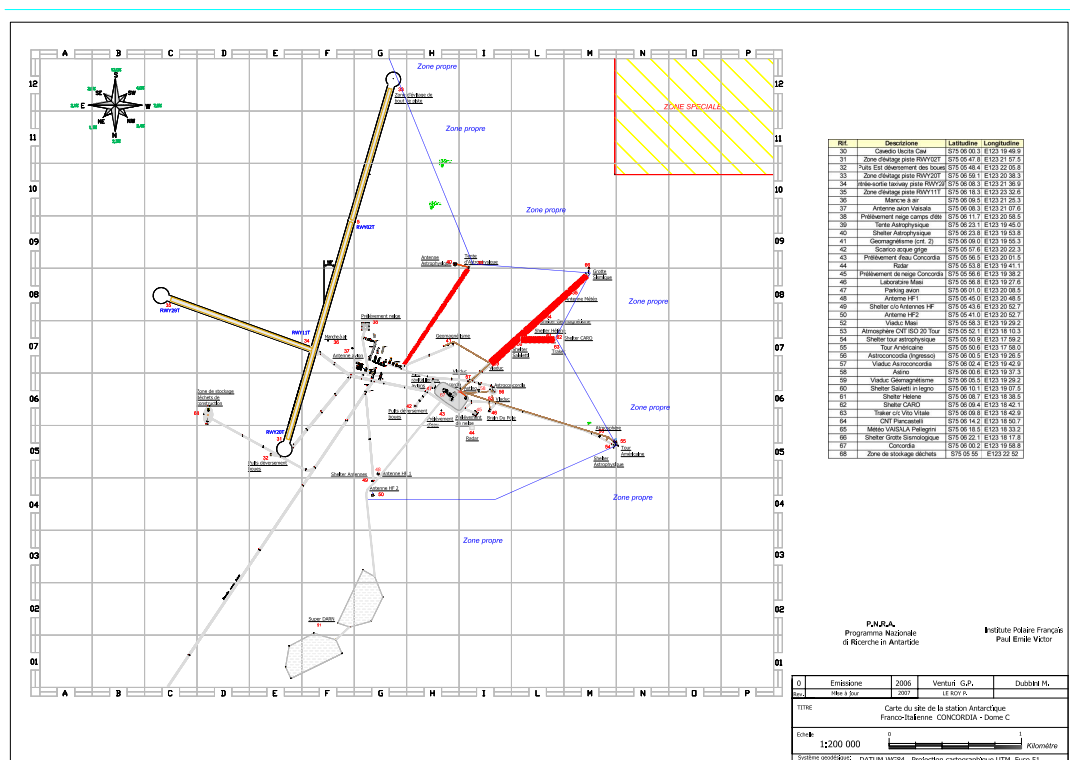
Tableau récapitulatif des principales variables physiques du manteau neigeux à Dôme C mesurées dans la zone propre. Les valeurs correspondent à des mesures sur les deux premiers mètres. * La température mesurée de la neige est 10 cm sous la surface pendant l'année 2007.

Variable	Valeur moyenne	Valeur maximale	Valeur minimale	Symbole	Unité
Température de surface*	220.4	250.4	196.1	T_{surf}	K
Densité	350	200	550	ρ	kg m^{-3}
Conductivité thermique	0.13	0.05	0.17	k_t	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$
Surface spécifique	12	40	4	SSA	$\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$

La surface du manteau neigeux présente des reliefs liés au vent mais qui cependant dépasse rarement les 10 cm de hauteur à cause de la faible intensité de celui-ci. La couche de neige la plus proche de la surface est généralement soit une croûte de vent, soit une couche dense de petits grains ronds ou facettés non cohésive. Du givre est par ailleurs observé sur la surface.

L'évolution de la température de brillance à Dôme C ne semble pas montrer de tendance sur les 10 ans de mesure de AMSR-E, tout comme la température de l'air à 2 m. La température de brillance moyenne en polarisation verticale est de 200 K à 6 GHz et diminue jusqu'à 180 K à 89 GHz. Quelque soit la fréquence, elle est toujours inférieure en polarisation horizontale de l'ordre de 155 – 160 K. Le rapport de polarisation est par conséquent plus élevé en moyenne à 19 GHz égal à environ 0.84 que à 37 GHz où il vaut 0.89. Enfin, la variabilité temporelle (appréhendée ici par l'écart-type des mesures) augmente avec la fréquence pour les deux polarisations alors que l'écart type des rapports de polarisation est le même pour la fréquence 19 et 37 GHz.

ANNEXE B : Site d'étude principal : Dôme C



Plan de la base Franco-Italienne Concordia. Les mesures sur le manteau neigeux sont effectuées dans la zone propre, proche de la tour américaine. *Source : IPEV http://www.institut-polaire.fr/ipev/bases_et_navires/station_concordia_dome_c.*

Tableau récapitulatif des principales grandeurs radiométriques à Dôme C. Les moyennes sont calculées sur les 10 années de mesure du radiomètre AMSR-E. L'unité de la température de brillande est le kelvin.

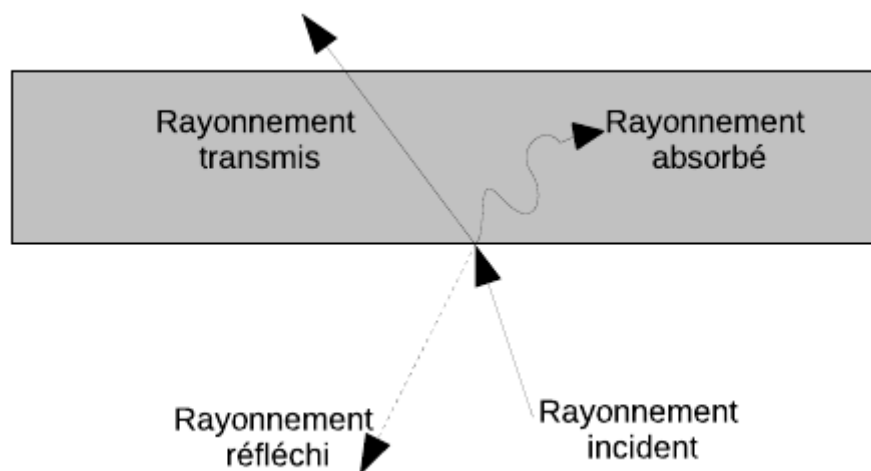
Variable	Fréquence	Valeur moyenne	Valeur maximale	Valeur minimale	Ecart-type
$T_{B,v}$	6 GHz	200.9	203	198.7	1.0
$T_{B,h}$	6 GHz	154.4	162.7	150.7	2.1
$T_{B,v}$	10 GHz	196.7	200.4	193.4	1.7
$T_{B,h}$	10 GHz	155.4	165.3	149.8	3.1
$T_{B,v}$	19 GHz	190.1	199.4	182.7	4.3
$T_{B,h}$	19 GHz	160.2	175.7	150.4	5.6
$T_{B,v}$	37 GHz	179.3	202.3	161.3	10.5
$T_{B,h}$	37 GHz	159.5	186.8	142.5	10.5
$T_{B,v}$	89 GHz	180.4	216.8	154.7	14.4
$T_{B,h}$	89 GHz	166.0	203.4	140.0	13.7
PR	19 GHz	0.843	0.891	0.810	0.015
PR	37 GHz	0.889	0.931	0.856	0.015

Annexe C

Éléments de la théorie du transfert radiatif

C.1 L'émission thermique naturelle

Avant de définir l'émission thermique naturelle d'un corps, il est nécessaire de connaître les interactions entre le REM et la matière. Lors de la propagation du REM, trois processus d'interactions se produisent avec la matière : la réflexion, la transmission et l'absorption (voir la figure ci-dessous). L'extinction est aussi défini et représente la somme de la réflexion et de l'absorption. Plus précisément, la réflexion peut être différente selon la direction réfléchi, on parle alors de diffusion, et l'extinction correspond alors à la somme de l'absorption et de la diffusion. Quand la transmission s'effectue dans une direction différente de la direction du rayonnement incident, ce qui se produit la majorité du temps, le REM est alors dit réfracté, notion essentielle en optique géométrique.



Schématisation des trois processus d'interactions entre le REM et un corps naturel homogène. *Source : Tsang et al. (2000b).*

La loi de la conservation de l'énergie implique que l'intensité du rayonnement incident est égal à la somme de l'énergie de rayonnement réfléchi, transmise et absorbée. Elle peut s'exprimer à l'aide des coefficients de réflexion γ_r , de transmission γ_t et d'absorption γ_a , qui sont compris entre 0 et 1, et qui sont des nombres sans dimension¹ :

$$\gamma_r + \gamma_t + \gamma_a = 1 \quad (\text{A})$$

Le coefficient de réflexion γ_r est défini comme le rapport entre l'intensité énergétique réfléchi et l'intensité énergétique incidente.

Le coefficient de transmission γ_t est défini comme le rapport entre l'intensité énergétique transmise et l'intensité énergétique incidente.

Le coefficient d'absorption γ_a est défini comme le rapport entre l'intensité énergétique absorbée et l'intensité énergétique incidente. L'absorption augmente l'énergie interne du corps et par conséquent sa température. Cette énergie est ensuite réémise par émission thermique, qui est le sujet de la suite de cette section.

Tout corps dont la température est supérieure à 0 K émet un REM induit par l'agitation thermique des molécules.

C.1.1 Le corps noir

Un corps noir est un corps théorique en équilibre thermique qui absorbe la totalité du REM qu'il reçoit. D'après la loi de conservation de l'énergie, il ne réfléchit ni ne transmet aucune radiation, c.-à-d. $\gamma_r = \gamma_t = 0$ et $\gamma_a = 1$. D'après la loi de Kirchhoff, « l'énergie radiative émise par un corps en équilibre thermodynamique est égale à l'énergie absorbée par rayonnement », le corps noir réémet toute l'énergie absorbée. L'intensité du rayonnement électromagnétique émise par un corps noir dépend uniquement de la température T et de la longueur d'onde λ d'émission du REM, selon la loi de Planck :

$$L_{\lambda}^0(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5(e^{hc/\lambda KT} - 1)} \quad (\text{B})$$

Avec :

- L_{λ}^0 , la luminance du corps noir (ou radiance spectrale), c.-à-d. le flux d'énergie émit par le corps noir dans un angle solide donné, en fonction de la longueur d'onde et de la température, exprimée en $\text{W m}^{-3} \text{sr}^{-1}$
- h , la constante de Planck, égale à $6.626 \cdot 10^{-34} \text{ J s}$
- c , la célérité de la lumière dans le vide, égale à $2.998 \cdot 10^8 \text{ m s}^{-1}$
- K , la constante de Boltzman, égale à $1.381 \cdot 10^{-23} \text{ J K}^{-1}$

1. Les coefficients définis ici sont des rapports d'intensité du REM, alors que les définitions exactes de ces coefficients sont des rapports d'amplitude de l'onde associée au REM. La terminologie exacte des définitions présentées ici est la réflectance, la transmittance et l'absorbance, qui correspondent respectivement au carré des valeurs absolues des coefficients de réflexion, de transmission et d'absorption, définis par des rapports d'amplitude.

Dans le domaine des micro-ondes qui nous intéresse, le terme $\frac{hc}{\lambda KT}$ de l'exponentielle devient très petit devant 1. En utilisant le développement limité de l'exponentielle à l'ordre 1, nous obtenons l'approximation de Rayleigh-Jeans, qui permet d'écrire la luminance d'un corps noir linéairement en fonction de la température, et qui dépend toujours de la longueur d'onde :

$$L_{\lambda}^0(T) \simeq f(\lambda) \cdot T \quad (\text{C})$$

$$\text{Avec } f(\lambda) = \frac{2cK}{\lambda^4}.$$

C.1.2 La neige

La neige, comme tout milieu naturel, n'absorbe pas toute l'énergie qu'elle reçoit. Une partie du REM est transmise et / ou réfléchi, ce qui implique que γ_a est inférieur à 1, et, par suite, l'intensité énergétique émise par la neige est inférieure à celle d'un corps noir exposé au même rayonnement électromagnétique incident. L'émissivité spectrale e_{λ} est définie par le rapport entre la luminance d'un corps réel L_{λ} et la luminance d'un corps noir :

$$e_{\lambda} = \frac{L_{\lambda}(T)}{L_{\lambda}^0(T)} \quad (\text{D})$$

L'émissivité spectrale d'un corps réel est donc comprise entre 0 et 1. Elle est comprise entre 0.65 et 0.9 pour la neige dans le domaine des micro-ondes. En écrivant la luminance d'un corps réel à la température T de manière analogue à l'équation C, et donc dans le domaine des micro-ondes, il vient que la plus faible émission de REM d'un corps réel est due à la diminution de la vitesse de propagation de la lumière dans le milieu considéré², en fonction de ces propriétés électromagnétiques ($e_{\lambda} \simeq c_{eff}/c \simeq 1/\sqrt{\epsilon_r \mu_r}$, avec c_{eff} la célérité de la lumière dans le milieu considéré qui dépend de la permittivité relative ϵ_r et de la perméabilité magnétique relative μ_r , voir [Born and Wolf \(1999\)](#) pour plus de détails).

De l'équation C, il émerge la notion de $T_B(\nu, \alpha)$: la température de brillance représente la température T_B d'un corps noir hypothétique qui émettrait autant que le corps réel considéré à la température T . Autrement dit :

$$L_{\lambda}^0(T_B) = L_{\lambda}(T) \quad (\text{E})$$

Cette définition entraîne que, en combinant les équations E, D et C, dans le domaine des micro-ondes et pour un corps isotherme, la température de brillance est égale au produit de l'émissivité et de la température :

$$T_B(\lambda) = e_{\lambda} \cdot T \quad (\text{F})$$

$T_B(\lambda)$ est donc dépendant de la longueur d'onde considérée et $T_B < T$. Cette dernière équation est valable pour un milieu isotherme. Or, le manteau neigeux est un milieu stratifié où il existe un gradient de température. Il est donc nécessaire de considérer des couches de neige homogène ainsi qu'une équation du transfert radiatif pour calculer l'émissivité de ces couches de neige à partir de leur propriétés physiques, et enfin d'estimer la température de brillance du manteau neigeux. La prochaine section présente le transfert radiatif dans la neige.

2. En réalité, les photons se propagent à la même vitesse mais parcourent un chemin optique plus long.

C.2 L'équation du transfert radiatif

La neige, comme tout corps, émet un REM dans le domaine des micro-ondes, généralement exprimé par la température de brillance. Mais comme chaque couche de neige du manteau neigeux est émettrice, le REM émis se propage à travers les couches de neige supérieures. L'équation du transfert radiatif est une équation différentielle qui gouverne la propagation de l'intensité d'énergie dans un milieu composé d'une multitude de diffuseurs discrets. Elle permet de décrire les processus d'émission, de diffusion et d'absorption au sein du manteau neigeux, et d'obtenir in fine l'énergie qui émane à la surface de celui-ci, avec les grains de neige comme diffuseurs. La base de cette équation est donc la conservation de l'énergie. Chaque terme de l'équation du transfert radiatif est spectral, mais pour simplifier l'écriture, nous sous-entendrons l'indice λ dans la suite de cette section, et les coefficients d'absorption et d'extinction de cette théorie sont définis par unité de longueur, à la différence de ceux de la section précédente. De plus, tous les détails du transfert radiatif ne seront pas abordés (voir [Tsang et al., 2000b, 2001](#); [Tsang and Kong, 2001](#), pour plus de détails).

Afin de poser l'équation du transfert radiatif, nous considérons un milieu avec un grand nombre de particules, un volume de référence cylindrique centré en \bar{r} , de longueur dl et de section dA , à l'intérieur de ce milieu, et la propagation du REM dans la direction \hat{s} à travers ce cylindre (voir la figure ci-après). Les particules du volume de référence induisent les processus de transfert radiatif suivants :

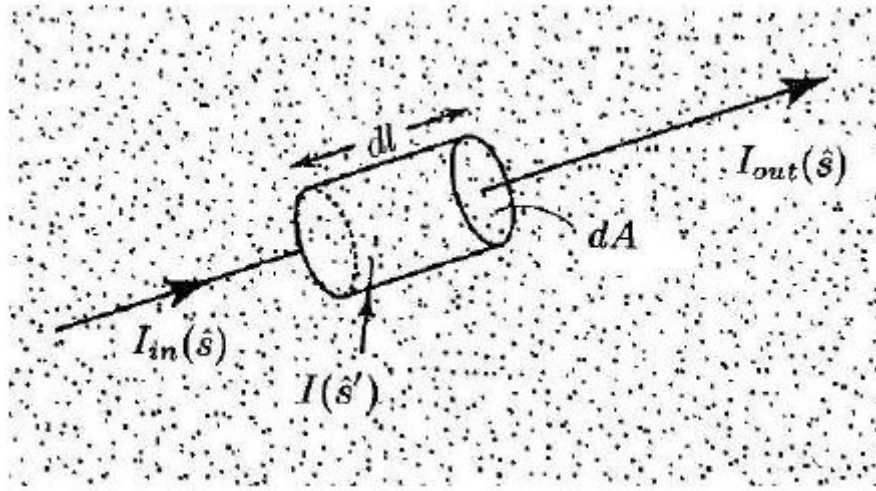
- **l'extinction** qui correspond à la somme de l'absorption et de la diffusion du REM provenant de la direction \hat{s}
- **l'émission naturelle** de REM dans la direction \hat{s}
- **la diffusion bistatique** du REM provenant de la direction \hat{s}' dans la direction \hat{s}

Pour appliquer la conservation de l'énergie au volume de référence et à la propagation de REM dans la direction \hat{s} , il est nécessaire d'identifier les termes de gain et de perte d'énergie. Les gains d'énergies peuvent se faire de trois façons différentes :

- $I_{in}(\hat{s})$, qui correspond à l'entrée des photons associés au REM dans le volume de référence dans la direction \hat{s} du cylindre
- $I(\hat{s}')$, qui correspond à l'entrée des photons associés au REM dans le volume de référence provenant de toutes les directions \hat{s}' , et diffusés ensuite dans la direction \hat{s} du cylindre
- l'émission de photons dans la direction \hat{s} du cylindre due à l'émission de REM thermique naturel

Les pertes d'énergies peuvent aussi se faire de trois façons différentes :

- $I_{out}(\hat{s})$, qui correspond à la sortie des photons associés au REM du volume de référence dans la direction \hat{s} du cylindre
- l'absorption des photons associés au REM entrant dans le volume de référence de la direction \hat{s} du cylindre
- la diffusion des photons associés au REM entrant dans le volume de référence de la direction \hat{s} du cylindre



Représentation du volume de référence cylindrique de longueur dl avec son axe orienté dans la direction \hat{s} , à l'intérieur d'un milieu rempli d'un grand nombre de particules. I est l'intensité énergétique qui interagit dans le volume. *Source : Tsang et al. (2000b).*

L'équation du transfert radiatif permet de lier les termes de gain et de perte d'énergie :

$$\frac{d}{ds}I(\bar{r}, \hat{s}) = -\kappa_e I(\bar{r}, \hat{s}) + \varepsilon(\bar{r}, \hat{s}) + \int_{4\pi} d\Omega' P(\hat{s}, \hat{s}') I(\bar{r}, \hat{s}') \quad (\text{G})$$

avec κ_e le coefficient d'extinction, ε l'intensité d'énergie émise, avec $\varepsilon(\bar{r}, \hat{s}) = \kappa_a I(\bar{r}, \hat{s})$ pour l'émission thermique naturelle et κ_a le coefficient d'absorption, et P la fonction de phase qui représente la part d'énergie incidente provenant de la direction \hat{s}' diffusée vers la direction \hat{s} . En généralisant l'équation du transfert radiatif pour considérer la polarisation du REM (c.-à-d. les quatre paramètres de Stokes), l'équation du transfert radiatif devient vectorielle, et s'écrit, \bar{I} étant le vecteur d'intensité énergétique :

$$\frac{d}{ds}\bar{I}(\bar{r}, \hat{s}) = -\overline{\kappa_e}\bar{I}(\bar{r}, \hat{s}) - \kappa_{ag}\bar{I}(\bar{r}, \hat{s}) + \bar{J}_e(\hat{s}) + \int_{4\pi} d\Omega' \overline{P}(\bar{r}, \hat{s}, \hat{s}') \cdot \bar{I}(\bar{r}, \hat{s}') \quad (\text{H})$$

avec \overline{P} la matrice de phase, $\overline{\kappa_e}$ la matrice d'extinction³, κ_{ag} le coefficient d'absorption du milieu contenant les particules, assumé isotrope, et \bar{J}_e est le vecteur de l'intensité émise (représentant les 4 paramètres de Stokes), qui est égal à $\bar{J}_e(\hat{s}) = \overline{F}(\hat{s}) \cdot \bar{I}(\bar{r}, \hat{s})$ où \overline{F} est le vecteur d'émission. Les notations \bar{X} et \overline{X} symbolisent respectivement le vecteur et la matrice X . Cette équation est générale, applicable à différents milieux comme par exemple la neige.

Considérons donc le milieu neige, c.-à-d. des particules de glace dans de l'air, ainsi que le domaine spectral des micro-ondes avec l'approximation de Rayleigh-Jeans, l'équation devient :

$$\frac{d}{ds}\bar{I}(\bar{r}, \hat{s}) = -\overline{\kappa_e}\bar{I}(\bar{r}, \hat{s}) + \overline{F}(\hat{s})CT + \int_{4\pi} d\Omega' \overline{P}(\bar{r}, \hat{s}, \hat{s}') \cdot \bar{I}(\bar{r}, \hat{s}') \quad (\text{I})$$

avec $C = \frac{2cK}{\lambda^4}$ et T la température physique du milieu. Dans cette équation, les termes de diffusion sont principalement reliés à la taille des grains et à la densité, alors que

3. La matrice d'extinction étant l'addition de la matrice de diffusion $\overline{\kappa_s}$ et de la matrice d'absorption $\overline{\kappa_a}$.

le terme d'absorption, et donc celui d'émission, est contrôlé par la densité de la neige à travers la constante diélectrique de la neige. Les processus de diffusion, d'absorption et par suite d'émission, sont différents en fonction de la polarisation du REM. Par conséquent, en plus des interfaces au sein du manteau neigeux et de l'interface air-neige, le REM est polarisé et cette polarisation évolue en fonction de la diffusion et de l'absorption, et donc de la constante diélectrique de la neige. Compte tenu de l'importance de la constante diélectrique de la neige pour l'émission micro-onde et le transfert radiatif, le prochain paragraphe la décrit plus en détail.

La constante diélectrique de la neige

La constante diélectrique (appelé aussi permittivité ou permittivité diélectrique) ϵ est un nombre complexe ($\epsilon = \epsilon' + j \cdot \epsilon''$) qui décrit la réponse d'un milieu à un champ électrique, et cette réponse est différente en fonction de la polarisation du champ électrique⁴. La partie réelle de la constante diélectrique (ϵ') contrôle les pertes par diffusion, et la partie imaginaire (ϵ'') contrôle les pertes par absorption du milieu.

La neige est considérée comme des inclusions de glace dans un milieu d'air. Il est donc généralement fait appel à la constante diélectrique effective de la neige ϵ_{eff} pour caractériser ses propriétés diélectriques. Celle-ci tient compte de la constante diélectrique de la glace ϵ_{glace} et de l'air ϵ_{air} , de la fraction volumique de glace, de la distribution spatiale des grains et de leur orientation par rapport à la direction du champ incident. Des relations de mélange diélectriques permettent de la calculer (Sihvola et al., 1985; Sihvola and Kong, 1988; Mätzler, 2006). Une étude détaillée du calcul de la constante diélectrique de la neige a été faite par Brucker (2009). Nous retiendrons essentiellement qu'elle dépend de la densité de la neige, et que la partie imaginaire évolue en fonction de la température et de la fréquence, ce qui n'est presque pas le cas pour la partie réelle.

4. La permittivité est directement reliée à la susceptibilité électrique du milieu qui mesure comment les dipôles diélectriques se polarisent en réponse à un champ électrique.

Annexe D

Caractéristiques physiques du manteau neigeux Alpin, Arctique & Antarctique

Comparatif des grandeurs physiques de la neige pour le manteau Antarctique, mesurées à Dôme C sur le Plateau Antarctique, pour le manteau neigeux Arctique, mesurées à Churchill au Canada, et pour le manteau neigeux Alpin, mesurée au Col de Porte en France. Les données sont des mesures typiques des 20 à 30 premiers centimètres de neige. * Pour dôme C, l'épaisseur est celle à partir de laquelle l'évolution de la neige est principalement due au tassement. ** La perméabilité est une grandeur physique caractérisant la vitesse à laquelle l'air traverse la neige en fonction du gradient de pression. *** Les seules données disponibles sont issues de [Albert et al. \(2004\)](#) dans la région des mégadunes. *Source : les données sont issues de [Domine et al. \(2008\)](#); [France et al. \(2011\)](#), et mesurées par L. Arnaud, N. Champollion, A. Royer, S. Morin, G. Picard.*

Variable	Dôme C	Churchill	Col de Porte
Type	permanent	saisonnier	saisonnier
Épaisseur (H)	5 m*	50 cm	130 cm
Température (T)	-55 °C	-15 à -30 °C	0 à -15 °C
Densité (ρ)	350 kg m ⁻³	150 – 200 kg m ⁻³	100 – 350 kg m ⁻³
Surface spécifique (SSA)	15 – 20 m ² kg ⁻¹	5 – 20 m ² kg ⁻¹	20 – 60 m ² kg ⁻¹
Conductivité thermique (k_t)	0.13 W m ⁻¹ K	0.04 – 0.08 W m ⁻¹ K	0.2 W m ⁻¹ K
Perméabilité (μ) **	100 – 200 · 10 ⁻¹⁰ m ⁻²	200 · 10 ⁻¹⁰ m ⁻²	50 · 10 ⁻¹⁰ m ⁻²
Pénétration de la lumière	10 – 20 cm	15 cm	8 cm
Cristaux typiques	grains fins et facettés épaisse croûte de vent cristaux de givre	givre de profondeur givre de surface croûte de vent	grains ronds cristaux facettés neige fraîche
Remarques	cohésion faible	fort contraste de cohésion	bonne cohésion

Annexe E

Mesure de l'accumulation de neige par un réseau de balises

Une balise est un simple pieu enfoncé dans la neige. La masse totale de neige accumulée est déduite en mesurant la hauteur de neige accumulée pendant une certaine période multipliée par la densité moyenne de la neige sur la hauteur mesurée. Un réseau est simplement un ensemble de balises dans un domaine restreint, de l'ordre du km^2 , afin de moyenniser les mesures individuelles des balises. Dans les régions où le BMS est faible, comme le Plateau Antarctique, il est essentiel de moyenniser les mesures individuelles, car la variabilité spatiale à petite échelle est très importante (Takahashi, 2007). La figure ci-dessous montre un exemple de balise proche de la station française de Cap Prud'Homme sur la côte de l'Antarctique de l'est.



Balise d'accumulation proche de Cap Prud'Homme. *Source : GLACIOCLIM – SAMBA, LGGE.*

Malgré l'attractivité due à la simplicité de la méthode, de nombreuses difficultés viennent diminuer la précision de la mesure. Les incertitudes de la méthode proviennent de deux sources principales : (1) les erreurs liées à la mesure en elle-même et (2) le bruit naturel dû à la variabilité de petite échelle liée au relief de surface, autant pour la hauteur de neige que pour la densité de celle-ci.

Les erreurs de mesure sont discutées dans Takahashi (2007); Eisen et al. (2008) et incluent la conversion de la hauteur de neige en masse totale de neige accumulée (i.e. en bilan de masse de surface), la mesure de la densité et la subsidence des pieux. La meilleure estimation du bilan de masse de surface est obtenue en utilisant la densité de la neige mesurée à la base des pieux. L'incertitude absolue d'une mesure est difficilement quantifiable faute de mesure absolue du BMS. Cependant, Takahashi (2007) a montré que la correction

des erreurs de mesure, liées uniquement à la subsidence des pieux et la conversion en BMS, pouvait atteindre 27%.

D'après Eisen et al. (2008), le bruit naturel des mesures est la principale source d'erreur, pouvant atteindre 85% pour une mesure d'une seule balise sur une unique année, dans une région de faible BMS¹. Cependant, l'erreur diminue avec l'augmentation de la durée d'observation. Ainsi, pour une période d'observation de 30 ans, l'erreur d'une balise unique diminue à 14%. Moyenner les mesures de l'ensemble des balises d'un réseau permet ensuite d'avoir une mesure de BMS représentative de la région. Au final, la précision de la mesure du BMS par un réseau de balise sur une longue période (30 ans par exemple) est comprise entre 5 et 10%.

Trois réseaux de 50 balises ont été installés près de Dôme C par l'observatoire GLACIOCLIM – SAMBA, un près de la station AWS à 2 km de la base dans la zone propre, un à 25 km au nord de la base Concordia et un à 25 km au sud. Ils sont respectivement notés DC-AWS, DC-A13 et DC-C19 (voir le site web de GLACIOCLIM – SAMBA <http://www-lgge.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/SiteWebAntarc/dc.php>). Les données de hauteur de neige issues des balises sont toujours, dans le paragraphe suivant, la moyenne des hauteurs annuelles de toutes les balises formant le réseau. Pour le réseau DC-AWS, les mesures sont effectuées depuis janvier 2004, et pour les réseaux DC-A13 et DC-C19, les mesures sont effectuées depuis janvier 2006.

En premier lieu, l'accumulation annuelle moyenne de neige pour les 3 réseaux de balise, c.-à-d. la moyenne de toutes les balises du réseau, est de $7.1 \pm 0.8 \text{ cm a}^{-1}$ pour DC-AWS (entre 2004 et 2011, i.e. 8 ans de mesure) et respectivement de $8.1 \pm 1.5 \text{ cm a}^{-1}$ et $7.7 \pm 1.6 \text{ cm a}^{-1}$ pour DC-A13 et DC-C19 (entre 2006 et 2010, i.e. 5 ans de mesure pour ces deux réseaux). L'incertitude correspond à l'écart-type de l'accumulation annuelle moyenne de neige de l'ensemble des balises du réseau. Proche de Dôme C, l'accumulation annuelle moyenne de neige est donc d'environ $7.6 \pm 1.4 \text{ cm a}^{-1}$, pour les 5 dernières années. En plus de la grande variabilité spatiale qui est ici atténuée par la moyenne des l'ensemble des balises du réseau, Eisen et al. (2008) explique qu'il est nécessaire d'avoir une longue série temporelle pour estimer une accumulation représentative spatialement et temporellement. En effet, l'évolution inter-annuelle de l'accumulation est importante. Pour le réseau DC-AWS, la variabilité inter-annuelle de l'accumulation de neige est de 3.5 cm, et elle est environ de 1 et 1.4 cm respectivement pour DC-A13 et DC-C19. Elle représente entre 12 et 48% de l'accumulation moyenne annuelle. Ainsi, il apparaît que, comme montré dans Eisen et al. (2008), une série de mesure de 5 à 8 ans n'est pas encore suffisante pour une estimation représentative temporellement du bilan de masse de surface.

1. Les mesures présentées dans Eisen et al. (2008) sont effectuées à Vostok, avec un bilan de masse de surface annuel d'environ 21 kg m^{-2} , donc proche de celui de Dôme C.

Annexe F

Article : « Instruments and Methods. Measurement of vertical profiles of snow specific surface area with a 1 cm resolution using infrared reflectance : instrument description and validation »

Instruments and Methods

Measurement of vertical profiles of snow specific surface area with a 1 cm resolution using infrared reflectance: instrument description and validation

L. ARNAUD, G. PICARD, N. CHAMPOLLION, F. DOMINE, J.C. GALLET, E. LEFEBVRE, M. FILY, J.M. BARNOLA[†]

*Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, CNRS/Université Joseph Fourier – Grenoble I, 54 rue Molière, BP 96, 38402 Saint-Martin-d'Hères Cedex, France
E-mail: laurent.arnaud@lgge.obs.ujf-grenoble.fr*

ABSTRACT. The specific surface area (SSA), defined as the surface area of ice per unit mass, is an important variable characterizing the complex microstructure of snow. Its application range covers the physical evolution of snow (metamorphism), photochemistry and optical and microwave remote sensing. This paper presents a new device, POSSSUM (Profiler Of Snow Specific Surface area Using SWIR reflectance Measurement), designed to allow the rapid acquisition of SSA profiles down to ~20 m depth and with an effective vertical resolution of 10–20 mm. POSSSUM is based on the infrared (IR) reflectance technique: A laser diode operating at 1310 nm illuminates the snow at nadir incidence angle along the face of a drilled hole. The reflected radiance is measured at three zenith angles (20°, 40° and 60°) each for two azimuth angles (0° and 180°). A second laser operating at a shorter wavelength (635 nm), which is almost insensitive to SSA, allows the distance to the snow face to be estimated. The reflected IR radiance and the distance are combined to estimate bidirectional reflectances. These reflectances are converted into hemispherical reflectances and in turn into SSA using a theoretical formulation based on an asymptotic solution of the radiative transfer equation. The evaluation and validation of POSSSUM's SSA measurements took place in spring 2009 in the French Alps. The new method was compared with the methane adsorption technique and DUFISS, another well-validated instrument based on the IR technique. The overall measurement error is in the range 10–15%.

1. INTRODUCTION

Grain size is an important characteristic of snow and is relevant in a variety of earth science domains such as the snow metamorphism (Colbeck 1983, 1998; Brun and others, 1992), albedo calculation (e.g. Warren, 1982; Flanner and Zender, 2006), chemistry and photochemistry of snow-covered surfaces (e.g. Domine and Shepson, 2002) and optical and microwave remote sensing (e.g. Zwally, 1977; Alley, 1987b; Nolin and Dozier, 2000; Brucker and others, 2010). Although grain size is an intuitive and visible characteristic of snow, it is difficult to quantify due to the complexity of the snow microstructure. Several metrics of grain size have been introduced such as maximal extent of dominant grains, mean cross-sectional area of crystals or grains (e.g. Gow, 1969), stereologic quantities derived from standard metallographic techniques (e.g. Alley, 1987b; Arnaud and others, 1998), optical radius (Grenfell and Warren 1999), mean convex radius (e.g. Colbeck and others, 1990; Gay and others, 2002) or correlation length (e.g. Mätzler, 2002). For instance, the correlation length is specifically used in microwave remote sensing (Wiesmann and others, 1998), and the optical radius in optical remote sensing or in snow albedo calculation (Warren, 1982; Grenfell and Warren, 1999). Estimation of the maximum extent by visual inspection of selected grains (Colbeck and

others, 1990) is a common practice in the field but suffers from the subjective selection of the grains and is often imprecise. Furthermore, this metric does not appear explicitly in physically based models of metamorphism, optical properties, microwave scattering or snow chemistry. This limits a precise validation of these models. A physically useful and measurable metrics of the grain size appears to be a prerequisite for future improvement of the snow models in several domains.

The specific surface area (SSA) of snow is defined as the surface area of the air/ice interface per unit mass (Domine and others, 2008) which is a well-defined property for porous media. It does not require the medium to be composed of identifiable grains. The SSA is directly and univocally related to the optical grain radius, r_{op} , by

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

where ρ_{ice} denotes the density of ice. The correlation length, l , used to interpret microwave remote-sensing data (Mätzler, 2002) is related to the SSA as shown by Debye and others (1957):

$$SSA = \frac{4}{l(\rho_{ice} - \rho_{snow})} \quad (2)$$

where ρ_{snow} is the snow density. In addition, the surface area of the air/ice interface is an important factor for the processes involving gas exchanges between the ice and air

[†]Deceased.

components, for example the exchange of water vapor responsible for dry snow metamorphism or the adsorption of reactive gases relevant to snow chemistry (Dominé and Shepson, 2002).

The SSA can be measured by several techniques using very different principles: adsorption of CH₄ on the ice surface (Legagneux and others, 2002; Domine and others, 2007), stereologic measurements on two-dimensional (2-D) images of snow (Narita, 1971; Alley, 1987b; Arnaud and others, 1998; Wiesmann and others, 1998), geometrical computation of X-ray microtomography images (Flin and others, 2004; Kerbrat and others, 2008), and infrared (IR) reflectance measurements (Matzl and Schneebeli, 2006; Painter and others, 2007; Gallet and others, 2009). The accuracy of these techniques is probably in the range 10–30%. Concerning the IR techniques, the sensitivity intrinsically depends on the choice of wavelength (Gallet and others, 2009). Moreover, it is still debated whether and to what extent the IR hemispherical-reflectance–SSA relationship depends on grain shape. Theoretical studies based on the investigation of simple geometric shapes indicate a strong dependence (Kokhanovsky and Zege, 2004; Picard and others, 2009b). By contrast, experimental studies suggest a weak dependence (Gallet and others, 2009), and the authors suggest that the discrepancy with theoretical studies is probably due to the fact that natural snow always contains a wide variety of shapes, that would average the reflectance–SSA relationships.

The IR techniques developed recently are more rapid than previous methods and easier to apply in the field. Three variants of the IR technique have been developed. Near-infrared (NIR) photography (Matzl and Schneebeli, 2006) provides detailed 2-D images of the vertical face of a snow pit in one shot, but requires a tight control of the illumination and the wall surface needs to be perfectly planar. It utilizes wavelengths around 850 nm for which the sensitivity to SSA is not optimal in the typical SSA range, 10–50 m² kg⁻¹ (Domine and others, 2006; Gallet and others, 2009). Careful calibration of the images is therefore required to retrieve reflectances with sufficient precision. The spectroscopy technique (Painter and others, 2007) uses the detailed reflectance spectrum around the absorption line at 1030 nm instead of a single wavelength as in the other techniques. It is thus probably less sensitive to inaccuracies in the reflectance measurement, irregularities of the snow surface, or influence of the grain shape, but the lack of evaluation with independent measurements of SSA or optical radius prevents any conclusion so far. The DUFISSS (Dual-Frequency Integrating Sphere for Snow SSA) instrument (Gallet and others, 2009) measures reflectances with high reproducibility (~1%) at 1310 nm due to the illumination control provided by a laser diode and the use of an integrating sphere to obtain the hemispherical reflectance. Furthermore, the SSA values given by DUFISSS were calibrated with the well-established methane adsorption technique (Legagneux and others, 2002; Domine and others, 2007), with the result that, according to those authors, DUFISSS has an absolute accuracy of 10–12%, depending on the SSA value. However, DUFISSS requires snow samples to be collected, which can become critical in certain conditions (e.g. near freezing point or with wind, very light snow or hard crusts; see discussion in Gallet and others, 2009).

These three techniques have been developed to measure SSA in shallow snowpacks (typically 2–3 m deep) in the

European Alps or the Arctic but are not easily scalable to deep snowpacks such as on ice sheets or glaciers. NIR photography and DUFISSS have been applied at Dome C, Antarctica, respectively in a 3 m deep snow pit in 2006 (Brucker and others, 2011) and a 5 m deep snow pit in 2008 (Gallet and others, 2010). However, several days of work were necessary for each snow pit, and depths of 3–5 m are still insufficient for some applications such as microwave remote sensing. Indeed, the e-folding depth of microwaves is ~4 m at 19 GHz, 10 m at 10 GHz and >20 m at 6.6 GHz (Surdyk, 2002; Picard and others, 2009a), so the need for SSA profiles down to 10 m or more is strong. Furthermore, SSA measurements are needed down to 20 m or more to estimate the pore size as used in firm structural description and densification models (Alley, 1987a; Arnaud and others, 1998).

To overcome the limitations of current instruments, we have designed an instrument called POSSSUM (Profiler Of Snow Specific Surface area Using SWIR reflectance Measurement) dedicated to measuring SSA profiles in holes drilled to 20 m depth with a vertical resolution of ~10 mm. POSSSUM is based on the same principle as the other IR techniques and measures the reflectance of the snow in the shortwave IR (SWIR) domain. The instrument is optimized for rapid acquisition of SSA profiles (20 min for 2 m, 1.5 hours for 20 m) so that it is possible to investigate the horizontal variability of deep snowpacks by performing several adjacent profiles on the same day. In addition, the possibility of measurements in a drilled hole (~100 mm in diameter) instead of a snow pit (1–2 m wide) reduces the area perturbed by the operations and thus is more suitable for repetitive measurements over time to monitor SSA evolution.

In section 2 of this paper, the POSSSUM instrument and field operations are described. In section 3 we present the processing algorithm for estimating the SSA from photodiode measurements. In section 4 the validation is performed at two levels: IR reflectance comparison with the DUFISSS instrument and direct evaluation with independent SSA measurements using methane adsorption.

2. DESCRIPTION OF POSSSUM

2.1. General design

Figure 1a gives an overview of the experimental set-up: POSSSUM, the snow drill device, the data acquisition system, the tripod, the winch, the depth measurement system and the power supply.

POSSSUM is a cylinder of diameter 100 mm and height 1 m. It weighs nearly 20 kg. It is composed of four main parts (Fig. 1b). The lowest part (A) rebores the 100 mm diameter hole made by the snow drill. This is necessary to obtain a clean cylindrical surface with an accurate diameter (126 mm). In addition, it removes snow that may have already metamorphosed between the drilling and the measurement (especially when air or snow temperatures are close to the freezing point). A first anti-torque and guiding system is placed at the bottom extremity of POSSSUM. The optics part (B) is located above part A and is described in detail in section 2.2. The measurement window is centered exactly 250 mm above the bottom of the instrument, so no measurements can be taken in the lower 250 mm of the hole. The electronic part (C) includes the laser drivers and the photodiode amplifiers. The main

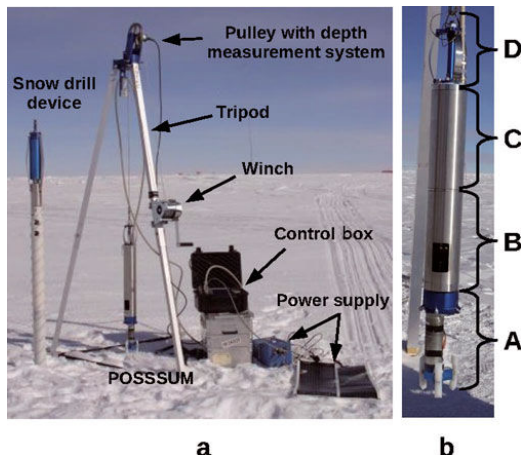


Fig. 1. (a) Experimental set-up in the field with POSSSUM, the snow drill device, the tripod with a manual winch and a depth system measurement, the data acquisition system and the power supply. (b) Picture of POSSSUM which is composed of a bore with a guiding system (A), an optical measurement part with laser diodes and photodiodes (B), an electronic part for laser drivers and photodiode amplifiers (C) and anti-torque system (D).

anti-torque system is placed at the top (D) and prevents rotation when boring hard snow.

POSSSUM is anchored to a tripod with a 25 m long cable. The pulley is equipped with a pulse encoder to measure the depth with a resolution better than 1 mm, and the overall vertical positioning accuracy is 1 mm for a 2 m deep hole. The power is supplied by a rechargeable lead battery pack (12 V, 30 Ah) and two flexible solar panels.

2.2. Optical system

Figure 2 gives a schematic view of the optical head (the light sources, mirror, the crown with photodiodes and metallic cylinder housing these optical components).

To prevent multiple scattering within the optical head or between the optical head and the snow, all metallic parts and housing internal surface were painted black. The illumination source is an IR laser diode at 1310 nm (Mitsubishi ML725B8F) with a nominal power of 6 mW. The beam emerging from the diode is collimated, reflected at 90° by a mirror and goes straight to the snow, passing through an aperture in the external cylinder. The aperture is not closed by a glaze, to avoid undesired reflections, and is far enough from the snow to avoid snow grains falling into the optical part of the instrument. The beam is perpendicular to the snow surface, and the footprint is ~10 mm in diameter. Radiation is scattered back by the snow and collected by six InGaAs photodiodes at different viewing zenith angles: $\pm 60^\circ$, $\pm 40^\circ$ and $\pm 20^\circ$ (note, by convention, zenith angles are relative to the horizontal incident beam and are positive upward and negative downward). Even though estimating SSA from biconical rather than hemispherical reflectance is intrinsically less accurate (e.g. Grenfell and Warren 1999), our choice is driven by the geometric constraints of operating in a drilled hole of 126 mm. Photodiodes are located on a crown having a radius of 60 mm. For ideal operation, the illuminated surface

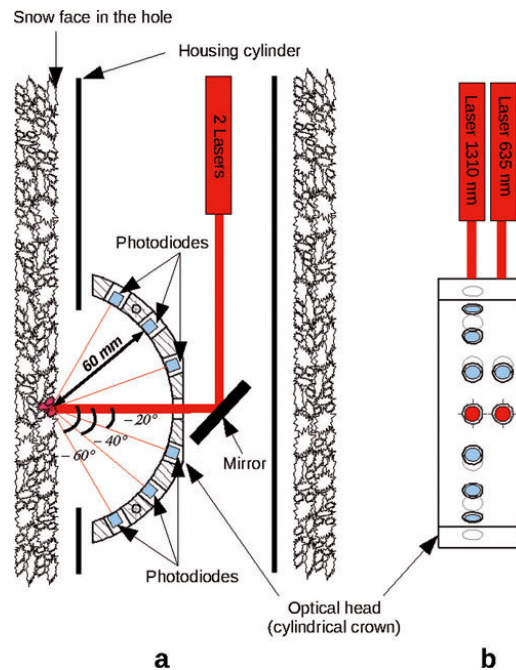


Fig. 2. Schematic view of the optical system of POSSSUM showing the relative positions of illumination source (laser) and reflectance measurements (photodiodes): (a) side view; (b) front view, in the axis of the illuminating beam.

should be at the center of curvature of the crown, which implies a precise distance of 13 mm between the external cylinder housing and the snow surface (see Fig. 2).

To deduce accurate reflectances from these measurements, there are two important requirements: (1) the snow face must be smooth and perpendicular to the incident laser beam, and (2) the distance between the photodiodes and the snow must be known with an accuracy of ~1 mm. Therefore, in addition to the IR measurements, we use red (635 nm) radiation to infer the distance between the photodiodes and the snow (see section 3 for details). The 635 nm laser diode (Hitachi HL6335C) is located parallel to the IR laser, 12 mm further horizontally (Fig. 2). The footprint is 10 mm wide. The emission of both lasers is stabilized and power-regulated using the photodiode built into the lasers. In addition, the lasers are modulated as described below. The scattered light in the red channel is received by a silicon photodiode at +20° zenith angle. The current generated by each photodiode is converted into voltage and amplified by a two-stage amplifier including an ultra-low-bias current operational preamplifier and a high-precision instrumentation amplifier. The digitalization is performed at the surface by a Campbell® data acquisition system (CR3000) with 16-bit resolution. POSSSUM is linked to the acquisition system by a low-noise cable with 12 twisted pair wires. Tests at temperatures from 0°C to -55°C showed correct operation, with negligible drift of the measurement and noise not exceeding the accuracy of the acquisition. In addition, a Pt100 sensor monitors the temperature of the system during measurements.

2.3. Measurement procedure

The Campbell CR3000[®] sequences the acquisition at a rate of 10 Hz which corresponds to a vertical resolution of 1 mm for a descent speed of 10 mm s⁻¹. Each acquisition cycle comprises the following sequence:

1. IR laser on, measurement of the IR photodiodes.
2. Red laser on, measurement of the visible photodiode.
3. Both lasers off, measurement of all the photodiodes.
4. Measurement of the instrument temperature and reading of the depth from the pulse encoder.

The measurements when the lasers are off are used to subtract the background caused by solar illumination transmitted through snow and the inevitable gap between the cylindrical housing of POSSSUM and the hole (~10–20 mm).

2.4. Field operation

The typical protocol includes two main steps: drilling the hole and lowering POSSSUM. For seasonal snowpacks 1–2 m deep, a PICO (Polar Ice Coring Office) hand-coring auger or a home-made ‘punch’ has been used to drill holes with diameters of 100–120 mm. For deeper applications in Antarctica, a new field-portable system for snow core drilling has been developed at the Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l’Environnement (LGGE) (Fig. 1a).

POSSSUM is then lowered at a speed of ~10 mm s⁻¹ with a manual winch, during which the hole is rebored to 126 mm diameter. With such a speed, one cycle of measurement is performed every millimeter, allowing a significant over-sampling within the laser footprint of 10 mm. During acquisition in the top 40 cm, the hole needs to be obstructed by a board (~40 cm wide) to protect the measurement from intense solar illumination that may saturate the amplifier and prevent subtraction of the background. In practice, depending upon solar conditions and the fitting of the board, the red measurements are saturated only in the top 4 cm below the surface. The IR measurements are not affected by the saturation, but subtraction of the background is essential.

When POSSSUM is raised, measurements can also be made, but large movements of the instrument in the hole are now possible because the hole diameter was enlarged by the bore during the descent. This second acquisition proved useful for the method validation (see section 3).

3. PROCESSING ALGORITHM

The processing algorithm includes different stages: the calibration to convert voltage measurements into bidirectional reflectance, the correction of the distance variations between the optical system and the snow face, and finally the conversion from bidirectional reflectance to SSA. Note that reflectances measured with POSSSUM are biconical reflectances and not true bidirectional reflectances, which denote only a conceptual quantity (Nicodemus, 1970; Schaepman-Strub and others, 2006). However, as the field-of-view of the photodiode is small and the incoming radiation is well collimated, the reflectances measured by our instrument are very close to bidirectional reflectances. Therefore, the term bidirectional reflectance and the theoretical background associated with this concept will be used in what follows.

3.1. Reflectance calibration

This step is intended to convert voltage measurements into calibrated bidirectional reflectances. It is important to note that we assume here that the distance between optical head and snow is ideal, i.e. the convergence point of the six photodiodes is located exactly at the snow surface. In such a case, the snow surface is 60 mm from the photodiodes and 13 mm from the cylindrical housing (see Fig. 2). The case of non-ideal distance is treated in section 3.4.

The bidirectional reflectance, $R_\lambda(\theta_0)$, is related to the voltage, $U_\lambda(\theta_0)$, measured by the photodiode (θ_0 is the viewing zenith angle and λ is the wavelength of the laser) and the background $U_\lambda^0(\theta_0)$ measured when both lasers are off as follows:

$$R_\lambda(\theta_0) = \alpha_\lambda(\theta_0) \frac{U_\lambda(\theta_0) - U_\lambda^0(\theta_0)}{\cos \theta_0}, \quad (3)$$

where $\alpha_\lambda(\theta_0)$ is the calibration factor. A linear relationship is sufficient because the photodiodes and the amplifiers have a linear response and multiple reflections between the snow surface and the instruments are negligible. The wavelengths of the lasers, 1310 and 635 nm, are respectively written IR and R in subscript in subsequent notation. To determine $\alpha_\lambda(\theta_0)$, the calibration protocol consists in placing several reflectance standards (Spectralon[®], <http://www.sphereoptics.de>) in front of the optical head using a dedicated guide machined with accuracy. The guide ensures that the standard is parallel to the vertical axis of the instrument and at the correct distance. However, the azimuth angle (rotation around the vertical axis) was difficult to control. To solve this problem, we performed slow oscillations by hand around the vertical axis while the acquisition was running. The maximum measured signal was taken for the calculation of $\alpha_\lambda(\theta_0)$. This calibration protocol was applied several times in the laboratory and in the field. Spanning a period of ~2 years, these calibrations showed the absence of long-term drift. In addition, tests in a cold chamber down to -60°C showed that no temperature correction was necessary since the thermal drift was <1% in the range of application of the instrument.

Figure 3 shows the amplified signal of the +20° photodiode, $U_{IR}(+20^\circ)$, as a function of the hemispherical reflectance of the reference panels. The response is linear ($R^2 = 0.9995$) and the offset is negligible (0.4 ± 3.8 mV). The slope of the trend is the inverse of the calibration factor.

Table 1 shows the mean calibration factor of each photodiode calculated with 42 calibration experiments performed both in the laboratory and in the field. The reproducibility values correspond to a calibration precision of 3–4%, which is small compared to the other sources of error. However, the $\pm 60^\circ$ photodiodes present a slightly worse reproducibility than the other photodiodes. We also found that the distance effect was difficult to correct for the $\pm 60^\circ$ photodiodes (see section 3.4). For these two reasons, we decided to exclude them from the final form of our algorithm.

The different calibration factors are relatively close to each other (3% relative standard deviation, close to the reproducibility), with only a weak though visible dependence on the viewing zenith angle.

According to Sandmeier and others (1998), Spectralon standards exhibit a non-Lambertian behavior, at least in the spectral range 450–1000 nm where accurate measurements

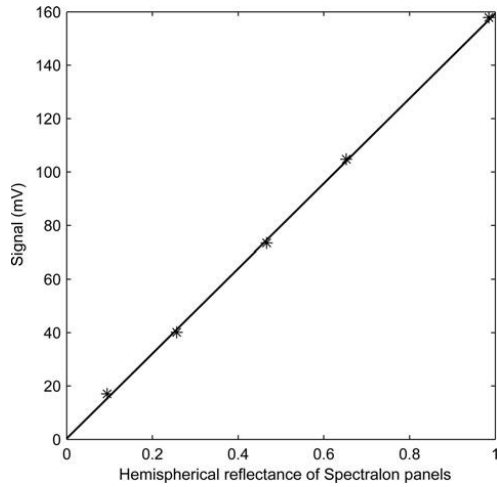


Fig. 3. Measured signal of the +20° photodiode for five different calibration panels. The reflectance of the calibration panels is the hemispherical reflectance at 1310 nm. The trend is the least-square linear regression.

were performed. To study this effect on our calibration factors, we applied a direction-dependent correction to the reflectance of our standards using the anisotropy factors given by Sandmeier and others (1998) at 1000 nm, which were assumed to be valid at 1310 nm. This led to calibration factors varying much more strongly with zenith angle (9% relative std dev.) than without the correction. We conclude that the Lambertian approximation was more appropriate in our case than the anisotropy factors proposed by Sandmeier and others (1998).

3.2. Conversion from bidirectional to hemispherical reflectances

Existing relationships can be used to convert IR hemispherical reflectance to SSA (see section 3.3). First, however, the bidirectional reflectances need to be converted to hemispherical reflectances, ω_λ . The conversion is performed by averaging bidirectional reflectances as follows:

$$\omega_\lambda = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{i=n} \frac{R_\lambda(\theta_{0,i})}{A_\lambda(\theta_{0,i})} \quad (4)$$

where n is the number of viewing zenith angles $\theta_{0,i}$ and $A_\lambda(\theta_{0,i})$ is the anisotropy factor. For convenience, index i is removed in the following equations. The values of $A_{IR}(\theta_0)$ were derived from reflectance measurements over natural snow samples (Dumont and others, 2010), leading to the following equation in the case where the $\pm 60^\circ$ photodiodes are excluded:

$$\omega_{IR} = \frac{1}{4} \left(\frac{R_{IR}(-20^\circ) + R_{IR}(20^\circ)}{1.01} + \frac{R_{IR}(-40^\circ) + R_{IR}(40^\circ)}{1.02} \right). \quad (5)$$

Note that the anisotropy factor predicted by the DISORT (discrete-ordinate radiative transfer code) model (Stamnes and others, 1988) is larger than the experimental values used here. This is due to the use of perfectly spherical ice grains to model snow in DISORT. Natural snow is, however, more Lambertian than perfect spheres (Dumont and others, 2010).

Table 1. Calibration factor for reflectance calculation and reproducibility of each photodiode calculated with 42 different calibration experiments performed both in the laboratory and in the field

Photodiode	Calibration factor	Reproducibility
-60°	0.00599	0.00025
-40°	0.00612	0.00016
-20°	0.00650	0.00019
20°	0.00626	0.00020
40°	0.00613	0.00024
60°	0.00595	0.00045

In order to evaluate the error due to this approximation, we estimate that the anisotropy factors may vary in the range 1–1.04 for natural snow. Hence, the error induced by the anisotropy factor values chosen for Equation (5) is ~2%. This approximation needs to be addressed in future work, especially by considering snow with highly textured micro-structure such as chains of depth hoar.

3.3. Conversion from hemispherical reflectance to SSA

Several relationships exist to convert hemispherical reflectance to SSA based on experiments (Gallet and others, 2009) or theoretical calculations (Khokanovsky and Zege, 2004; Picard and others, 2009b). Since we need a relationship working at different wavelengths (1310 and 635 nm), we use the analytical relationship proposed by Khokanovsky and Zege (2004) and adapted to direct normal incidence (Picard and others, 2009b, equation (4)):

$$SSA = \frac{b^2 \gamma_\lambda 486}{49 \rho_{ice} \log(\omega_\lambda)^2} \quad (6)$$

with $\gamma_\lambda = \frac{4\pi}{\lambda} n_i$, where γ_λ is the ice absorption coefficient at wavelength λ , and n_i is the imaginary part of the ice refraction index ($n_i = 1.34 \times 10^{-7}$ at 1310 nm, taken from Warren and Brandt, 2008). The factor b depends solely on snow grain shape (Picard and others, 2009b), and for this study we use $b = 4.53$ which corresponds to spherical grains. The theoretical studies by Khokanovsky and Zege (2004) and Picard and others (2009b) suggest lower b values. Only the comparison with independent SSA values measured by a non-optical method can validate the choice of this shape factor (see section 4).

3.4. Effect and correction of the distance between snow and optical head

The most important operation for the overall accuracy of POSSUM is the control and correction of the distance between the snow and the optical head. Indeed, even a moderate 5 mm variation of this distance (8% of 60 mm) – due to horizontal movements of the instrument or to irregularities of the hole diameter – translates into a variation of ~16% in the estimated reflectance. The conversion of the reflected energy into reflectance depends on the square of the distance between the illuminated area and the photodiodes. In the end, the initial distance variation of 5 mm implies a variation of 16% in SSA or more due to the nonlinearity of Equation (6). To limit this

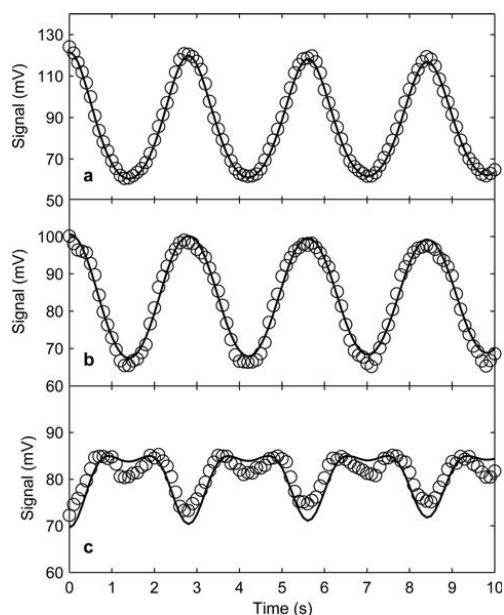


Fig. 4. Effect of the distance between the point of convergence of the photodiodes and the reflecting surface (Spectralon 50%) on the measured signal for the 20° (a), 40° (b) and 60° (c) photodiodes (circles). The horizontal displacement was varied from -12 mm to +12 mm relative to the ideal distance. Signals calculated (solid curves) with Equations (8–11) are compared to the experimental data.

problem, the design of POSSSUM (guiding systems at the top and bottom and boring machine) is intended to keep the distance between the optical head and the snow face constant and equal to 60 mm. However, this control cannot be perfect because the hole is sometimes irregular in snow with weak cohesion. To solve this problem, a second laser diode operating at a wavelength of 635 nm ‘measures’ the distance. The wavelength is chosen to be weakly sensitive to SSA but affected by distance in a manner similar to the 1310 nm wavelength.

To illustrate this effect on the signal measured by the photodiodes, we performed the following experiments in the laboratory: POSSSUM oscillated as a pendulum in front of a snow surface or a reflectance standard (~50%) positioned vertically. The horizontal shift at the level of the measurement window was between about -12 mm and +12 mm with respect to the ideal distance. The signals recorded by the photodiodes in front of a 50% standard are shown in Figure 4 (open circles). The amplitude of the variations is very large: for instance, $U_{IR}(20^\circ)$ presents variations of ~60 mV for a mean value of 90 mV, which corresponds to 66% solely due to a distance variation of ± 12 mm.

The relationship between the signal and the distance is quite complex as shown in Figure 4. The +20° photodiode shows a nearly sinusoidal oscillation that mimics the oscillation of the distance, whereas the +60° photodiode presents more complex variations. The +40° photodiode presents an intermediate behavior. To better understand these signals and to establish a correction strategy, a geometrical model has been developed.

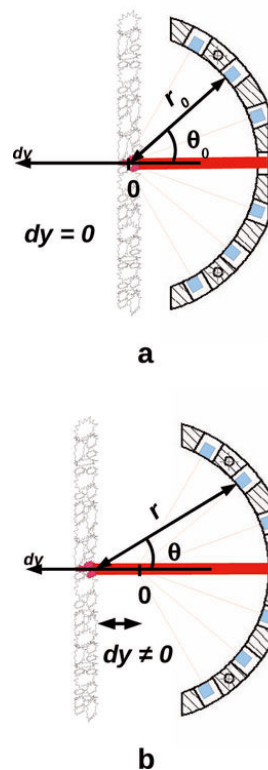


Fig. 5. Two geometrical configurations of POSSSUM’s optical head in the hole and parameters used in the calculation of the power received by the photodiode as a function of the distance dy . (a) $dy=0$ ideal position (i.e. no correction needed) and (b) $dy \neq 0$ position implying a distance correction.

3.4.1. Modeling the effect of the distance

A simple model based on geometric optics was constructed to quantify the effect of the incorrect position of the snow face with respect to the optical head on the photodiode measurements. It predicts the power, ϕ_λ , received by the photodiodes as a function of the distance between the snow and the point of convergence of the photodiodes. The origin, $dy=0$, corresponds to the ideal position.

The geometry of the system, the angles and the distances involved in the calculation are shown in Figure 5a for the ideal position: $dy=0$, and then $\theta = \theta_0 \in \{\pm 20^\circ; \pm 40^\circ; \pm 60^\circ\}$ and $r_0 = 60$ mm; and in Figure 5b for a position which involves a distance correction: $dy \neq 0$.

The model assumes that the laser footprint is infinitely small and that POSSSUM’s vertical axis is parallel to the snow hole axis. Using a more complex model (not described here), we checked that both simplifications have negligible effects. As the model is based only on geometric considerations, it is independent of the wavelength and the reflection is assumed to occur exactly at the surface (i.e. non-scattering medium) which is partially applicable to snow.

The power, ϕ_λ , received by the photodiode ideally at θ_0 but now at θ is given by

$$\phi_\lambda(\theta_0, dy) = R_\lambda(\theta) I_\lambda \Omega \cos \theta \quad (7)$$

with $\Omega = \frac{s}{r^2}$, where I_λ is the incident power at the surface, θ is the viewing zenith angle accounting for the displacement dy , and $R_\lambda(\theta)$ is the snow bidirectional reflectance at a given wavelength, λ , with nadir incident illumination and viewing zenith angle of θ . In the following, the variations of $R_\lambda(\theta)$ from θ_0 to θ are neglected, i.e. $R_\lambda(\theta) \approx R_\lambda(\theta_0)$. Ω is the viewing solid angle, s is the sensitive surface area of the photodiode and r is the actual distance between the surface and the photodiode. If we consider a displacement of dy along the y -axis, I_λ and s are constant and only r and θ vary with dy . These quantities are given by

$$r^2 = dy^2 + r_0^2 - 2dy r_0 \cos(\pi - \theta_0) \quad (8)$$

$$r \cos \theta = r_0 \cos \theta_0 + dy. \quad (9)$$

Combining Equations (8) and (9) yields:

$$\phi_\lambda(\theta_0, dy) = R_\lambda(\theta_0) I_\lambda s \frac{dy + r_0 \cos \theta_0}{(dy^2 + r_0^2 + 2dy r_0 \cos \theta_0)^{3/2}}. \quad (10)$$

The voltage measured at the output of the amplifiers connected to the photodiodes is directly proportional to $\phi_\lambda(\theta_0, dy)$. We denote $\tilde{R}_\lambda(\theta_0, dy)$ 'the measured uncorrected reflectance' based on Equation (3) but with $dy \neq 0$:

$$\tilde{R}_\lambda(\theta_0, dy) = \alpha_\lambda(\theta_0) \frac{U_\lambda(\theta_0, dy) - U_\lambda^0(\theta_0, dy)}{\cos \theta_0}. \quad (11)$$

$\tilde{R}_\lambda(\theta_0, dy)$ is equal to the actual (unknown) reflectance, $R_\lambda(\theta_0)$, only for the ideal position $dy = 0$: $\tilde{R}_\lambda(\theta_0, dy = 0) = R_\lambda(\theta_0)$. Equation (10) becomes

$$\frac{\tilde{R}_\lambda(\theta_0, dy)}{R_\lambda(\theta_0)} = \frac{r_0^2 (dy + r_0 \cos \theta_0)}{\cos \theta_0 (dy^2 + r_0^2 + 2dy r_0 \cos \theta_0)^{3/2}} = f_{\theta_0}(dy). \quad (12)$$

Equation (12) gives the relationship between measured $\tilde{R}_\lambda(\theta_0, dy)$ and actual $R_\lambda(\theta_0)$ values of the bidirectional reflectance when the optical head is not at the ideal distance of the snow surface. $f_{\theta_0}(dy)$ is the distance correction function which does not depend on the illumination wavelength, λ .

In Figure 4, the model is applied to the case of the pendulum experiment described in section 3.4. We assume that dy follows a sinusoid whose frequency and amplitude is fitted to match the observations. The best fit was obtained for an oscillation amplitude of ± 11.8 mm, very close to the measured distance (12 mm). With such variations of dy , the model predicts the measurements correctly for 20° and 40° (Fig. 4). At 60° the remarkable pattern of double sinusoids is predicted only qualitatively by the model. This pattern is due to the fact that when the distance dy increases (effect 1), the zenith angle of the photodiode decreases from 60° toward lower grazing angles (effect 2). The first effect tends to reduce the energy received by the photodiode, while the second effect tends to increase it because of the larger apparent surface viewed by the receiver at smaller zenith angle. The $\pm 20^\circ$ photodiodes are dominated by the first effect, while the 60° ones are affected by both. From a practical point of view, the lesser performance of the model at 60° suggests that the distance correction will be less accurate at this angle and using the 60° photodiodes for calculating the hemispherical reflectance may result in larger uncertainties than if they were not used. We conclude

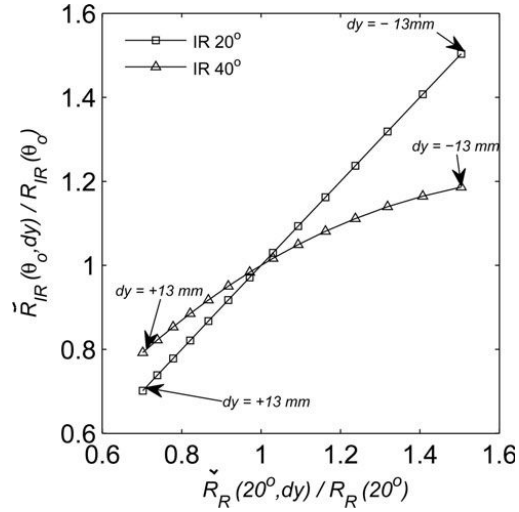


Fig. 6. Variations of $\tilde{R}_{IR}(\theta_0, dy)/R_{IR}(\theta_0)$ versus $\tilde{R}_R(20^\circ, dy)/R_R(20^\circ)$ at two different viewing zenith angles, θ_0 (20° and 40°), calculated using the geometrical model for variations of dy in the range ± 13 mm.

that it is best not to use the data from the 60° photodiodes in subsequent data analysis.

3.4.2. Distance correction

The idea for correcting the distance with POSSSUM is, first, to estimate the distance dy using the measurements at 635 nm, $\tilde{R}(20^\circ, dy)$, assuming that the bidirectional reflectance at 635 nm, $R_c(20^\circ)$, is a priori known and almost independent of the SSA and, second, to correct the IR reflectance obtained after calibration using dy and the model. The two steps can be regrouped into a single formula with the correction function, g_{θ_0} , without explicitly estimating the distance dy . Equation (12) applied to both wavelengths gives

$$\frac{\tilde{R}_{IR}(\theta_0, dy)}{R_{IR}(\theta_0)} = f_{\theta_0}^{-1} \left[f_{20^\circ}^{-1} \frac{\tilde{R}_R(20^\circ, dy)}{R_R(20^\circ)} \right] = g_{\theta_0} \left(\frac{\tilde{R}_R(20^\circ, dy)}{R_R(20^\circ)} \right). \quad (13)$$

Figure 6 plots the variations of $\tilde{R}_{IR}(\theta_0, dy)/R_{IR}(\theta_0)$ versus $\tilde{R}_R(20^\circ, dy)/R_R(20^\circ)$ calculated using the geometrical model for variations of dy in the range ± 13 mm.

The relationship for 20° is the identity function because the model $f_{\theta_0}(dy)$ is independent of the wavelength. For the other angles, the relationship is nonlinear and has no simple analytical solution. To avoid numerical inversion of the model for every single measurement, we fitted polynomials to the curves obtained theoretically in Figure 6 and used the polynomials instead of the model without any loss of accuracy. The correction functions, g_{θ_0} , deduced from Figure 6 are

$$g_{20^\circ}(x) = x \quad (14)$$

$$g_{40^\circ}(x) = -0.05017 + 1.5983x - 0.61174x^2 + 0.063578x^3 \quad (15)$$

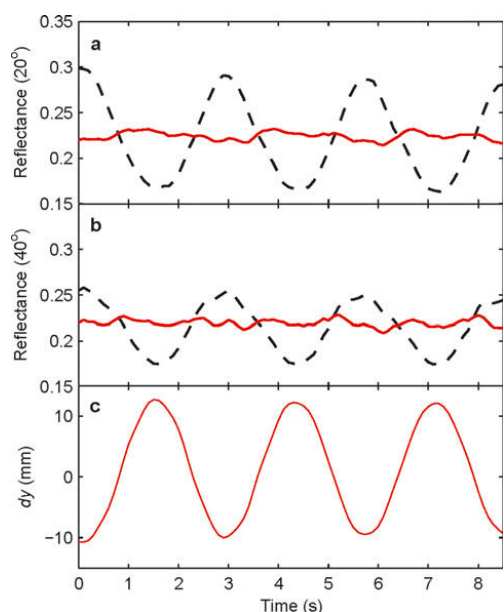


Fig. 7. Effect of the distance correction on the reflectance at two different viewing zenith angles: (a) 20° and (b) 40°. Dashed curves are snow reflectances during the pendulum experiment, and red solid curves are the distance-corrected signals. (c) Amplitude of the oscillations of POSSSUM dy calculated with the reflectance measured at 635 nm and Equation (12).

with

$$x = \frac{\tilde{R}_R(20^\circ, dy)}{R_R(20^\circ)}. \quad (16)$$

Rearranging Equation (13) leads to the correction formula:

$$R_{IR}(\theta_0) = \frac{\tilde{R}_{IR}(\theta_0, dy)}{g_{\theta_0} \left(\frac{\tilde{R}_R(20^\circ, dy)}{R_R(20^\circ)} \right)}. \quad (17)$$

The left term is the reflectance needed for the conversion to SSA, and the right side contains only measured values except $R_R(20^\circ)$. To estimate this unknown value, we use an iterative algorithm which (i) starts with $R_R(20^\circ) = \omega_R = 0.94$, (ii) calculates the SSA using Equations (17), (5) and (6), (iii) estimates $R_R(20^\circ)$ using the estimated SSA and Equation (6) applied at 635 nm, and (iv) iterates (ii) and (iii) until convergence. In practice, the convergence is very rapid. In typical conditions, the variations of the estimated SSA remain below 0.2% after the first iteration.

The results of this correction applied to the pendulum experiment in front of a real snow surface are presented in Figure 7.

The variations due to the distance are still visible in the corrected signal. However, the standard deviation of the residual variations is small, 0.007 at 20° and 0.004 at 40°, corresponding to a reduction by a factor 6.5 and 7 of the oscillation amplitude with respect to the uncorrected signal. The residual variations of mean reflectance calculated with the photodiodes at $\pm 20^\circ$ and $\pm 40^\circ$ correspond to 2% of the reflectance for oscillations amplitude of ± 12 mm (Fig. 7).

The amplitude used for this test is also realistic in normal operation in the field. Hence, we estimate that the residual error on hemispherical reflectance due to the distance variations after the correction is <2%.

Larger errors can occur in the presence of impurities in snow, as snow reflectance in the visible is very sensitive even to a small amount of impurities. This effect is not taken into account in Equation (6). We estimate that an error of 5% on the reflectance at 635 nm translates directly into an error of 5% on IR reflectances and in turn into an error of at least 5% on SSA. As POSSSUM is primarily dedicated to measuring SSA in central Antarctica, impurities in snow should have a negligible impact.

4. VALIDATION AND RESULTS

Several field campaigns and laboratory experiments were conducted in the Alps during the winter and spring of 2009 to test and validate the instrument. The main results of this validation are presented in this section considering different approaches:

Validation of the hemispherical reflectance by comparison with measurements from the DUFISS IR instrument (Gallet and others, 2009).

Validation of the SSA by comparison with direct measurements of SSA by methane adsorption.

Test of reproducibility of SSA profile measurements.

4.1. Validation of the hemispherical reflectance

On several occasions, in the laboratory and in the field, POSSSUM and DUFISS measurements were made on the same snow samples. DUFISS and POSSSUM work at the same wavelength under nadir illumination. However, in DUFISS, multiple scattering between snow and the integrating sphere is significant and results in an additional diffuse component in the illumination. Since the hemispherical reflectances of snow are different under diffuse and nadir illuminations, raw reflectance measurements from both instruments are in principle slightly different (~3%). For a precise comparison, we converted reflectances measured by DUFISS into directional-hemispherical reflectances as measured by POSSSUM. To this end, we calculated the fraction of diffuse reflection present in DUFISS (Gallet and others, 2009, equation (5)) which is specific to each exemplar of the instrument, and calculated the relationship between diffuse and directional reflectances using DISORT. By combining the two calculations, we obtained the theoretical relationship between the mixed diffuse/directional reflectances as measured by DUFISS and the directional reflectance as measured by POSSSUM. Only converted reflectances are shown in the following even if not explicitly stated.

For the comparison with laboratory experiments, the protocol of DUFISS was applied to POSSSUM: Snow samples were placed in a sample holder of inner diameter 63 mm and depth 25 mm (see Gallet and others, 2009) and the reflectance was measured successively by both instruments. POSSSUM was positioned precisely with respect to the sample so that $dy=0$. The distance correction was disabled in the algorithm because the penetration depth at 635 nm is larger than the sample depth, and the measured reflectance does not correspond to the reflectance of a semi-

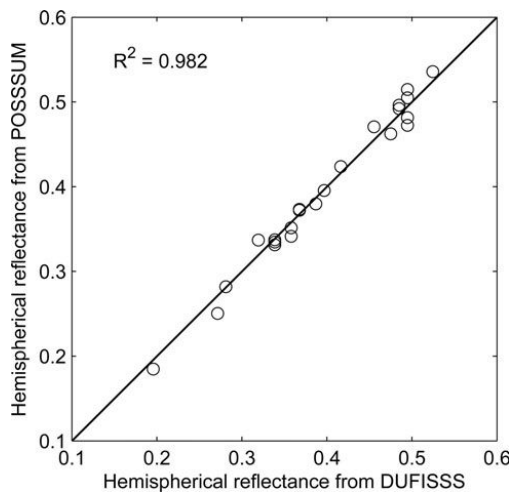


Fig. 8. Comparison of hemispherical reflectances obtained in the laboratory using snow samples with POSSSUM and DUFISSS (circles). R^2 is computed with the residual sum of squares errors between the real data points and the $y=x$ model.

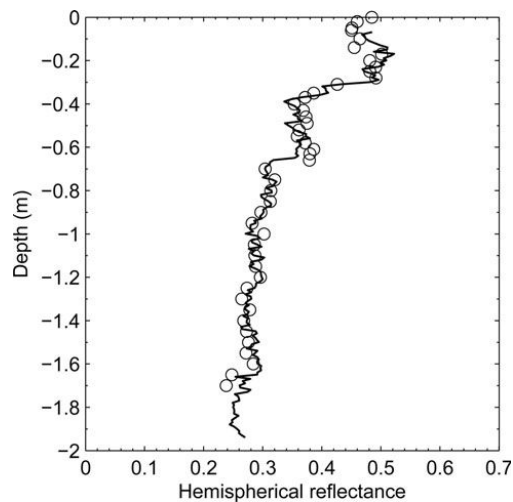


Fig. 9. Profiles of hemispherical reflectance measured with POSSSUM (solid line) and discontinuous measurements with DUFISSS (circles) obtained on Glacier de la Girose on 17 April 2009.

infinite medium as expected in the algorithm. Figure 8 shows the hemispherical reflectances of 23 samples measured by both instruments in the laboratory. The difference between the two instruments is 0.012 RMS, which corresponds to 3% variations (coefficient of variation of the root-mean-square deviation defined as $CV(RMSD) = RMSD/Mean$) and the bias is insignificant (-0.0006).

In the validation experiments done in the field, POSSSUM was operated in a hole drilled using the protocol described above (see section 2.4) at Glacier de la Girose, located in the French Alps in the La Meije area ($45^{\circ}0'19''N$, $6^{\circ}15'55''E$), on 17 April 2009. A snow pit was dug along the hole, and the SSA profile was measured with DUFISSS with a 30 mm vertical resolution, using the sampling protocol adapted to DUFISSS (Gallet and others, 2009). In addition, samples were collected, stored in liquid nitrogen and transported to the laboratory for additional measurements (reflectance again and SSA measured with methane adsorption). Only the validation of POSSSUM is discussed here. The profile of hemispherical reflectance measured with POSSSUM, averaged at a vertical resolution of 10 mm, is shown in Figure 9, together with 41 samples measured with DUFISSS.

The reflectance measured by POSSSUM at the same depth as the DUFISSS samples was extracted and is compared to DUFISSS reflectance in Figure 10. The overall difference is 0.02, i.e. 6% $CV(RMSD)$, and the bias is 0.0015. These are larger than the errors obtained in the laboratory experiments. Additional sources of error were present in the field. Part of the error may be explained by the distance correction which was activated in the field and can itself account for 0.007 RMS as seen during the pendulum experiment. However, other large sources of error, and not the instruments, most likely explain the 6% finding. Indeed, the snow pit where DUFISSS samples were taken was ~ 1 m from the POSSSUM hole. The reference for the depth

measurements is thus uncertain and, even for a given depth, real differences of reflectance are possible due to the natural spatial variability of the snow. Despite the larger errors in field conditions, this comparison shows that both instruments agree on the hemispherical reflectance values within 6%, which remains sufficiently small for the targeted accuracy of SSA.

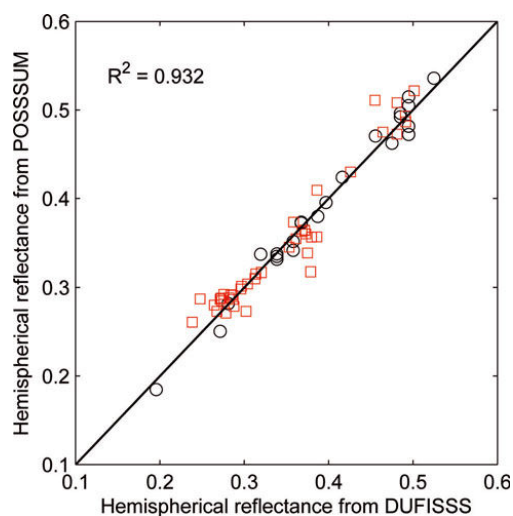


Fig. 10. Comparison of hemispherical reflectances obtained with POSSSUM and DUFISSS. Squares are field measurements, and circles are laboratory measurements. R^2 is computed with the residual sum of squares errors between the real data points and the $y=x$ model.

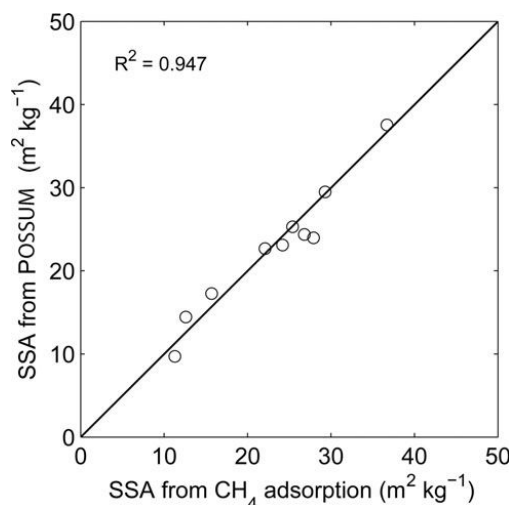


Fig. 11. SSA calculated with the processing algorithm from the reflectance measured with POSSSUM versus SSA measured using CH₄ adsorption at 77 K. R^2 is computed with the residual sum of squares errors between the real data points and the $y=x$ model.

4.2. Validation of SSA with independent measurements by methane adsorption

Reference and independent measurements of SSA were provided by determining the adsorption isotherm of methane at liquid nitrogen temperature (Chaix and others, 1996; Legagneux and others, 2002; Domine and others, 2007).

Snow samples were taken at Glacier de la Girose, immersed in liquid nitrogen on the glacier (Legagneux and others, 2002) and transported to our laboratory. In the laboratory we measured the SSA with POSSSUM, just before the methane adsorption measurements. Measurements of SSA with POSSSUM are compared to the adsorption results in Figure 11. The overall difference between SSA from methane adsorption and POSSSUM measurements is $1.8 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ (RMSD), which corresponds to a relative difference lower than 8% CV(RMSD). The bias (POSSSUM minus methane adsorption) is $-0.4 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$.

4.3. Test of reproducibility of SSA profile measurements

Given that snow stratigraphy and, therefore, its physical properties vary at very short horizontal scales (Matzl and Schneebeli, 2006), the best way to evaluate the instrument's reproducibility is to perform SSA measurements in a drilled hole during both the ascent and the descent. Figure 12 shows SSA profiles with and without correction of the distance with a vertical resolution of 10 mm. Without correction, the difference between the descent and the ascent is very large, $14.3 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ (RMSD), and the bias is significant.

During the descent, the amplitude of the correction (Fig. 12) is weak and corresponds to variations of 3 mm RMSD of POSSSUM around $dy=0$. This indicates that the bore fully plays its part in maintaining the adequate distance. In contrast, the correction is larger during the

ascent (8 mm RMSD and mean value of -7.4 mm), probably because the hole is larger than the bore diameter after the descent. The correction further increases near the surface when the anti-torques are out of the snow and the instrument is less maintained. However, despite the movements of the instrument, the corrected SSA profile is very close to methane adsorption measurements and to the profile obtained during the descent, with a RMS difference of $1.1 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ which corresponds to a relative difference of <6% CV(RMSD) between the ascent and descent profiles. The difference observed at 30 cm may be due to a discrepancy in depth measurement between sampling for methane adsorption and POSSSUM measurements. These results clearly demonstrate the need for the distance correction and the efficiency of the algorithm. In addition, they suggest that it is useful to make measurements in both ways (descent and ascent) as this requires little extra time (2 min per meter of snowpack) and makes it possible to detect potential inconsistencies and/or to average both profiles to improve the accuracy.

Other similar experiments to test the reproducibility have been conducted, such as (1) comparing two descents of the same hole (the hole was inevitably larger for the second descent), (2) comparing two descents with a rotation of 120° of the tripod, (3) comparing two holes several meters apart, and (4) comparing holes at the same location but measured after a 16 day interval. All these experiments confirmed the good reproducibility of the measurements and the suitability of the distance correction.

4.4. Measurement accuracy

Here we evaluate the absolute uncertainty of our measurement using two methods: (1) direct comparison with methane adsorption and the known error on this technique, and (2) an error propagation method.

The direct comparison of SSA between POSSSUM and the independent method of methane adsorption yields a random error of $\sim 8\%$ RMS with a negligible bias. However, the methane adsorption technique is not perfect: the systematic error was evaluated at 10% by Legagneux and others (2002) and subsequently reduced to 5% by Gallet and others (2009) based on a comparison with X-ray microtomography (Kerbrat and others, 2008). Summing up the random and the systematic error, the overall accuracy is 10%. This places the POSSSUM accuracy in the same range as those of the other techniques (Matzl and Schneebeli, 2006; Gallet and others, 2009). However, the number of samples in this validation was limited ($n=10$) and the SSA values were $10\text{--}40 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$, corresponding to metamorphosed snow. This is adequate for Antarctic snow but is insufficient to include fresh snow which is frequently found in the Alps. To enhance confidence in POSSSUM, we can rely on the small error found on the hemispherical reflectances with respect to DUFISSS (6% RMS), and the validation done for this instrument (Gallet and others, 2009) in the range $20\text{--}60 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$.

The second way to estimate measurement uncertainty is to quantify the propagation of errors through all the steps of the processing algorithm. The random error on the calibration of each photodiode is 4% RMS, which reduces to 2% by averaging the four photodiodes and assuming independent errors. The systematic error is <1% because the reference panels are well calibrated by the manufacturer. The random and systematic errors on the snow anisotropy

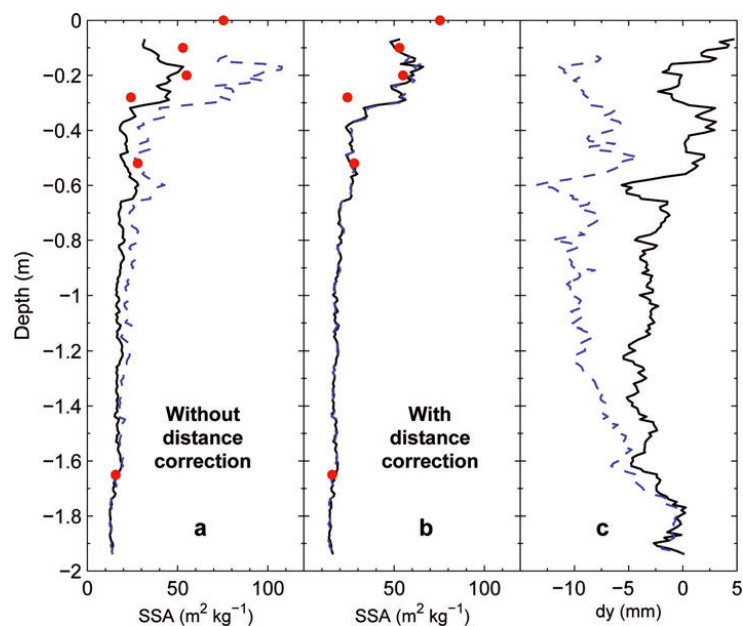


Fig. 12. Profiles of SSA obtained with POSSSUM on Glacier de la Girose on 17 April 2009 without (a) and with (b) distance correction during the descent (solid curves) and the ascent (blue dashed curves). To quantify the distance correction during descent and ascent, the distance dy calculated with Equations (12–16) is plotted (c). Some SSA measurements using methane adsorption on sampled snow (red circles) are also shown for direct comparison.

factors are probably $<2\%$. The distance correction resulted in a random error of 2% in a laboratory experiment. However, we believe that in field conditions the distance correction is a larger source of error, which depends on the quality of the hole and the operations during the descent of the instrument. A conservative value of 4% is retained in this analysis. Summing up these independent errors, we obtain a random error of 4.9% RMS for the hemispherical reflectance (assuming independent errors, we estimate the total error as the root of the sum of the square errors) and a systematic error less than 3% . The overall error on hemispherical reflectance is then 5.7% .

To convert the hemispherical reflectance to SSA, we use the theoretical relationship of Kokhanovsky and Zege (2004), which is an approximate solution of the radiative transfer equation. It depends, like any other radiative transfer model, on the description of the medium and in particular on the grain shape. The shape factor, b , was calculated for several perfect geometrical shapes (Kokhanovsky and Zege, 2004; Picard and others, 2009b) but is unknown for natural snow and may depend on the snow type. Using the SSA measured by methane adsorption and reflectance by POSSSUM (i.e. the data in Fig. 11), the optimal value of b (least-square meaning) is 4.56 , with a large uncertainty range of 4.45 – 4.68 (95% confidence interval) due to the limited sample size. Since the experimental value, $b = 4.56$, is close to the theoretical value for spheres, $b = 4.53$, we chose to use the value for spheres in our data analysis, as it yields results comparable with the methane adsorption and spheres are traditionally used in most radiative transfer calculations for snow. However, this choice is not definitive

and progress on this issue is necessary and would benefit a wide range of applications, from SSA measurements to surface energy-budget calculations. Meanwhile, the error on the conversion of the hemispherical reflectance into SSA is difficult to evaluate. It mostly depends on the accuracy of the b value, which we estimate at 2% . Accounting for errors on the hemispherical reflectance, on b and for the nonlinearity of the conversion function (Equation (6)) gives an overall error of $\sim 10\%$ for $SSA = 17 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ and 13% for $SSA = 35 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$.

We conclude that both ways of evaluating the accuracy converge to an overall accuracy of SSA measured with POSSSUM of $\sim 10\%$.

5. CONCLUSION

This paper presents a new instrument dedicated to the measurement of profiles of snow SSA with a vertical resolution of 10 mm in holes drilled by hand or using a light electromechanical drill down to depths of $\sim 20 \text{ m}$. Following the same approach as Gallet and others (2009), POSSSUM estimates SSA from measurements of IR reflectance at 1310 nm . To measure reflectance with an accuracy that allows satisfactory SSA estimation, the intensity of the illumination and the geometry of acquisition (incident and viewing angles, distance between the target and the detectors) must be controlled precisely and must remain constant during the descent of the instrument in the hole. This is the most critical point in the design of POSSSUM, which we addressed, first, by implementing a mechanical control of the position of the instrument in the hole and,

second, by indirectly measuring the position to correct the measured signal from the residual and unavoidable movements in the hole. The processing algorithm features three steps: calibration, position correction, and estimation of SSA from the reflectances.

The validation of POSSSUM has been carried out in two steps. First, the reflectances have been compared with those obtained from the DUFSSS instrument (Gallet and others, 2009). The difference on the hemispherical reflectances between the two instruments is ~6% RMS in field conditions. Second, the SSA estimated by POSSSUM has been validated by independent measurements of SSA using the reference method of methane adsorption, and yields an RMS error of about 8% and a non-significant bias. Taking into account the various sources of error, we estimate the uncertainty of SSA determination with POSSSUM is ~10%.

ACKNOWLEDGEMENTS

The development of POSSSUM was supported by UJF-TUNES, CNRS-INSU (program LEFE-NIEVE), ANR (program ANR-07-VULN-013 VANISH) and the LGGE. We also thank the technical staff of the LGGE, and J. Pellenq for her comments and corrections.

REFERENCES

- Alley, R.B. 1987a. Firn densification by grain-boundary sliding: a first model. *J. Phys. IV [Paris]*, **48**, Colloq. C1, 249–254. (Supplément au 3.)
- Alley, R.B. 1987b. Texture of polar firn for remote sensing. *Ann. Glaciol.*, **9**, 1–4.
- Arnaud, L., M. Gay, J.M. Barnola and P. Duval. 1998. Imaging of firn and bubbly ice in coaxial reflected light: a new technique for the characterization of these porous media. *J. Glaciol.*, **44**(147), 326–332.
- Brucker, L., G. Picard and M. Fily. 2010. Snow grain-size profiles deduced from microwave snow emissivities in Antarctica. *J. Glaciol.*, **56**(197), 514–526.
- Brucker, L. and 7 others. 2011. Modeling time series of microwave brightness temperature at Dome C, Antarctica, using vertically resolved snow temperature and microstructure measurements. *J. Glaciol.*, **57**(201), ***-***.
- Brun, E., P. David, M. Sudul and G. Brunot. 1992. A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, **38**(128), 13–22.
- Chaix, L., J. Ocampo and F. Domine. 1996. Adsorption of CH₄ on laboratory-made crushed ice and on natural snow at 77 K: atmospheric implications. *C. R. Acad. Sci. [Paris], Sér. IIA*, **322**(8), 609–616.
- Colbeck, S.C. 1983. Ice crystal morphology and growth rates at low supersaturations and high temperatures. *J. Appl. Phys.*, **54**(5), 2677–2682.
- Colbeck, S.C. 1998. Sintering in a dry snow cover. *J. Appl. Phys.*, **84**(8), 4585–4589.
- Colbeck, S.C. and 7 others. 1990. *The international classification for seasonal snow on the ground*. Wallingford, Oxon, International Association of Hydrological Sciences. International Commission on Snow and Ice.
- Debye, P., H.R. Anderson and H. Brumberger. 1957. Scattering by an inhomogeneous solid II. The correlation function and its application. *J. Appl. Phys.*, **28**(6), 679–683.
- Domine, F. and P.B. Shepson. 2002. Air–snow interactions and atmospheric chemistry. *Science*, **297**(5586), 1506–1510.
- Domine, F., R. Salvatori, L. Legagneux, R. Salzano, M. Fily and R. Casacchia. 2006. Correlation between the specific surface area and the short wave infrared (SWIR) reflectance of snow. *Cold Reg. Sci. Technol.*, **46**(1), 60–68.
- Domine, F., A.-S. Taillandier and W.R. Simpson. 2007. A parameterization of the specific surface area of seasonal snow for field use and for models of snowpack evolution. *J. Geophys. Res.*, **112**(F2), F02031. (10.1029/2006JF000512.)
- Domine, F. and 7 others. 2008. Snow physics as relevant to snow photochemistry. *Atmos. Chem. Phys.*, **8**(2), 171–208.
- Dumont, M., O. Brissaud, G. Picard, B. Schmitt, J.-C. Gallet and Y. Arnaud. 2010. High-accuracy measurements of snow Bidirectional Reflectance Distribution Function at visible and NIR wavelengths – comparison with modelling results. *Atmos. Chem. Phys.*, **10**(5), 2507–2520.
- Flanner, M.G. and C.S. Zender. 2006. Linking snowpack microphysics and albedo evolution. *J. Geophys. Res.*, **111**(D12), D12208. (10.1029/2005JD006834.)
- Flin, F., J.-B. Brzoska, B. Lesaffre, C. Coléou and R.A. Pieritz. 2004. Three-dimensional geometric measurements of snow microstructural evolution under isothermal conditions. *Ann. Glaciol.*, **38**, 39–44.
- Gallet, J.-C., F. Domine, C.S. Zender and G. Picard. 2009. Measurement of the specific surface area of snow using infrared reflectance in an integrating sphere at 1310 and 1550 nm. *Cryosphere*, **3**(2), 167–182.
- Gallet, J.-C., F. Domine, L. Arnaud, G. Picard and J. Savarino. 2010. Vertical profiles of the specific surface area of the snow at Dome C, Antarctica. *Cryos. Discuss.*, **4**(3), 1647–1708.
- Gay, M., M. Fily, C. Genthon, M. Frezzotti, H. Oerter and J.G. Winther. 2002. Snow grain-size measurements in Antarctica. *J. Glaciol.*, **48**(163), 527–535.
- Gow, A.J. 1969. On the rates of growth of grains and crystals in South Polar firn. *J. Glaciol.*, **8**(53), 241–252.
- Grenfell, T.C. and S.G. Warren. 1999. Representation of a nonspherical ice particle by a collection of independent spheres for scattering and absorption of radiation. *J. Geophys. Res.*, **104**(D24), 31,697–31,709.
- Kerbrat, M., B. Pinzer, T. Huthwelker, H.W. Gäggeler, M. Ammann and M. Schneebeli. 2008. Measuring the specific surface area of snow with X-ray tomography and gas adsorption: comparison and implications for surface smoothness. *Atmos. Chem. Phys.*, **8**(5), 1261–1275.
- Kokhanovsky, A.A. and E.P. Zege. 2004. Scattering optics of snow. *Appl. Opt.*, **43**(7), 1589–1602.
- Legagneux, L., A. Cabanes and F. Domine. 2002. Measurement of the specific surface area of 176 snow samples using methane adsorption at 77 K. *J. Geophys. Res.*, **107**(D17), 4335. (10.1029/2001JD001016.)
- Matzl, M. and M. Schneebeli. 2006. Measuring specific surface area of snow by near-infrared photography. *J. Glaciol.*, **52**(179), 558–564.
- Mätzler, C. 2002. Relation between grain-size and correlation length of snow. *J. Glaciol.*, **48**(162), 461–466.
- Narita, H. 1971. Specific surface of deposited snow. II. *Low Temp. Sci., Ser. A* 29, 69–79. [In Japanese with English summary.]
- Nicodemus, F.E. 1970. Reflectance nomenclature and directional reflectance and emissivity. *Appl. Opt.*, **9**(6), 1474–1475.
- Nolin, A.W. and J. Dozier. 2000. A hyperspectral method for remotely sensing the grain size of snow. *Remote Sens. Environ.*, **74**(2), 207–216.
- Painter, T.H., N.P. Molotch, M. Cassidy, M. Flanner and K. Steffen. 2007. Contact spectroscopy for determination of stratigraphy of snow optical grain size. *J. Glaciol.*, **53**(180), 121–127.
- Picard, G., L. Arnaud, F. Domine and M. Fily. 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., L. Brucker, M. Fily, H. Gallée and G. Krinner. 2009b. Modeling time series of microwave brightness temperature in Antarctica. *J. Glaciol.*, **55**(191), 537–551.

ANNEXE F : Article « Measurement of vertical profiles of snow specific surface area with a 1 cm resolution using infrared reflectance : instrument description and validation »

Arnaud and others: Instruments and methods

29

- Sandmeier, S., C. Müller, B. Hosgood and G. Andreoli. 1998. Sensitivity analysis and quality assessment of laboratory BRDF data. *Remote Sens. Environ.*, **64**(2), 176–191.
- Schaepman-Strub, G., M.E. Schaepman, T.H. Painter, S. Dangel and J.V. Martonchik. 2006. Reflectance quantities in optical remote sensing – definitions and case studies. *Remote Sens. Environ.*, **103**(1), 27–42.
- Stamnes, K., S.C. Tsay, W. Wiscombe and K. Jayaweera. 1988. Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. *Appl. Opt.*, **27**(12), 2502–2509.
- 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.
- Warren, S.G. 1982. Optical properties of snow. *Rev. Geophys.*, **20**(1), 67–89.
- Warren, S.G. and R.E. Brandt. 2008. Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave: a revised compilation. *J. Geophys. Res.*, **113**(D14), D14220. (10.1029/2007JD009744.)
- Warren, S.G. and W.J. Wiscombe. 1980. A model for the spectral albedo of snow. II. Snow containing atmospheric aerosols. *J. Atmos. Sci.*, **37**(12), 2734–2745.
- Wiesmann, A., C. Mätzler and T. Weise. 1998. Radiometric and structural measurements of snow samples. *Radio Sci.*, **33**(2), 273–289.
- Zwally, H.J. 1977. Microwave emissivity and accumulation rate of polar firn. *J. Glaciol.*, **18**(79), 195–215.

MS received 7 July 2010 and accepted in revised form 1 October 2010

Annexe G

Article : « Instruments and Methods. New shortwave infrared albedo measurements for snow specific surface area retrieval »

Instruments and Methods

New shortwave infrared albedo measurements for snow specific surface area retrieval

B. MONTPETIT,¹ A. ROYER,¹ A. LANGLOIS,¹ P. CLICHE,¹ A. ROY,¹
N. CHAMPOLLION,² G. PICARD,² F. DOMINE,² R. OBBARD³

¹Centre d'Applications et de Recherche en Télédétection (CARTEL), Université de Sherbrooke, Sherbrooke, Québec, Canada
E-mail: benoit.montpetit2@usherbrooke.ca

²Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, CNRS/Université Joseph Fourier – Grenoble I,
Grenoble, France

³Thayer School of Engineering, Dartmouth College, Hanover, NH, USA

ABSTRACT. Snow grain-size characterization, its vertical and temporal evolution is a key parameter for the improvement and validation of snow and radiative transfer models (optical and microwave) as well as for remote-sensing retrieval methods. We describe two optical methods, one active and one passive shortwave infrared, for field determination of the specific surface area (SSA) of snow grains. We present a new shortwave infrared (SWIR) camera approach. This new method is compared with a SWIR laser-based system measuring snow albedo with an integrating sphere (InfraRed Integrating Sphere (IRIS)). Good accuracy (10%) and reproducibility in SSA measurements are obtained using the IRIS system on snow samples having densities greater than 200 kg m⁻³, validated against X-ray microtomography measurements. The SWIRcam approach shows improved sensitivity to snow SSA when compared to a near-infrared camera, giving a better contrast of the snow stratigraphy in a snow pit.

INTRODUCTION

Snowpack state variables such as depth, density, wetness, temperature and snow grain morphology are important for many climate and hydrological applications such as surface energy balance, avalanche predictions and water resources management (e.g. Hall, 2004; Armstrong and Brun, 2008; Brown, 2010; Foster and others, 2011). Characterizing the seasonal and vertical snow grain size is key for snow grain-size retrieval from visible and near-infrared (NIR) satellite data (Jin and others, 2008; Fernandes and others, 2009; Lyapustin and others, 2009), for snow water equivalent (SWE) retrieval from passive microwave satellite data (e.g. Chang and others, 1982; Mätzler, 2006; Pulliainen, 2006; Durand and others, 2008; Derksen and others, 2010; Langlois and others, 2010a; Takala and others, 2011) and for studies of atmospheric/snow chemical interactions (Grannas and others, 2007; Domine and others, 2008). Grain size has also been shown to be the most sensitive parameter of all the snow physical properties in microwave radiative transfer models such as the Microwave Emission Model of Layered Snowpacks (MEMLS; Durand and others, 2008; Langlois and others, 2010a; Brucker and others, 2011), the Helsinki University of Technology model (HUT; Butt and Kelly, 2008; Kontu and Pulliainen, 2010) and the dense-media radiative transfer model (DMRT; Tedesco and Kim, 2006; Grody, 2008; Brucker and others, 2010). Previous studies used different methods to measure snow grain size to validate the MEMLS model, as discussed below (Mätzler and Wiesmann, 1999; Wiesmann and Mätzler, 1999; Toure and others, 2008). Nonetheless, these analytical models still need to be further validated with more reliable and accurate ground-based snow grain measurements to improve their modeling accuracy.

The greatest diameter, D_{\max} , of a snow grain has long been used as a classical parameter for characterizing grain size (Fierz and others, 2009). Given the variety of grain shapes and its relevance to radiative transfer models, the definition of grain size remains ambiguous (Aoki and others 2000; Mätzler, 2002; Taillandier and others, 2007). Moreover, demarcation of individual snow grains is ambiguous as the boundaries between grains are not always clearly identifiable (Domine and others, 2008). This reduces the repeatability of such snow grain measurements, due to the subjectivity of the observer. There are several methods for characterizing the physical properties of snow grain size, including stereology (e.g. Matzl and Schneebeli, 2010), methane adsorption measurements (Domine and others, 2001), X-ray computed microtomography (μ -CT; Flin and others, 2005; Chen and Baker, 2010) and optical methods (Matzl and Schneebeli, 2006; Painter and others, 2007; Gallet and others, 2009; Langlois and others, 2010b; Arnaud and others, 2011). Here we focus on optical approaches allowing in-field or in situ measurements. As the spectral reflectance (or its hemispherical component: spectral albedo, hereafter referred to as albedo) of snow is very sensitive to grain size (e.g. Wiscombe and Warren, 1980; Nolin and Dozier, 2000; Kokhanovsky and Zege, 2004; Domine and others, 2006; Xie and others, 2006) and shape (e.g. Jin and others, 2008; Picard and others, 2009), albedo can be used to derive snow grain size and, more precisely, the specific surface area (SSA), a fundamental geometrical characteristic of porous materials. Here SSA quantifies the ice surface-to-volume ratio of a snow grain. Several studies have illustrated the usefulness of SSA measurements, and different methods have been developed for measuring it (Domine and others, 2001; Matzl and Schneebeli, 2006;

Painter and others, 2007; Gallet and others, 2009; Langlois and others, 2010b; Arnaud and others, 2011).

Matzl and Schneebeli (2006) suggested a method based on the use of a commercial camera modified to measure the NIR albedo near 900 nm. The advantage of this method is that it yields vertical SSA profiles rapidly from photos of the snow-pit wall. However, despite its robustness, the method is limited to the NIR spectrum due to the charge-coupled device's (CCD) sensitivity spectrum that abruptly drops above 1000 nm, which reduces the sensitivity to SSA measurement when compared to SWIR albedo measurements (Gallet and others, 2009). This limited sensitivity renders this method difficult to accurately calibrate, and results are hard to reproduce, particularly under variable illumination conditions in deep snow pits, even with a modified protocol as discussed by Langlois and others (2010b). Painter and others (2007) suggested a system based on directional spectral reflectance measurements of snow using a spectroradiometer in the range 950–1050 nm under controlled illumination. However, the resolution of this measurement (2 cm) is rather coarse and is inadequate to properly characterize thinner snow layers (<1 cm) within the snowpack. Also, these wavelengths are more sensitive to absorbing impurities which affect the snow reflectance (Warren and Wiscombe, 1980; Flanner and others, 2007). In addition, Grenfell and Warren (1999) suggest that to reach higher effective grain-size accuracy, hemispherical reflectance is better than biconical reflectance measured by Painter and others (2007). Nonetheless, this method is less destructive and avoids possible snow grain alteration from sampling. Gallet and others (2009) developed a shortwave infrared (SWIR) albedo measurement system using an integrating sphere and laser diodes at 1310 and 1550 nm as illumination sources. This system, DUal-Frequency Integrating Sphere for Snow SSA (DUFISSS), requires extraction of a snow sample, which can be difficult in weakly cohesive snow hoar layers and in the presence of ice lenses. The vertical resolution is also less detailed than with photographs since these measurements are punctual. However, using such a device in a fixed position (in more controllable measurement conditions) improves the accuracy and reproducibility of such measurements. Arnaud and others (2011) modified the method using a profiler, Profiler Of Snow Specific Surface area Using SWIR reflectance Measurement (POSSUM), to measure a normalized SWIR reflectance within a drilled hole up to 20 m deep. POSSUM retrieves SSA profiles with an effective vertical resolution of 10–20 mm, but the drilling approach is not applicable in non-cohesive seasonal snow. To limit the issues due to the destructiveness of drilling a hole in seasonal snow, the Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE) developed the Alpine Snow Specific Surface Area Profiler (ASSSAP) which measures the reflectance profile within a cylindrical dug hole using the same principles as POSSUM. This instrument is still in development by the LGGE.

Here we present a new approach based on a SWIRcam (hereafter referred to as SWIRcam), at wavelengths comparable to the SWIR integrating sphere system used in this study (InfraRed Integrating Sphere (IRIS)) developed at Université de Sherbrooke, southeastern Québec, Canada, and based on the DUFISSS design (Gallet and others, 2009). Compared to IRIS and DUFISSS, this new camera gives high-resolution SSA profiles. Hence, the main objective of this paper is to analyze and compare the two optically based field retrieval

methods of snow grain size (SWIRcam and IRIS) and to discuss their accuracy and reproducibility with various measurements taken in arctic, subarctic and southern regions of Canada.

The next section briefly recalls the theory behind the snow spectral albedo. The different systems used are then described: the new SWIRcam and IRIS. Finally, the advantages and drawbacks of each approach are discussed.

BACKGROUND

In radiative transfer studies, the 'optical' diameter of particles, D_o , is commonly used to characterize particle sizes using the volume (V) to surface area (A) ratio where $D_o = 6(V/A)$ (e.g. Grenfell and Warren, 1999). The optical diameter of a particle is defined as the diameter of a sphere having optical properties identical to those of the measured particle regardless of its shape. For a single size distribution of spheres, D_o corresponds to their diameter. The optical diameter can also be related to the SSA of particles. For snow, SSA can be defined either by its surface-area-of-ice (A) to volume-of-ice (V) ratio ($SSA_V = A/V$) (m^{-1}) or its surface area of ice per unit of mass of ice (M) ($SSA = \frac{A}{M} = \frac{A}{\rho_{ice}V}$) ($m^2 kg^{-1}$), where ρ_{ice} is the density of pure ice ($917 kg m^{-3}$ at $0^\circ C$). The latter definition of SSA can be related to gas adsorption measurements as described by Domine and others (2001). The relationship between the optical diameter and the SSA is then

$$D_o = \frac{6}{SSA_V} = \frac{6}{\rho_{ice}SSA} \quad (1)$$

The SSA of snow can be related to its albedo using a simple optical equation model suggested by Kokhanovsky and Zege (2004), hereafter referred to as KZ04:

$$R_{a,\lambda}(\xi) = \exp\left(-K_0(\xi)b\sqrt{\gamma_\lambda\left(\frac{6}{\rho_{ice}SSA}\right)}\right) \quad (2)$$

$$= \exp\left(-K_0(\xi)b\sqrt{\gamma_\lambda D_o}\right)$$

where $R_{a,\lambda}(\xi)$ is the spectral albedo at the wavelength λ and illumination angle ξ , γ_λ is the absorption coefficient of ice which depends on the imaginary part of the refraction index of ice (W.J. Wiscombe, <ftp://climate1.gsfc.nasa.gov/wiscombe/>), the constant b represents the shape factor of snow grains (b ranges from 4.53 for spheres to 3.62 for tetrahedral grains; Picard and others, 2009), D_o is the optical diameter of the snow grain and K_0 is the escape function which determines the angular distribution of light escaping the medium and depends mainly on the incident lighting conditions (9/7 for normal incidence albedo and 1 for spherical albedo). Figure 1 shows the spectral spherical albedo ($K_0 = 1$) of snow simulated with the KZ04 model for different grain sizes, D_o , and a shape factor, b , of 4.3. Figure 1 shows the higher sensitivity of snow albedo to D_o in the SWIR region ($>1.2 \mu m$) compared to the NIR region ($<1.0 \mu m$). For a fixed value of $b=4.3$, a variation of $\Delta D_o = 0.8 mm$ (SSA of $8.2 m^2 kg^{-1}$), for instance, gives a variation of $\Delta R_a = 0.275$ at $1.3 \mu m$, while this variation is only $\Delta R_a = 0.172$ at $0.9 \mu m$. In other words, a given error in measured albedo translates into a larger error on D_o at $0.9 \mu m$ than at $1.3 \mu m$.

Simulations with the KZ04 model using different values of b were compared to computed spectral spherical albedo

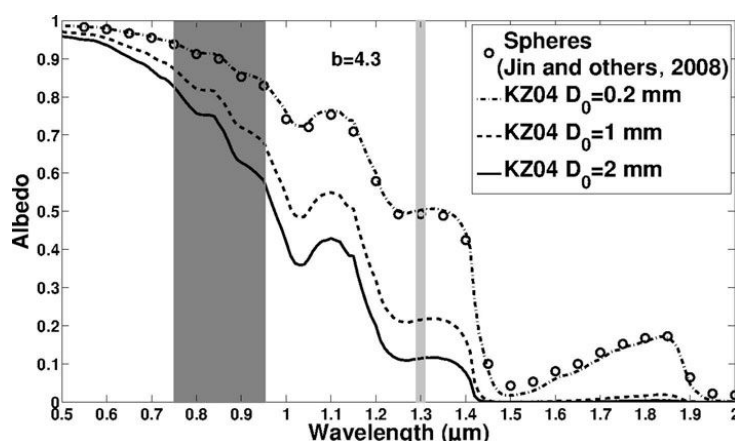


Fig. 1. Spectral albedo of snow for different grain sizes, D_0 , simulated with the KZ04 model (Eqn (2)) for spherical albedo ($K_0=1$). A shape factor, b , of 4.3 fitted best for spheres in the data presented by Jin and others (2008). The spectral responses of the NIR (dark gray rectangle) and SWIR (light gray rectangle) cameras are displayed. The wavelength of the IRIS and that of the DUFISSS laser system are included in the SWIRcam spectral response.

using the improved geometric-optics method (IGOM) developed by Yang and Liou (1996) (derived from the data of Jin and others, 2008; Z. Jin and others, personal communication, 2011). Using an iterative approach to optimize the correlation between the KZ04 and Jin and others (2008) models, we sought the value of b that provides the best fit. Results show that $b=4.3$ for spheres gives the best correlation (rmse=0.01; Fig. 1). The spectral albedo variations (Fig. 1) computed for monodispersed sizes of idealized particle shapes suggest (not shown) that the shape of snow grains could be important in the retrieval procedure, as also outlined by Jin and others (2008) and Picard and others (2009). In practice, however, snow samples include different sizes and shapes giving a polydispersed particle distribution and theoretically affect the shape factor b (Picard and others, 2009). The shape and size variability within a snow sample can clearly be seen in microtomography measurements (e.g. Chen and Baker, 2010; Matzl and Schneebeli, 2010). However, Gallet and others (2009) and Arnaud and others (2011), based on simultaneous measurements of SSA using CH_4 adsorption and IR reflectance of natural snow samples, could not detect any effect of grain shape and fitted their data using the b value adequate for spheres. This indicates that shape effects may cancel out in natural snow, which then behaves as a collection of disconnected spheres.

DATA AND METHODS

Study sites

Intercomparison field campaigns include snow-pit measurements from: (1) the Centre d'Applications et de Recherche en Télédétection (CARTEL) experimental site SIRENE at Université de Sherbrooke throughout several winters since 2008, and (2) Barnes Ice Cap, Baffin Island, Nunavut, Canada, in March 2011 (Dupont and others, 2012).

The first site is an open mid-latitude area where different types of snow grains from fresh snow, rounded grains to depth hoar are found. The second site is an arctic ice cap

where the observed snow grains were mostly dense rounded grains, wind crusts and depth hoar. No firn was observed between the ice layers and the seasonal snow. Further details are provided by Dupont and others (2012).

Two other datasets were collected for calibration purposes (12 samples overall) in cold rooms at Dartmouth College, Hanover, New Hampshire, USA, and Québec City, Canada. The grains measured were mainly rounded grains and depth hoar. One fresh snow sample was observed at the time of the measurements in Québec City (Table 1).

LASER ALBEDO MEASUREMENTS

Instrument description

The first system used to measure snow albedo was the Shortwave InfraRed Integrating Sphere (IRIS) system, similar to that developed by Gallet and others (2009), using an integrating sphere (Labsphere[®]; 10 cm diameter) with three ports. The main difference between the IRIS and the DUFISSS systems is the sphere geometries. DUFISSS has a larger inner diameter (15 cm) and wider ports. The first port of the IRIS system is for illumination by a 1.33 μm laser (1.31 μm for the DUFISSS system) with a 1 cm beam expander. The second port, in front of the laser, is placed in front of the target (snow sample), and the third one, in the perpendicular plane, is for an indium gallium arsenide (InGaAs) photodiode detector. A diaphragm is placed in front of the laser beam in order to measure the dark current and possible stray light entering the sphere. A first measurement with, and a second without, the diaphragm is done. Subtracting the first measurement (dark current and stray light) from the second (signal of the sample) determines the exact signal of the laser reflected on the snow sample. This lightweight and simple system is used in a fixed mode where a snow sample is extracted (Fig. 2) and placed under the integrating sphere, rather than a mobile mode where the integrating sphere is placed against the snow wall. It should be noted that the surface of the snow sample is slightly lower than the sphere's inner surface, giving an effective solid



Fig. 2. The IRIS sampler before extraction of the snow sample within the snow cover (left) and after the sample extraction with the cut surface (right).

angle of the reflected radiation lower than 2π steradians. The sample cup is an aluminum cylinder (10 cm in diameter and 6 cm high) with a metallic plate that slides at the bottom portion of the cylinder (Fig. 2). The sampler was built sufficiently large and deep to limit errors due to possible internal reflections within the sampler (Gallet and others, 2009, p. 171–172).

Calibration and measurements

To provide accurate albedo measurements, the IRIS system is calibrated to albedo for each snow pit using reference Lambertian Spectralon reflectance targets (0.01, 0.07, 0.12, 0.27, 0.47, 0.64, 0.86 and 0.99 at 1330 nm) taking into account any possible shift in the laser intensity between every measurement session. Two calibrations, before and after snow measurements, are done to check the stability of the laser measurements. Figure 3 shows an example of a calibration curve. The nonlinear response is due to a reillumination effect of the reference panels by reflected light (the higher the albedo, the stronger is the reillumination; Gallet and others 2009). A fit is computed using a third-degree polynomial (rmse of 0.008 albedo and $R^2=0.999$). The mean measured variability before and after snow-pit measurements (15–30 min) is of the order of 1.3% which is comparable to the variability of the DUFISSS system (1%) (Gallet and others, 2009). This variability is mainly due to the temperature dependency of the laser (Park and others,

1999). Note that the calibration curve does not pass through zero; such an offset is due to photons diffracted by the beam expander and directly reflected by the inner sphere surface toward the InGaAs detector, thus giving a signal even if the albedo sample is zero. This offset is taken into account by the calibration curve (Fig. 3).

To extract an undisturbed snow sample, the sampler is slid inside the snow pit from the surface at desired depth with a 3 cm vertical resolution (the top portion of the sampler corresponds to the measurement height). The sample is then placed under the integrating sphere, three measurements are made to ensure measurement stability and the mean value is taken. To ensure no external light penetrates the integrating sphere, the system is placed inside an enclosed box and the sample is placed directly under the sphere, leaving no space between the sphere port and the sample.

SWIR PHOTOGRAPHS ALBEDO MEASUREMENTS

Instrument description

The other instrument used in this study is a camera sensitive to the NIR and SWIR (0.9–1.7 μm) based on a cooled InGaAs array (320 \times 256 pixels) (© Xenics Xeva-320). A filter centered at $1.295 \pm 0.012 \mu\text{m}$ (Edmund NT62-863) is placed in front of the lens to narrow the range. This wavelength was

Table 1. Study sites for the intercomparison field campaigns (SIRENE and Barnes) and the instrument calibration (Québec City and Dartmouth College)

Site	Lat.	Long.	Altitude m	Date	SSA instruments
SIRENE, Sherbrooke, Qué., Canada	45°22' N	71°56' W	300	Winters 2008–11	IRIS, NIR and SWIRcams
Barnes Ice Cap, Baffin Island, Nunavut, Canada	70° N	73° W	1124	Mar 2011	IRIS, NIR and SWIRcams
<i>IRIS calibration sites</i>					
Dartmouth College, Hanover, NH, USA	43°42' N	72°17' W	161	Feb 2011	IRIS and μ -CT
Québec City, Qué., Canada	46°48' N	71°12' W	15	Apr 2012	IRIS and DUFISSS

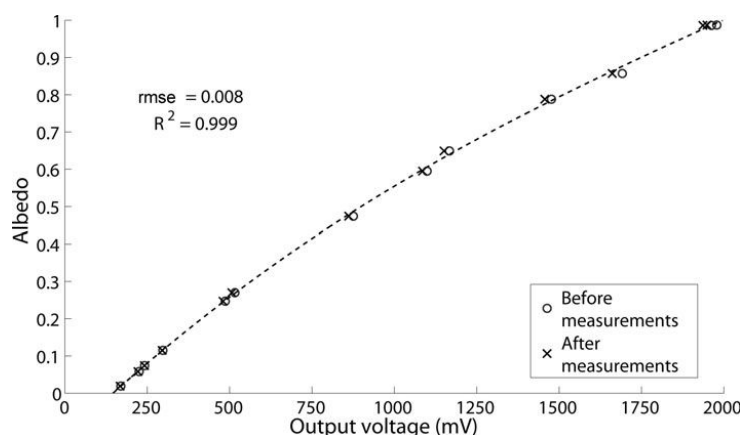


Fig. 3. Example of an IRIS calibration curve. The relationship is $R = (3.23 \times 10^{-1})V^3 - (2.11 \times 10^{-7})V^2 + (8.53 \times 10^{-4})V - 0.12$. The nonlinear response is due to a reillumination effect of the reference panels by reflected light inside the integrating sphere.

chosen for the best compromise between sensitivity of the spectrum albedo to SSA and signal intensity (Fig. 1). The advantage of such an instrument compared to a commercial camera (Matzl and Schneebeli, 2006; Langlois and others, 2010b) is the possibility of directly deriving (after calibration) SSA from the KZ04 model with greater precision as shown in the previous section (Eqn (2)).

Measurement and calibration

The SWIRcam measurement protocol was based on that suggested by Langlois and others (2010b) for snow NIR photographs. Some modifications were made to the protocol concerning control of the ambient lighting conditions and transmission of light through the top layers of the snow pit, in order to improve the accuracy and reproducibility of the measurements. After the snow pit is dug and a clean snow profile has been prepared with a sharp spatula, the camera is placed perpendicularly in front of the snow wall. All measurements were made under diffuse lighting conditions using a white translucent cover, avoiding direct solar illumination. Also, to avoid measurement artifacts due to direct light transmission penetrating the snow cover from the surface to the top portion of the snow profile, a large Styrofoam panel is placed on top of the snow profile (at the snow-cover surface). For calibration from grayscale values to albedo, five reference targets (Lambertian Spectralon targets: 0.06, 0.25, 0.59, 0.79 and 0.99 at 1300 nm) and a rigid ruler are placed along the snow profile (Fig. 4). A first picture is taken with a Styrofoam panel placed in front of the snow wall and the reference targets. This picture is used for image normalization to correct illumination variations over the image. Prior to the snow measurements, the mean albedo ($R_{a,\lambda} = 0.97$) and standard deviation (0.00) of this reference panel (80 cm \times 80 cm) was measured under controlled illumination (using a 600 W halogen lamp, Q60-SGL). A picture of the snow profile without the Styrofoam panel is then taken. Both photos (snow and reference panel) are taken with a minimum time lag (seconds). The diffuse solar conditions are assumed constant between the two photographs (Fig. 4).

Before calibrating the photographs from grayscale to albedo, the photograph is normalized by dividing, pixel by pixel, the grayscale values of the snow wall picture with the

grayscale values of the Styrofoam panel picture (Fig. 4). This corrects illumination variations along the snow profile as seen in Figure 4 where the bottom part of the profile is less dark on the normalized picture (right picture, Fig. 4) than the original snow picture (left picture, Fig. 4). After normalization, a calibration is done between the measured normalized grayscale pixels of the reference target and their albedo values given by the manufacturer (Fig. 5). Figure 5 shows the expected linearity of the calibration (rmse = 0.01; $R^2 = 0.99$). Such linear relationships are computed for each snow pit taking into account relative lighting and geometric conditions specific to each snow pit. No geometric deformation within the pictures was detected. The pixel to cm conversion is thus vertically constant. To produce an albedo profile, a section of the snow wall (~ 5 – 10 cm wide) is extracted in the SWIR picture and the mean horizontal albedo value is then associated with its height. In this study, the mean SWIR photograph resolution was 2 mm pixel^{-1} since no thin layer ($< 2 \text{ mm}$) was observed. Nonetheless, if there were thin snow or ice layers within the snowpack, multiple pictures of the snow wall (taken at different depth) could be taken, with a minimal time lag, closer to the snow wall to increase the image resolution.

RESULTS AND DISCUSSION

In this section, various albedo and SSA measurements from both SWIR instruments (IRIS and SWIRcam) acquired during several field campaigns in mountainous, northern temperate, subarctic and arctic regions are compared. To limit any possible artifacts due to the sample holder of the IRIS system (Gallet and others, 2009), measurements from snow layers having a density lower than 200 kg m^{-3} have been rejected. These layers were all fresh snow layers and comprised 6% of the overall data given in the following subsections.

IRIS albedo measurement validation for SSA

Figure 6 shows the relationship between albedo measurements taken with the IRIS system and SSA values obtained from two different methods: (1) SWIR albedo measurements with DUFISS (Gallet and others, 2009) and (2) X-ray computed microtomography (μ -CT) (Chen and Baker, 2010).

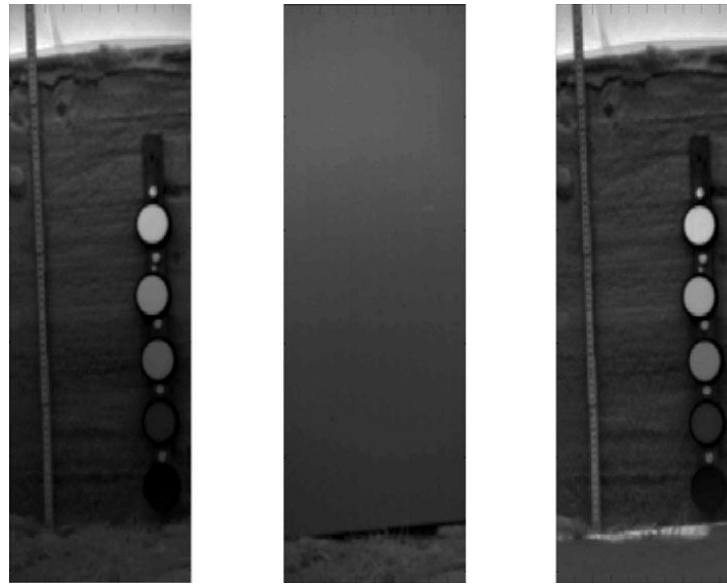


Fig. 4. Example of a snow profile picture (left), a reference Styrofoam panel picture (middle) and a normalized picture (right) taken at the SIRENE study site on 16 February 2011. The normalized picture is the product of the snow profile picture divided by the reference panel picture.

The DUFISSS dataset was fitted to the KZ04 model (Eqn (2)) to validate both the IRIS measurement and the KZ04 simulations.

Albedo measurements from both instruments (IRIS and DUFISSS) were taken from the same snow samples. In fact, the samples were taken with the same sampler and placed under both systems with a minimal time lag (a few minutes) in order to limit any changes in the physical properties. The SSA was then derived from the DUFISSS measurements with the Gallet and others (2009) relationship and compared to the IRIS albedo measurements. Since there are differences in the geometries of both spheres (sphere inner diameter and

port geometry and inner diameters) and in the wavelengths used in both systems (1310 nm for DUFISSS and 1330 nm for IRIS), directly comparing the albedo measurements is not adequate. As discussed by Gallet and others (2009) and Arnaud and others (2011), these IR albedo integrating sphere systems do not directly measure directional-hemispherical albedo but rather a combination of directional-hemispherical and diffuse-hemispherical albedos that are highly dependent on the sphere's geometry (Gallet and others, 2009, equation 6).

Nine samples ranging from 6.0 to 57.4 m² kg⁻¹ were measured in a cold room in Québec City. Results show good

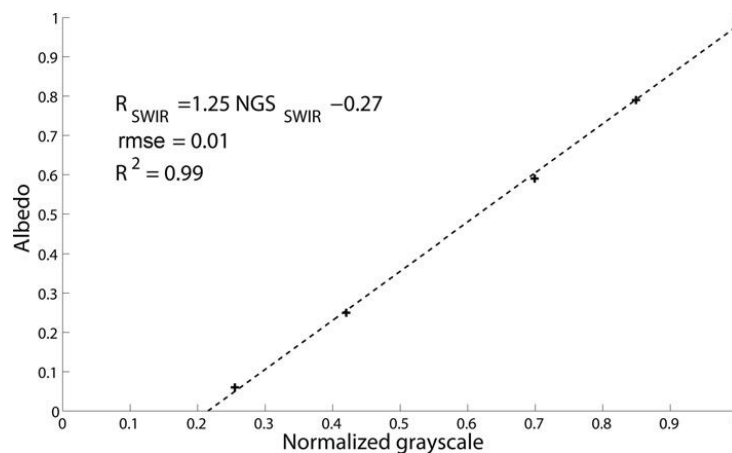


Fig. 5. Example of a calibration curve between the normalized grayscale values and the manufactured albedo values for the SWIRcam.

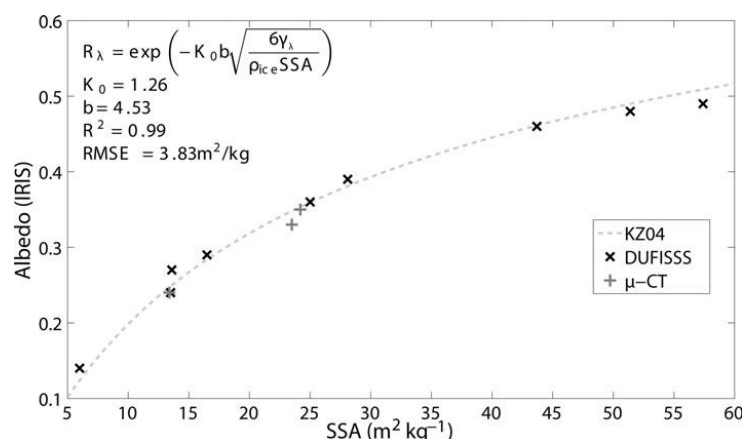


Fig. 6. Relationship between the IRIS-derived albedo and SSA measurements from the DUFIS system (x) and μ-CT measurements (+). Dashed line corresponds to the KZ04 albedo model (Eqn (2)).

agreement with the KZ04 model using a shape factor b of 4.53 (snow grain shape corresponding to spheres according to Picard and others, 2009) and an escape function K_0 of 1.26 ($R^2 = 0.99$; $rmse = 2.33 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$), meaning that the snow grain shape does not scatter the points in these conditions. This calibration is, however, valid over a limited range of SSA ($SSA < 57.4 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$) and may differ for SSA values higher than $57.4 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$. Arnaud and others (2011) showed that directional-hemispherical albedo SSA measurements tend to give a shape factor corresponding to spheres ($b = 4.53$; Picard and others, 2009) with $K_0 = 9/7$ as used for the SSA retrieval using the SWIRcam. The difference with the escape function given in Figure 6 ($K_0 = 1.26$) is explained by the combination of directional/diffuse-hemispherical albedo measured with IRIS compared to the SWIRcam measurements.

Another independent dataset was used to validate this relationship. The albedo measurements were acquired on the same samples with the IRIS system and the SSA measurements obtained from the μ-CT at Thayer School of Engineering, Hanover. The rmse from the model is

$1.33 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$. The overall accuracy of the IRIS system using the KZ04 model for retrieving the SSA in comparison to these two SSA datasets is $1.89 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$, i.e. of the order of 7%.

SWIRcam comparison

Figure 7 shows an example of a normalized image acquired with the NIR (left) and SWIR (right) cameras with their respective albedo profiles. The NIR image was taken with the same measurement protocol as the SWIRcam; details of the apparatus are provided by Langlois and others (2010b). One should note that the differences in the albedo profiles (0.8–0.9 for the NIR picture and 0.25–0.3 for the SWIR picture) are simply due to a difference in wavelengths (~850 nm for the NIR image and 1300 nm for the SWIR image). The NIR image shows a better vertical resolution ($1.3 \text{ mm pixel}^{-1}$), but the SWIR image ($2.0 \text{ mm pixel}^{-1}$) shows a much more detailed snow-pit stratigraphy (i.e. more sensitive to changes in SSA). This is shown by the albedo profiles beside the pictures. There is much more variability, especially in the top portion of the profile where the albedo

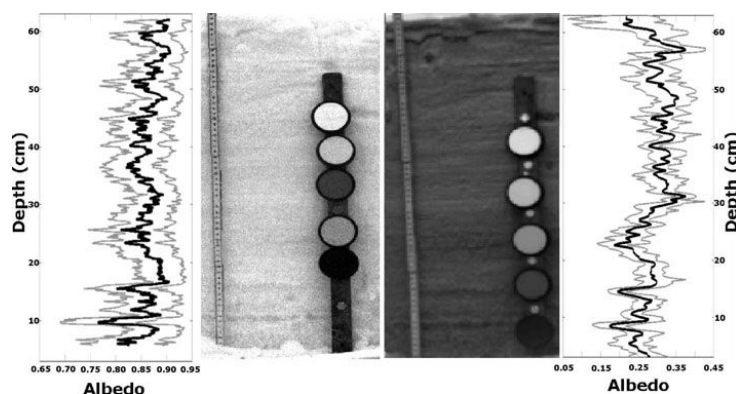


Fig. 7. Albedo profile taken with NIR (left) and SWIR (right) pictures with their mean horizontal (black), minimum and maximum (gray) profiles.

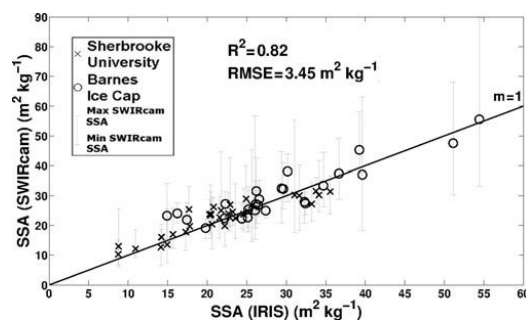


Fig. 8. Compared SSA measurements of the IRIS system and the SWIRcam taken at the experimental site SIRENE (x) and Barnes Ice Cap (o) during the 2011 winter. The error bars give the minimum and maximum horizontal SWIRcam albedo variation at their respective heights.

range is ~ 0.1 for the NIR picture and ~ 0.2 for the SWIR picture. This variability is mainly due to the presence of an ice lens near the surface which is not clearly visible in the NIR picture because of its high sensitivity to lighting conditions. This shows the advantage of using instruments in the SWIR spectrum rather than the NIR spectrum since the SWIRcam is less sensitive to lighting conditions.

To validate the albedo measurements taken with the SWIRcam, five profiles were taken during the 2011 winter and compared with point measurements taken with the IRIS system along those profiles. Figure 8 shows the comparison between the SSA data derived from the SWIRcam and IRIS measurements taken at SIRENE (three profiles) and on

Barnes Ice Cap (two profiles). The error bars correspond to the minimum and maximum SWIRcam SSA horizontal values of the snow wall section. The SSA measurements derived from the SWIRcam were calculated using equation 6 of Arnaud and others (2011) since the SWIRcam albedo measurements are hemispherical-directional ($K_0 = 9/7$). The SSAs measured with both SWIRcam and IRIS systems are in good agreement, with little variability ($R^2 = 0.82$; $rmse = 3.45 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$). There is some variability in the SWIRcam measurements because the values extracted from the profiles are averaged over 5–10 cm horizontally. The averaged horizontal length depends on the length available within the picture and can vary from one site to another. This averaging does not eliminate the possibility of extracting two-dimensional SSA information within a SWIR picture. It is done mainly to extract the overall vertical variability due to the layering of snowpack stratigraphy. The mean standard deviation over the averaged values is of the order of $2.0 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$, which is comparable to the rmse. This explains most of the variability in the comparison between the two instruments.

The SWIRcam also provides more information than the IRIS system, by allowing characterization of the stratigraphy within the snow pit. Figures 9–11 show examples of SWIR photographs (right side) taken with the camera and the derived SSA profile (left side) taken at the SIRENE experimental site (Figs 9 and 11) and on Barnes Ice Cap (Fig. 10). SSA measurements taken with the IRIS system along the same profiles are also shown.

As mentioned by Langlois and others (2010b), the use of a passive-based camera to measure snow albedo is complex because numerous variables (lighting conditions, camera angle, lighting normalization) affect the measure-

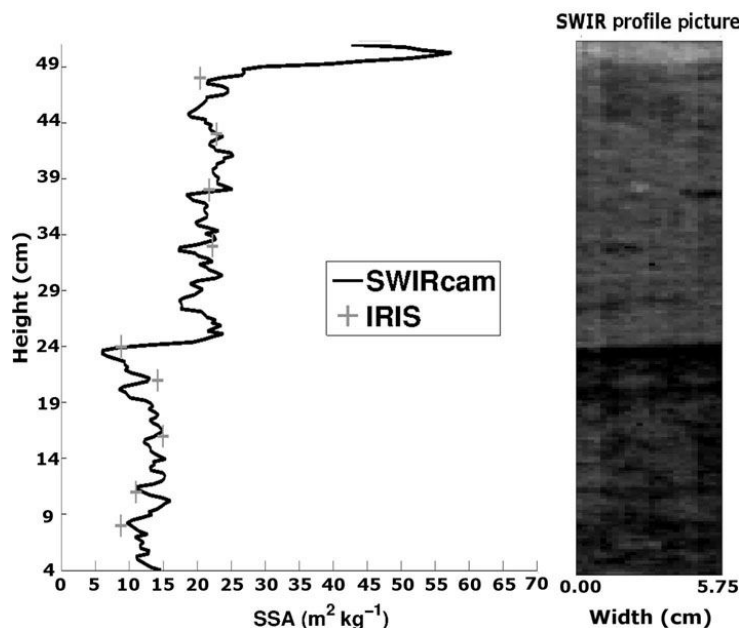


Fig. 9. SSA profile derived from the IRIS system and the SWIRcam taken at SIRENE during the 2011 winter. The picture on the right shows the portion of the snow pit (5.75 cm width) from which the mean SWIR albedo was computed.

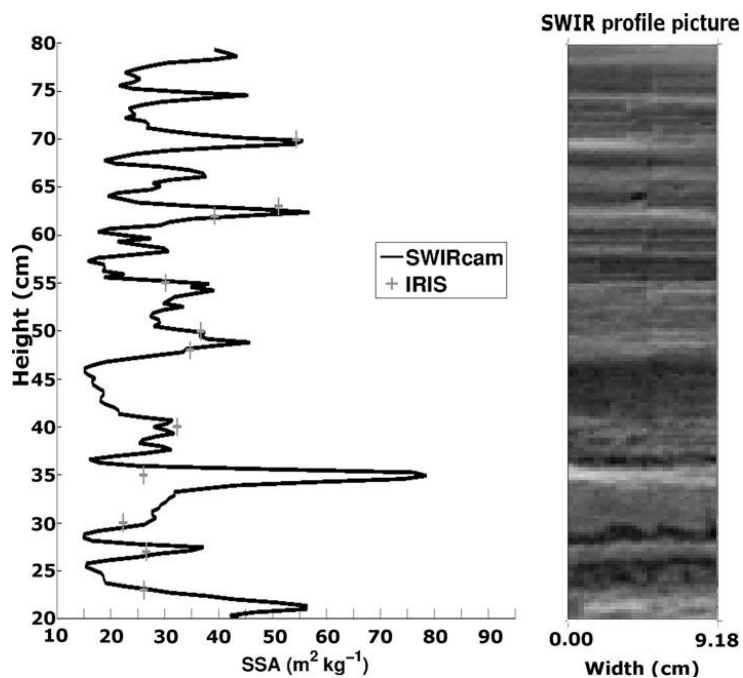


Fig. 10. SSA profile derived from the IRIS system and the SWIRcam taken on Barnes Ice Cap in March 2011. The picture on the right shows the portion of the snow pit (9.18 cm width) from which the mean SWIR albedo was computed.

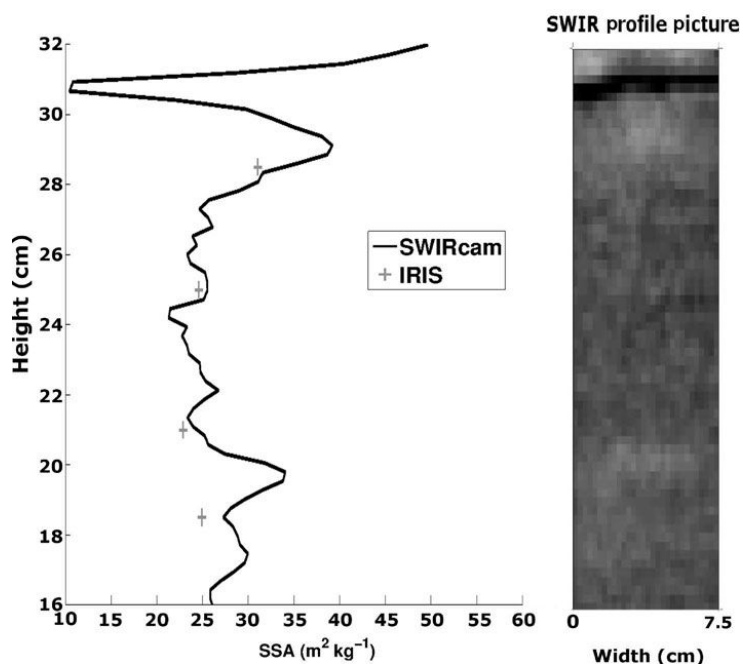


Fig. 11. SSA profile derived from the IRIS system and the SWIRcam taken at SIRENE during the 2011 winter. The picture on the right shows the portion of the snow pit (7.5 cm width) from which the mean SWIR albedo was computed. The ice lens (height ~31 cm) can clearly be distinguished by its dark region at the top of the snow pit.

ments. This reduces the accuracy and reproducibility of the measurements compared to those made with IRIS. The Figure 9 profile was measured twice with a 5 min interval, the set-up was dismantled between measurements, and the mean albedo variation between the two measurements along the entire profile was 5%, with an rmse of 0.02. Another interesting feature of these measurements (Figs 9–11) is the albedo variability provided at 2 mm vertical resolution. At this resolution, one can distinguish from the SSA profile a fresh snow layer (49–50 cm; $39 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1} < \text{SSA} < 55 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$, mean $\text{SSA} = 47.4 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$), a dense rounded snow grain slab (25–49 cm; $17.0 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1} < \text{SSA} < 27.0 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$, mean $\text{SSA} = 21.6 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$) a hard snow crust (21–24 cm; $5.0 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1} < \text{SSA} < 13.0 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$, mean $\text{SSA} = 9.0 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$) and a coarse depth-hoar layer (4–21 cm; $8.0 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1} < \text{SSA} < 16.0 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$, mean $\text{SSA} = 12.8 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$).

The SWIR image (Fig. 10, right) from which the SSA profile was extracted also reveals the fine vertical variability of SSA well. Figure 10 is a good example of the vertical information that the SWIRcam provides. Compared to Figure 9, Figure 10 shows much more vertical SSA variability on Barnes Ice Cap, which could be omitted by IRIS measurements. In fact, thin (~ 2 cm) high-SSA ($> 50 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$) layers could be missed with IRIS since the sampler is 6 cm high. This shows the importance of high-resolution SSA profiles. This high resolution can even distinguish a 4 mm thick ice lens within the snow pit as shown in Figure 11. The dark region with a minimal SSA of $4.6 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ at 31 cm was visually associated with a clear ice lens. The value shown of $10.5 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ at 31 cm on the SSA profile (Fig. 11) is caused by the slight inclination of the ice lens. Thus, the horizontal mix of snow with ice raises the averaged SSA value at that height.

Since ice lenses affect the snow microwave signature considerably (Grody, 2008; Rees and others, 2010), it is essential that they be detected and characterized. With the SWIRcam it is possible to characterize fairly precisely the position of the lens and its thickness along a certain horizontal width. This is another excellent application of this new SWIRcam.

CONCLUSION

The main objective of this paper was to test the robustness of the determination of snow SSA from SWIR albedo measurements using two methods that differ in their sampling technique, lighting conditions and detector type. The two instruments presented in this paper, which are based on passive optical solar measurements (SWIRcam) or active laser-based devices (IRIS), have been compared. The IRIS measurements were validated with an independent method (μ -CT) and have proven to be accurate for SSA measurements within 10%. For both instruments, we used the Kokhanovsky and Zege (2004) model to derive the snow grain SSA, showing the usefulness of this equation with a fixed shape factor (b) value for the different shapes measured (fresh snow, rounded grains, depth hoar) and an escape function, K_0 , adapted to the type of albedo measured (directional and/or hemispherical).

Among the optical methods tested here, the most accurate and precise instrument for determining snow SSA is the IRIS system (relative variations of 3–5% on SSA measurements). Similar to the DUFISS instrument (Gallet and others, 2009), the mean accuracy of the IRIS device is on the order of 10% compared to the methane adsorption method (considered as

reference measurement). The downside of such a system is the need to extract snow samples for measurements, which can be difficult depending on snow conditions and stratigraphy (ice lenses, non-cohesive layers) and which lengthens the acquisition time to complete a full snow profile (15–30 min). Also, the vertical resolution of this system is lower than NIR and SWIRcams or with POSSSUM.

The lower sensitivity to illumination conditions (Fig. 7) and the lower sensitivity to absorbing snow impurities make the SWIRcam a more accurate instrument for snow grain-size retrieval than the 850 nm NIR camera used by Langlois and others (2010b). Also, the vertical resolution for albedo measurements using the SWIRcam (~ 2 mm) gives more detailed stratigraphic information than the IRIS system (Fig. 10) and can detect thin ice lenses within the snowpack (Fig. 11). Another version of the SWIRcam used in this study was developed by © Xenics with a better spatial resolution, meaning the SWIR image could have a better resolution without having to take multiple pictures closer to the snow wall to increase the resolution.

In addition to other types of profile measurements for density, thermal conductivity (Morin and others, 2010) or liquid water content using capacitance plates (e.g. Denoth, 1989) or snow forks (e.g. Sihvola and Tiuri, 1986), the precise determination of vertical profiles of snow grain SSA and stratigraphy (layering) using a lightweight optical system is essential for improving snow and radiative transfer models. A thorough comparison between existing methods for SSA determination – optical, stereology, methane adsorption and X-ray microtomography – is needed to further define the accuracy and limitations of each approach.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank Ian Baker who allowed us to acquire the μ -CT grain-size measurements. The research at Dartmouth College was supported by US National Science Foundation (NSF) grant OPP-0821056. The views and conclusions contained herein are those of the authors and should not be interpreted as necessarily representing official policies, either expressed or implied, of the NSF or the US Government. We thank Jean-Charles Gallet who processed and provided the methane adsorption measurements, and Z. Jin who provided albedo calculations for different grain shapes (Fig. 1). All of our colleagues who helped us during the field campaigns in France and Canada are also gratefully acknowledged. This work was supported by the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada, the Canadian Polar Continental Shelf Program (Barnes Ice Cap field campaign), Environment Canada (principal investigator Anne Walker), Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), France, Institut Paul-Émile Victor (IPEV; French Polar Institute), the Programme International de Collaboration Scientifique (PICS) of CNRS, and the Ministère des Relations Internationales du Québec and Ministère des Affaires Étrangères et Européennes de la République Française (Consulat Général de France à Québec) in the framework of the 63e Session de la Commission Permanente de Coopération Franco-Québécoise.

REFERENCES

- Aoki T, Aoki T, Fukabori M, Hachikubo A, Tachibana Y and Nishio F (2000) Effects of snow physical parameters on spectral albedo

- and bi-directional reflectance of snow surface. *J. Geophys. Res.*, **105**(D8), 10219–10236 (doi: 10.1029/1999JD901122)
- Armstrong RL and Brun E eds. (2008) *Snow and climate: physical processes, surface energy exchange and modelling*. Cambridge University Press, Cambridge
- Arnaud L and 7 others (2011) Measurement of vertical profiles of snow specific surface area with a 1 cm resolution using infrared reflectance: instrument description and validation. *J. Glaciol.*, **57**(201), 17–29 (doi: 10.3189/002214311795306664)
- Brown RD (2010) Analysis of snow cover variability and change in Québec, 1948–2005. *Hydrol. Process.*, **24**(14), 1929–1954 (doi: 10.1002/hyp.7565)
- Brucker L, Picard G and Fily M (2010) Snow grain-size profiles deduced from microwave snow emissivities in Antarctica. *J. Glaciol.*, **56**(197), 514–526
- Brucker L and 7 others (2011) Modeling time series of microwave brightness temperature at Dome C, Antarctica, using vertically resolved snow temperature and microstructure measurements. *J. Glaciol.*, **57**(201), 171–182 (doi: 10.3189/002214311795306736)
- Butt MJ and Kelly REJ (2008) Estimation of snow depth in the UK using the HUT snow emission model. *Int. J. Remote Sens.*, **29**(14), 4249–4267 (doi: 10.1080/01431160801891754)
- Chang ATC, Foster JL, Hall DK, Rango A and Hartline BK (1982) Snow water equivalent estimation by microwave radiometry. *Cold Reg. Sci. Technol.*, **5**(3), 259–267 (doi: 10.1016/0165-232X(82)90019-2)
- Chen S and Baker I (2010) Evolution of individual snowflakes during metamorphism. *J. Geophys. Res.*, **115**(D21), D21114 (doi: 10.1029/2010JD014132)
- Denoth A (1989) Snow dielectric measurements. *Adv. Space Res.*, **9**(1), 233–243
- Derksen C and 6 others (2010) Development of a tundra-specific snow water equivalent retrieval algorithm for satellite passive microwave data. *Remote Sens. Environ.*, **114**(8), 1699–1709 (doi: 10.1016/j.rse.2010.02.019)
- Domine F, Cabanes A, Taillandier AS 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. *Environ. Sci. Technol.*, **35**(4), 771–780 (doi: 10.1021/es001168n)
- Domine 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 Reg. Sci. Technol.*, **46**(1), 60–68 (doi: 10.1016/j.coldregions.2006.06.002)
- Domine F and 7 others (2008) Snow physics as relevant to snow photochemistry. *Atmos. Chem. Phys.*, **8**(2), 171–208 (doi: 10.5194/acp-8-171-2008)
- Dupont F and 7 others (2012) Monitoring the melt season length of the Barnes Ice Cap over the 1979–2010 period using active and passive microwave remote sensing data. *Hydrol. Process.* (doi: 10.1002/hyp.9382)
- Durand M, Kim EJ and Margulis SA (2008) Quantifying uncertainty in modeling snow microwave radiance for a mountain snowpack at the point-scale, including stratigraphic effects. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **46**(6), 1753–1767 (doi: 10.1109/TGRS.2008.916221)
- Fernandes R, Zhao H, Wang X, Key J, Qu X and Hall A (2009) Controls on Northern Hemisphere snow albedo feedback quantified using satellite Earth observations. *Geophys. Res. Lett.*, **36**(21), L21702 (doi: 10.1029/2009GL040057)
- Fierz C and 8 others. (2009) *The international classification for seasonal snow on the ground*. UNESCO–International Hydrological Programme, Paris (IHP Technical Documents in Hydrology 83)
- Flanner MG, Zender CS, Randerson JT and Rasch PJ (2007) Present-day climate forcing and response from black carbon in snow. *J. Geophys. Res.*, **112**(D11), D11202 (doi: 10.1029/2006JD008003)
- Flin F and 9 others (2005) Adaptive estimation of normals and surface area for discrete 3-D objects: application to snow binary data from x-ray tomography. *IEEE Trans. Image Process.*, **14**(5), 585–596 (doi: 10.1109/TIP.2005.846021)
- Foster JL and 10 others (2011) A blended global snow product using visible, passive microwave and scatterometer satellite data. *Int. J. Remote Sens.*, **32**(5), 1371–1395 (doi: 10.1080/01431160903548013)
- Gallet J-C, Domine F, Zender CS and Picard G (2009) Measurement of the specific surface area of snow using infrared reflectance in an integrating sphere at 1310 and 1550 nm. *Cryosphere*, **3**(2), 167–182 (doi: 10.5194/tc-3-167-2009)
- Grannas AM and 34 others (2007) An overview of snow photochemistry: evidence, mechanisms and impacts. *Atmos. Chem. Phys.*, **7**(16), 4329–4373 (doi: 10.5194/acp-7-4329-2007)
- Grenfell TC and Warren SG (1999) Representation of a non-spherical ice particle by a collection of independent spheres for scattering and absorption of radiation. *J. Geophys. Res.*, **104**(D24), 31697–31709 (doi: 10.1029/2005JD005811)
- 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**(D22), D221108 (doi: 10.1029/2007JD009685)
- Hall A (2004) The role of surface albedo feedback in climate. *J. Climate*, **17**(7), 1550–1568 (doi: 10.1175/1520-0442(2004)017<1550:TROSAF>2.0.CO;2)
- Jin Z, Charlock TP, Yang P, Xie Y and 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 (doi: 10.1016/j.rse.2008.04.011)
- Kokhanovsky AA and Zege EP (2004) Scattering optics of snow. *Appl. Opt.*, **43**(7), 1589–1602 (doi: 10.1364/AO.43.001589)
- Kontu A and Pulliainen J (2010) Simulation of spaceborne microwave radiometer measurements of snow cover using in situ data and brightness temperature modeling. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **48**(3), 1031–1044 (doi: 10.1109/TGRS.2009.2030499)
- Langlois A, Royer A and Goïta K (2010a) Analysis of simulated and spaceborne passive microwave brightness temperatures using in situ measurements of snow and vegetation properties. *Can. J. Remote Sens.*, **36**(S1), S135–S148 (doi: 10.5589/m10-016)
- Langlois A and 8 others (2010b) On the relationship between snow grain morphology and *in-situ* near infrared calibrated reflectance photographs. *Cold Reg. Sci. Technol.*, **61**(1), 34–42 (doi: 10.1016/j.coldregions.2010.01.004)
- Lyapustin A, Tedesco M, Wang Y, Aoki T, Hori M and Kokhanovsky A (2009) Retrieval of snow grain size over Greenland from MODIS. *Remote Sens. Environ.*, **113**(9), 1976–1987 (doi: 10.1016/j.rse.2009.05.008)
- Matzl M and Schneebeli M (2006) Measuring specific surface area of snow by near-infrared photography. *J. Glaciol.*, **52**(179), 558–564 (doi: 10.3189/172756506781828412)
- Matzl M and Schneebeli M (2010) Stereological measurement of the specific surface area of seasonal snow types: comparison to other methods, and implications for mm-scale vertical profiling. *Cold Reg. Sci. Technol.*, **64**(1), 1–8 (doi: 10.1016/j.coldregions.2010.06.006)
- Mätzler C (2002) Relation between grain-size and correlation length of snow. *J. Glaciol.*, **48**(162), 461–466 (doi: 10.3189/172756502781831287)
- Mätzler C (2006) *Thermal microwave radiation: applications for remote sensing*. Institution of Engineering and Technology, London (IET Electronic Waves Series 52)
- Mätzler C and Wiesmann A (1999) Extension of the microwave emission model of layered snowpacks to coarse-grained snow. *Remote Sens. Environ.*, **70**(3), 317–325 (doi: 10.1016/S0034-4257(99)00047-4)
- Morin S, Domine F, Arnaud L and Picard G (2010) In-situ monitoring of the time evolution of the effective thermal

- conductivity of snow. *Cold Reg. Sci. Technol.*, **64**(2), 73–80 (doi: 10.1016/j.coldregions.2010.02.008)
- Nolin AW and Dozier J (2000) A hyperspectral method for remotely sensing the grain size of snow. *Remote Sens. Environ.*, **74**(2), 207–216 (doi: 10.1016/S0034-4257(00)00111-5)
- Painter TH, Molotch NP, Cassidy M, Flanner M and Steffen K (2007) Contact spectroscopy for determination of stratigraphy of snow optical grain size. *J. Glaciol.*, **53**(180), 121–127 (doi: 10.3189/172756507781833947)
- Park G, Huffaker DL, Zou Z, Shchekin OB and Deppe DG (1999) Temperature dependence of lasing characteristics for long-wavelength (1.3- μm) GaAs-based quantum-dot lasers. *Photon. Technol. Lett.*, **11**(3), 301–303
- Picard G, Arnaud L, Domine F and Fily M (2009) 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 (doi: 10.1016/j.coldregions.2008.10.001)
- 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 (doi: 10.1016/j.rse.2006.01.002)
- Rees A, Lemmetyinen J, Derksen C, Pulliainen J and English M (2010) Observed and modelled effects of ice lens formation on passive microwave brightness temperatures over snow covered tundra. *Remote Sens. Environ.*, **114**(1), 116–126 (doi: 10.1016/j.rse.2009.08.013)
- Sihvola A and Tiuri M (1986) Snow fork for field determination of the density and wetness profiles of a snow pack. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **24**(5), 717–721 (doi: 10.1109/TGRS.1986.289619)
- Taillandier A-S, Domine F, Simpson WR, Sturm M and Douglas TA (2007) Rate of decrease of the specific surface area of dry snow: isothermal and temperature gradient conditions. *J. Geophys. Res.*, **112**(F3), F03003 (doi: 10.1029/2006JF000514)
- Takala M and 7 others (2011) Estimating northern hemisphere snow water equivalent for climate research through assimilation of space-borne radiometer data and ground-based measurements. *Remote Sens. Environ.*, **115**(12), 3517–3529 (doi: 10.1016/j.rse.2011.08.014)
- Tedesco M and Kim EJ (2006) Retrieval of dry-snow parameters from microwave radiometric data using a dense-medium model and genetic algorithms. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **44**(8), 2143–2151 (doi: 10.1109/TGRS.2006.872087)
- Toure AM, Goïta K, Royer A, Mätzler C and Schneebeli M (2008) Near-infrared digital photography to estimate snow correlation length for microwave emission modeling. *Appl. Opt.*, **47**(36), 6723–6733 (doi: 10.1364/AO.47.006723)
- Warren SG and Wiscombe WJ (1980) A model for the spectral albedo of snow. II. Snow containing atmospheric aerosols. *J. Atmos. Sci.*, **37**(12), 2734–2745 (doi: 10.1175/1520-0469(1980)037<2734:AMFTSA>2.0.CO;2)
- Wiesmann A and Mätzler C (1999) Microwave emission model of layered snowpacks. *Remote Sens. Environ.*, **70**(3), 307–316 (doi: 10.1016/S0034-4257(99)00046-2)
- Wiscombe WJ and Warren SG (1980) A model for the spectral albedo of snow. I. Pure snow. *J. Atmos. Sci.*, **37**(12), 2712–2733 (doi: 10.1175/1520-0469(1980)037<2712:AMFTSA>2.0.CO;2)
- Xie Y, Yang P, Gao B, Kattawar G and Mishchenko M (2006) Effect of ice crystal shape and effective size on snow bidirectional reflectance. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **100**(1–3), 457–469 (doi: 10.1016/j.jqsrt.2005.11.056)
- Yang P and Liou KN (1996) Geometric-optics–integral-equation method for light scattering by nonspherical ice crystals. *Appl. Opt.*, **35**(33), 6568–6584 (doi: 10.1364/AO.35.006568)

MS received 30 November 2011 and accepted in revised form 25 May 2012

Résumé

La surface de neige sur le Plateau Antarctique joue un rôle important dans le bilan de masse et d'énergie de surface. Ses caractéristiques dépendent des interactions entre les conditions atmosphériques et le haut du manteau neigeux, à travers notamment les précipitations, la redistribution de neige par le vent et le métamorphisme. L'ensemble des aspects de la surface, i.e. le type de cristaux, la rugosité, la densité, l'albédo ... sont regroupés sous la formule état de surface. L'objectif de cette thèse est l'étude de l'état de surface et de son évolution, en fonction des conditions atmosphériques, à l'aide d'observations in situ et satellite.

L'analyse conjointe d'observations in situ, essentiellement à partir de photographies infrarouges de la surface (développement d'un algorithme examinant la texture des images), et satellite, principalement l'émission micro-onde du manteau neigeux (utilisation du rapport de polarisation sensible à la densité de la neige proche de la surface), a permis de montrer une dynamique rapide de la surface à Dôme C. En particulier, des périodes où le givre recouvre entièrement la surface sont observées et représentent environ 45 % du temps. Cette dynamique est aussi caractérisée par des élévations rapides et importantes de la surface, pouvant être largement supérieures à l'accumulation annuelle moyenne de 8 cm (jusqu'à 20 cm en 2 heures). Le vent est déterminant dans l'évolution de la surface. Plus particulièrement, ces travaux ont montrés l'importance de la direction du vent pour la disparition du givre (perpendiculaire à la direction dominante, i.e. le sud-ouest). Enfin, la corrélation entre présence de givre et rapport de polarisation a permis d'étendre ces résultats sur les 10 années d'observation du satellite et ouvre la voie à la détection des précipitations par télédétection.

La modélisation de l'émission micro-onde à 19 et 37 GHz a ensuite été menée à Dôme C à l'aide d'un modèle de transfert radiatif. Les propriétés physiques du manteau neigeux (taille de grain, densité et température), utilisées en entrée du modèle, ont été mesurées durant la campagne d'été 2010 – 2011. Les résultats des simulations montrent que la densité de la neige proche de la surface est principalement responsable des variations du rapport de polarisation. Cette densité a ainsi été "inversée" à Dôme C sur 10 ans. Elle montre une tendance pluriannuelle à la baisse de $10 \text{ kg m}^{-3} \text{ a}^{-1}$, superposée à un cycle annuel et à des variations journalières / hebdomadaires. La mesure in situ de la densité et l'observation du givre coïncident avec l'évolution de la densité estimée. La tendance pluriannuelle conséquente mérite d'être prise en compte pour l'étude du bilan de masse de surface, les causes probables étant une hausse des précipitations ou une baisse de l'intensité du vent. Suivant une méthodologie similaire, l'évolution de la densité proche de la surface a été déduite pour l'ensemble de l'Antarctique. Les variations spatiales mettent en évidence une tendance claire à la diminution de la densité sur une grande région entre Dôme C et Vostok (environ $2.5 \cdot 10^5 \text{ km}^2$) ainsi qu'une région à l'est de Dôme C où à l'inverse la densité augmente. À plus grande échelle, le rapport de polarisation moyen montre de grandes variations, signatures de la stratification en densité du manteau neigeux.