

## SYNTHÈSE DES TRAVAUX DE RECHERCHE

Pour obtenir le grade de

## HABILITATION À DIRIGER DES RECHERCHES DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Sciences de la Planète**

Arrêté ministériel : 23 novembre 1988

Présentée par

**Ghislain Picard**

préparée au sein du

**Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement**

et de

**l'École Doctorale Terre – Univers – Environnement**

## Suivi des surfaces enneigées dans les régions polaires par télédétection micro-onde passive et mesures in-situ

Soutenue publiquement le **3 novembre 2011**,  
devant le jury composé de :

**Bernard Schmitt**

Directeur de Recherche CNRS, IPAG, Grenoble, France, Président

**Frédérique Rémy**

Directeur de Recherche CNRS, CNRS/LEGOS, Toulouse, France, Rapporteur

**Giovanni Macelloni**

Chercheur, CNR/IFAC, Florence, Italie, Rapporteur

**Éric Martin**

Ingénieur Météo-France, CNRM-GAME, Toulouse, France, Rapporteur

**Michel Fily**

Professeur d'Université, UJF/LGGE, Examineur





# Résumé

Observer les régions polaires à distance, depuis l'espace, est le seul moyen réaliste pour recueillir des données synoptiques sur l'ensemble de ces étendues vastes et inaccessibles. Mais, ces données, qui nous renseignent sur les processus d'émission, de propagation et d'interaction entre les ondes et la matière, sont parfois très éloignées des variables d'intérêt pour les climatologues ou les glaciologues. Ainsi nos travaux au LGGE visent à traduire les observations réalisées par les radiomètres micro-onde embarqués sur de nombreux satellites depuis 1979 en variables directement utilisables par les thématiciens. Les micro-ondes présentent l'avantage d'être très sensibles aux propriétés physiques de la neige sans être affectées par les conditions météorologiques et l'éclairement, ce qui permet d'envisager d'extraire en continu des informations sur la température, l'humidité, la taille des grains, etc, de la neige. La principale difficulté réside dans le fait que le nombre de variables qui gouvernent les signaux micro-ondes est généralement bien plus important que le nombre d'observations disponibles (typiquement 5 fréquences et 2 polarisations pour chaque pixel de 25 km x 25 km). Le problème de l'extraction est donc sous-déterminé. Notre approche pour résoudre ce problème, est de s'appuyer sur des modèles physiques et des méthodes inverses ou d'assimilation de données. Cette approche générale largement utilisée en télédétection implique dans notre cas précis de développer, valider et/ou mettre œuvre des modèles de transfert radiatif adaptés aux micro-ondes et à la neige ainsi que des modèles d'évolution de la neige. C'est pourquoi une grande partie de nos travaux depuis six ans a consisté à développer des modèles adaptés à la calotte antarctique (DMRT-ML, SDEM), ou à exploiter des modèles existants dans le cas des régions arctiques (MEMLS, CROCUS). Ces modèles nous ont permis de progresser sur la compréhension du signal micro-onde émanant du manteau neigeux en régions polaires, ce qui a débouché notamment sur l'extraction d'informations nouvelles en Antarctique telle que la taille de grain ou la diffusivité thermique de la neige. Ces informations ont permis ensuite de confirmer la forte influence du climat (température, vent) sur la structure de la neige à l'échelle du continent.

En parallèle, nous nous sommes engagés sur des activités expérimentales visant à col-

lecter les données nécessaires à la validation de nos modèles. Cette activité comprend des campagnes intensives de mesures sur le terrain en Arctique et Antarctique, la mise en place d'un site de mesures automatiques pérennes dédié à la neige à Dôme C en Antarctique, ainsi que le développement de nouveaux instruments. Avec Laurent Arnaud (LGGE), nous avons notamment développé un instrument original, nommé POSSSUM, permettant d'acquérir des profils de taille de grain par voie optique. Cet instrument capable d'opérer dans des trous de forage de quelques dizaines de mètres est particulièrement adapté aux mesures sur les calottes où les micro-ondes pénètrent jusqu'à de telles profondeurs. Récemment, une version légère de POSSSUM, nommée ASSSAP, a été dérivée pour répondre aux besoins de mesures sur les manteaux peu profonds alpins et arctiques ou à l'étude de la proche surface. ASSSAP a ainsi pu être appliqué en Antarctique et au Groënland. La constitution d'une large base de données de propriétés physiques de la neige est en cours, à laquelle se sont adjointes des mesures radiométriques acquises au sol dans le cadre d'une collaboration de long terme avec le CARTEL de l'Université de Sherbrooke au Canada. La réalisation de ces instruments basés sur l'optique a impliqué par ailleurs le développement d'un modèle d'optique de la neige, SnowRAT, basé sur l'approche du "suivi de rayon". Ce modèle a depuis été appliqué à d'autres champs d'étude (analyse de mesures directionnelles de reflectance, optique de la transition neige/glace).

Observer l'évolution de la neige dans le cadre du changement climatique reste notre priorité pour les années à venir. Dans le cadre du projet ANR MONISNOW qui démarrera en octobre 2011, nous allons mettre l'accent sur le développement d'instruments originaux de mesure in-situ permettant de caractériser la neige avec plus de finesse et de suivre son évolution sur plusieurs années. Ces mesures serviront d'une part à préciser les processus dans les modèles d'évolution de la neige et d'autre part à documenter l'impact des changements du climat sur la neige. Ainsi grâce à la combinaison modèles de neige et observations, il sera possible de mieux appréhender les interactions du système neige - climat.

# Table des matières

<b>1</b>	<b>Introduction</b>	<b>7</b>
1.1	Les climats des régions polaires . . . . .	7
1.2	La télédétection dans les régions polaires . . . . .	9
1.3	Approches pour exploiter les mesures satellite . . . . .	12
1.4	Organisation du manuscrit . . . . .	14
1.5	Notre groupe . . . . .	14
<b>2</b>	<b>Curriculum Vitae</b>	<b>15</b>
<b>3</b>	<b>Emission thermique micro-onde de la neige</b>	<b>25</b>
3.1	Introduction . . . . .	25
3.2	La fonte superficielle sur les calottes . . . . .	26
3.2.1	Détection non-biaisée de la fonte superficielle . . . . .	27
3.2.2	La fonte superficielle en Antarctique et au Groënland . . . . .	31
3.2.3	Validation de la fonte dans les modèles de neige et climatiques . . . . .	34
3.3	L'émission micro-onde dans la zone sèche . . . . .	35
3.3.1	Modélisation de l'émission micro-onde . . . . .	39
3.3.2	La composante statique de l'émission, estimation de la taille des grains	46
3.3.3	Les variations annuelles de l'émission, estimation de la diffusivité thermique . . . . .	47
3.3.4	Les variations rapides de l'émission micro-onde . . . . .	52
3.4	L'émission micro-onde du manteau saisonnier . . . . .	58
3.5	Perspectives dans le domaine des micro-ondes . . . . .	60
3.5.1	Modélisation directe . . . . .	61
3.5.2	Vers une estimation de la température de la neige par télédétection micro-onde . . . . .	63

<b>4</b>	<b>Optique de la neige</b>	<b>65</b>
4.1	Introduction . . . . .	65
4.2	Relation entre la surface spécifique et l'albédo . . . . .	66
4.3	Mesure de la surface spécifique par méthodes optiques . . . . .	69
4.3.1	POSSSUM . . . . .	71
4.3.2	ASSSAP . . . . .	74
4.4	L'absorption de l'énergie solaire dans la neige . . . . .	75
4.5	Perspectives dans le domaine optique . . . . .	77
4.5.1	Modélisation optique et dynamique de la neige proche de la surface	78
4.5.2	Caractérisation de l'évolution temporelle de la neige par spectrométrie optique . . . . .	79
<b>5</b>	<b>Conclusions et Perspectives</b>	<b>81</b>
5.1	Les acquis . . . . .	81
5.2	Les activités en cours . . . . .	82
5.3	Spectroscopie de la neige et suivi temporel - MONISNOW . . . . .	83

# Chapitre 1

## Introduction

### 1.1 Les climats des régions polaires

Les régions polaires nous préoccupent malgré leur éloignement car elles sont le reflet spectaculaire d'un climat en changement. L'eau qu'elles stoquent depuis des millénaires pourrait se déverser sur tous les océans et affecter nos régions côtières. Cette problématique de la "fonte des glaces" n'est pourtant pas la seule raison de s'intéresser aux climats des régions polaires, on peut citer également : la neige en tant que ressource pour l'hydroélectricité, le permafrost et le relargage du méthane dans les zones humides, la glace de mer et la navigation marchande, l'accès à de nouvelles ressources minières, la circulation thermohaline, les trous d'ozone, ... La transcription en termes scientifiques de ces problématiques et l'état des lieux de la recherche sont présentés dans des documents très complets comme l'*Antarctic Climate Change and the Environment* (ACCE; Turner et al. (2008)) ou l'*Arctic Climate Impact Assessment* (ACIA, 2005).

En Antarctique, le changement climatique récent le plus marquant est celui de l'oscillation Antarctique (AAO; Thompson et al. (2000)), c'est à dire un creusement de la différence de pression entre 40 - 50°S et le continent Antarctique, avec pour conséquences une accélération des vents d'ouest au dessus de l'océan austral (Lovenduski, 2005) et un changement de forme dipolaire de la température (van den Broeke and Lipzig, 2004; Marshall et al., 2006; Steig et al., 2009). Le secteur ouest, et notamment la Péninsule Antarctique, se réchauffe alors que l'est se refroidirait légèrement, ou ne connaîtrait pas de changement significatif (Turner et al., 2005). Les conséquences probables, plus ou moins directes, du réchauffement et de l'accélération des vents à l'ouest sont l'accélération de l'écoulement glaciaire dans le secteur de Pine Island (Rignot et al., 2011) et en Péninsule (Cook et al., 2005) et les ruptures des plateformes de glace du Larsen B et Wilkins (Scambos et al., 2000;

van den Broeke, 2005; Scambos et al., 2009). Sans remettre en doute ces conclusions, qui se recoupent et dressent une image cohérente de la situation de l’ouest de l’Antarctique, il faut noter que le nombre d’observations directes de la température et du vent sur lequel s’appuie l’estimation de ces tendances est très faible au regard de l’étendue de la région (Turner et al., 2005). Ce déficit en observations est un problème général et touche l’ensemble du continent. Ainsi l’étude du climat passé sur la période instrumentale (depuis 1958 approximativement) à partir d’observations directes est irrémédiablement compromise et les seules perspectives réalistes concernent le développement de méthodologies pour combiner au mieux les quelques observations existantes (Chapman and Walsh, 2007; Monaghan et al., 2008; Steig et al., 2009; O’Donnell et al., 2011). Mais le plus inquiétant concerne le futur car au lieu de progresser en parallèle avec les préoccupations sociétales sur le climat, le nombre de stations météorologiques capables de nous renseigner sur les évolutions de “long terme” n’est pas en croissance. Il est pourtant important de poursuivre la documentation du climat Antarctique, c’est à dire de continuer à archiver les variables traditionnelles de description de l’atmosphère (température, vent, ...), ainsi que de diversifier les types de variables (albédo, précipitation, ...).

La situation en Arctique est très différente de celle de l’Antarctique. Le climat en Arctique subit actuellement de forts changements, avec notamment un réchauffement marqué, un recul de l’étendue et du volume de la glace de mer, une augmentation de la fonte au Groënland (Fettweis et al., 2007) et sur les petites calottes (Abdalati, 2004; Berthier et al., 2010; Gardner et al., 2011), avec un potentiel impact sur la circulation océanique. Les prévisions climatiques pour le futur indiquent une poursuite de ces tendances (IPCC, 2007). Ces changements bien marqués et un réseau d’observations plus dense et plus ancien qu’en Antarctique (Overland et al., 2004; Anisimov et al., 2007), offrent logiquement une meilleure connaissance du climat et de son évolution récente. Le besoin en observations passées, qui prévaut pour l’Antarctique, est par conséquent moins marqué en Arctique. Le réseau actuel serait suffisant si la présence de populations et de ressources et le contexte de fort changement climatique ne conféraient pas à cette région un intérêt particulier, et donc une recherche accrue de précision et de détail. L’évolution du permafrost et de la ressource en eau exploitée pour l’hydroélectricité et l’ouverture de nouvelles voies maritimes, ont ou auront un impact sur les populations. Ainsi, l’amélioration de nos connaissances sur le climat Arctique reste un enjeu scientifique et sociétal majeur. Comme pour l’Antarctique, la pérennisation des observations existantes et la diversification des observables sont les pré-requis de cette amélioration.

## 1.2 L'apport de la télédétection spatiale pour l'observation des régions polaires

La télédétection spatiale joue un rôle particulier dans le contexte de l'observation de l'Antarctique, de l'Arctique et de la cryosphère de façon plus générale. On peut voir trois avantages majeurs à la télédétection : i) La télédétection spatiale fournit des images ou des observations spatialisées quasiment partout sur Terre avec une qualité égale et sans contrainte d'accès. Cet atout est crucial pour les régions polaires du fait de leur grande étendue et de leur accès difficile. ii) De longues séries de données existent, depuis le début de l'ère satellitale (c'est-à-dire depuis 1979 pour ce qui concerne la météorologie ; Bromwich and Fogt (2004) ou les années soixante pour la glaciologie ; Cook et al. (2005)) et ces séries n'ont pas encore été exploitées à leur potentiel. Outre les développements méthodologiques encore nécessaires, ces données requièrent un dépoussiérage car elles sont affectées par les dérives orbitales et instrumentales des satellites et des capteurs embarqués. La correction de ces dérives est nécessaire pour l'étude des tendances climatiques (Picard et al., 2007)<sup>\*1</sup> ; (Royer and Poirier, 2010; Johanson and Fu, 2007). iii) De nouveaux capteurs sont lancés régulièrement, et même si leur application principale n'a souvent rien à voir avec la cryosphère (p.e. Soil Moisture and Ocean Salinity, SMOS), il est quasiment toujours possible d'en tirer de l'information. Les perspectives de la décennie à venir sont très motivantes, avec des satellites dont l'objectif premier est la cryosphère, comme par exemple l'altimètre bi-fréquence AltiKA/SARAL, la suite de GLAS/ICESAT et d'AMSR-E/Aqua ou les nouveaux concepts comme CoReH2O (en cours d'évaluation à l'Agence Spatiale Européenne). A cela s'ajoute les nombreux satellites qui concernent la végétation, l'atmosphère ou l'océan, et qui seront utilement détournés de leur application première. Les connaissances en physique de la mesure acquises aujourd'hui sur des capteurs traditionnels sont directement pertinentes pour l'exploitation de ces futures missions.

Ces trois raisons motivent de très nombreuses recherches tant sur les longues séries historiques que sur les premières images obtenues par les capteurs dernier cri. Une méthode développée pour un site particulier sur une courte période peut souvent s'appliquer sur l'ensemble des deux grandes calottes polaires et sur une trentaine d'années sans grand effort. Même les capteurs à résolution grossière comme les radiomètres micro-onde (quelques dizaines de kilomètres) apportent des informations suffisantes sur les grandes calottes polaires, à des échelles comparables à celles des modèles de circulation générale ou même à aire limitée. De plus, la plupart des satellites dédiés à l'observation de la Terre sont sur des

---

1. le symbol \* désigne les publications dont je suis co-auteur.

orbites quasi-polaires, ce qui leur permet de couvrir ces régions plus souvent que le reste du globe, à l'exclusion notable d'un petit cercle autour des pôles où il n'y a aucun passage de satellite. A noter en revanche que les satellites géostationnaires, qui offrent une très grande répétitivité temporelle, n'acquièrent pas de données au delà de  $60^\circ - 70^\circ$  de latitude.

L'abondance, la multiplicité et le caractère synoptique des observations collectées depuis l'espace sont sans aucun doute les atouts de la télédétection spatiale. En revanche, les mesures brutes acquises par les satellites sont d'une nature très différente de celle des variables d'intérêt que recherchent les thématiciens. Ce point constitue la principale difficulté pour l'exploitation des observations acquises par ces coûteux instruments. Si les ingénieurs des agences spatiales se chargent souvent, et de mieux en mieux au fil des décennies, de convertir les millivolts mesurés aux bornes des antennes ou des capteurs optiques en images géolocalisées contenant des grandeurs physiques bien définies et étalonnées (luminance, coefficient de rétrodiffusion, température de brillance, etc), il est du ressort du chercheur en télédétection de comprendre le lien entre les mesures satellite et les variables d'intérêt thématique. Cette tâche, généralement difficile, est au coeur de mes travaux de recherche depuis ma thèse (1999 - 2002) réalisée au CESBIO à Toulouse sous la direction de Thuy le Toan, lors de mon post-doctorat (2002-2005) au Center for Terrestrial Carbon Dynamics, Université de Sheffield, au Royaume-Uni et en tant que Maître de Conférences (depuis 2005) au LGGE à Grenoble. Ainsi **l'objectif général** de mes travaux de recherche de ces 6 dernières années et de ceux que j'ai pu encadrer est **d'exploiter les observations satellites actuellement disponibles pour améliorer notre connaissance du climat des régions polaires**. Ce manuscrit regroupe les travaux conduits au LGGE uniquement.

Après cette description générale de l'intérêt et des difficultés de l'utilisation des observations spatiale, il convient de préciser quelles variables thématiques ou quelles informations, il est possible d'obtenir aujourd'hui ou dans les années à venir sur les régions polaires. Une réponse générale est donnée dans le rapport du groupe *Cryosphere* de *l'Integrated Global Observing Strategy* (Key et al., 2007) par exemple. Quelques éléments de réponse sont listés ci-dessous afin d'introduire les travaux présentés dans ce manuscrit. Les données radar, altimétriques et gravimétriques, ainsi que les données portant sur l'atmosphère, les océans ou les lacs dans les régions polaires ne sont pas évoquées car peu présent dans nos travaux, mais leur intérêt est indéniable.

- Dans le domaine micro-onde, les capteurs passifs mesurent la température de brillance, à quelques fréquences et polarisations. Ces capteurs (par exemple : SMMR, SSM/I et AMSR-E), qui fournissent des données régulières depuis 1979, sont à la base des séries temporelles d'étendue de la glace de mer en Arctique et Antarctique (Cava-

lieri and Comiso, 2000). Sur les continents enneigés, ces mesures donnent, ou pourraient donner, de l'information sur la présence de neige au sol (Ramsay, 1998), sur la présence d'eau dans la neige (généralement appelée fonte superficielle) (Zwally and Fiegles, 1994), sur la température de la neige à des profondeurs de quelques centimètres à quelques centaines de mètres (Mialon et al., 2007)\*, sur la température du sol sous-jacent, sur la taille de grain et la densité de la neige. De ces informations, il est possible de déduire des renseignements sur les propriétés thermiques et le métamorphisme de la neige. Quand la neige recouvre le sol (neige saisonnière), la température de brillance dépend de la hauteur de neige ou de la hauteur équivalente en eau (*Snow Water Equivalent*, SWE; Foster et al. (2011)). Sur les calottes où la neige (névé) est permanente et épaisse, il semble possible d'estimer l'accumulation annuelle (Vaughan et al., 1999; Arthern et al., 2006). Par ailleurs, les micro-ondes sont sensibles aux caractéristiques physiques de l'interface air/neige. On peut ainsi espérer obtenir des informations sur le givrage à la surface, qui représente une contribution mal connue du bilan de masse de surface sur le plateau central Antarctique, ou sur le dépôt de couche de neige fraîche (événement de précipitation, ou dépôt par le vent). L'ensemble de ces données présentent un intérêt important pour l'étude du climat et pour la prévision de la ressource en eau.

- Dans le domaine du spectre solaire (visible et proche/moyen infrarouge), la neige se distingue clairement du sol, ce qui permet de détecter la neige dès les premières chutes. L'estimation de l'albédo de la neige, ainsi que les variables qui le gouvernent — la taille de grain en surface et la concentration en impureté — sont le principal sujet d'étude de la communauté. Plus indirectement, la fonte superficielle a pu être détectée au travers du grossissement très rapide des grains en surface qu'elle induit par métamorphisme humide. Les difficultés rencontrées pour exploiter le domaine solaire sont i) l'influence des nuages et la difficulté de détecter leur présence au dessus des régions enneigées, ii) l'élévation généralement faible du soleil dans les régions polaires, et iii) la nuit totale pendant une partie de l'hiver.
- Dans le domaine de l'infrarouge thermique, on peut dériver relativement simplement la température de la surface car, contrairement aux micro-ondes, l'émissivité de la neige varie peu et l'émission émane précisément de la surface. En revanche, détecter les nuages est là encore la principale difficulté, surtout pendant la nuit.

Toutes ces variables ont été abordées plus ou moins dans nos travaux, avec un accent particulier sur la fonte, la température, la taille de grain et l'albédo. Parmi ces nombreuses

variables, certaines sont faciles à extraire (par exemple la fonte superficielle, la température de surface de l'infrarouge thermique) et l'enjeu actuel concerne plutôt l'amélioration de la qualité des jeux de données (précision (Picard and Fily, 2006)\*, résolution, extension de la série temporelle, ...) ainsi que l'exploitation concrète pour caractériser le climat (Picard et al., 2007)\* ou valider les modèles utilisés pour la prévision climatique (van den Broeke et al., 2009a). A l'opposé, on ne peut espérer extraire qu'une information grossière sur certaines variables en comparaison avec la précision des mesures au sol car elles ne sont reliées que de manière très indirecte avec les mesures satellite (par exemple l'accumulation par micro-ondes passives; Magand et al. (2008)\*). L'enjeu est alors d'exploiter au mieux les variations spatiales ou temporelles relatives qui ne sont pas accessibles par des mesures conventionnelles. Entre ces deux cas extrêmes, se situent les nombreuses variables pour lesquelles des méthodes d'extraction existent et demandent à être améliorées ou sont envisageables et restent à inventer (par exemple la température "tout temps", la hauteur de neige en équivalent eau, l'albédo) malgré les efforts de recherche sur la question depuis une trentaine d'années. Ce sont ces variables, notamment la température de la neige, qui constituent le coeur de mes recherches au LGGE.

### 1.3 Approches pour exploiter les mesures satellite

Notre approche générale s'appuie sur la physique de la mesure, la physique du milieu et les méthodes inverses. L'extraction est généralement un problème sous-déterminé, c'est-à-dire que les observations acquises par un ou plusieurs capteurs (par exemple la température de brillance à  $N$  fréquences) sont moins nombreuses que les variables que l'on doit extraire et qui sont donc les inconnues du problème (par exemple l'émissivité à chaque fréquence et la température physique, soit  $N + 1$  inconnues). Pour résoudre ce problème, il faut apporter des informations complémentaires, soit sous la forme de relations entre les variables à extraire jusqu'à ce que le problème devienne bien déterminé, soit sous forme de valeur *a priori* ou de propriétés statistiques. La solution traditionnelle consiste à chercher des relations empiriques entre les observations, comme des combinaisons linéaires, ou de produire des ratio ou indices pour éliminer certaines dépendances. Ces approches empiriques simples ont été explorées pour la température de la surface sans neige (Mialon et al., 2007)\* ou la hauteur équivalente en neige (Armstrong and Brodzik, 2002), mais n'ont pas permis d'aboutir pour la température de la neige. L'approche moderne pour traiter les cas difficiles s'appuie sur un modèle physique qui prédit les grandeurs mesurées par télédétection à partir des variables thématiques (ce modèle est dit direct, mais fait

en réalité l'inverse de ce que l'on cherche) et d'une méthode inverse ou d'assimilation de données pour réaliser numériquement "l'inversion" du modèle direct, c'est à dire extraire les variables thématiques à partir des observations satellite. Le modèle physique apporte les relations permettant de rendre le problème mieux déterminé. Généralement, ce modèle est un modèle de transfert radiatif, ou inclut un tel modèle, afin de décrire les interactions des ondes électromagnétiques (micro-onde, solaire, ou infrarouge thermique) avec la matière. Le couplage avec un modèle de neige permet en plus de prévoir l'évolution des variables dynamiques telles que la température, la taille de grain et la densité.

La mise en œuvre de cette approche pour la neige et l'estimation de sa température à partir des données micro-ondes passives consiste à développer un modèle physique direct, le valider, l'exploiter en mode direct pour améliorer nos connaissances sur la dépendance du signal aux variables thématiques, éventuellement le simplifier, puis mettre en place une méthode inverse. Ces différentes étapes constituent l'essentiel de l'activité de recherche de ces six dernières années. Ce problème n'a cependant pas été abordé de façon linéaire, mais plutôt sous différents angles, en mettant en œuvre divers modèles et méthodes inverses de complexité variable.

La validation du modèle d'émission micro-onde DMRT-ML (Dense Media Radiative Transfer - Multi-Layer) et du modèle de neige CROCUS (modèle du CEN CNRM-GAME) nous a conduit à développer un volet d'observations sur le terrain qui a pris de plus en plus d'importance. Dans un premier temps, nous avons utilisé ou réalisé des mesures acquises par méthodes classiques de caractérisation de la neige (Dôme C, 2006/2007 ; site expérimentale SIRENE, Sherbrooke, Québec, 2007-2009 ; campagne Nord Québec, Année Polaire Internationale, en 2008). Mais il est apparu rapidement que, la taille de grain — qui joue un rôle majeur sur la diffusion des micro-ondes — ne pouvait pas être mesurée avec la finesse requise pour la validation de nos modèles. Nous avons alors développé un instrument original de mesure de la taille des grains, nommé POSSSUM. Ce développement, basé sur une méthode optique, a nécessité de s'attarder sur l'optique de la neige, et a conduit à plusieurs études, parfois en lien avec la télédétection dans le domaine solaire de la neige ou le bilan radiatif de la neige. Cette activité "instrumentale" et optique de la neige a pris un tel essor qu'elle constituera notre activité principale des quatre prochaines années dans le cadre du projet ANR-Jeunes Chercheurs MONISNOW (accordé en juin 2011). En parallèle, nous avons mis en œuvre ou contribué à plusieurs campagnes terrain (celles citées ci-dessus ainsi que Alpes, 2009 ; Dôme C, 2009/2010 et 2010/2011 ; Terre de Baffin, 2011 ; ...) et accumulé un savoir-faire sur ce sujet. Ces campagnes seront évoquées au fil du manuscrit.

## 1.4 Organisation du manuscrit

Même si nos activités “micro-onde” et “optique” mettent en œuvre des principes similaires (le transfert radiatif, le sondage de la matière par onde électromagnétique) et apportent une connaissance complémentaire sur la neige, elles seront décrites séparément dans les deux chapitres suivants. Chacun décrit la démarche générale des travaux, puis présente les résultats les plus significatifs. Une discussion de la qualité des résultats et des améliorations nécessaires sera donnée en fin de partie, avant d’aborder les perspectives. Le dernier chapitre résume l’ensemble de ce travail et rappelle les principales perspectives.

## 1.5 Notre groupe

S’il est d’usage d’utiliser un “nous” de politesse dans les rapports de stage ou de thèse pour désigner l’auteur, ce n’est pas le cas ici. Les travaux décrits dans ce manuscrit regroupent les travaux de plusieurs personnes qui sont dénomées de façon elliptique par “nous”. Cette façon de procéder ne met malheureusement pas en lumière la contribution souvent considérable des individus, mais elle a l’avantage de permettre de n’oublier personne, car toutes les contributions, qu’elles soient scientifiques, financières, administratives ou techniques, qu’elles représentent un temps de travail colossal, parfois ingrat, ou qu’elles ne soient qu’une idée géniale suggérée rapidement en passant, elles ont toutes une importance cruciale. Ce document présente donc la vision personnelle de l’auteur sur un travail collectif, sans présumer du pourcentage de contribution de l’auteur à ce travail.

Il apparait quand même utile de citer ici les personnes qui ont contribué au quotidien et de façon majeure aux études présentées dans ce document : Michel Fily, Laurent Arnaud, Ludovic Brucker, Nicolas Champollion, Eric Lefebvre et Alain Royer.

# Chapitre 2

## Curriculum Vitae

### Ghislain PICARD

Né le 7 février 1973 à Courbevoie, Hauts-de-Seine (92).

De nationalité Française. Service national accompli (16 mois).

Pacsé, 2 enfants.

Site web : <http://www-lgge.obs.ujf-grenoble.fr/picard/>

### Fonction actuelle, depuis le 1er février 2005 :

Maître de conférences à l'Université Joseph Fourier (UJF), Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble (OSUG), Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE).

### Formation et diplômes :

- Thèse de l'Université Paul Sabatier, Toulouse, préparée au CESBIO et dirigée par T. Le Toan : 1999-2002
- École Normale Supérieure de Lyon en Physique : 1993-1997
- DEA, méthodes physiques en télédétection, Paris VII : 1997
- Agrégation de Sciences Physiques, option Physique : 1996

### Activités de recherche :

- Recherche au LGGE depuis février 2005 :

*Mots clé : neige, climat, calotte polaire, télédétection, instrumentation.*

- + Propriétés de la neige par télédétection micro-onde en Antarctique (taille de grain, température, diffusivité thermique, état de surface).  
Thèses dirigées : L. Brucker (2006-2009), N. Champollion (2009-), co-dirigées par M. Fily.  
Publications : A12, A15, A16, A17, A19, A22, A23, A27, A28, A30, A35<sup>1</sup>  
Responsable de 2 projets du Programme National de Télédétection Spatiale (PNTS) 2006-2008 et 2009-2011.  
Co-responsable du programme IPEV CALVA (responsable C. Genthon) 2009-2012.  
Participation aux projets : ACI-C3 (fini), LEFE-NIEVE (fini), LEFE-CHARMANT (fin en 2010), ANR VANISH (fin en 2011), CNES / SMOS (2010-, annuel).  
Collaborations : G. Macelloni, F. Remy, Y. Kerr, M. Van den Broeke
- + Propriétés de la neige par télédétection micro-onde dans l'Arctique (hauteur de neige, température, fonte) :  
Publications : A14, A21, A31, A32, A33  
Thèse encadrée : F. Dupont (2010-), dirigé par M. Fily et A. Royer  
Responsable du projet PICS de collaboration avec Alain Royer, Université de Sherbrooke, Canada. Responsable du projet IPEV BIPOL (2011 – 2013).  
Participation à d'autres projets : Coopération France-Québec (CPCFQ, 2007-2009) , Fondation Jacques Cartier (2007-2008), PCSP-Canada (2011).
- + Mesure in-situ des propriétés de la neige et instrumentation :  
Publications : A18, A20, A24, A25, A26, A29, A34, A35  
Responsable du projet ANR-Jeune Chercheur MONISNOW (2011 - 2015) Financement par l'UJF et le LGGE.  
Participation au projet LEFE/QUASPPER (2010-2012)
- **Post-doctorat au Centre for Terrestrial Carbon Dynamics (CTCD) dirigé par S. Quegan et F.I. Woodward, Université de Sheffield, Royaume-Uni. 2002-2005**  
*Mots clé : modélisation de la biosphère, télédétection, assimilation de données.*  
Publications : A7, A8, A9, A10, A11
- **Thèse : Modélisation radar des couverts végétaux, application à la télédétection de couverts forestiers et agricoles. 1999 - 2002**

---

1. Voir la liste des publications page 19

*Mots clé : modélisation électromagnétique, végétation, télédétection radar.*

Publications : A1, A2, A3, A4, A5, A6

### **Collaborations internationales et nationales :**

- A. Royer, Université de Sherbrooke, Canada : caractérisation de la neige, télédétection micro-onde.
- M. Van den Broeke, Utrecht University, Pays bas : fonte superficielle en Antarctique.
- S. Morin, F. Flin, CEN, Grenoble : Modélisation de la neige, caractérisation de la neige.
- Y. Kerr, CESBIO, Toulouse. Exploitation des données SMOS en Antarctique.

### **Titres et autre reconnaissance :**

- Professeur associé de l'Université de Sherbrooke depuis 2010.
- Chercheur associé du CARTEL, laboratoire de géomatique de l'Université de Sherbrooke, depuis 2010.
- Bénéficiaire de la Prime d'Encadrement Doctorale et de Recherche (PEDR) depuis 2008.

### **Responsabilités administratives et collectives :**

- Co-responsable de l'équipe Climat (CLIPS, <http://www-lgge.ujf-grenoble.fr/axes/equipes-clips.shtml>) du LGGE depuis 2009 (responsable : J. Chappellaz) et membre du conseil scientifique du LGGE.
- Membre élu du conseil de laboratoire du LGGE depuis 2007-2011.
- Membre du comité d'organisation de l'école thématique ERCA (directeur C. Boutron), <http://www-lgge.ujf-grenoble.fr/enseignement/erca/> depuis 2007
- Membre du comité de sélection pour le poste 37MCF3753 (LTHE/UJF, 2007).
- Membre nommé du comité TOSCA (CNES et autres organismes), groupe Surface Continentale, depuis 2009.

- Expertises d'articles (>20) pour IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing, Remote Sensing of Environment, The Cryosphere, ...
- Expertises de projets scientifiques pour le PNTS, LEFE, CNES/TOSCA, DGA, National Science Foundation (Etats-Unis d'Amérique).
- Membre de la commission "Systèmes d'Information Géographique" de l'OSUG.
- Membre de la commission Informatique du LGGE.
- Secouriste au Travail.

### **Activités d'enseignement et vulgarisation :**

- Professeur au Lycée Franco-Allemand de Berlin en tant que Coopérant du Service National. Classes de Terminale S, Première S, et 3ème. (2 ans,  $\approx$  1300 h) : 1997-1999
- Moniteur à l'Université Paul Sabatier, Toulouse (3 ans, 192 h eqTD) : 1999-2002
- MCF à l'OSUG, niveaux L3, M1, M2 (6 ans,  $\approx$  1000 h eqTD) : depuis février 2005.
- Organisation de visites de classe au LGGE (2-3 par an) et participation à des conférences grand public (1 par an).

### **Encadrement de stagiaires et doctorants :**

- Master 1 : Frédéric Cyr (ENSTA), Benoit Montpetit (U. Sherbrooke), Isaline Gravaud (ENSTA), Nicolas Champollion (OSUG)
- Master 2 : Nicolas Champollion (OSUG), Florent Dupont (OSUG).
- Direction de Thèse : Ludovic Brucker (2006 – 2009), Nicolas Champollion (2009 –), Quentin Libois (2011 –).
- Encadrement informel de doctorants : Arnaud Mialon (dirigé par M. Fily et A. Royer), Marie Dumont (Dirigée par Y. Arnaud), Jean-Charles Gallet (dirigé par F. Dominé), Florent Dupont (dirigé par M. Fily et A. Royer), Alexandre Roy (dirigé par A. Royer, séjour de 3 mois au LGGE).

## Jury de thèse :

- E. Brun, un modèle de numérique original pour la simulation du manteau neigeux, CNRM - GAME, 20 janvier 2011.

## Article dans des journaux internationaux à comité de lecture :

### Snow and polar climate (LGGE work)

- A35. E. Brun, D. Six, G. Picard, V. Vionnet, L. Arnaud, E. Bazile, A. Boone, A. Bouchard, C. Genthon, V. Guidard, P. Le Mmoigne, F. Rabier, Y. Seity, Snow-atmosphere coupled simulation at Dome C, Antarctica, *Journal of Glaciology*, accepted Apr 2011.
- A34. France, J. L., M. D. King, M. M. Frey, J. Erbland, G. Picard, A. MacArthur, J. Savarino, Snow optical properties at Dome C, Antarctica – implications for snow emissions and snow chemistry of reactive nitrogen, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 11, 11959–11993, 2011, <http://www.atmos-chem-phys-discuss.net/11/11959/2011/>
- A33. Steen-Larsen, H. C. ; Masson-Delmotte, V. ; Sjolte, J. ; Johnsen, S. J. ; Vinther, B. M. ; Bréon, F.-M. ; Clausen, H. B. ; Dahl-Jensen, D. ; Falourd, S. ; Fettweis, X. ; Gallée, H. ; Jouzel, J. ; Kageyama, M. ; Lerche, H. ; Minster, B. ; Picard, G. ; Punge, H. J. ; Risi, C. ; Salas, D. ; Schwander, J. ; Steffen, K. ; Sveinbjörnsdóttir, A. E. ; Svensson, A. ; White, J., Understanding the climatic signal in the water stable isotope records from the NEEM shallow firn/ice cores in northwest Greenland, *Journal Geophysical Research*, Vol. 116, No. D6, D06108, <http://dx.doi.org/10.1029/2010JD014311>, 2011
- A32. L. Brucker, A. Royer, G. Picard, A. Langlois, M. Fily. Hourly simulations of seasonal snow microwave brightness temperature using coupled snow evolution-emission models in Quebec, Canada, *Remote Sensing of Environment*, 115 (8), pp 1966-1977, doi :10.1016/j.rse.2011.03.019, 2011
- A31. A. Langlois, A. Royer, F. Dupont, A. Roy, K. Goïta and G. Picard, Improved vegetation corrections for satellite passive microwave remote sensing using airborne radiometer data, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, ACOM-PLETER 10.1109/TGRS.2011.2138145
- A30. L. Brucker, G. Picard, L. Arnaud, JM. Barnola, M. Schneebeli, H. Brunjail, E. Lefebvre, and M. Fily. Modeling time series of microwave brightness temperature at

Dome C, Antarctica, using vertically resolved snow temperature and microstructure measurements, *Journal of Glaciology*, 57 (201), 2011.

- A29. L. Arnaud, G. Picard, N. Champollion, F. Domine, J.C. Gallet, E. Lefebvre, M. Fily and J.M. Barnola. Measurement of vertical profiles of snow specific surface area with a one centimeter resolution using infrared reflectance : Instrument description and validation, *Journal of Glaciology*, 57 (201), 2011.
- A28. L. Brucker, G. Picard, and M. Fily. Snow grain size profiles deduced from microwave snow emissivities in Antarctica. *Journal of Glaciology*, 56 (197), 514-526, 2010.
- A27. F. Rabier , A. Bouchard, E. Brun, A. Doerenbecher, S. Guedj, V. Guidard, F. Karbou, V.-Henri Peuch, L. El Amraoui, D. Puech, C. Genthon, G. Picard, M. Town, A. Hertzog, F. Vial, P. Cocquerez, S. A. Cohn, T. Hock, J. Fox, H. Cole, D. Parsons, J. Powers, K. Romberg, J. VanAndel, T. Deshler, J. Mercer, J. S. H., L. Avallone, L. Kalnajs, C. R. Mechoso, A. Tangborn, A. Pellegrini, Y. Frenot, J-N. Thépaut, A. McNally, G. Balsamo, P. Steinle, The Concordiasi Project in Antarctica for the International Polar Year (IPY), *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91, 69-86, 2010.
- A26. M. Dumont, O. Brissaud, G. Picard, B. Schmitt, J.-C. Gallet, and Y. Arnaud. High-accuracy measurements of snow Bidirectional Reflectance Distribution Function at visible and NIR wavelengths – comparison with modelling results, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10, 2507-2520, 2010.
- A25. S. Morin, F. Domine, L. Arnaud, G. Picard. In-situ monitoring of the time evolution of the effective thermal conductivity of snow, *Cold Regions Science and Technology*, 64, 73-80, doi :10.1016/j.coldregions.2010.02.008, 2010.
- A24. A. Langlois, A. Royer, B. Montpetit, G. Picard, L. Brucker, L. Arnaud, K. Goïta, and M. Fily. On the relationship between snow grain morphology and in-situ near infrared calibrated reflectance photographs. *Cold Regions Science and Technology*, 61, 34–42, 2010.
- A23. M. van den Broeke, G. König-Langlo, G. Picard, P. Kuipers Munneke, and J. Lenaerts. Surface energy balance, melt and sublimation at Neumayer station, East Antarctica, *Antarctic Science*, 22 (1) pp 87-96, 2010.

- A22. P. Lacroix, B. Legresy, F. Remy, F. Blarel, G. Picard, L. and Brucker. Rapid change of the snow surface properties at Vostok, East Antarctica, revealed by altimetry and radiometry. *Remote Sensing of Environment*, 113(12), pp 2633-2641, 2009.
- A21. A. Langlois, L. Brucker, J. Kohn, A. Royer, C. Derksen, P. Cliche, G. Picard, M. Fily. and J.M. Willemet. Simulation of Snow Water Equivalent (SWE) using Thermodynamic Snow Models in Québec, Canada. *Journal of Hydrometeorology*, 10 (6), pp 1447-1462, 2009.
- A20. J.-C. Gallet, F. Domine, C. Zender, and G. Picard. Measurement of the specific surface area of snow using infrared reflectance in an integrating sphere at 1310 and 1550 nm, *The Cryosphere*, Vol.3, pp. 167-182, 2009. <http://direct.sref.org/1994-0424/tc/2009-3-167>
- A19. G. Picard, L. Brucker, M. Fily, H. Gallée, G. Krinner, Modeling timeseries of microwave brightness temperature in Antarctica. *Journal of Glaciology*, 55 (191), pp 537–551, 2009.
- A18. G. Picard, L. Arnaud, F. Domine, M. Fily, Determining snow specific surface area from near-infrared reflectance measurements : numerical study of the influence of grain shape, *Cold Region Science and Technology*, 56 (1), pp 10-17, 2009. <http://dx.doi.org/10.1016/j.coldregions.2008.10.001>
- A17. O. Magand, G. Picard, L. Brucker, M. Fily, and C. Genthon, Snow melting bias in microwave mapping of Antarctic snow accumulation, *The Cryosphere*, 109-115, 2008, <http://www.the-cryosphere.net/2/109/2008/tc-2-109-2008.html>
- A16. F. Domine, M. Albert, T. Huthwelker, H.-W. Jacobi, A. A. Kokhanovsky, M. Lehning, G. Picard, and W. R. Simpson. Snow physics as relevant to snow photochemistry, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8, 171-208, 2008.
- A15. G. Picard, M. Fily, and H. Gallee. Surface melting derived from microwave radiometers : a climatic indicator in Antarctica, *Annals of Glaciology*, vol 46, pp 29-34, 2007.
- A14. A. Mialon, A. Royer, M. Fily, and G. Picard. Daily Microwave-Derived Surface Temperature over Canada/Alaska, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. Vol. 46, No. 5., 591–604, 2007.

- A13. O. Magand, C. Genthon, M. Fily, G. Krinner, G. Picard, M. Frezzotti, and A. A. Ekaykin .An up-to-date quality-controlled surface mass balance data set for the 90° – 180°E Antarctica sector and 1950 – 2005 period, *Journal Geophysical Research*, 112, D12106, 2007. doi :10.1029/2006JD007691
- A12. G. Picard, and M. Fily. Surface melting observations in Antarctica by microwave radiometers : correcting 26-year long time series from changes in acquisition hours., *Remote Sensing of Environment*, 104 (3), Pages 325-336, 2006.

### **Carbon budget (Post-doc work)**

- A11. N. Delbart, G. Picard, T. Letoan, L. Kergoat, S. Quegan, D. Dye, I. Woodward, and V. Fedotova. Spring phenology in boreal Eurasia in a nearly century time-scale. *Global Change Biology* volume 14, Issue 3, Page 603-614, Mar 2008.
- A10.N. Delbart, and G. Picard. Modeling the date leaf appearance in low arctic tundra and in taiga. *Global Change Biology*,, 13, 2551-2562, Dec 2007.
- A9. G. Picard, F.I. Woodward, M.R. Lomas, J. Pellenq, S. Quegan, M. Kennedy, “Constraining the Sheffield dynamic global vegetation model using stream-flow measurements in the United Kingdom”, *Global Change Biology*, volume 11, issue 12, p .2196, December 2005.
- A8. G. Picard, S. Quegan, N. Delbart, M.R. Lomas, T. Le Toan, F.I. Woodward, Bud-burst modelling in Siberia and its impact on quantifying the carbon budget, *Global Change Biology*, volume 11, issue 12, p .2164, December 2005.
- A7. N. Delbart, L. Kergoat, T. Le Toan, J. Lhermitte, and G. Picard. Determination of phenological dates in boreal regions using normalized difference water index, *Remote Sensing of Environment*, volume 97, issue 1, pp. 26-38, July 2005.

### **Vegetation microwave modeling (PhD work)**

- A6. G. Picard, T. Le Toan, and S. Quegan. A Three-Dimensional Radiative Transfer Model to interpret ranging scatterometer measurements from a pine forest, *Waves in Random Media*, Vol 14, Issue 2, pp. S317 – S331, 2004.
- A5. T. Le Toan, S. Quegan, I. Woodward, M. Lomas, N. Delbart, and G. Picard. Relating radar remote sensing of biomass to modelling of forest carbon budgets, *Climate Change*, Volume 67, Numbers 2-3 / December, 2004.

- A4. G. Picard, T. Le Toan, S. Quegan, Y. Caraglio, and T. Castel. Radiative Transfer modeling of cross-polarised backscatter from a pine forest using the discrete ordinate and eigenvalue method, *IEEE-Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, Vol 42, No 8, pp.1720-1730, 2004.
- A3. G. Picard, T. Le Toan, and F. Mattia. Understanding C-band radar backscatter from wheat canopy using a multiple scattering coherent model, *IEEE-Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 41, No 7, pp.1583-1591, 2003.
- A2. F. Mattia, T. Le Toan, G. Picard, F. Posa, A. D'alessio, C. Notarnicola, A.M. Gatti, M. Rinaldi, G. Satalino, and G. Pasquariello. Multitemporal C-band Radar measurements on wheat fields , *IEEE-Transaction on Geoscience and Remote Sensing*. Vol. 41, No 7, pp.1551-1560, 2003.
- A1. G. Picard, and T. Le Toan. A multiple scattering model for C-band backscatter of wheat canopies, *Journal of Electromagnetic Waves and Applications*, Vol. 16, No 10, pp. 1447-1466, 2002.



# Chapitre 3

## Emission thermique micro-onde de la neige

### 3.1 Introduction

Comment estimer la température de la neige sur de longues périodes, compatibles avec une analyse climatique, à partir des données micro-ondes passives en Antarctique et en Arctique ? Cette question motive notre recherche sur les micro-ondes passives, elle est notre ligne de mire. Cependant, cette question qui semble simple n'a pas de réponse satisfaisante aujourd'hui et la réponse n'est certainement pas unique car elle dépend de la région d'intérêt, de la précision souhaitée, de la résolution temporelle, de la résolution spatiale, ... Plutôt que de mettre en œuvre directement l'approche modèle direct + méthode inverse décrite dans l'introduction avec un modèle existant et une méthode inverse telle que le filtre de Kalman Ensemble (Evensen, 1994), nous avons pris le temps de mettre en place les briques nécessaires avec une multiplicité de niveaux de complexité (des modèles physiques aux modèles simples) et de les évaluer en détail. Cette évaluation a nécessité de développer de nouveaux instruments de caractérisation de la neige qu'il a fallu eux-même valider (voir POSSSUM, section 4.3). Par rapport à la démarche directe, ces détours nous ont permis d'aboutir à une connaissance solide du milieu et de ses interactions avec les micro-ondes. Nous avons pu en chemin estimer des variables d'intérêt climatique ou glaciologique (fonte, diffusivité, taille de grain) autres que la température.

Ainsi, au lieu d'affronter directement la question posée ci-dessus, nous avons abordé une problématique plus générale : **de quoi dépend la température de brillance en Antarctique et en Arctique ?**

La température de brillance sur les régions enneigées dépend *a priori* de la température,

de la micro-structure et du contenu en eau liquide de la neige à toutes les profondeurs, de la structure du manteau (stratification), de la rugosité de la surface, ainsi que de la température, humidité et rugosité du sol (terre, glace, lac, route, ...). Elle dépend de plus : de la température, de la vapeur d'eau et des hydro-météores présents dans l'atmosphère. La végétation au dessus et en dessous du manteau neigeux joue aussi un rôle dans les régions sub-arctiques. La ionosphère et le soleil peuvent poser quelques soucis d'ordre technique. Cette liste quasi-exhaustive ne dit finalement rien car seules quelques variables dominant le comportement temporel, fréquentiel et polarimétrique de la température de brillance. Mais ces variables dominantes dépendent des conditions et un classement par régions est beaucoup plus éclairant.

Dans les régions de neige saisonnière, en période froide, l'influence du sol est prépondérante et la neige joue essentiellement le rôle d'écran à l'émission du sol. En période plus chaude, quand la neige ou le sol atteignent le point de fusion, le signal est alors dominé par la présence d'eau liquide. La dynamique du signal est particulièrement complexe dans ces régions car la température dans la neige, le métamorphisme, et l'état hydrique du sol (contenu en eau liquide) évoluent avec des échelles de temps similaires (semaine) et sont de fait plus difficiles à découpler les uns des autres.

Sur les calottes où la neige est permanente et épaisse, la neige est le seul émetteur, d'autant que l'atmosphère souvent froide et sèche, a une contribution encore plus faible qu'ailleurs sur le globe. L'eau liquide lorsqu'elle est présente domine le signal micro-onde. Mais son action sur la micro-structure de la neige (métamorphisme humide, formation de croute) est tel que le signal micro-onde peut-être sensiblement affecté après la fonte pendant plusieurs mois ou années selon le taux d'accumulation et la profondeur de pénétration. En pratique, il convient donc de séparer les régions sujettes à la fonte superficielle des régions en permanence sèches. Dans ces dernières, la température de brillance est dominée par la micro-structure de la neige, la stratification du manteau neigeux et la température physique.

La présentation des travaux ci-dessous suit cette classification par région, on s'intéressera d'abord aux calottes et à la séparation entre les régions humides (section 3.2) et les régions sèches (section 3.3). On abordera enfin les régions arctiques et sub-arctiques (section 3.4).

## 3.2 La fonte superficielle sur les calottes

La fonte superficielle qui se produit de quelques jours à plusieurs mois par an dans les régions cotières de l'Antarctique et du Groënland est un indicateur climatique lié au bilan

d'énergie de surface et à la température. Cette fonte peut aussi avoir un impact sur le bilan de masse des calottes, et ainsi contribuer à la fonte (non superficielle) des calottes. Ainsi au Groënland, l'eau produite tend à s'écouler et contribue directement à la perte de masse de la calotte. En Antarctique, l'effet est indirect car l'eau produite regèle généralement sur place quelques heures ou jours plus tard. Toutefois sur les plateformes de glace, la fonte est intense et l'eau peut remplir les crevasses en profondeur. Ce changement fragilise alors l'ensemble de la plateforme ce qui expliquerait la rupture des plateformes (Scambos et al., 2000) et notamment du Larsen B en 2002 (van den Broeke, 2005). Cette rupture de glace flottante n'a pas directement contribué au changement du niveau des mers, mais elle a induit une accélération des glaciers débouchant sur la plateforme et à un export supplémentaire de glace vers l'océan (Scambos, 2004). Observer la fonte par télédétection spatiale présente donc plusieurs intérêts : observation du climat, validation des modèles de neige ou de climat, estimation du bilan de masse des calottes, ...

Ces différents aspects ont été abordés dans nos travaux. La détection de la fonte sur trois décennies est décrite dans la première section (3.2.1). L'exploitation directe de ce jeu de données pour étudier les tendances climatiques en Antarctique et au Groënland est décrite dans la deuxième section (3.2.2). La dernière section (3.2.3) présente les tentatives de validation de la fonte dans deux modèles météorologiques.

### 3.2.1 Détection non-biaisée de la fonte superficielle

La fonte superficielle est facile à détecter avec les micro-ondes passives car l'eau liquide absorbe bien plus les micro-ondes que les autres corps naturels. Ainsi dès que la neige s'humidifie, quelques millimètres équivalent eau suffiraient (Tedesco et al., 2007), les micro-ondes sont absorbées presque totalement, le manteau neigeux s'apparente quasiment à un corps noir à 0°C, et la température de brillance s'approche alors de 273 K. La détection s'appuie donc sur le fort contraste de température de brillance entre les périodes sèches et humides. Ce contraste est maximal aux basses fréquences et en polarisation horizontale, car l'émissivité de la neige sèche est faible dans ces configurations. Les observations à 19 GHz ont été utilisées dans la plupart des études pour leur disponibilité quasi-continue depuis 1979 sur les satellites SMMR et SSM/I.

Toutefois quand la fonte est importante, cette méthode de détection basée sur le corps noir ne fonctionne pas bien — la présence de surfaces d'eau libre ou de glace, dont l'émissivité est faible en polarisation horizontale, explique probablement ce phénomène —, et il vaut mieux utiliser une combinaison de températures de brillance à deux fréquences (19 et 37 GHz) et deux polarisations (horizontale et verticale) nommée XPGR (Cross Polarized

Gradient Ratio) (Abdalati and Steffen, 1997). A noter que cette combinaison est moins sensible que notre algorithme, et, du fait l'utilisation de hautes fréquences, est affectée par les précipitations liquides, ce qui peut biaiser le signal (Fettweis et al., 2007).

Au LGGE, nous avons essentiellement exploité la première méthode qui est la mieux adaptée à l'Antarctique où la fonte reste généralement peu importante, sauf en Péninsule. Un algorithme original de détection adaptative a été développé au LGGE par Torinesi et al. (2003). A noter que ces algorithmes établissent pour chaque jour (ou tous les deux jours sur la période 1979 - 1987 couverte par SMMR) et tous les pixels à une résolution de 25 km (même si la résolution effective des températures de brillance est plus proche de 60 km) la présence ou non d'eau liquide dans le manteau. Pour analyser cette masse de données, diverses métriques ont été introduites comme par exemple le nombre de jours par an sur un pixel, la date du premier/dernier jour de fonte, l'étendue maximale ou moyenne atteinte dans une région donnée, le nombre de jours  $\times$  l'étendue dans une région donnée. Cette dernière métrique est appelée Cumulative Melting Surface (CMS).

Les travaux méthodologiques qui ont suivi ceux de Torinesi depuis mon arrivée au LGGE ont visé deux objectifs : corriger la série des biais dus aux changements de satellites et améliorer la résolution spatiale.

L'utilisation d'une série de satellites réalisant des observations similaires pour l'étude du climat est un soucis récurrent (par exemple Johanson and Fu (2007); Royer and Poirier (2010)). Dans le cas de la fonte, le plus fort impact des changements entre les satellites (SMMR, 1979-1987; SSM/I F8, 1988 - 1991; SSM/I F11, 1991 - 1995; SSM/I F13, 1995 - 2009; Comiso (1990)) constituant la série standard fournie par le NSIDC (<http://nsidc.org/>), est le changement d'heure de passage de ces satellites. Nous avons exploité une période (été austral 2002) où de nombreux satellites similaires (SSM/I F13, SSM/I F14, SSM/I F15 et AMSR-E) étaient actifs mais sur des orbites différentes, pour mettre en évidence le cycle journalier de fonte (Picard and Fily, 2006)\* (Figure 3.1). Si le résultat qualitatif est évident — la fonte dépend de l'heure de la journée — la quantification de ce cycle sur une année et sur l'ensemble du continent est un résultat original qui a débouché sur une méthode de correction applicable sur l'ensemble de la période 1979 - présent. Cette étude a montré que les tendances de nombre de jours ou d'étendue de la fonte étaient fortement biaisées par le changement de satellite. Par exemple pour la plateforme d'Amery, la diminution du CMS est un facteur 2 plus faible sur la série corrigée (Figure 3.2). Ces travaux ont eu peu d'écho — peut-être parce que la méthode de correction est sophistiquée, elle calcule non seulement la correction mais aussi l'incertitude sur la correction — et des tendances sont encore aujourd'hui calculées sur des séries biaisées (Tedesco et al., 2007).

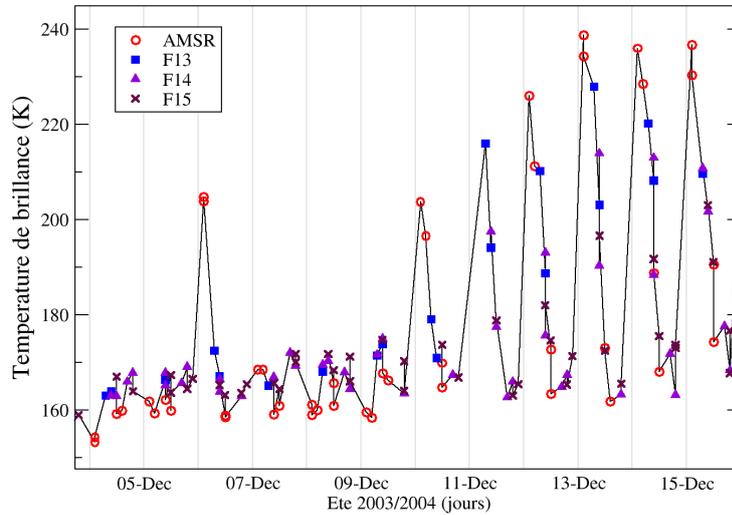


FIGURE 3.1 – Série temporelle avec une résolution temporelle sous-journalière de la température de brillance à 19 GHz en polarisation horizontale construite à partir de plusieurs capteurs passant à des heures différentes, plateforme d’Amery ( $70.72^{\circ}\text{E}$   $70.26^{\circ}\text{S}$ ). Les pics de température de brillance indiquent la présence d’eau liquide dans le manteau (Picard and Fily, 2006)\*.

Cette série de fonte a été ensuite exploitée dans quelques études climatiques (voir ci-dessous) qui, dans leur ensemble, ont montré que la résolution spatiale grossière de ces observations ( $\approx 60$  km) était une limitation importante. Nous nous sommes atelés à ce problème dans le cadre du stage de Benoît Montpetit (Licence 3, Université de Sherbrooke, Canada).

Il est possible de gagner facilement un facteur deux en résolution en utilisant les observations du capteur AMSR-E dont l’antenne est deux fois plus grande que celle des capteurs SMMR ou SSM/I. Cependant, ce capteur ayant été lancé en 2002, soit plus de deux décennies après SMMR, cette solution n’est pas très intéressante lorsqu’il s’agit de documenter le climat. En revanche, elle est tout à fait adaptée à la validation des modèles. Pendant le stage, nous avons travaillé sur une option alternative, il s’agissait d’exploiter les observations micro-ondes à hautes fréquences — 37 GHz disponibles depuis 1979 en continu, et 89 GHz disponible depuis 1988 (mais de qualité acceptable depuis 1995). En effet, la résolution spatiale étant proportionnelle à la longueur d’onde, le passage de 19 à 37 GHz (89 GHz respectivement) offre un gain de résolution d’un facteur deux (quatre)

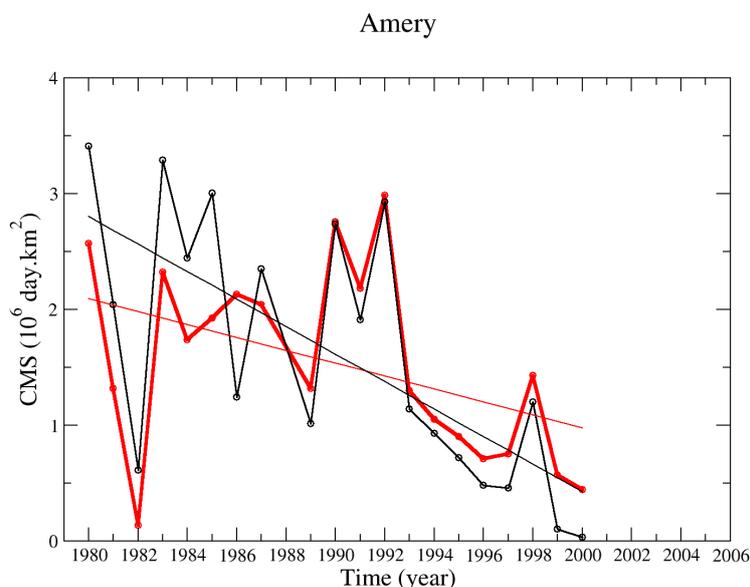


FIGURE 3.2 – Cumulative Melting Index sur la plateforme d’Amery, corrigé (rouge) et non corrigé (noir) et les tendances correspondantes (Picard and Fily, 2006)\*.

environ. Malheureusement, ces travaux ont démontré l’impossibilité de détecter de façon robuste la fonte à ces fréquences, même en se limitant aux cas faciles (régions sujettent a peu de fonte, ...). Ce stage a été l’occasion de confirmer la supériorité de la configuration 19 GHz et polarisation horizontale et la grande robustesse de l’algorithme développé par Torinesi et al. (2003) dans les régions aussi différentes que la Péninsule avec 3 mois de fonte par an que la plateforme de Ross où l’on trouve seulement quelques jours de fonte par an. Il a montré de plus que l’utilisation du XPGR n’était pas pertinente en Antarctique.

Sur le plan méthodologique, il reste une question importante. Les algorithmes de Torinesi et al. (2003) et Liu et al. (2006) sont très différents et ont tous les deux été validés par une analyse visuelle poussée. Pourtant, le nombre de jours de fonte  $\times$  l’étendue de la fonte annuelle (nommé Cumulative Melting Index) sur l’ensemble du continent diffèrent d’un facteur deux entre ces algorithmes. Même si ces séries sont essentiellement exploitées pour l’étude des tendances climatiques, et donc qui ne sont pas affectées par ce facteur, il serait souhaitable de trouver la raison de cet écart.

A noter que le satellite SSM/I F13, après 14 ans d’activité, a été remplacé en 2009 pour la production des séries temporelles de référence par SSMIS F17 dont l’orbite est proche de celle de F13, mais dont les caractéristiques techniques diffèrent légèrement. Grâce à un recouvrement des deux capteurs de plus d’un an, il est possible d’évaluer que ce changement

a induit une hausse d'environ 4% du nombre d'évènements détectés.

### 3.2.2 La fonte superficielle en Antarctique et au Groënland

L'analyse des données produites par les algorithmes de fonte a été abordée dans de nombreuses études (Zwally and Fiegles, 1994; Torinesi et al., 2003; Tedesco et al., 2007). Cette analyse consiste généralement à étudier les tendances des métriques de fonte (CMS, nombre de jours, ...) sur plusieurs décennies ou la corrélation de leur séries temporelles avec les oscillations climatiques. Dans Picard et al. (2007)\*, on se concentre sur l'évolution du nombre de jours de fonte par pixel, ce qui a permis de mettre en lumière deux points nouveaux :

1. L'influence de l'oscillation antarctique (*Antarctic Oscillation*, AAO ou *Southern Annular Mode*, SAM) sur la fonte superficielle est notable. On peut le voir dans les corrélations (Torinesi et al., 2003) ou plus simplement en cartographiant les tendances sur la période 1996 – 2006 pendant laquelle l'indice AAO diminuait (Figure 3.3). Ces tendances reproduisent les variations attendues dans ce cas, c'est à dire une diminution de la durée de fonte en Antarctique de l'ouest, surtout en Péninsule, et une faible augmentation sur le reste du continent. La tendance des températures sur la même période montre que l'intérieur du continent est également affecté.
2. La diminution de l'AAO pendant la période 1996 – 2006 ne reflète pas la hausse générale depuis cinquante ans, qui explique le réchauffement important de la Péninsule (Key et al., 2007; Steig et al., 2009) et l'absence de réchauffement sur l'est malgré le contexte de réchauffement global. Toutefois, nous pensons que cette dichotomie est/ouest est simpliste et cache une situation plus contrastée en Péninsule. La figure 3.4 montre une augmentation de la fonte en régions cotières qui pourrait s'expliquer par l'advection d'air océanique chaud induit par l'augmentation des vents d'ouest associés à l'augmentation de l'AAO. Par contre dans les régions d'altitude de la Péninsule, la neige semble moins fondre depuis 1980, ce qui est confirmé par les satellites infrarouge mesurant la température de surface (Comiso, 2000; Picard et al., 2007)\*. Ces résultats restent fragiles car les micro-ondes dans ces régions montagneuses et hétérogènes sont sujettes à caution. De même, les tendances mesurées par les satellites infrarouge peuvent être biaisées par une évolution de la couverture nuageuse. Mais l'absence de stations météorologiques en altitude en Péninsule pourrait expliquer qu'un refroidissement soit passé inaperçu.

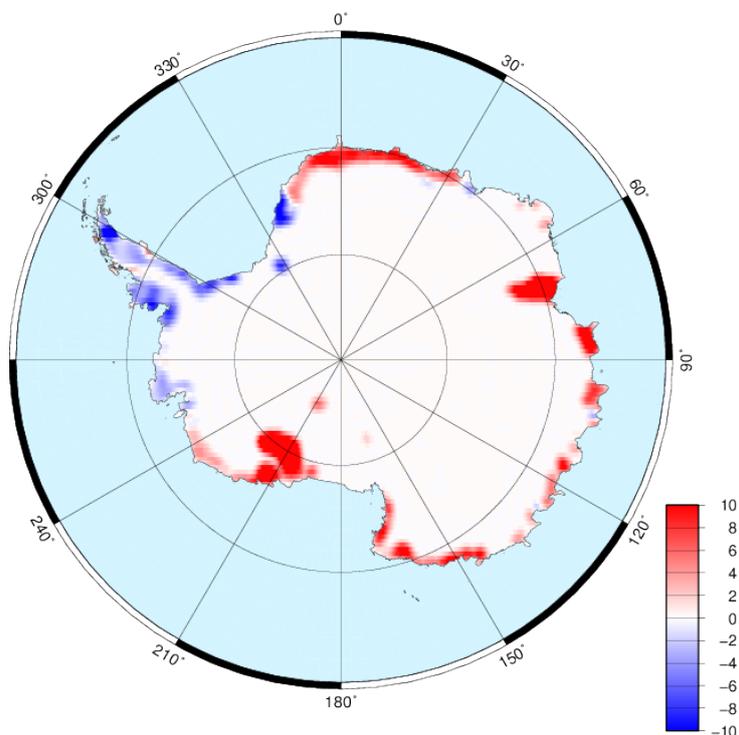


FIGURE 3.3 – Tendance du nombre de jours de fonte par an sur la période 1996 – 2006 pendant laquelle l’indice de l’oscillation Antarctique a diminué (Picard et al., 2007)\*.

La série temporelle de fonte continue à être produite et diffusée (<http://www-lgge.ujf-grenoble.fr/~picard/melting/>) et il conviendra de reprendre une analyse de ces tendances dans quelques années.

La détection de la fonte au Groënland est un sujet largement couvert par ailleurs (Abdalati and Steffen, 1997; Fettweis et al., 2007), tout particulièrement en ce qui concerne la vaste zone humide du Groënland qui connaît une fonte importante chaque été, et contribue largement au bilan de masse de la calotte. La méthode de détection habituellement utilisée s’appuie naturellement sur le XPGR. Récemment, nous avons travaillé sur le site du forage *North Greenland Eemian ice drilling* (NEEM), où la méthode XPGR ne détecte aucune fonte. Or les observations visuelles conduites sur le terrain et les séries brutes de température de brillance à 19 GHz montrent sans ambiguïté que la neige s’humidifie parfois à NEEM (Figure 3.5). La tendance depuis 1979 est spectaculaire (Steen-Larsen et al., 2011)\*, avec aucun évènement entre 1979 et 1995, et 8 évènements entre 1995 et 2009 (Figure 3.5). Cette tendance confirme le réchauffement rapide et soudain observé sur l’en-

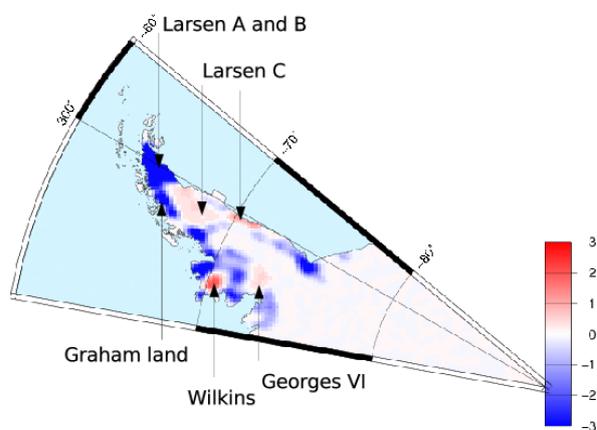


FIGURE 3.4 – Tendence du nombre de jours de fonte par an sur la période 1980 – 2006 en Péninsule (Picard et al., 2007)\*.

semble du Groënland et qui a conduit à une accélération de la fonte (van den Broeke et al., 2009a).

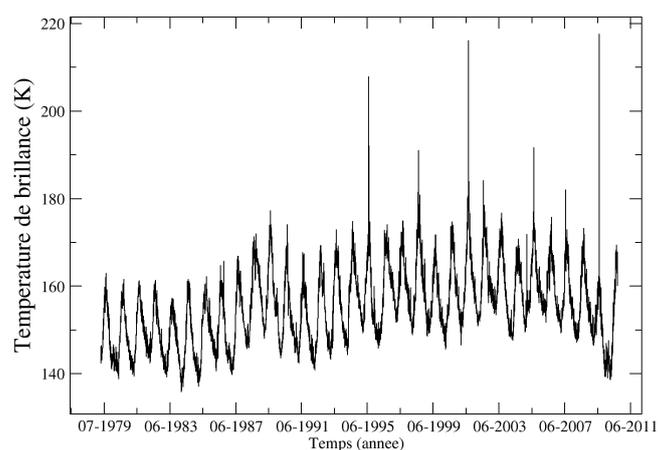


FIGURE 3.5 – Série temporelle de la température de brillance à 19 GHz en polarisation horizontale au site de NEEM au Groënland. Les pics de température de brillance indiquent la présence d'eau liquide dans le manteau (Steen-Larsen et al., 2011)\*.

Une extension logique de ces résultats à NEEM serait d'utiliser notre algorithme de détection de la fonte pour étudier le climat des zones de haute altitude du Groënland où le XPRG est inadapté. A noter aussi que nous l'avons utilisé sur la calotte de Barnes en Terre de Baffin au Canada (en lien avec la campagne BIPOL de mars 2011) pour mettre en évidence l'augmentation récente de la période de fonte.

### 3.2.3 Validation de la fonte dans les modèles de neige et climatiques

La série temporelle d'évènements de fonte que nous produisons par satellite est un indicateur climatique particulier. La fonte est un phénomène intrinséquement à seuil, il reflète le climat quand la température est autour de zéro degré, c'est à dire généralement en début et fin de saison de fonte, et ne renseigne en rien sur le climat des autres périodes. A cela s'ajoute le fait que les micro-ondes ne permettent pas aujourd'hui d'estimer la quantité d'eau liquide présente dans le manteau. Ces points expliquent sûrement pourquoi il est plus difficile et moins utile de confronter les prévisions des modèles météorologiques ou d'évolution de la neige aux évènements de fonte plutôt qu'à une grandeur continue comme la température de l'air. Il y a pourtant deux bonnes raisons de conduire une telle comparaison : i) ces observations de fonte sont de bonne qualité, couvrent de grandes étendues et s'étendent sur trois décennies, ce qui est rare en Antarctique, et ii) les modèles pourraient permettre de compléter ces observations en estimant la quantité d'eau liquide. Pour ces deux raisons, plusieurs tentatives ont été réalisées :

1. Les modèles d'évolution de la neige CROCUS et SNTHERM (Jordan, 1991) ont été forcés avec les données de la réanalyse ERA-40 (ce développement lourd était motivé par les travaux futurs sur la zone sèche où la même méthodologie est applicable). Les simulations ont été conduites sur les régions cotières sur des durées décennales. Le contenu en eau liquide aux heures de passage des satellites (5h et 22h généralement, heure locale) estimé par le modèle a été intégré et confronté aux évènements détectés par les satellites. Les résultats (non publiés) ont été analysés à différentes échelles de temps et d'espace et ont montré une sous-estimation globale de la durée de fonte par les modèles ainsi que des corrélations temporelle et spatiale faibles.
2. La même comparaison a été réalisée avec le Modèle Régional Atmosphérique (MAR) lors d'un stage de Master 1 (Cyr, 2007)\* et a abouti à la même conclusion. Il est apparu que la résolution grossière des données (40 km pour MAR et 60 km pour les

données satellites) pouvait expliquer en partie ces désaccords, ce qui a motivé nos tentatives d'amélioration de la résolution du produit satellite (section 3.2.1).

3. Les raisons susceptibles d'expliquer ce désaccord sont nombreuses quand on tente de faire des prévisions sur l'ensemble du continent (forçage, modèle de neige, hétérogénéité spatiale, ...). C'est pourquoi, nous avons récemment contribué à des travaux combinant un modèle de bilan d'énergie et de masse avec des données météorologiques mesurées localement sur une région plate et homogène autour de la station Neumayer, en Terre de la Reine Maud. Dans ce cas d'étude plus simple, les prévisions du modèle sont en très bon accord avec les observations satellites (van den Broeke et al., 2009b)\*.
4. Suite à ces résultats encourageants, les travaux avec nos collègues d'Utrecht se poursuivent avec la comparaison à grande échelle des prévisions du modèle à aire limitée RACMO (Kuipers Munneke et al., 2011b)\* forcé par ERA-Interim aux frontières du domaine. Les comparaisons entre modèle et satellite portant sur les variations inter-annuelles de la durée de fonte sur l'ensemble du continent montrent une bien meilleure correspondance que ce que nous avons pu obtenir auparavant (Figure 3.6). De même la distribution de la fonte sur le continent semble raisonnable (Figure 3.7). Cette réussite pourrait s'expliquer par une meilleure modélisation de l'interaction métamorphisme humide/albédo (Kuipers Munneke et al., 2011a), mais la complexité des modèles mis en jeu et l'amélioration du forçage latéral pourrait tout aussi bien expliquer cette différence.

Ces derniers travaux illustrent bien l'intérêt bilatéral de ces comparaisons. Les données satellite offrent un moyen unique de valider la physique et le forçage du modèle. En retour, le modèle permet de compléter les observations, comme par exemple en estimant le volume total d'eau produit par la fonte alors que le satellite ne fournit qu'une information binaire.

### **3.3 L'émission micro-onde dans la zone sèche de l'Antarctique**

Pour étudier ou exploiter les données micro-ondes passives, il est nécessaire de distinguer zone sèche et zone humide, car la présence d'eau liquide dans la neige, même occasionnelle, modifie le manteau de façon durable en formant des couches de glace, des couches de regel, ou accentuant le grossissement des grains. Ces modifications affectent l'émissivité

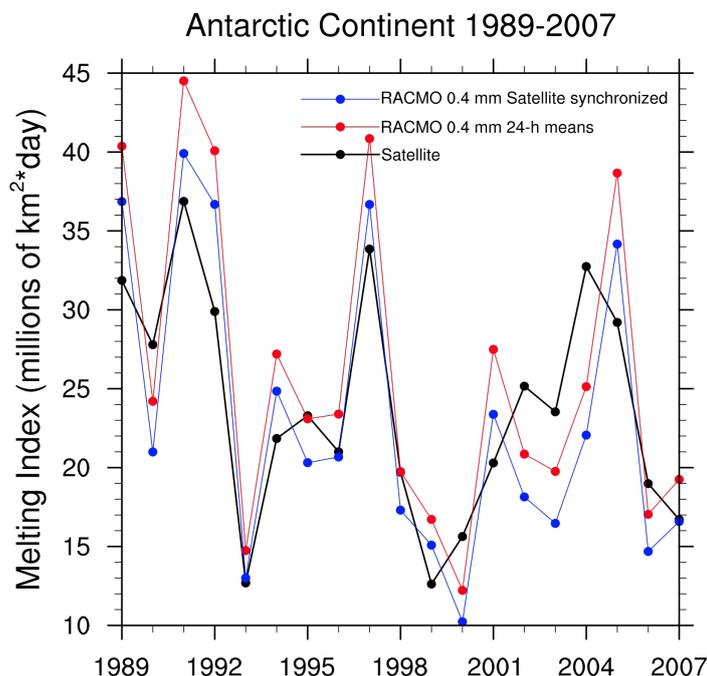


FIGURE 3.6 – Evolution du Cumulative Melt Surface index prévu par RACMO et detecté par notre algorithme. Reproduit avec l'accord de P. Kuipers-Munneke (Kuipers Munneke et al., 2011b)\*.

du manteau sec jusqu'à ce que l'accumulation enfouisse les couches estivales au delà de la profondeur de pénétration des micro-ondes. Le temps nécessaire dépend donc de la fréquence des micro-ondes et de l'accumulation, et varie en pratique de quelques semaines à plusieurs années. A noter en aparté, que nous avons tenté lors du stage de Master 1 de D. Buiron, d'exploiter le temps de relaxation de ce phénomène pour estimer l'accumulation annuelle, mais la précision de cette estimation s'est avérée limitée. En général, les variations importantes d'émissivité induites par la fonte rendent le signal micro-onde plus complexe et plus difficile à exploiter. Nous avons par exemple montré (Magand et al., 2008)\* que la méthode proposée par Arthern et al. (2006) pour estimer l'accumulation annuelle à partir de données micro-ondes passives à l'échelle du continent était fortement biaisée en zone humide.

Le corollaire de ce qui précède est que dans la zone sèche la neige change peu et plus lentement, ce qui se traduit par des variations lentes et faibles de l'émissivité, surtout en polarisation verticale à l'angle de Brewster où l'état de surface a une influence moindre. On entrevoit donc la possibilité de découpler l'émissivité et la température dans la zone sèche, et ainsi estimer la température. Nos premiers travaux ont porté sur cette idée de

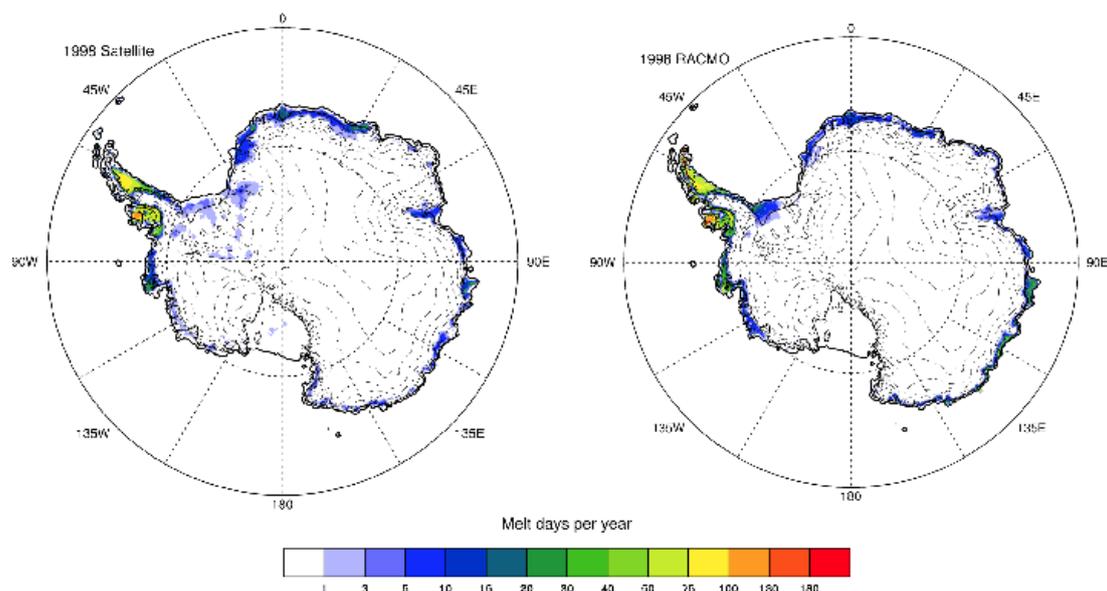


FIGURE 3.7 – Nombre de jours de fonte en 1998 prévu par RACMO et observé par SSM/I. Reproduit avec l'accord de P. Kuipers-Munneke (Kuipers Munneke et al., 2011b)\*.

découplage (thèse de L. Brucker) avec une démarche en deux étapes. La première étape visait à développer ou utiliser des modèles directs d'émission micro-onde, de les valider, et de les utiliser pour démontrer la réalité du découplage (section 3.3.1). Dans la deuxième étape, nous avons exploité ce découplage pour estimer certaines propriétés du manteau comme la taille de grain (section 3.3.2) ou la diffusivité thermique (section 3.3.3).

En polarisation horizontale, l'émissivité dépend non seulement du manteau profond, que l'on peut considérer statique comme en polarisation verticale à l'angle de Brewster, mais aussi du coefficient de reflectance de surface. Or la surface change régulièrement même dans la zone sèche, souvent de façon brusque, ce qui se traduit par des variations rapides et clairement identifiables sur la température de brillance en polarisation horizontale (Figure 3.8). Comme ces changements de surface sont *a priori* liés au dépôt ou déplacement de neige, deux termes du bilan de masse de surface, nous avons initié des travaux visant à comprendre en détail l'origine de ces variations (section 3.3.4, Thèse de N. Champollion) et éventuellement d'en extraire des informations sur les précipitations, le givrage ou le transport par le vent.

Pour illustrer le comportement de l'émission dans les micro-ondes dans la zone sèche, la figure 3.8 présente les variations temporelles à Dôme C (-75°S, 123°E) observées par AMSR-E.

Cette figure illustre plusieurs phénomènes. Le niveau moyen de chacune des courbes

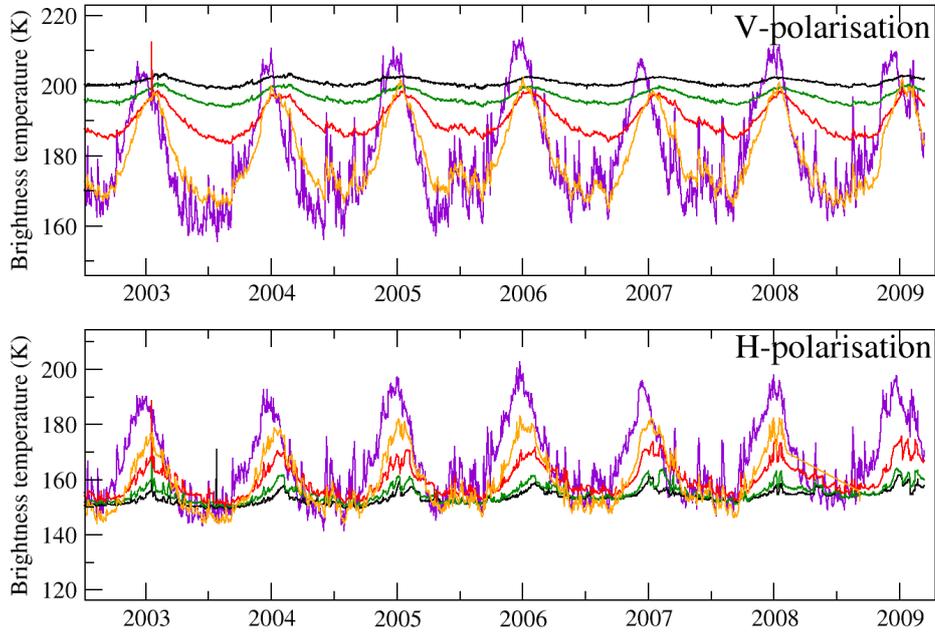


FIGURE 3.8 – Série temporelle des températures de brillance à 7 (noir), 11 (vert) , 19 (rouge), 37 (orange), 89 (violet) GHz aux deux polarisations.

correspond quasiment au produit de la température moyenne annuelle ( $-55^{\circ}\text{C}$  soit 218 K) et de l'émissivité. On voit donc que l'émissivité diminue avec la fréquence en polarisation verticale, ce qui s'explique par une augmentation de la diffusion de volume par les grains de neige quand la fréquence augmente, i.e. les grains apparaissent plus gros relativement à la longueur d'onde. Le comportement est inversé en polarisation horizontale, ce qui traduit l'influence dominante des réflexions aux interfaces par rapport à la diffusion de volume. En effet, le nombre d'interfaces rencontrées par l'onde augmente avec la profondeur de pénétration et augmente donc aux basses fréquences. Dans une région où le manteau serait moins stratifié qu'à Dôme C, la diffusion de volume pourrait dominer et le comportement fréquentiel serait alors similaire à celui observé en polarisation verticale. L'amplitude des variations annuelles dépend de la profondeur de pénétration et du profil de température. On voit donc clairement que la pénétration diminue avec la fréquence. Enfin, si on s'intéresse aux variations rapides (journalières à hebdomadaires), on voit que la polarisation horizontale semble plus bruitée. Ceci provient de l'interface air-neige, et plus précisément, des

variations rapides des caractéristiques de cette interface (rugosité et surtout densité de la neige) qui influencent uniquement la polarisation horizontale quand l'observation se fait à l'incidence de l'angle de Brewster ( $50^\circ - 55^\circ$  selon la densité de la neige), ce qui est le cas pour nombreux satellites micro-ondes passifs (SSM/I, AMSR-E, ...).

Ces comportements de l'émission micro-onde décrits ici sont relativement bien connus par la communauté sur le plan qualitatif. Le travail présenté dans les sections précédentes montre notre contribution à ces connaissances et en particulier la quantification des phénomènes ainsi que leur exploitation pour extraire des informations quantitatives sur le neige à partir des données satellite.

### 3.3.1 Modélisation de l'émission micro-onde

La modélisation de l'émission micro-onde d'un manteau neigeux peut être abordée par plusieurs approches :

- **Electromagnétique.** Dans cette approche, le but est de prévoir la température de brillance à plusieurs fréquences et polarisations à un(des) instant(s) donné(s) à partir des propriétés détaillées du manteau neigeux (température, taille de grain, densité, contenu d'eau liquide, rugosité des interfaces, ...) et éventuellement l'atmosphère. Cette approche permet de comprendre en détail l'émission, mais elle est difficile à mettre en œuvre et n'est généralement pas utilisée directement dans les algorithmes d'estimation. Elle permet par contre de dériver les algorithmes et contribue à fournir les bases de données nécessaires à l'apprentissage ou au calage de ces algorithmes.
- **Semi-empirique.** L'objectif de cette approche est de prévoir la température de brillance à partir de variables grossières et intégratrices : émissivité, température physique moyenne ou effective, contributions atmosphériques, etc, chacune étant supposée constante ou variant en fonction de seulement quelques variables (angle d'incidence, ...). Cette approche est empirique car elle nécessite des approximations parfois grossières (la notion d'émissivité ne s'applique qu'aux corps isothermes, ce qui n'est pourtant jamais le cas du manteau neigeux...), mais de par sa simplicité, elle s'avère adaptée au développement d'algorithmes d'inversion.
- **Dynamique.** Les deux approches précédentes considèrent un manteau neigeux donné à un instant, voir plusieurs instants. Or, lorsqu'on s'intéresse aux variations temporelles de température de brillance, la principale difficulté est généralement de prévoir l'évolution du manteau (température, émissivité ou taille de grain, etc...) plutôt

que de modéliser l'émission une fois connues les propriétés du manteau à un instant précis. Dans l'approche dynamique, l'objectif est de modéliser la dynamique du manteau et de son émission à partir de variables influençant le manteau — généralement la météorologie proche de la surface. Cette approche est adaptée aux algorithmes d'inversion qui mettent en œuvre l'assimilation de données et entendent exploiter les corrélations temporelles entre les variables d'état du système et/ou les observations.

Ces trois approches sont très complémentaires et ont été abordées dans nos travaux en fonction des objectifs que l'on souhaitait aborder.

### **Snow Dynamic Evolution Model (SDEM)**

Notre première étude de modélisation (Picard et al., 2009b)\* visait à démontrer la séparabilité émissivité/température sur l'ensemble de la zone sèche de l'Antarctique, c'est-à-dire montrer que les variations temporelles de température de la neige expliquent l'essentiel des variations de la température de brillance. Cette étude apporte une quantification de l'incertitude commise lorsqu'on suppose l'émissivité du manteau neigeux constante. Le modèle développé (Snow Dynamic Evolution Model) prévoit la température de brillance journalière à partir des données météorologiques proches de la surface issues des réanalyses ERA-40 (Uppala et al., 2005). Il comprend un schéma de surface qui estime le flux de chaleur entrant dans la neige à partir des conditions proches de la surface, un module de diffusion thermique qui calcule le profil de température à partir du flux de chaleur entrant, un modèle électromagnétique simple d'émission paramétré par l'émissivité et la profondeur de pénétration, et enfin un modèle prenant en compte le transfert radiatif dans l'atmosphère (température de brillance descendante, montante et facteur de transmission). Ce modèle est dit de complexité intermédiaire, c'est à dire entre empirique et mécaniste. Il tente de modéliser de façon minimale mais physique les processus essentiels. Par exemple, la seule variable d'état est la température dans la neige, toutes les autres propriétés sont constantes (albédo, diffusivité thermique, émissivité et profondeur de pénétration). Le calcul électromagnétique est une approximation du transfert radiatif et est paramétrisé par l'émissivité et la profondeur de pénétration (et non la taille de grain et la densité comme dans un modèle mécaniste comme DMRT-ML, voir ci-dessous). Les paramètres du modèle sont estimés par une méthode d'optimisation bayésienne. Plus précisément, on utilise une méthode de Monte-Carlo avancée (Neighbourhood approximation ; Sambridge (1999)) pour estimer la densité de probabilité *a posteriori* d'un jeu de paramètres, sachant les observations à 19 et 37 GHz en polarisation verticale et horizontale. Cette approche permet de tenir compte des incertitudes sur les observations, d'inclure des connaissances disponibles

*a priori* (par exemple la gamme de valeurs probables pour un paramètre) et d'étudier l'équifinalité des paramètres (Beven, 2006). Un intérêt important de ce modèle et de cette méthode est d'être facilement extensible pour incorporer de nouvelles observations et ainsi mieux contraindre les paramètres. Parmi les nombreux résultats de cette étude, deux sont importants à souligner :

1. Le modèle après optimisation des paramètres peut estimer la température de brillance avec une précision de 0.9 à 2.4 K RMS selon la fréquence et la polarisation, les meilleurs résultats étant obtenus pour la polarisation verticale. Ce résultat confirme la séparabilité émissivité/température et surtout quantifie l'erreur associée à cette hypothèse.
2. Même si la précision atteinte est bonne, nous avons cherché les facteurs explicatifs du résidu. Nous avons pu mettre en évidence sur le site de Dôme C que la température moyenne annuelle de l'air issue de ERA-40 avait un biais d'environ 2°C qui variait lentement à l'échelle décennale. Les nouvelles réanalyses ERA-Interim présentent le même défaut. Les causes de ce biais ne sont aujourd'hui pas connues et n'ont pas fait l'objet de travaux complémentaires.

Une spécificité du modèle SDEM est que l'émissivité et la profondeur de pénétration pour chaque fréquence et polarisation sont des paramètres libres et indépendants, calés avec la méthode bayésienne. Cette spécificité, qui présente l'avantage de la simplicité, n'exploite pas au mieux la physique. En effet, ces grandeurs sont en réalité fortement liées par les lois électromagnétiques, et l'exploitation de ces liens permettrait une plus grande contrainte dans le processus d'optimisation, c'est-à-dire une diminution des incertitudes sur les paramètres calés. Pour cela, un calcul électromagnétique complet devient nécessaire, comme le permet le modèle DMRT-ML décrit dans la section suivante.

### **Modèle de transfert radiatif micro-onde, MEMLS et DMRT-ML**

Pour calculer la température de brillance à plusieurs fréquences et polarisations à partir des propriétés de micro et macro-structure du manteau neigeux, il est nécessaire de faire appel à un modèle de "transfert radiatif". Ce terme largement utilisé est trop générique car tout modèle basé sur la théorie du transfert radiatif est constitué en réalité de 2 composantes :

1. Le calcul des coefficients d'extinction, de diffusion, et de réflexion aux interfaces ainsi que de la fonction de phase. Ce calcul se fait à partir des propriétés géométriques

et diélectriques du manteau neigeux. A noter qu'on préfère traditionnellement en optique utiliser l'albédo de simple diffusion et le coefficient d'absorption — qui sont respectivement le ratio et la différence entre les coefficients de diffusion et d'extinction.

2. La résolution de l'équation du transfert radiatif par une méthode adaptée aux caractéristiques électromagnétiques (albédo et fonction de phase essentiellement) et géométriques (exemple : plan parallèle, symétrie sphérique, ...) du milieu ainsi que de la précision recherchée par rapport au temps de calcul.

Le modèle Microwave Emission Model of Layered Snowpacks (MEMLS) que nous avons utilisé régulièrement a été développé à l'Université de Bern (Wiesmann and Matzler, 1999; Matzler and Wiesmann, 1999). Il calcule les propriétés électromagnétiques à partir de la longueur de corrélation (Matzler, 2002), la densité et la température de la neige (cette dernière variable intervient sur la partie imaginaire de la constante diélectrique uniquement, c'est à dire sur l'absorption dans la glace). Diverses options sont disponibles pour ce calcul : soit il s'appuie sur des relations empiriques (11 aux choix!) soit il s'appuie sur un calcul théorique dit approximation de Born (Matzler and Wiesmann, 1999). L'équation du transfert radiatif est résolu avec une méthode 6 flux, simple et performante en terme de temps de calcul.

Le modèle Dense Media Radiative Transfer - Multi-Layered model (DMRT-ML), développé dans notre équipe, calcule les propriétés électromagnétiques grâce à la théorie *Dense Media Radiative Theory* (Tsang and Kong, 2001). Cette théorie, largement utilisée dans la communauté, décrit la diffusion par des sphères, ce qui représente une première difficulté pour son application à la neige. Le terme générique "DMRT" cache en réalité plusieurs expressions qui découlent d'approximations différentes. La première version est basée sur l'approximation quasi-cristalline (QCA) et sur l'hypothèse de Rayleigh (sphère petite par rapport à la longueur d'onde). Elle a été supplantée par la QCA-Coherent Potential qui présente l'avantage de respecter la conservation de l'énergie. Deux versions plus avancées, mais incompatibles entre elle, ont ensuite été développées pour traiter les grains de taille comparable à la longueur d'onde. La première persiste dans le choix des sphères mais relaxe l'approximation sur leur taille. C'est l'équivalent de la théorie de Mie (Mie, 1908) sans faire l'hypothèse d'indépendance des particules. Elle doit cependant s'appuyer sur la QCA et ne peut donc conserver l'énergie. La deuxième fait l'hypothèse d'agglomérats de petites particules, et introduit un *sticking factor* dans la fonction décrivant la position des particules les unes par rapport aux autres (*pair-correlation function*). Même si les bases électromagnétiques sont solides et les approximations dans les calculs mathématiques sont

traçables, il est difficile de juger de la supériorité de telle ou telle approximation pour représenter au mieux la neige naturelle. Les grains dans la neige ne sont généralement pas sphériques, ils sont jointifs, et présentent une diversité de tailles caractéristiques. De plus, contrairement à son nom, la DMRT a quelques difficultés à représenter les milieux dont le volume fractionnel excède 30%, c'est-à-dire environ  $300 \text{ kg m}^{-3}$  pour la neige. Ce sujet important a été trop peu étudié (Liang et al., 2006) et rejoint la question préalable sur la forme et la disposition des grains. A noter par ailleurs que QCA-Mie et QCA-CP avec sticking factor sont difficiles à implémenter et nécessitent des temps de calculs longs. Le modèle du LGGE utilise QCA-CP avec l'hypothèse de Rayleigh, dont la formulation est simple et permet un calcul rapide. Très récemment, nous l'avons modifié pour gérer de façon empirique les grosses particules comme suggéré par Grody (2008).

L'équation du transfert radiatif est résolue dans DMRT-ML par la méthode *Discrete Ordinate method* (DISORT ; Jin (1994)), déjà utilisée dans le cadre de mes travaux de thèse sur le radar (Picard et al., 2004)\*. Cette méthode est précise car elle prend en compte un grand nombre de directions, mais nécessite des temps de calcul plus longs que les méthodes à 2, 4 ou 6 flux.

La validation des modèles de transfert radiatif (DMRT-ML, MEMLS, ...) est un sujet important car ces modèles sont à la base de nombreux travaux et les approximations qu'ils utilisent sont non négligeables. Cependant pour conduire cette validation avec précision, il est nécessaire de mesurer les variables utilisées en entrée et en sortie de ces modèles. La température et la densité de la neige, ainsi que la température de brillance sont mesurées avec des précisions suffisantes aujourd'hui. Ce n'est, par contre, pas le cas de la taille de grain. MEMLS utilise la longueur de corrélation en guise de taille de grain. Cette grandeur est bien définie et mesurable objectivement, ce qui est un atout. En revanche nos essais avec MEMLS n'ont pas permis de reproduire les séries temporelles de températures de brillance en Antarctique. Plus précisément, il n'a pas été possible d'obtenir simultanément une émissivité et une profondeur de pénétration correctes, et ceci quelque soient les paramètres d'entrée. Autrement dit, l'approximation de Born (Matzler and Wiesmann, 1999) serait en défaut. DMRT-ML ne présente pas ce défaut (voir ci-dessous), mais ce dernier pose le problème de la représentation de la neige évoquée dans les lignes précédentes. Notre approche consiste à mesurer le rayon optique de la neige (chapitre 4), car c'est une grandeur mesurable avec précision sur le terrain, et de s'accommoder de la différence entre cette métrique et celle qui serait pertinente pour la théorie DMRT. D'autres approches ont été suivies auparavant pour valider les modèles électromagnétiques (voir par exemple Macelloni et al. (2007)).

Les travaux présentés ici (Brucker et al., 2011a)\* constituent une première étape dans cette démarche. Ils s'appuient sur un profil vertical de 3 m de rayons optiques de la neige mesurés en 2006 à Dôme C par L. Arnaud et H. Brunjail grâce à la méthode de photographie infrarouge (Matzl and Schneebeli, 2006). Même si cette méthode n'est pas très précise et si le profil n'est pas assez profond pour la modélisation à 19 GHz et aux plus basses fréquences, le caractère novateur de cette mesure a permis une première analyse riche en enseignements. Les autres mesures nécessaires ont été acquises de façon classique : la densité a été mesurée dans le même puits que les tailles de grain et les données de températures sont issues d'un système automatique développé au LGGE. Pour les deux années de simulation, les profils de taille de grain et densité sont supposés constants, en revanche la température varie quotidiennement. Les principaux résultats de cette étude sont les suivants :

- Si on utilise les rayons optiques directement en entrée de DMRT, la série temporelle de température de brillance montre clairement les signes d'une diffusion trop faible (niveau moyen et amplitude des variations trop faibles), c'est-à-dire des grains trop petits.
- Pour obtenir un accord, il est nécessaire de multiplier le rayon optique par un facteur 2.8. Ce facteur permet alors de prévoir correctement le niveau moyen et l'amplitude des températures de brillance à 37 GHz.
- Pour obtenir un accord à 19 GHz, il faut aussi caler la taille de grain en profondeur au delà des 3 m qui n'avait pas été mesurée. La valeur obtenue est réaliste.
- Lorsque ces deux calages sont réalisés, les séries temporelles de température de brillance modélisées à 19 et 37 GHz suivent bien les observations (Figure 3.9) avec toutefois un biais saisonnier résiduel. A cause des calages il n'est pas possible de savoir si ce biais est estival ou hivernal. Nous pensons que ce défaut est dû au fait que les grains sont plus grossiers en surface (cf section 3.3.4) en été qu'en hiver, ce qui se traduit par une émissivité légèrement plus faible en été. Ce point montre les limites de l'hypothèse de constance des profils de taille de grain et de densité ou autrement dit de la séparabilité entre émissivité et température.

L'ensemble de ces résultats montrent la bonne capacité de prévision de notre modèle DMRT-ML. Malgré le flou introduit par les calages, nous avons la conviction que le modèle prévoit correctement à 19 et 37 GHz, la dépendance entre l'émissivité et la profondeur de pénétration. Par ailleurs, le facteur de 2.8 reste à expliquer en partie, mais obtenir cette valeur est une information initiale sur laquelle appuyer les travaux futurs.

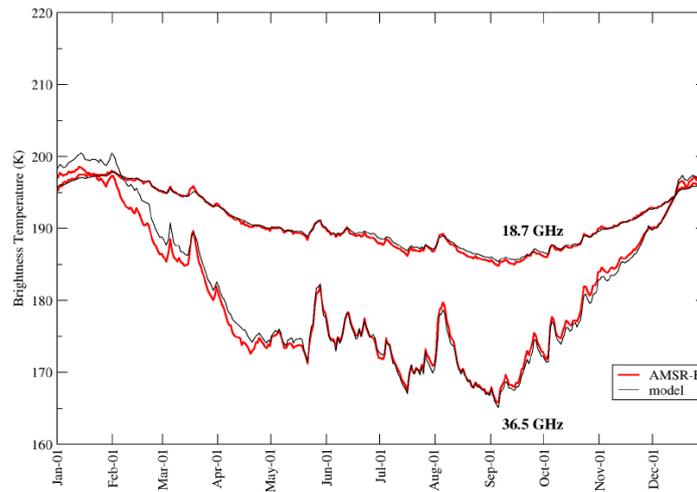


FIGURE 3.9 – Série temporelle observée et modélisée à Dôme C à 37 GHz en polarisation verticale (Brucker et al., 2011a)\*.

Suite à l'acquisition de profils profonds (10m) de taille de grain à Dôme C en 2009/2010 avec POSSSUM (voir description de l'instrument en section 4.3), ces résultats ont pu être complétés de façon préliminaire : à condition d'utiliser le profil de densité et de taille de grain acquis dans le même forage, la modélisation de l'émissivité de 19 à 89 GHz est correcte (Figure 3.10) après avoir multiplié les rayons optiques par un facteur 2.6, une valeur proche de celle de Brucker et al. (2011a)\*. Par contre, la modélisation à plus basse fréquence (6 et 10 GHz) ne sera possible qu'avec l'acquisition de profils de taille de grain encore plus profonds. On a de plus noté des difficultés de modélisation liées aux fortes densités telles qu'on les trouve en profondeur. Ce point rejoint les problèmes rencontrés avec la théorie DMRT par Liang et al. (2006) et nécessitera d'être étudié plus en détail. Dans l'ensemble ces résultats nécessitent d'être confirmés par une exploitation de tous les profils acquis et le calcul des séries temporelles des températures de brillance.

Le principal enseignement de ces travaux est la nécessité d'un facteur pour lier rayon optique et rayon effectif dans DMRT. Une partie de ce facteur peut s'expliquer en considérant une distribution de taille de grain plutôt qu'une unique taille. En effet, l'influence relative des gros grains par rapport à celle des petits est plus marquée dans le domaine des micro-ondes que dans le domaine optique. Il s'ensuit que le rayon effectif micro-onde est naturellement supérieur au rayon effectif optique. Si on considère une distribution de taille de grain dans DMRT-ML plutôt qu'une taille unique, le facteur de 2.6 se réduit à 1.6 (avec une distribution de Rayleigh, ce qui est raisonnable pour la neige). La distribution explique donc une partie importante du facteur 2.6, mais même en changeant la forme de la distri-

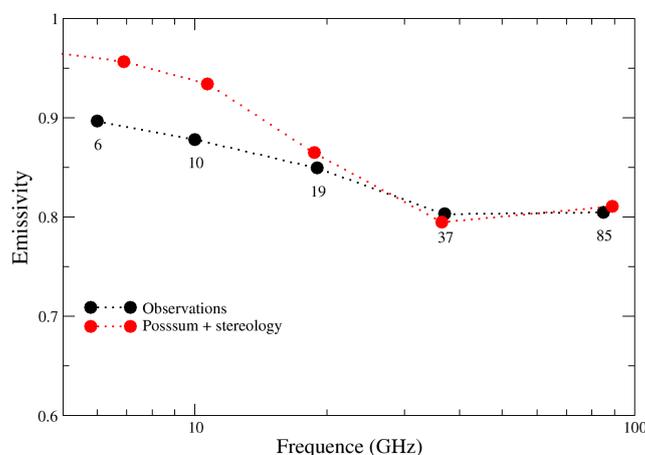


FIGURE 3.10 – Emissivité modélisée et observée à Dôme C en fonction de la fréquence.

bution, c’est-à-dire en augmentant la proportion de gros grain par rapport aux petits, il paraît difficile d’expliquer l’intégralité du facteur 2.6. L’influence de la cohésion des grains (c’est-à-dire le “sticking factor” dans la théorie DMRT) est une autre piste à explorer.

Expliquer ce facteur est l’objectif principal de la série de campagnes engagées en 2011 dans le cadre du programme IPEV BIPOL, en collaboration avec nos collègues du CARTEL (Université de Sherbrooke, Canada), et visant à combiner mesures optiques de la taille de grain et mesures de l’émission micro-onde avec des radiomètres terrain.

### 3.3.2 La composante statique de l’émission, estimation de la taille des grains

L’approche directe présentée dans la section précédente vise à répondre à la question suivante : connaissant les paramètres physiques du milieu, peut-on prévoir l’émission micro-onde du milieu ? Nous avons pu répondre à cette question à Dôme C car des mesures détaillées étaient disponibles. Dans la thèse de L. Brucker, nous avons ensuite suivi une approche “inverse”. Cette approche peut s’exprimer ainsi : connaissant l’émission micro-onde, que peut-on dire du milieu ? Cette approche peut s’appliquer à plus grande échelle puisqu’elle ne nécessite pas d’observations terrain.

L’objectif initial de cette étude était d’expliquer les cartes d’émissivité à 19 et 37 GHz en polarisation verticale (Picard et al., 2009b)\* c’est à dire de déterminer les caractéristiques physiques du manteau neigeux qui importaient réellement pour expliquer cette émission. La

représentation de l'émissivité observée aux 2 fréquences en Antarctique sur un *scatterplot* a été très fructueuse (Figure 3.11). Nous avons tenté d'expliquer pourquoi les couples d'émissivité couvraient une région particulière de ce graphe. En modélisant l'émissivité de manteaux idéalisés et en les reportant sur cette représentation, cette étude a permis de démontrer très clairement que :

- un manteau homogène — c'est-à-dire dont les propriétés sont constantes sur la verticale — ne permettait pas de reproduire les émissivités observées en Antarctique. En corollaire, l'hétérogénéité verticale du milieu est une caractéristique fondamentale pour l'émission micro-onde.
- si la taille des grains est supposée constante, la densité doit décroître avec la profondeur pour reproduire les observations, ce qui est irréaliste. Le profil de taille de grain est donc la caractéristique fondamentale.
- si on suppose la densité constante, au moins sur la partie haute du manteau, la taille des grains doit augmenter avec la profondeur.

Ce dernier résultat a été ensuite complété par une étude quantitative. On a pu ainsi estimer le profil simplifié de taille de grain sur chaque pixel de la zone sèche de l'Antarctique. De façon générale, on a trouvé que dans les régions centrales du continent, les grains sont plus gros à proximité de la surface, et croissent plus rapidement avec la profondeur qu'en région cotière. Afin de valider ce résultat, nous avons tenté des comparaisons avec des profils de taille de grain acquis sur le terrain ou par satellite, mais leur rareté et la différence de représentativité entre donnée terrain et satellite n'ont pas permis de conclure. En revanche, les profils estimés sont cohérents avec ceux obtenus par l'expression du grossissement des grains proposée par Gow (1969). Même si cette expression a été dérivée pour la croissance des cristaux, et non des grains, en régime isotherme, et non en présence de gradient thermique, elle exprime de façon suffisante la dépendance du métamorphisme à la température et à l'accumulation. Pour aller plus loin dans cette validation, il serait nécessaire de simuler le métamorphisme grâce à un modèle d'évolution de la neige sur l'ensemble du continent.

### 3.3.3 Les variations annuelles de l'émission, estimation de la diffusivité thermique

Les travaux précédents sur la taille de grain exploitent seulement l'émissivité, c'est-à-dire la composante moyenne du signal micro-onde. Or des variations à diverses échelles de temps sont clairement visibles sur les séries temporelles de température de brillance (Figure

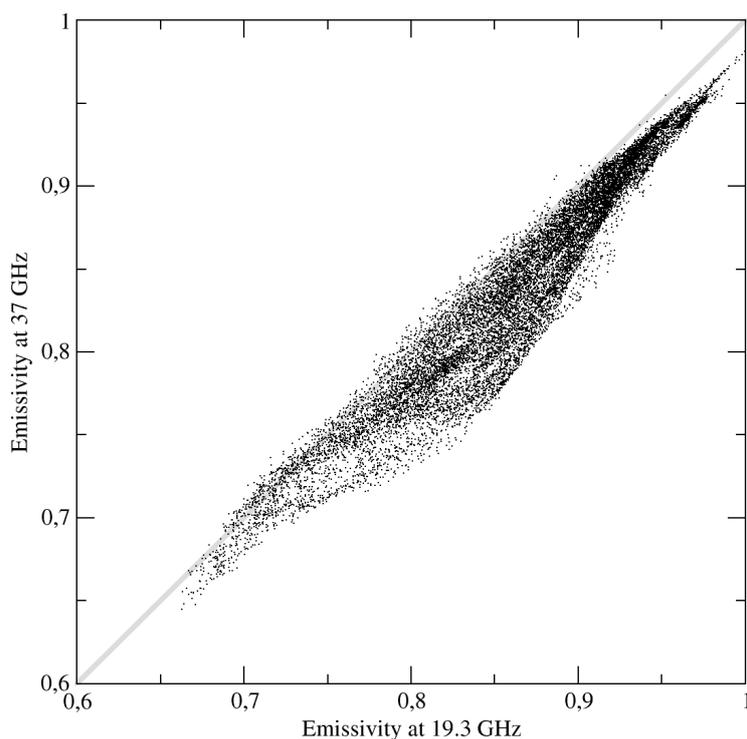


FIGURE 3.11 – Émissivité à 37 GHz en fonction de l'émissivité à 19 GHz, polarisation verticale, pour les quelques 20000 pixels de la zone sèche Antarctique (Brucker et al., 2010)\*.

3.8 et 3.9; voir aussi analyse de Fourier dans Picard et al. (2009b)\*) et contiennent une information potentiellement utile sur le climat ou la neige. Dans cette section, on s'intéresse aux variations lentes, c'est à dire inter-annuelles, annuelles ou semi-annuelles, les variations plus rapides étant abordées dans la prochaine section.

Nous avons jusqu'à lors exploité deux caractéristiques des variations lentes : la première étude s'inscrit dans le cadre du programme LEFE/CHARMANT portant sur la modélisation du climat Antarctique et la validation des modèles de climat. Notre objectif spécifique était de valider la climatologie des variations saisonnières de température sur l'ensemble du continent. En constatant qu'il était aujourd'hui prématuré de vouloir extraire la température absolue des données micro-ondes, nous avons adopté une approche basée sur les variations relatives, qui sont essentiellement gouvernées par la température physique de la neige car l'émissivité en polarisation verticale est quasiment constante sur l'année. Ainsi, le rapport entre l'onde semi-annuelle (l'onde de période 6 mois; van den Broeke (1998)) et l'onde annuelle de température peut être estimé avec une bonne précision. Il est entendu que ce rapport n'est pas un indicateur climatique classique, mais la possibilité de l'estimer de

façon simple et fiable à partir d'observations brutes et indépendantes de celles utilisées par les modèles climatiques, à l'échelle du continent permet d'évaluer la qualité des jeux de données climatiques ou des simulations climatiques sur la période récente.

Les résultats de cette étude sont présentés Figure 3.12. En prenant comme "vérité terrain" le rapport issu de SSM/I, on voit clairement la bonne représentation des variations saisonnières des réanalyses ERA-40 sur l'ensemble du continent. A l'opposé, les données infra-rouge thermique (moyenne mensuelle de température de surface "ciel clair") et la réanalyse JRA-25 semblent incapables de reproduire ces variations. La comparaison avec le modèle de circulation générale LMDz est plus délicate, car il est difficile de juger si le rapport est une caractéristique fondamentale du climat, ou seulement une réalisation particulière du climat présent. Toutefois, comme toutes les réalisations LMDz présentent de fortes similitudes entre elles (une seule est présentée Figure 3.12), et qu'elles se distinguent de ERA-40 ou des observations micro-ondes, on peut conclure que le modèle LMDz ne reproduit pas parfaitement le cycle saisonnier, même si ses performances sont meilleures que celles des données infrarouge thermique ou issues de JRA-25.

La deuxième étude (Picard et al., 2011)\* découle des travaux sur SDEM (Picard et al., 2009b)\* et sur la taille de grain (Brucker et al., 2010)\*. Dans Picard et al. (2009b)\*, nous avons estimé la profondeur de pénétration micro-onde "apparente" en chaque pixel de la zone sèche, qui dépend essentiellement de l'amplitude de variations de la température de brillance. "Apparente" signifie que cette grandeur dépend non seulement de la vraie profondeur de pénétration micro-onde, mais aussi de la "pénétration" de l'onde de température annuelle, cette dernière étant gouvernée par la diffusivité thermique du manteau neigeux (Surdyk, 2002). Ce couplage entre pénétration micro-onde et diffusivité est bien connu (Winebrenner et al., 2004; Koenig et al., 2007) et ne semblait pas solvable. Or, à partir des profils de taille de grain estimés pendant la thèse de L. Brucker (Brucker et al., 2010)\*, la profondeur de pénétration micro-onde a pu être estimée avec DMRT-ML de façon indépendante de la diffusivité. Ainsi en combinant les deux études, il est apparu possible d'estimer la diffusivité thermique du manteau neigeux.

Une méthode, basée sur l'approche modèle direct / inversion a été mise en place pour réaliser ce calcul car la simple combinaison des résultats des deux études n'offrait pas une précision suffisante. Le modèle direct développé spécifiquement calcule la série temporelle de température de brillance à partir de la série temporelle de température de surface (ou de l'air) avec pour seule inconnue la diffusivité thermique du manteau (supposée uniforme et constante). L'inversion consiste à chercher la valeur optimale de diffusivité qui permet de concilier la série modélisée de température de brillance à celle observée par satellite. Le modèle direct comprend donc un calcul de diffusion thermique pour estimer le profil de

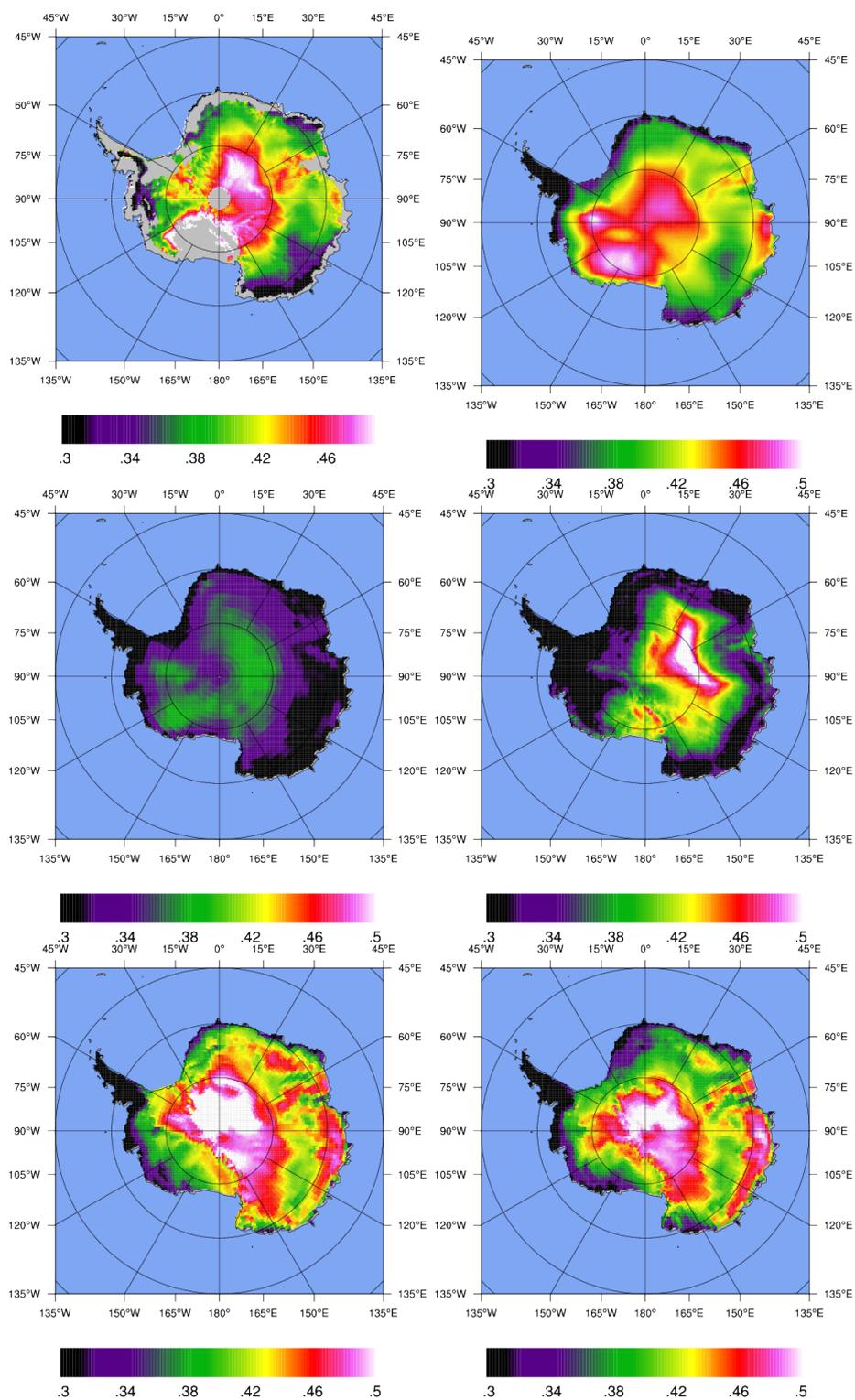


FIGURE 3.12 – Rapport entre l'onde semi-annuelle et l'onde annuelle en Antarctique vue par SSM/I (en haut à gauche), ERA-40 (en haut à droite), JRA-25 (milieu à gauche), infra-rouge thermique (milieu à droite) et deux réalisations de LMDz (en bas).

température dans la neige à partir de la température de l'air et fonction de la diffusivité. Ce profil de température, complété des profils de taille de grain et de densité établis par Brucker et al. (2010)\*, permet alors d'utiliser DMRT-ML pour produire une série temporelle de température de brillance. Pour que le problème inverse soit soluble, c'est-à-dire que l'estimation de la diffusivité soit possible, des approximations ont dû être concédées. Malgré cela, les résultats concordent bien avec les diffusivités estimées à partir de données terrain indépendantes (Figure 3.13), la précision de la diffusivité est d'environ 20%. Cette méthode a permis ainsi d'établir la première carte de diffusivité thermique (Figure 3.14) à grande échelle en Antarctique. Cette carte montre trois points :

- la diffusivité est généralement supérieure à celle qu'on obtiendrait en utilisant la formule de conductivité thermique généralement utilisée dans les modèles (Sturm et al., 1997).
- la diffusivité varie d'un facteur trois entre la côte et les dômes en Antarctique de l'est, et est, au contraire, quasi constante en Antarctique de l'Ouest.
- ces variations spatiales sont fortement corrélées avec la vitesse de vent moyen (Figure 3.14), ce qui peut s'expliquer soit par la compaction due à la neige soufflée, soit par la ventilation du manteau et l'augmentation des échanges thermiques qu'elle induit.

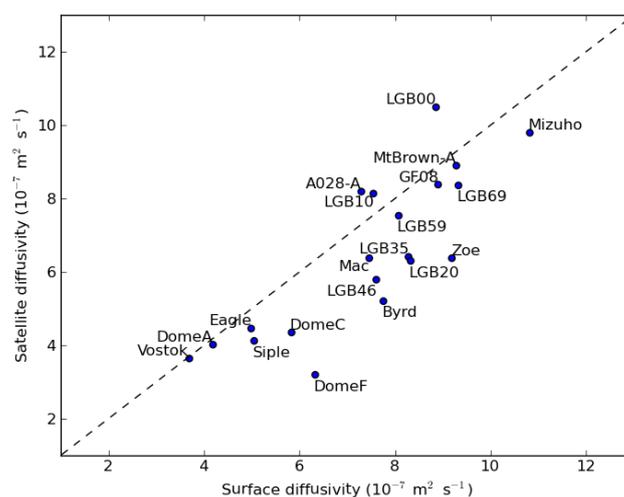


FIGURE 3.13 – Validation de la diffusivité thermique estimée par satellite aux endroits où des séries temporelles de profil de température sont disponibles (Picard et al., 2011)\*.

Ces trois résultats sont nouveaux et relativement inattendus. Les conséquences en terme de physique de la neige et de modélisation climatique restent à évaluer.

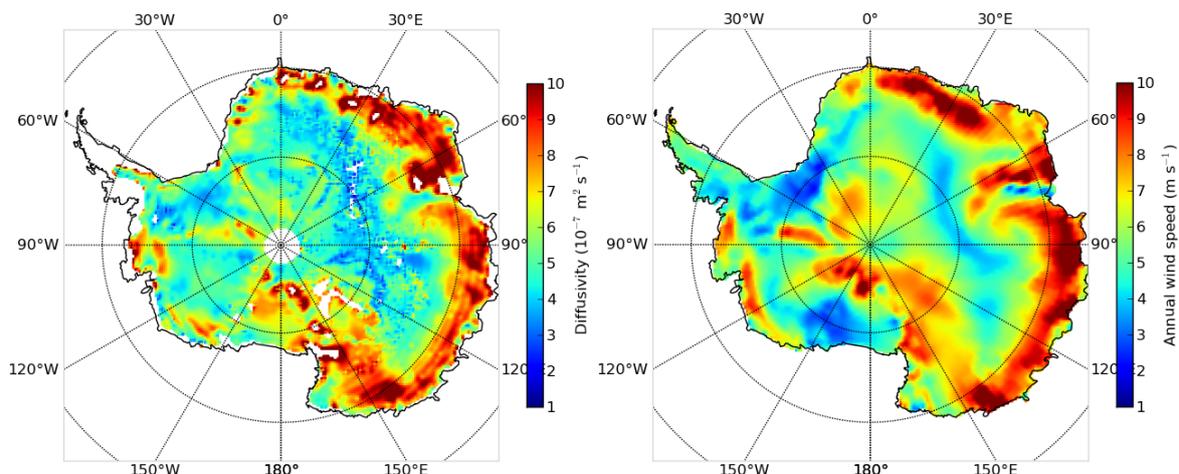


FIGURE 3.14 – Diffusivité thermique en Antarctique (gauche) et vitesse de vent annuelle moyenne issue du modèle de circulation générale LMDz (droite) (Picard et al., 2011)\*.

### 3.3.4 Les variations rapides de l'émission, métamorphisme, girage et précipitations

Les satellites micro-ondes offrent une répétitivité exceptionnelle dans les régions polaires du fait de la convergence des orbites et du nombre important de satellites disponibles, au moins depuis 2002 (SSM/I F13, F14, F15, F16, SSMIS F17 et AMSR-E). Il est ainsi aisé d'obtenir des séries temporelles journalières de qualité et d'observer les variations "rapides" qui affectent la température de brillance. Ces variations proviennent à la fois des variations de température de la neige et des variations d'émissivité. Surdyk (2002) a étudié en détail le premier aspect, c'est-à-dire les variations dues aux changements de température de la neige, que l'on voit particulièrement bien en polarisation verticale à 37 GHz ou même à 19 GHz. On peut citer par exemple Shuman and Stearns (2001) qui ont exploité ces variations pour combler les trous dans des séries d'observations météorologiques.

Dans la suite, on s'intéresse plus particulièrement au deuxième aspect, c'est-à-dire les variations induites par les changements d'émissivité. Pour cela, on peut distinguer les variations d'émissivité induites par des changements du coefficient de réflexion de surface — qui dépend de la densité de la neige ou de la rugosité de la surface —, et celles induites par les changements de la diffusion de volume — gouvernée par la taille de grain.

#### Le rapport de polarisations H/V

Pour mettre en évidence les faibles variations liées à la surface, il est utile d'étudier le rapport entre les températures de brillance aux polarisations horizontale et verticale. Ce

rapport, dénommé H/V dans la suite, est en effet peu sensible à la température et à la diffusion de volume car ces dernières affectent les deux polarisations de façon quasi-égale à une fréquence donnée. En revanche, les coefficients de réflexion de toutes les interfaces (stratification interne du manteau et interface air/neige) diffèrent grandement selon la polarisation de l'onde et ont donc une influence importante sur ce rapport. La différence de comportement entre polarisations provient de la quasi-transparence en polarisation verticale des interfaces lorsque l'incidence de l'onde est proche de l'angle de Brewster ( $50^\circ - 55^\circ$ ). Le rapport H/V dépend donc quasi exclusivement du coefficient de réflexion en polarisation horizontale et donc de la rugosité et des sauts de densité à l'interface air/neige et aux interfaces internes du manteau. Or les interfaces internes évoluent généralement très lentement en Antarctique contrairement à la surface. Ainsi les variations rapides du rapport H/V révèlent essentiellement les changements de densité de la neige proche de la surface et de rugosité de la surface.

A noter que la plupart des modèles de transfert radiatif utilisés dans le domaine des micro-ondes passives considèrent des interfaces air/neige et neige/neige parfaitement lisses, les coefficients de réflexion s'expriment alors simplement par les formules de Fresnel. Prendre en compte la rugosité est plus difficile, même si les formulations et les techniques de caractérisation expérimentale des surfaces (sol, neige) existent (Lacroix et al., 2008), et sont largement utilisées par la communauté micro-onde active. On peut s'étonner du manque de travaux sur la question dans le domaine des micro-ondes passives.

Le rapport H/V en Antarctique présente de nombreuses variations rapides (Figure 3.15), indiquant des changements de surface fréquents, mais les causes météorologiques et glaciologiques de ces variations sont mal connues. Une étude conduite au LEGOS a mis en évidence un saut important dans les données altimétriques dans la région de Vostok en février 2005 (Lacroix et al., 2009)\*. L'analyse du signal micro-onde passif H/V a confirmé un changement remarquable de la surface et a permis de préciser sa date grâce à la meilleure résolution temporelle des données micro-ondes passives par rapport aux données altimétriques. Une conclusion de cette étude est le rôle prépondérant du vent sur ce changement de surface. Cependant, de nombreux changements du rapport H/V ne corrélaient pas avec la vitesse ou la direction du vent, et d'autres auteurs ont suggéré que les précipitations avaient une signature notable sur le rapport H/V (Massom et al., 2004). Les précipitations en Antarctique représentent un enjeu thématique majeur du fait de leur rôle dans le bilan de masse. De plus, on ne sait pas grand chose des précipitations, du fait du manque d'observation au sol et de la faiblesse des accumulations annuelles. Ceci nous a conduit à explorer le contenu en information du rapport H/V dans le cadre de la thèse de N. Champollion et d'un projet du Programme Nationale de Télédétection Spatiale.

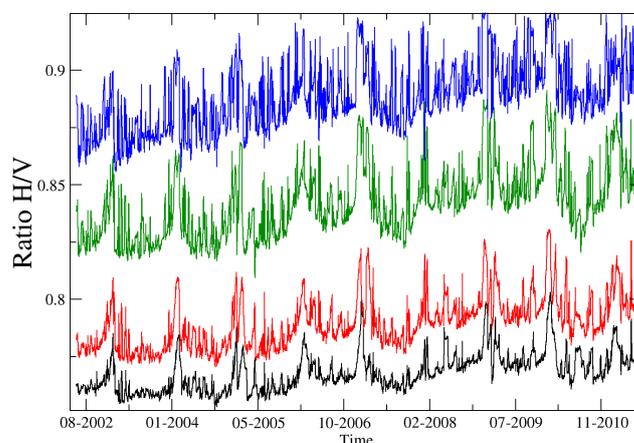


FIGURE 3.15 – Série temporelle du rapport entre les températures de brillance en polarisation horizontale et verticale à Dôme C, pour différentes fréquences : 6 GHz (noir), 10 GHz (rouge), 19 GHz (vert), 37 GHz (bleu).

Voir la surface est apparu une étape nécessaire, peu évidente à mettre en œuvre à Dôme C. Pour cela, un système automatique de photographie proche infrarouge (Pauto) a été réalisé par L. Arnaud et E. Lefebvre et installé à Dôme C. Ce système prend des photos de la surface sur quelques mètres carré toutes les heures été comme hiver (Figure 3.16).

Ces photos ont mis en lumière la forte dynamique de la surface avec notamment la formation de givre à la surface et des changements rapides de la rugosité (Sastrugi, ...). On sait qu'au Groënland, le rapport H/V reflète la présence de givre sur la surface (Shuman et al., 1995), mais aucune étude n'évoque cette possibilité en Antarctique. Les travaux en cours de N. Champollion montrent que le givre joue un rôle important sur le rapport H/V. Ce résultat est intéressant car le givre, s'il se forme à partir de l'humidité de l'atmosphère — c'est à dire si ce givre présent à la surface s'avère être du givre de surface (Colbeck et al., 1993) — est une composante du bilan de masse de la surface. Cette composante est généralement négligeable en région alpine ou au Groënland par rapport aux précipitations, mais pourrait représenter une part importante au centre de l'Antarctique. Si on s'en tient aux observations visuelles que l'on peut faire à Dôme C en été, le givre représente une couche de 1 à 2 cm de hauteur, à comparer avec l'accumulation annuelle de 10 cm. La présence de givre influence aussi probablement l'albédo de la surface. Les photos automatiques montrent par ailleurs l'influence complexe du vent. Les vents forts balayent rapidement le givre, déplacent les grains fins qui se logent dans les interstices et conduisent à la formation



FIGURE 3.16 – Instrument Pauto à Dôme C dans le secteur du Shelter Hélène (en haut). Photos prises en été le 25 janvier 2011 (bas gauche) et en hiver sous éclairage artificiel le 24 mai 2011 (bas droite). A noter l'accumulation entre les deux dates visible sur les piquets.

de couches denses, ou sculptent la surface et produisent des sastrugi. La combinaison de tous ces phénomènes rend l'interprétation des variations du rapport H/V complexe, mais les travaux sont en cours.

### Variations de la diffusion de volume proche de la surface

Nos premiers travaux (Picard et al., 2009b; Brucker et al., 2011a, 2010)\* se sont attachés à démontrer et exploiter la constance de l'émissivité dans la zone sèche de l'Antarctique en polarisation verticale et aux basses fréquences ( $\leq 37$  GHz) pour lesquelles l'onde émane de plusieurs décimètres à plusieurs mètres de profondeur. Cette hypothèse est valide au premier ordre. Cependant, ces mêmes travaux mettent aussi en évidence de faibles biais saisonniers, sans toutefois en identifier les causes. Les travaux sur les plus hautes fréquences

qui ont suivi révèlent de fortes variations d'émissivité dues à l'évolution de la neige proche de la surface (disons dans le premier décimètre). Ces fortes variations sont capables d'expliquer les biais observés aux plus basses fréquences.

A la recherche d'un signal "précipitation", nous avons commencé par reproduire l'étude de Bindschadler et al. (2005) dans le cadre du stage d'I. Gravaud. Dans cette étude, un lien est constaté entre la température de brillance à 89 GHz en polarisation verticale et les évènements de précipitation. Ce lien établi empiriquement peut s'expliquer par le fait que lors du dépôt d'une couche de grains fins en surface, la diffusion diminue et l'émissivité augmente légèrement. Un filtrage passe-haut de la série temporelle des températures de brillance basé sur la méthode HHT (Huang et al., 1998) permet d'extraire les évènements (Bindschadler et al., 2005). Dans le cadre du stage, nous avons comparé cette série avec les prévisions de précipitation des réanalyses ERA-40 et confirmé qu'il existait une certaine corrélation entre les séries. Cependant plus récemment, nous avons traité la série temporelle de température de l'air de ERA-40 par la même méthode, et obtenu une grande similitude entre les deux séries de température de l'air et de brillance filtrées. Ceci traduit le fait que l'essentiel des variations de la température de brillance notées par Bindschadler et al. (2005) ne sont pas causées par des variations d'émissivité, mais sont dus à des variations de température. Même si les hausses soudaines de température sont généralement concomitantes avec des précipitations (incursion sur le plateau d'air chaud et humide venant de l'océan), la relation paraît peu fiable.

Ce résultat est décevant, pourtant l'idée d'une influence des précipitations sur l'émissivité est intéressante. Pour maximiser l'influence d'une couche de grain fin proche de la surface, il suffit d'utiliser des fréquences plus hautes, car la profondeur de pénétration est plus faible et la sensibilité à la diffusion est plus grande. Or traditionnellement, les hautes fréquences sont réputées sensibles à l'atmosphère et ont pour principale application le sondage de l'atmosphère (profil de température et humidité). Cependant, l'atmosphère est tellement froide et sèche en Antarctique que la température à 150 GHz reste très sensible à la surface. On peut même noter que, d'après nos calculs avec le modèle RTTOV (Saunders et al., 1999), l'influence de l'atmosphère serait moindre à 150 GHz qu'à 89 GHz sur la plateau Antarctique.

La série temporelle de température de brillance à 150 GHz acquise par le capteur AMSU montre des chutes marquées (jusqu'à 40 K) en période estivale par rapport à celle à 89 GHz (Figure 3.17) et ne ressemble pas à des variations de la température physique de surface. Une analyse poussée nous a permis de démontrer que ces variations reflètent des variations de la taille de grain entre 1 et 5 cm sous la surface. Environ 3 semaines avant le solstice (7 décembre), les grains se mettent à croître de façon soudaine et rapide. Cette croissance

ture généralement jusqu'à 3 semaines après le solstice, mais la variabilité inter-annuelle est importante. Des mesures directes de taille de grain réalisée avec l'instrument POSSSUM en 2009/2010 (section 4.3) ont confirmé cette interprétation du signal micro-onde.

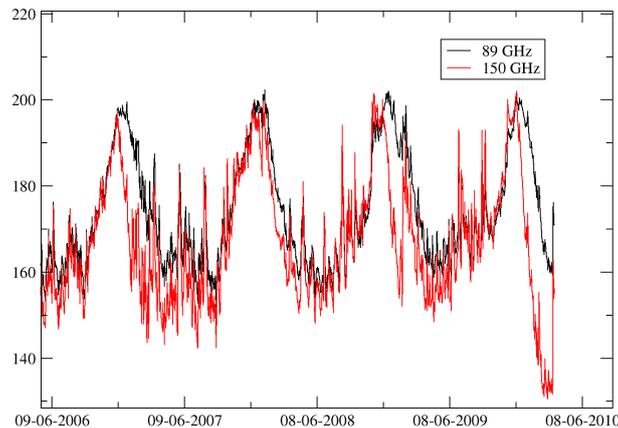


FIGURE 3.17 – Série temporelle de la température de brillance à 89 GHz (noir) et 150 GHz (rouge) à Dôme C.

Pour expliquer ce phénomène nous avons conduit des simulations avec le modèle SDEM (section 3.3.1) complété par un modèle de transfert radiatif optique et un modèle simple de métamorphisme (section 4.4). Les résultats suggèrent que la croissance des grains induit une baisse de l'albédo de la surface et augmente l'absorption des radiations solaires à un ou deux centimètres sous la surface. Cette absorption produit des gradients de température très forts (Kuipers Munneke et al., 2009) qui accélèrent plus encore le métamorphisme et la croissance des grains. Cette boucle de rétroaction permet d'expliquer le rôle du soleil et la variabilité inter-annuelle du phénomène. En effet les observations AMSU montrent que la croissance est variable d'une année à l'autre, et même quasiment nulle certaine année. Nous avons montré une forte corrélation entre l'amplitude de croissance et les précipitations estivales. L'origine physique de cette corrélation pourrait être la suivante : les précipitations en déposant une fine couche de grains fins en surface augmentent l'albédo. Cette augmentation réduit l'absorption de l'énergie solaire sous la surface et empêche la rétroaction décrite précédemment d'opérer. Si les précipitations ont un rôle aussi important sur l'albédo, l'augmentation prévue des précipitations en lien avec le réchauffement climatique pourrait modifier le bilan d'énergie de surface et réduire l'absorption d'énergie solaire, c'est à dire au final jouer un rôle de modérateur du réchauffement.

Cette étude préliminaire dépasse largement le cadre de la télédétection micro-onde, la confirmation des phénomènes décrits ici, et l'évaluation de leur conséquence sur le climat ou sur la stratigraphie profonde du manteau sont des sujets vastes et importants qui impliquent d'explorer plus en détail la physique de la neige et son interaction avec le climat. Ce point fait partie de nos perspectives.

### 3.4 L'émission micro-onde du manteau saisonnier

L'exploitation des connaissances acquises sur l'Antarctique, telles que celles présentées jusqu'à présent, pour aider à l'interprétation et à la valoration des données micro-ondes en Arctique fait partie des objectifs du LGGE depuis longtemps. Cette activité se déroule dans le cadre d'une collaboration avec l'équipe d'Alain Royer, au CARTEL (Université de Sherbrook, Canada) et implique généralement des étudiants en échange ou en co-tutelle (niveau L3, M1, M2, et doctorat ; 6 étudiants depuis 2007 ont participé à ces échanges). Une partie de ces activités porte sur le site d'étude de la neige SIRENE de l'université de Sherbrooke et sur des campagnes de terrain (Nord Québec, Année polaire internationale, 2008 ; Churchill, satellite CoreH2O, 2010 ; Terre de Baffin, programme IPEV BIPOL, 2011).

Pour comprendre et exploiter l'émission micro-onde du manteau saisonnier arctique, il n'est pas possible de décomposer le problème en régions et en étapes d'approximation successives comme en Antarctique. L'accumulation, le métamorphisme et la température physique du manteau évoluent conjointement sur la période hivernale. A cela s'ajoute le rôle de la végétation (Langlois et al., 2011)\* et du sol. Pour tenir compte de l'évolution conjointe de ces facteurs, l'utilisation d'un modèle complet d'évolution de la neige paraît incontournable. Comme d'autres groupes de recherche (par exemple Durand et al. (2009)), c'est la voie que nous avons choisie de suivre.

Nos travaux sur la neige saisonnière restent aujourd'hui limités, mais en croissance, par rapport à la neige pérenne des calottes. Notre objectif est d'exploiter nos acquis sur la neige pérenne, tant dans le domaine des micro-ondes que sur la caractérisation du milieu, pour apporter une vision complémentaire sur le manteau arctique ou sub-arctique. Inversement l'Arctique, de par son accessibilité et ses différences, nous permet (ou permettra) de mieux valider nos modèles.

Les travaux réalisés dans le cadre de la thèse de L. Brucker portaient sur le site de SIRENE, de l'université de Sherbrooke au Québec. Cette région n'est pas en Arctique, mais le climat et le manteau neigeux peuvent être considérés comme intermédiaires entre les régions alpines et les régions arctiques. Une série complète de mesures radiométriques a

été acquise pendant l'hiver 2007/2008. La durée de cette série et la disponibilité de données complémentaires (météorologie et nivologie) en font un jeu de données exceptionnel. La première partie de notre travail visait à prévoir les caractéristiques du manteau à partir des données météorologiques (Langlois et al., 2009)\*. Les trois modèles de neige les plus avancés aujourd'hui (CROCUS, SNOWPACK, SNTHERM) ont été testés sur ce site, la contribution du LGGE étant sur CROCUS en lien avec le Centre d'Etude de la Neige du CNRM-GAME. Les tests ont essentiellement porté sur la hauteur de la neige et le contenu en eau de la neige. Cette étude montre que les modèles diffèrent les uns des autres, mais qu'aucun n'est systématiquement meilleur. En utilisant trois modèles avec un même forçage, on a pu montrer que les écarts modèles / observations sont dus aux représentations des processus et correspondent donc une erreur réelle que seule l'assimilation pourrait résoudre à court terme.

Le modèle CROCUS prévoit toutes les variables nécessaires au calcul du bilan radiatif micro-onde de la neige, c'est à dire la température, la densité et la taille de grain. Pour cette dernière, on retrouve cependant la même difficulté que pour la caractérisation *in-situ* de la neige, à savoir une multitude de métriques plus ou moins bien définies, et généralement incompatibles. CROCUS compte parmi ses variables d'état l'extension maximale ainsi que la forme des grains. A partir de ces variables prognostiques, le rayon optique est calculé empiriquement et sert dans le calcul de l'albédo. Comme dans nos travaux précédents, nous avons utilisé le rayon optique pour décrire la taille de grain dans le modèle de transfert radiatif (Brucker et al., 2011b)\*. Dans cette étude cependant, le modèle MEMLS a été choisi plutôt que DMRT-ML car il permet de modéliser l'émission du sol sous la neige, ce qui n'était pas le cas de DMRT-ML au moment de cette étude. Le défaut de MEMLS sur les coefficients de diffusion et d'absorption noté en Antarctique ne semble pas affecter significativement les manteaux peu épais. Sur le plan technique, le couplage CROCUS-MEMLS que nous avons réalisé s'apparente à celui de Wiesmann et al. (2000).

L'analyse fine des séries observées et des résultats de simulations de température de brillance à 19 et 37 GHz aux deux polarisations ont montré trois difficultés :

1. Le sol sous la neige a une influence importante et son état (gelé ou non) change au cours de la saison. Il n'est pas possible en conséquence d'utiliser des paramètres du sol constants sur la saison. Trois périodes distinctes ont été identifiées sur les séries temporelles observées et des paramètres de sol différents ont été calés pour chacune d'entre elle.
2. La présence d'eau liquide dans le manteau étant facilement identifiable sur le signal micro-onde, nous avons pu mettre en évidence une sur-estimation de la durée des

périodes où le manteau était humide dans CROCUS. Ce problème semble provenir de la modélisation des processus d'écoulement de l'eau entre les couches ainsi que de l'écoulement à la base du manteau.

3. En fin de saison quand les périodes de neige humide sont plus fréquentes, les grains grossissent rapidement, ce qui accroît la diffusion pendant les périodes sèches intermédiaires, ce qui fait décroître la température de brillance observée. Or, il est apparu que le modèle couplé CROCUS-MEMLS sous-estimait cette diffusion du fait d'une limitation de la taille des grains dans CROCUS. Une estimation ad-hoc de la taille de grain par méthode inverse a permis de confirmer ce point et de donner un ordre de grandeur de la taille des grains présents dans le manteau.

De façon surprenante le rayon optique des grains prévu par CROCUS, une fois transformé en longueur de corrélation (Brucker et al., 2011b)\* ne présente pas la sous-estimation observée en Antarctique. Le contexte de ces deux études est très différent et les incertitudes bien plus larges dans la présente. Ce point illustre toutefois le peu de connaissances actuellement disponibles sur cette question, et l'étendue des travaux à conduire.

Dans son ensemble, cette étude a démontré les capacités du modèle couplé CROCUS-MEMLS à reproduire les variations de température de brillance sur un site ponctuel et sur une saison avec une précision d'au mieux 3 K RMS en sélectionnant une période favorable et en ajustant le coefficient de réflexion du sol. Aussi positif soit ce résultat, il faut garder à l'esprit qu'en Antarctique des modèles relativement simples permettent de prévoir la température de brillance à mieux de 2 K RMS. Ceci illustre la complexité des variations de température de brillance dans l'Arctique et la nécessité de développer des modèles ou des méthodes plus fins. Des travaux sont actuellement en cours pour prendre en compte le sol dans le modèle DMRT-ML et l'appliquer aux mesures de la campagne de terrain de Churchill, Manitoba. Ce modèle ainsi complété sera diffusé auprès de la communauté micro-ondes passives.

### 3.5 Perspectives dans le domaine des micro-ondes

Les perspectives sont présentées en distinguant la modélisation directe (section 3.5.1) de l'extraction de grandeurs météorologiques et glaciologiques par inversion (section 3.5.2)

### 3.5.1 Modélisation directe

Les travaux présentés dans ce chapitre ont mis en lumière les questions clé qu'il faudra résoudre pour mieux comprendre et modéliser les séries temporelles de température de brillance dans les régions enneigées. On peut distinguer les questions ayant trait à la physique de la mesure, de celles concernant les caractéristiques ou l'évolution de la neige. Chacune relève d'expertises traditionnellement différentes, en électromagnétisme et en thermodynamique. Or, ces questions sont tellement couplées aujourd'hui que nous avons choisi de suivre une voie de recherche originale à la frontière entre ces deux expertises. Il paraît en effet peu probable de résoudre le problème de la taille de grain et de l'(in)adéquation du rayon optique dans le contexte des micro-ondes sans comprendre finement l'électromagnétisme des milieux discrets et la micro-structure de la neige, c'est à dire à la fois maîtriser le rôle du *sticking factor* et de la fonction de *pair-correlation* dans le calcul de la diffusion, et pouvoir exploiter la tomographie rayon X. Ceci dit, pour des raisons de clareté, les perspectives concernant ces domaines sont présentées dans deux sections distinctes.

#### Physique de la mesure

La validation des modèles de transfert radiatif se poursuivra avec l'approche expérimentale mise en place dans le cadre de l'année Polaire Internationale, des programmes IPEV GLACIOLOGIE, CALVA et BIPOL. L'acquisition récente de radiomètres terrain par nos collègues du CARTEL (Université de Sherbrook, Canada) est une opportunité car elle permet d'acquérir des mesures radiométriques représentatives de la zone où il est possible de mesurer finement les propriétés de la neige. Ce projet, soutenu par le programme IPEV BIPOL, inclut les campagnes sur la calotte Barnes en Terre de Baffin au Canada (accomplie en mars 2011), à Dôme C (prévue en 2011/2012), et dans une région de toundra au nord du Québec (prévue hiver 2013). L'idée de ce projet est de collecter des mesures dans une variété d'environnements en exploitant des techniques de mesure identiques. Le jeu de données ainsi constitué sera vraisemblablement unique pour mener une validation plus robuste que ce qu'il est possible d'atteindre aujourd'hui avec des données satellites ou des jeux de données hétérogènes. Ce projet devrait directement aboutir à une clarification de la relation entre taille de grain optique et métrique pertinente pour les calculs électromagnétiques. A plus long terme, il sera intéressant d'envisager deux pistes : La première concerne le nombre de sites, il est en effet probable que les sites choisis pour BIPOL soient insuffisants pour clore la question, il paraît important que d'autres équipes collectent des données équivalentes — par exemple dans le cadre de CoReH2O. Pour cela,

la diffusion de nos techniques de mesure de rayon optique (section 4.3) est un objectif à poursuivre dès à présent. La deuxième piste concerne le suivi temporel des sites avec pour finalité la documentation du climat et de la neige, que ce soit en relation avec la télédétection ou non. Dôme C est un site bien instrumenté, et la contribution de notre équipe devra se maintenir ou s'accroître. A noter par ailleurs que maintenant que des instruments permettent d'acquérir des profils de taille de grain avec facilité et avec une fine résolution, les profils de densité obtenus par la méthode traditionnelle (découpage/pesée) apparaissent insuffisamment résolus. Des développements instrumentaux sont donc attendus, non seulement par la communauté micro-onde, mais aussi plus généralement par tous ceux qui s'intéressent à la neige (voir quelques éléments au chapitre 4).

L'acquisition de nouvelles observations au sol n'est pas la seule approche pour étendre la validation des modèles. Le lancement récent du satellite SMOS permet d'étendre la gamme des mesures radiométriques vers les basses fréquences (1.4 GHz, bande L). La principale originalité de ces données est la grande profondeur de pénétration des micro-ondes, plusieurs centaines de mètres. De plus, contrairement aux autres satellites micro-ondes, SMOS acquière de façon quasi-simultannée l'ensemble du diagramme angulaire de température de brillance pour chaque point de la fauchée. Ces données originales seront intégrées dans nos prochaines études de validation des modèles (accès aux données via le projet ESA/MATIS, collaboration avec le CESBIO, et projet CNES/TOSCA en cours).

L'essentiel des études sur les micro-ondes passives se sont concentrées sur les polarisations verticale et horizontale. Or des données en "polarimétriques complètes" sont disponibles depuis le lancement de WINDSAT en 2003 ainsi que celui de SMOS en 2009. Ces données sont très peu utilisées bien qu'elles contiennent une information très riche sur les calottes polaires (Li et al., 2008), liée à l'anisotropie azimutale de la surface et du manteau. Leur exploitation en modélisation pose toutefois un sérieux problème car les modèles de transfert radiatif disponibles s'appuient sur l'approximation plan-parallèle, c'est à dire qu'ils considèrent le manteau isotrope dans le plan azimutal. Une étude préliminaire devrait être conduite dans les prochaines années.

### Physique de la neige

La modélisation des propriétés du manteau, à partir des données météorologiques proches de la surface, pour ensuite alimenter les modèles de transfert radiatif reste une priorité de nos travaux. Nous avons jusqu'à présent suivi deux approches, l'une s'appuyant sur le modèle mécaniste CROCUS, l'autre sur le développement au LGGE de modèles de complexité intermédiaire. Cette voie sera poursuivie avec un renforcement de l'utilisation

de CROCUS à travers la collaboration avec le CNRM/GAME, incluant le Centre d'Etude de la Neige à Grenoble et le site toulousain (Brun et al., 2011)\*.

La spécificité de notre équipe est de développer, au fur et à mesure des besoins, des modèles plus simples et plus facilement inversibles (Picard et al., 2009b, 2011)\*. Par rapport aux travaux initiaux (Picard et al., 2009b)\*, la priorité pour SDEM en Antarctique est la prévision du givrage de surface et le métamorphisme sous la surface pour aider à l'interprétation des changements rapides des signaux micro-ondes (section 3.3.4). Le couplage récent avec le modèle de transfert radiatif optique DISORT et l'ajout d'une modélisation simple du métamorphisme ont permis un premier pas vers cet objectif. Une meilleure validation de ces ajouts sera nécessaire, elle s'appuiera notamment sur des données acquises dans le cadre des développements en optique de la neige (chapitre 4).

### 3.5.2 Vers une estimation de la température de la neige par télédétection micro-onde

Ce chapitre présente les variables météorologiques ou glaciologiques que nous avons réussi à extraire des données micro-ondes. L'exploitation de ces variables comme entrée des modèles de prévision climatique ou comme données de validation indépendante, reste à conduire. Il faudra par exemple poursuivre les études de validation autour de la fonte superficielle et initier de nouvelles études sur la diffusion thermique ou l'albédo sur le plateau Antarctique.

L'objectif à terme de nos travaux reste l'estimation de la température de la neige. Les pistes possibles sont plus claires maintenant qu'un certain nombre d'études ont permis de mieux comprendre le signal et que les outils (modèles, méthodes inverses) sont en place. Deux pistes sont à suivre.

La première concerne SMOS. En effet d'après nos premières investigations, l'émissivité en bande L, en polarisation verticale et à l'angle de Brewster est proche de l'unité. Il s'ensuit que la température de brillance dans cette configuration est proche de la température physique moyennée sur la profondeur de pénétration. Il serait donc possible d'obtenir une température moyenne de long terme (>10 ans). Toutefois, même un faible écart de l'émissivité à l'unité se traduit par une erreur importante sur l'estimation de température (typiquement 0.01 correspond à 2 K). Nous avons proposé dans un projet soumis au TOSCA d'évaluer cet écart et de le corriger en exploitant les données en bande C (AMSR-E, 6 GHz). Cependant, même si cette approche aboutit et permet une précision suffisamment faible, elle ne fournira qu'une carte des températures moyennes.

Afin d'extraire les variations temporelles de température, la deuxième piste consiste à

exploiter la complémentarité des données dans l'infrarouge thermique et les micro-ondes. En effet, les micro-ondes fournissent une information sur la température, de façon régulière, sans perturbation de l'atmosphère, et avec un effet de lissage temporel dû à la pénétration. Par contre cette information est relative car l'émissivité est inconnue et difficile à prévoir. Au contraire, dans le domaine infrarouge, l'émissivité est très proche de l'unité, mais les données ne sont pas régulières (perturbation par les nuages) et la pénétration est tellement faible que la mesure est représentative de la surface des premiers grains de neige (température de "peau"). L'infrarouge thermique permet donc, dans le meilleur des cas, d'estimer la température instantanée au moment du passage du satellite. Pour combiner les informations dans les deux domaines, nous proposons de mettre en œuvre un schéma d'assimilation dans un modèle qui permet de lier les températures de brillance dans les deux domaines. Le modèle SDEM peut remplir cette fonction car il permet de prévoir la température de brillance micro-onde, et utilise la température de surface (très proche de la température de peau) comme variable d'état. La mise en place de la méthode d'assimilation (par exemple le filtre de Kalman) et la modélisation des erreurs restent à faire. Cette approche paraît adéquate pour les régions homogènes où la représentativité spatiale des données dans les deux domaines est bien comparable. Elle sera implémentée dans le cadre de la thèse de F. Dupont sur la calotte de Barnes avant la généralisation pour l'Arctique. L'exploitation sur l'Antarctique sera abordée par la suite.

# Chapitre 4

## Optique de la neige

### 4.1 Introduction

Le fort albédo de la neige et sa constance spectrale dans le visible (400 – 800 nm) cache une réalité bien plus complexe quand on s'intéresse à l'ensemble du spectre solaire (300 – 4000 nm, Figure 4.1). Ce fort albédo s'explique par la très faible absorption de la lumière par la glace et la présence d'un très grand nombre d'interfaces réfléchissantes (la neige est une poudre). A noter que la réflexion sur chaque interface air/glace est plutôt faible ( $\approx 5\%$ ) et qu'il est donc nécessaire que la lumière rencontre un grand nombre d'interfaces, c'est-à-dire qu'elle parcourt un long trajet afin d'être réfléchi à près de 90%, albédo typique dans le visible. Quand la neige contient des impuretés (carbone suie, matières organiques, ...), ou quand le manteau est peu épais, l'albédo chute fortement car la lumière est absorbée avant d'avoir parcouru un trajet suffisamment long pour être renvoyée de la surface vers le haut.

Dans le proche infrarouge (800 – 1000 nm) et l'infrarouge de courte longueur d'onde (1000 – 2500 nm) la glace absorbe beaucoup plus que dans le visible. L'albédo est alors plus faible et il dépend du rapport entre le nombre de surfaces rencontrées par rapport à la longueur du trajet dans la glace où se produit l'absorption. Ce rapport dépend essentiellement de la taille et la forme des grains.

Ces variations d'albédo et de longueur de trajet (que l'on quantifie par la profondeur de pénétration) ont des conséquences pratiques très importantes à la fois pour la caractérisation de la neige et pour le bilan d'énergie de la surface. Ces deux aspects ont été abordés dans nos travaux avec un accent sur la caractérisation pour les travaux présents et une part qui sera probablement croissante pour le bilan d'énergie.

Pour répondre aux besoins de caractérisation de la taille de grain pour nos études

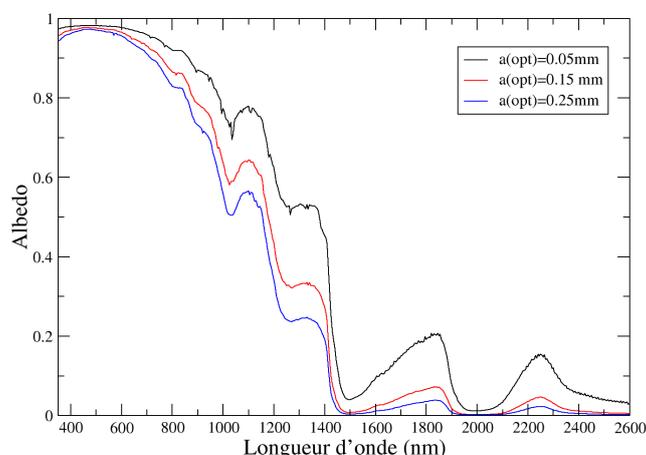


FIGURE 4.1 – Albédo (i.e. reflectance directionnelle-hémisphérique) de la neige dans le spectre solaire pour une incidence nadir et des tailles de grain variables : 50, 150 et 250  $\mu\text{m}$ .

de modélisation dans le domaine des micro-ondes (section 3.3.1), nous avons développé à partir de 2008 deux instruments (POSSSUM puis ASSSAP) basés sur la dépendance entre l'albédo dans l'infrarouge et la taille de grain. Pour cela, nous avons mis en place des outils de modélisation relativement généraux (section 4.2), puis réalisé et validé ces instruments (section 4.3).

Ces outils numériques et ces instruments se sont ensuite révélés utiles quand nos recherches en relation avec les micro-ondes ont nécessité de regarder plus en détail le bilan d'énergie (Picard et al., 2009b; Brun et al., 2011)\*, le givrage et le métamorphisme. Ces travaux centrés sur la question de l'absorption de l'énergie solaire dans la neige, sont actuellement préliminaires et disparates, mais importants (section 4.4) et en voie d'extension (section 4.5).

## 4.2 Relation entre la surface spécifique et l'albédo de la neige

La modélisation de l'albédo de la neige a une longue histoire (Warren and Wiscombe (1980) et références incluses), qui est loin d'être finie, tant sur le plan théorique (Kokhanovsky and Zege, 2004) qu'expérimental (Dumont et al., 2010)\*.

La dépendance de l'albédo dans l'infrarouge à la taille de grain s'explique de façon

phénoménologique par une “compétition” entre réflexion sur les surfaces des grains et absorption par la glace. Au premier ordre, l'albédo dépend donc du rapport  $n/l$ , où  $n$  est le nombre d'intersections et  $l$  est la longueur du trajet dans la glace. Une autre façon d'exprimer la même chose est de dire que les réflexions sont proportionnelles à la surface de l'interface air-glace  $S$ , et l'absorption proportionnelle au volume de glace  $V$ . Dans ce cas, l'albédo dépend du rapport  $S/V$ . Pour réconcilier ces deux points de vue, il suffit de faire appel aux règles de stéréologie (Underwood, 1970), qui sont d'ailleurs utilisées pour estimer le rapport  $S/V$  à partir d'images de coupe bi-dimensionnelle des milieux poreux (Arnaud et al., 1998). Ce ratio  $S/V$  est appelé surface spécifique par certains auteurs (Matztl and Schneebeli, 2006) et s'exprime généralement en  $\text{mm}^{-1}$ . D'autres auteurs préfèrent un point de vue chimique (Domine et al., 2008)\* et définissent la surface spécifique par unité de masse, c'est-à-dire par  $S/m = S/(\rho_{\text{glace}}V)$ , exprimée en  $\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$ . En télédétection optique ou en modélisation du transfert radiatif atmosphérique, cette grandeur est utilisée depuis longtemps, mais sous la forme du rayon optique, et s'exprime par  $r_{\text{optique}} = 3/(S/V)$ . Nous utiliserons ici de façon interchangeable les termes de surface spécifique et de rayon optique.

La dépendance de l'albédo dans l'infrarouge au rayon optique offre un moyen direct pour mesurer la taille de grains de la neige. L'idée a été mise en œuvre en télédétection optique par, entre autres, Fily (1997), Nolin and Dozier (2000) et Lyapustin et al. (2009). Mais pour cela, il est nécessaire que cette dépendance soit exclusive ou que les autres facteurs influençant l'albédo soit connus et quantifiés. La série de travaux Grenfell and Warren (1999); Neshyba et al. (2003); Grenfell et al. (2005) aborde la question de la forme des grains et conclue sur l'intérêt du rayon optique pour calculer l'albédo indépendamment de la forme des grains. Pourtant cette conclusion ne correspond pas aux résultats même de ces études. C'est pourquoi nous avons conduit une étude visant à quantifier de façon théorique l'influence de la forme des grains sur l'estimation de la surface spécifique des grains par méthode optique. Pour cela, nous avons développé un modèle original basé sur le “suivi de rayon” (*ray-tracing*) (Picard et al., 2009a).

La théorie du transfert radiatif est l'approche la plus commune pour calculer l'albédo de la neige bien qu'elle souffre de plusieurs défauts, qui proviennent pour l'essentiel de l'hypothèse sous-jacente de “milieu continu”, alors que la neige est sans équivoque un milieu discret. Le calcul des paramètres optiques du milieu nécessaire à la théorie (fonction de phase et albédo de simple diffusion) ne peut se faire de façon exacte que pour les sphères et sphéroïdes. Une approche possible pour les autres formes est d'utiliser le suivi de rayon — une méthode purement géométrique qui simule la trajectoire des photons — sur une particule isolée (Macke and Mishchenko, 1996). Cette approche mixte suivi de rayon / transfert radiatif est performante sur le plan calculatoire mais reste limitée

par les hypothèses du transfert radiatif évoquées ci-dessus et par le nombre limité de géométries du milieu pour lesquelles des solutions de l'équation existent (généralement, le milieu est supposé plan-parallèle). Une approche alternative consiste à utiliser le suivi de rayon sur l'ensemble des particules constituant le milieu et ainsi de s'affranchir totalement du transfert radiatif. Notre modèle, nommé SnowRAT (figure 4.2), utilise cette approche qui nécessite des temps de calcul importants, mais qui présente plusieurs atouts (Picard et al., 2009a)\* :

- Elle peut prendre en compte des formes des grains quelconques dès lors que le calcul géométrique de l'intersection entre une droite et l'objet est possible. L'hypothèse "géométrie optique" est acceptable si les grains et les courbures sont bien plus grands que la longueur d'onde.
- Elle respecte la nature discrète du milieu, par exemple, un photon ne peut être absorbé qu'après avoir pénétré dans la glace, ce qui n'est pas le cas dans le transfert radiatif qui s'appuie sur des probabilités indépendantes d'absorption et de diffusion. Cette capacité s'est révélée être un atout dans la confrontation avec des mesures fines de réflectance bi-directionnelle (Dumont et al., 2010)\*.
- La géométrie générale du milieu n'est pas limitée, il est possible par exemple de modéliser de façon explicite de la neige dans une coupelle cylindrique servant de porte-échantillon.
- La forme de la source de lumière peut être quelconque (éclairage ponctuel et divergent par exemple). Il en est de même pour le récepteur (par exemple photodiode à l'intérieur de la neige). On peut même prendre en compte les interactions entre la source/récepteur et le milieu, ce qui est le cas, par exemple, pour une sphère intégrante (Gallet et al., 2009)\*.

Etant donné ces caractéristiques, ce type de modèle s'avère particulièrement adapté aux simulations d'instruments optiques quand les configurations de mesures (position de l'émetteur, du récepteur et du milieu) sont généralement plus complexes que ce que ne permet l'approximation plan-parallèle.

Pour répondre à la question de la forme des grains, des simulations ont été conduites avec SnowRAT en considérant des formes géométriques relativement simples (sphère, cube, cylindre, ...) et en faisant varier la surface spécifique. Les résultats confirment que la forme des grains module la relation entre l'albédo et la surface spécifique, cette modulation pouvant atteindre  $\pm 20\%$  si on considère des formes extrêmes comme les cubes et

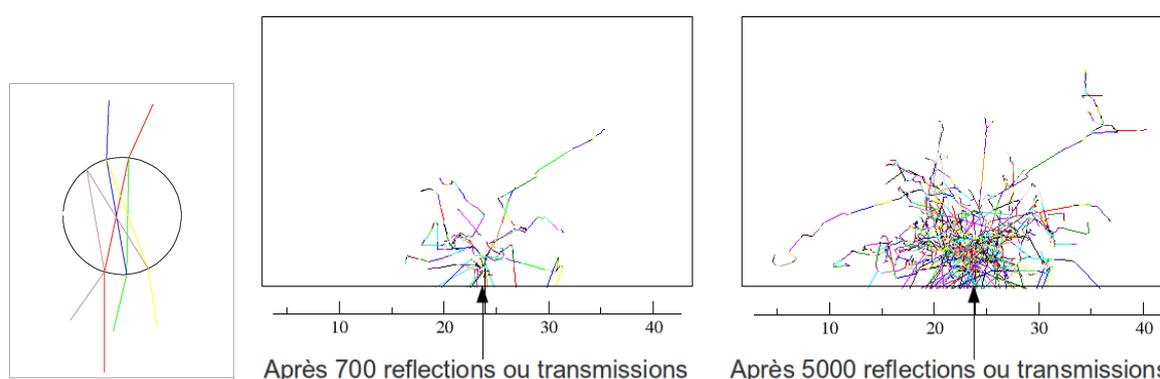


FIGURE 4.2 – Illustration du fonctionnement de SnowRAT. A gauche, exemple de calcul (en projection 2D) de la trajectoire d'un rayon incident sur une sphère (en rouge, venant du bas). La couleur du rayon change à chaque réflexion. Au milieu et à droite, trajectoires possibles d'un rayon entrant dans un milieu constitué d'un grand nombre de sphères (Picard et al., 2009a)\*.

les sphères (Figure 4.3). Ces résultats étendent ceux des travaux précédents (Grenfell and Warren, 1999; Neshyba et al., 2003; Kokhanovsky and Zege, 2004) en incluant de nouvelles formes. Cette étude théorique permet de conclure qu'une large erreur peut être commise en déduisant la surface spécifique à partir des mesures d'albédo. Il faut noter toutefois que cette conclusion n'est pas confirmée par l'étude expérimentale présentant l'instrument DUFISSS (Gallet et al., 2009)\*, puisqu'une erreur n'excédant pas 15% a été établie, avec des échantillons de neige constitués de grains fins et de givre. Une explication à ce désaccord pourrait être la différence entre les formes géométriques parfaites prises en compte par la modélisation et les formes plus complexes présentes dans la neige naturelle. Pour progresser sur cette question, deux voies apparaissent possibles : la première consiste à modéliser par suivi de rayon des images 3D de neige issues de tomographie rayon X, et la deuxième consiste à étendre l'étude de Gallet et al. (2009)\* en multipliant les types de grains. Dans les deux cas, les difficultés sont importantes. Cependant, pour notre usage dans le cadre des micro-ondes, une imprécision de  $\pm 20\%$  n'est pas une limitation au regard du biais dû à l'utilisation du rayon optique en entrée de la théorie DMRT (section 3.3.1).

### 4.3 Les instruments de mesure de la surface spécifique par méthodes optiques

Mesurer la taille des grains de neige sur le terrain avec rapidité et précision comme on le fait habituellement pour la densité ou la température est un besoin dans de nombreux

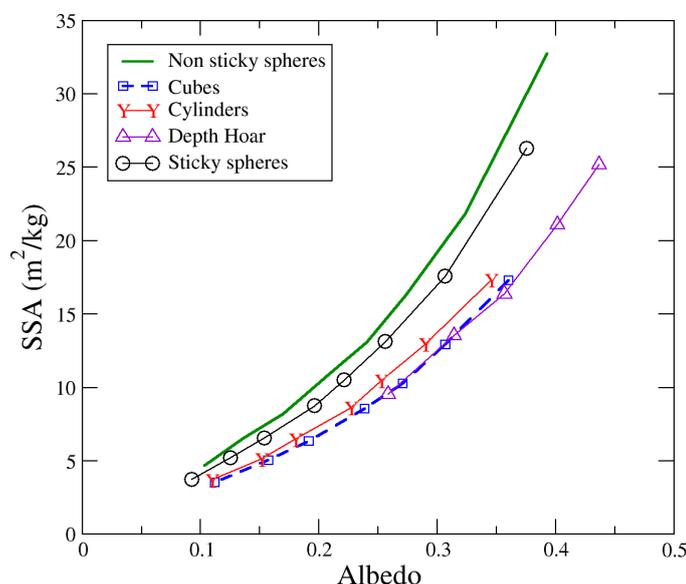


FIGURE 4.3 – Relation entre l'albédo et la surface spécifique pour diverses formes géométriques (Picard et al., 2009a)\*.

domaines impliquant la neige (métamorphisme, télédétection, chimie, ...). Des progrès importants ont été réalisés récemment avec l'avènement des méthodes optiques :

- La photographie proche infrarouge développée par Matzl and Schneebeli (2006) utilise un appareil photo numérique courant dont le filtre anti-infrarouge a été remplacé par un filtre anti-visible. La sensibilité des capteurs au silicium est suffisante pour obtenir une image 2D de l'albédo dans la gamme 800–900 nm. Cette technique a été appliquée en 2006 par L. Arnaud à Dôme C et a servi de base au travail de Brucker et al. (2011a)\*. Elle a été ensuite appliquée pendant l'année polaire internationale au Québec (Langlois et al., 2010)\*. La mise en œuvre de cette technique est délicate pour atteindre une précision suffisante, ses principaux défauts sont i) la moindre sensibilité de l'albédo à la surface spécifique autour de 850 nm en comparaison à 1030 nm ou 1300 nm et ii) l'éclairage passif (provenant du soleil) difficile à contrôler. Nos collègues du CARTEL ont investi dans un appareil photo avec capteur InGAs, au lieu du Silicium, sensible autour de 1300nm afin résoudre le premier problème, mais maîtriser l'éclairage reste un point délicat.

- L'utilisation d'un spectromètre dans l'infrarouge permet facilement de mettre en évidence l'influence de la surface spécifique sur l'albédo (Domine et al., 2006). C'est avec la méthode de spectrométrie "de contact" (Painter et al., 2007) que les premières estimations quantitatives ont été réalisées. Cette méthode s'appuie sur la raie d'absorption autour de 1030 nm (Nolin and Dozier, 2000) et ne présente pas les défauts de la photographie infrarouge. Par contre, elle nécessite un spectromètre, ce qui peut être coûteux et encombrant. Cette méthode est pourtant assez répandue.
- La mesure précise de l'albédo sur échantillon fait habituellement appel à une sphère intégrante (Hidovic-Rowe et al., 2006) équipée d'un éclairage dédié et d'un photorécepteur. Ainsi, en combinant une sphère et un laser bien stabilisé émettant à 1310 nm, la méthode proposée par Gallet et al. (2009)\* au LGGE a tous les atouts pour offrir une bonne précision. L'instrument DUFISSS a été longuement testé et validé avec des mesures indépendantes de surface spécifique basées sur l'adsorption de méthane (Dominé et al., 2001). A noter que des calculs ont été menés avec le modèle de suivi de rayon SnowRAT pour simuler la géométrie d'acquisition et étudier les écarts aux conditions idéales de mesure dans une sphère, comme par exemple la pénétration de la lumière dans la neige. La nécessité d'échantillonner la neige pour faire la mesure est la principale limitation de DUFISSS, réaliser un profil peut être fastidieux, et la perturbation de la neige pendant la manipulation n'est pas à exclure, même si notre expérience indique une très bonne répétabilité de la mesure.

Ces techniques ont été développées pour la neige saisonnière et ne permettent pas d'acquérir des profils au delà de la profondeur accessible dans un puits (typiquement 2 mètres).

#### 4.3.1 POSSSUM

Pour étudier la neige sur les calottes, un système dédié a été conçu à partir du printemps 2007 en collaboration avec L. Arnaud, les principaux développements se déroulant en 2008 et la validation en 2009. Le cahier des charges était de produire un instrument embarqué dans une sonde qui mesurerait la surface spécifique le long d'un trou de forage d'un diamètre d'environ 10 cm. Pour cela, plusieurs défis ont dû être relevés par rapport aux méthodes existantes :

1. La sonde est suspendue à un câble et est mobile dans le trou. La distance entre la neige et le système de mesure est faible et varie beaucoup (jusqu'à 50%). Il est impossible dans ces conditions de mesurer une réflectance absolue.

2. La face de neige et la sonde ne sont généralement pas parfaitement verticales, la mesure doit s'affranchir de cet angle relatif.
3. La lumière extérieure est inévitable, elle provient soit de la transmission à travers la neige, soit directement par le trou.
4. Pour éviter d'utiliser un verre entre le système de mesure et la neige (risque de réflexions parasites), la sonde est ouverte et peut se remplir de neige, ce qui exclut l'utilisation d'une sphère intégrante par exemple.

La solution trouvée consiste à i) mesurer une réflectance relative à deux longueurs d'onde, l'une sensible au rayon optique (1310 nm), l'autre pour corriger les variations de la géométrie d'acquisition (635 nm changé ultérieurement à 805 nm), ii) acquérir le signal à plusieurs angles judicieusement choisis pour s'affranchir des variations angulaires iii) moduler le signal pour éliminer l'effet de la lumière extérieure iv) positionner au mieux la sonde dans le trou grâce à un système mécanique (aléreur et anti-torques). Ces choix techniques ont abouti à la réalisation de POSSSUM (pour *Profile Of Snow Specific Surface area using infra-red reflectance Measurements*). Le principe est illustré Figure 4.4. La validation et le développement de l'algorithme de conversion des mesures brutes en surface spécifique ont été réalisés dans le cadre du stage Master 2 Recherche de N. Champollion. Cet algorithme comprend plusieurs étapes, minutieusement validées, pour réaliser cette conversion (Arnaud et al., 2011)\*. Cet algorithme s'appuie sur des travaux de modélisation notamment avec le modèle SnowRAT. La précision de la mesure de réflectance a été évaluée par comparaison avec l'instrument DUFISSS (Gallet et al., 2009)\* et est de l'ordre de 1 à 2%. La précision sur la mesure de surface spécifique a été réalisée par comparaison avec la méthode d'adsorption méthane et est de l'ordre de 10%.

POSSSUM a été validé dans les Alpes et utilisé pour la première fois en Antarctique lors de la saison 2009/2010 dans le cadre du programme IPEV CALVA. Pour cela, un système de carottage "léger" a été développé par L. Arnaud et le service technique du LGGE, avec pour objectif d'atteindre 20 m de profondeur. Une trentaine de profils allant de 4 m à 20 m ont été acquis autour de la station Concordia, jusqu'à 25 km. Cette saison a démontré la robustesse de POSSSUM et la qualité de la correction en distance. Par contre, un défaut important est immédiatement apparu sur les forages les plus profonds : la surface spécifique diminue progressivement avec la profondeur entre la surface et environ 10 m comme attendu (Figure 4.5). Ceci indique en effet un grossissement des grains dû au métamorphisme. Or en dessous de 10 m, POSSSUM mesure une croissance de la surface spécifique avec la profondeur, ce qui n'est pas physique. Le problème semble être

technique, à partir d'une certaine cohésion, le forage coupe les grains de neige au lieu de les arracher, ce qui produit de fines particules qui se collent sur les parois du puits. Ces fines particules d'autant plus nombreuses que la cohésion est forte peuvent expliquer la croissance apparente de la surface spécifique avec la profondeur. Une étude en laboratoire à Concordia a permis de confirmer cette hypothèse et des solutions ont été envisagées pour la prochaine saison.

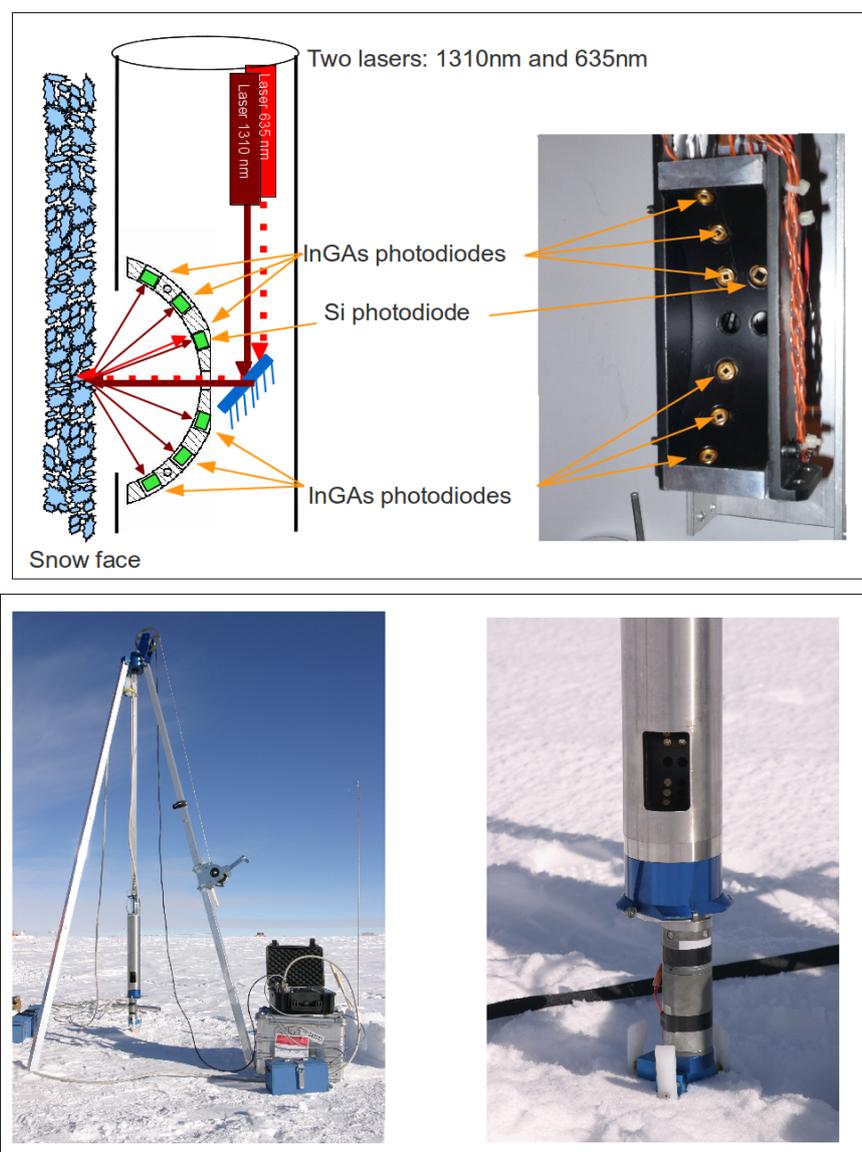


FIGURE 4.4 – Principe de la couronne de mesure de Possum (haut). Vue sur le terrain du système complet et zoom sur la partie mesure et l'aléreur (Arnaud et al., 2011)\*.

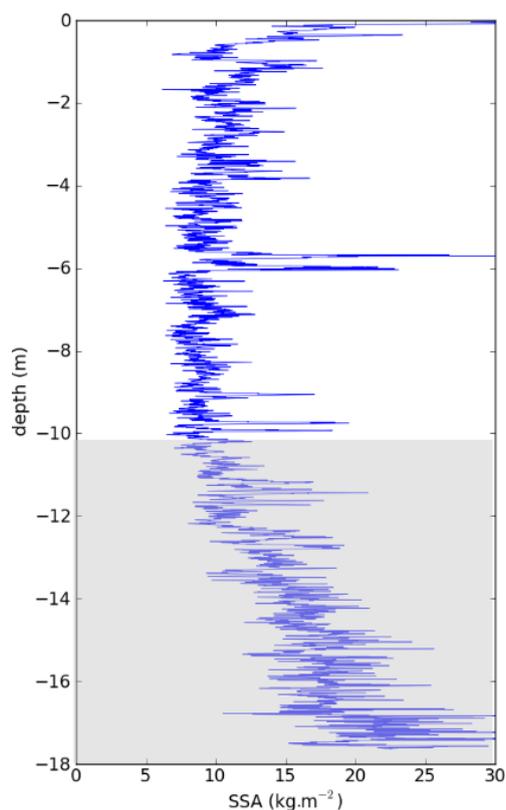


FIGURE 4.5 – Un des profils de surface spécifique mesurés à Dôme C en 2009/2010 avec POSSSUM.

Les profils acquis à Dôme C ont été exploités pour la modélisation micro-onde (section 3.3.1). L'analyse de la variabilité spatiale (de l'échelle métrique à kilométrique) et l'interprétation en terme de métamorphisme restent à conduire. Il est par ailleurs possible d'utiliser POSSSUM pour faire des mesures sur échantillon, ce qui a permis de suivre l'évolution de la taille de grain juste sous la surface et ainsi de mieux comprendre l'évolution du signal micro-onde à haute fréquence (section 3.3.4).

### 4.3.2 ASSSAP

POSSSUM a des spécificités uniques, il est dédié au forage profond, et même s'il a été utilisé pour des mesures sur échantillon ou sur la neige saisonnière alpine, son poids et le protocole de mesure n'est pas adapté aux manteaux peu épais. Cependant, les concepts utilisés dans POSSSUM présentent certains atouts par rapport aux autres méthodes : mesure dans un trou, ce qui réduit la perturbation de la neige et permet des mesures régulières à proximité, rapidité d'exécution du profil, résolution verticale fine (1cm), précision de la

mesure, ... En partant de ce constat, nous avons développé ASSSAP (Alpine/Arctic Snow Specific Surface Area Profiler). Cet instrument utilise le même système de mesure (optique, électronique et acquisition) que POSSSUM, mais s'en différencie sur le plan mécanique, ce qui se traduit par un poids et un encombrement nettement inférieur.

De façon paradoxale, ASSSAP a réalisé ses premiers profils en Antarctique pendant la saison 2010/2011 (programme IPEV CALVA, N. Champollion). Il a permis de caractériser l'évolution temporelle du manteau neigeux dans les 30 cm proche de la surface. De plus, grâce à un protocole original, ASSSAP a été utilisé en position horizontale pour mesurer la surface spécifique de la surface sans échantillonnage, ce qui permet de suivre précisément un transect (de quelques décimètres) à différentes dates. L'analyse des trois semaines de mesure a montré une variation temporelle très importante de la surface spécifique en surface (entre 40 et 70 m<sup>2</sup>.kg<sup>-1</sup>) en relation avec la formation de givre. Ces résultats confirment indirectement que l'albédo en Antarctique peut varier rapidement et amplement en fonction de paramètres nivo-météorologiques.

ASSSAP a été utilisé à Summit au Groënland pendant le printemps 2011 et le sera à nouveau en Antarctique pour la saison 2011/2012 afin d'affiner le suivi temporel de la surface. Un nouvel instrument, ASSSAP2, encore plus facile d'emploi est en cours de développement par L. Arnaud et E. Lefebvre. Il sera utilisé pour le suivi de l'évolution du manteau alpin au col de Porte pendant l'hiver 2012.

## 4.4 L'absorption de l'énergie solaire dans la neige

L'albédo est une caractéristique pertinente quand on s'intéresse à l'énergie renvoyée par la planète dans les courtes longueurs d'onde ( $<5 \mu\text{m}$ ). Elle permet de décrire la surface avec un point de vue "vers le haut". Savoir si l'albédo vaut plutôt 80 ou plutôt 90% peut apparaître peu important, dans les deux cas, une très grande partie du rayonnement est renvoyée dans l'atmosphère. En revanche, lorsque l'on se place du point de vue de la surface, il en va différemment, car l'énergie qui n'est pas réfléchie, est absorbée. Cette énergie absorbée est proportionnelle au co-albédo (égale à un moins l'albédo) c'est-à-dire qu'elle augmente de +100% lorsque l'albédo passe de 90% à 80%. Cet écart est considérable d'autant que la neige n'est pas passive à cet apport. En effet, l'énergie absorbée provoque soit un échauffement local soit une fonte de la neige, ce qui dans les deux cas accélère le métamorphisme (sec ou humide), donc le grossissement des grains, et conduit à une baisse supplémentaire de l'albédo.

Même si l'énergie absorbée varie d'un facteur deux, cette énergie ne représente pas des

quantités importantes et on sait très bien que lorsqu'une surface "normale" s'échauffe, les flux sensibles et latents tendent à compenser l'absorption supplémentaire d'énergie radiative. Pour la neige, il n'en est rien car l'énergie solaire n'est pas absorbée à la surface, mais à quelques centimètres sous la surface, du fait de sa transparence dans le visible et dans une moindre mesure dans le proche infrarouge. Ainsi, la neige est un milieu qui généralement se réchauffe sous la surface, et se refroidit par la surface que ce soit par émission de rayonnement à grande longueur d'onde et/ou par échanges turbulents sensible et latent. Comme par ailleurs, la neige est un bon isolant thermique, le transfert de chaleur de la sub-surface vers la surface nécessite de fortes différences de température sur de faibles épaisseurs. Ceci engendre de forts gradients de vapeur qui conduisent à la formation de faces planes ou de givre (métamorphisme dit de fort gradient) dans les premiers centimètres et à une croissance rapide de la taille des grains. L'impact sur l'albédo n'est pas négligeable, ce qui affecte en retour l'absorption d'énergie solaire. Il n'est pas impossible non plus que ce gradient de vapeur soit responsable de la formation du givre sur la surface que l'on observe en été en Antarctique (section 3.3.4).

Ce raisonnement phénoménologique cache une réalité complexe car la transparence de la neige varie beaucoup selon la longueur d'onde, le profil d'absorption de l'énergie dépend donc du spectre de l'énergie incidente, du contenu en impureté de la neige et de la taille de grain.

Pour la neige, il apparaît donc important d'adopter un point de vue "vers le bas", "spectral" et "dynamique", c'est-à-dire considérant de manière couplée les propriétés optiques (l'albédo et la profondeur de pénétration), les variations de ces grandeurs en fonction de la longueur d'onde et l'évolution physique de la neige. Nos travaux sur la question restent préliminaires, deux points ont été abordés jusqu'à présent :

1. A Dôme C, des mesures de profondeur de pénétration optique dans le visible ont été réalisées (J. France, Royal Holloway, University of London, Royaume-Uni) avec en parallèle des mesures de densité et de surface spécifique avec POSSSUM. Le calcul de la profondeur de pénétration à partir des propriétés de micro-structure (densité et surface spécifique) au moyen du modèle de transfert radiatif DISORT (Stamnes et al., 1988) montre un large désaccord, quasiment un facteur deux. Ce résultat est surprenant car les mesures sont toutes très précises par rapport à l'écart constaté et un résultat similaire a été publié (Meirolid-Mautner and Lehning, 2004). Il est probable que l'erreur provienne de la forme des grains, DISORT utilisant des sphères. La résolution de ce point est important non seulement pour le bilan d'énergie de la surface mais aussi la photochimie de la neige (France et al., 2011)\* car la profondeur

de pénétration est la grandeur la plus importante.

2. Un modèle permettant de prendre en compte les phénomènes décrits ci-dessus a été réalisé à partir des briques dont nous disposons, c'est-à-dire le modèle SDEM (section 3.3.1) pour le calcul du bilan d'énergie et le profil de température dans le manteau, le modèle de transfert radiatif optique DISORT. Une modélisation simple du métamorphisme a été ajoutée pour lier gradient de température et taille de grain. Cette modélisation considère que la vitesse de grossissement des grains est proportionnelle au flux de vapeur d'eau saturante. Le coefficient de proportionnalité a été calé par rapport aux mesures d'évolution de la surface spécifique réalisées en 2009/2010. Ce modèle permet de montrer l'effet de la rétro-action positive décrite précédemment, et d'évaluer par exemple comment cette rétro-action est inhibée par l'apport de grains fins en surface. Pour aller au delà, il est nécessaire de se tourner vers un vrai modèle de neige, et par exemple conduire une validation poussée de CROCUS sur Dôme C et d'améliorer la prise en compte de l'absorption de l'énergie solaire incidente.

Ces travaux préliminaires ainsi que des travaux récents (Flanner et al., 2011; Kuipers Munneke et al., 2009) montrent l'importance de considérer avec plus de précision le comportement radiatif de la neige dans le climat. La neige n'est pas simplement un fort réflecteur dont seule la présence ou absence importe. La neige évolue et interagit avec le climat car ses propriétés optiques varient dans des proportions importantes et dépendent de ses caractéristiques géométriques qui elles-même dépendent des conditions météorologiques.

## 4.5 Perspectives dans le domaine optique

L'objectif des travaux futurs sur l'optique de la neige visent à améliorer la compréhension du rôle radiatif de la neige dans le climat polaire, et plus particulièrement sur les régions de neige pérenne. Notre approche s'appuie sur quatre outils : une instrumentation originale, la modélisation physique des phénomènes et des méthodes de mesure, la télédétection spatiale, et à terme l'assimilation de données.

Pour des raisons de clareté, les perspectives sont décrites en distinguant ces méthodes, mais ce n'est que par l'utilisation couplée de ces méthodes que des progrès seront possibles. L'essentiel de ces perspectives forment le coeur de notre projet ANR-Jeunes Chercheurs MONISNOW acceptée en juin 2011 (participants : G. Picard, L. Arnaud, E. Lefebvre au LGGE; et S. Morin et M. Dumont au CEN - CNRM-GAME).

### 4.5.1 Modélisation optique et dynamique de la neige proche de la surface

Le modèle de suivi de rayon SnowRat apporte un point de vue complémentaire aux modèles de transfert radiatif classiques. Dans sa version actuelle, il présente cependant quelques limitations techniques qui restreignent son champ d'application : 1) la longueur d'onde est limitée à l'infrarouge pour des raisons de nombre de particules simulées et de la taille du milieu modélisable 2) les formes géométriques possibles pour les grains sont trop simples et 3) le modèle ne prend pas en compte la diffraction. Résoudre le premier point est purement technique et relativement facile. Concernant le deuxième point, pouvoir utiliser des images tri-dimensionnelle de la structure de la neige acquises par tomographie à rayon X serait un atout, ce problème est plus difficile qu'il n'y paraît (Kaempfer et al., 2007) car les filtrages nécessaires au traitement des images de tomographie ont un impact majeur sur le comportement optique. Une collaboration est envisagée sur ce sujet avec le CEN (F. Flin) et le LIRIS dans le cadre d'une ANR-Blanche nommée DigitalSnow. Le troisième point mérite une attention particulière si l'on souhaite pouvoir répondre à la question fondamentale de la forme des grains et de la pénétration car l'approximation de l'optique géométrique est très probablement insuffisante dans ces conditions, des solutions aux problèmes de la diffraction approchées existent et devront être révisées. Malgré ces améliorations, SnowRat restera un outil d'étude fondamentale et instrumentale, car le temps de calcul est prohibitif en comparaison avec un calcul de transfert radiatif.

Pour intégrer un calcul optique correct dans la modélisation de l'évolution de la neige, il est nécessaire de recourir aux modèles de transfert radiatif, et même dans ce cas, certaines méthodes de résolution (comme DISORT) sont trop coûteuses. Ainsi l'amélioration de l'absorption de l'énergie solaire dans CROCUS demandera de simplifier les calculs, et notamment d'envisager différentes approximations du transfert radiatif (2-flux, 4-flux, méthodes asymptotiques). La validation demandera des mesures nouvelles pour résoudre la question de la pénétration évoquée précédemment.

Cette amélioration de la composante optique de CROCUS présente un intérêt pour toutes les régions enneigées (voir par exemple Flanner and Zender (2005)). Pour l'Antarctique, mieux calculer le transfert radiatif sera cependant insuffisant si le givrage en surface n'est pas correctement modélisé. Les processus impliqués dans la croissance des cristaux restent encore incertains, mais si l'hypothèse d'un rôle prépondérant de la neige (et non de l'atmosphère) est confirmé, il sera nécessaire d'adapter CROCUS pour prévoir les flux de vapeur. Ce travail d'ampleur impliquera une collaboration avec l'équipe de développement de CROCUS. Les observations réalisées dans le cadre des travaux micro-ondes (section

3.3.4) seront une source intéressante pour la validation de cette modélisation.

#### 4.5.2 Caractérisation de l'évolution temporelle de la neige par spectrométrie optique

Observer le spectre de réflexion et de transmission de la neige de façon ponctuelle n'est pas nouveau. Cependant, une exploitation plus approfondie de ces spectres et des mesures plus systématiques paraissent aujourd'hui possibles, notamment grâce à l'essor des spectromètres peu coûteux à base de capteur CCD ou CMOS. Nos recherches futures dans ce domaine visent un double objectif :

1. caractériser l'albédo spectral et la profondeur de pénétration en tant que grandeurs pertinentes pour la neige et le climat, que ce soit à des fins de documentation (tendance, variabilité, ...) ou de validation des modèles (optique, neige, climat),
2. caractériser les propriétés de micro-structure de la neige, notamment la surface spécifique et la densité, à la surface et dans le manteau, en exploitant la spectrométrie comme une méthode de sondage optique de la matière.

Un atout des méthodes optiques est leur facilité d'automatisation et le caractère non-destructif de la mesure. Ceci permet d'envisager de suivre l'évolution en un point fixe du manteau neigeux sur une longue période et avec des résolutions temporelles fines par rapport à la vitesse des processus de transformation. Ce point est essentiel, il constitue la principale originalité par rapport à l'approche classique de mesure dans des puits à intervalle régulier qui ne permet pas de découpler les variations temporelles des variations spatiales. On peut ainsi espérer atteindre des précisions bien supérieures et ainsi mieux valider les modèles. Les difficultés sont importantes : concernant la mesure de la surface spécifique, tous les instruments développés jusqu'à présent par nos soins ou par la communauté requièrent un trou ou un puit. Ces méthodes ne sont pas transposables pour un système enfoui, en contact avec la neige. Concernant la densité, tout reste à inventer, même si des tentatives sont en cours (Gergely et al., 2010; Negi et al., 2011).

En pratique, ce programme implique plusieurs étapes :

1. mettre en place un système de mesure *in-situ* de l'albédo spectral et la profondeur de pénétration,
2. en parallèle conduire des expériences en laboratoire pour trouver la configuration géométrique optimale pour extraire la taille de grain et la densité à partir de mesures spectrales,

3. concevoir un système enfoui de mesure de la taille de grain et la densité.

A noter que la partie albédo de la première étape est en cours de réalisation pour une utilisation sur le raid Dôme C - Vostok puis une installation pérenne à Dôme C à partir de l'été austral 2011/2012.

# Chapitre 5

## Conclusions et Perspectives

Les travaux réalisés et les perspectives présentées dans les deux chapitres précédents (sections 3.5 et 4.5) sont rappelés ici très brièvement en mettant l'accent sur les outils et en distinguant les acquis, des activités en cours, et enfin des développements à conduire dans les quatre prochaines années.

### 5.1 Les acquis

Les résultats les plus marquants obtenus pendant les six dernières années concernent les micro-ondes en Antarctique et le développement instrumental. Ils s'appuient sur des outils solides :

- L'algorithme de détection des événements de fonte superficielle développé par (Torinesi et al., 2003) s'est avéré robuste et performant. Il nous a permis d'étudier le climat côtier et estival de l'Antarctique et de produire un jeu de données utile pour la validation des modèles de climat (section 3.2.3). Par la suite nous nous attacherons à maintenir et diffuser ce jeu de données, et à l'utiliser comme sur le site de NEEM ou la calotte Barnes en Arctique (section 3.2.2).
- Dans la zone sèche de l'Antarctique, c'est-à-dire celle qui ne voit jamais d'eau liquide, nos travaux de modélisation nous ont permis de bien comprendre le comportement temporel, spatial et fréquentiel de la température de brillance en polarisation verticale en Antarctique (thèse de L. Brucker, soutenue en octobre 2009) ; voir section 3.3.1. La validation des modèles mécanistes d'émission micro-onde (DMRT-ML essentiellement) reste encore à affiner mais la voie de recherche est maintenant claire et en cours (section 3.5.1). Nous disposons donc d'outils de modélisation (SDEM et

DMRT-ML) validés — ou tout au moins dont les limitations sont bien connues — qui peuvent servir de base à l’estimation de la température physique à partir des observations micro-ondes en Antarctique (section 3.5.2). L’adaptation de DMRT-ML à la neige saisonnière avec la prise en compte du sol est en cours et aboutira à la diffusion publique du modèle.

- Les instruments de mesure de la surface spécifique (taille des grains) POSSSUM et ASSSAP (section 4.3) nous ont permis d’acquérir des données originales dont l’exploitation est en cours. Si l’on ajoute les instruments de photographie automatique (Pauto), les grappes de température (Dôme C, Vostok), et la grappe de conductivité (Alpes puis Dôme C), nous disposons aujourd’hui de moyens importants pour, d’une part la validation des modèles micro-ondes, et d’autre part la physique de la neige et le suivi climatique de la surface (sections 4.4 et 4.5.2). La diffusion et le partage de ce savoir-faire et de ces instruments nous permettra de couvrir d’autres régions d’intérêt (Arctique, Alpes) et d’autres sujets (la photochimie de la neige par exemple).
- Les modèles optiques, SnowRAT (section 4.2) et DISORT (Stamnes et al., 1988) nous ont permis de répondre à diverses questions d’optique de la neige concernant la mesure de la surface spécifique, le comportement angulaire de la réflectance de la neige, le développement d’instrument, le bilan d’énergie de la neige, ... SnowRAT mérite encore des améliorations, mais son originalité permet d’entrevoir des études nouvelles comme par exemple le rôle de la rugosité.

## 5.2 Les activités en cours

Trois points principaux sont actuellement en cours d’étude, en partie à travers des thèses, et nécessitent des investigations plus poussées :

- Nos travaux sur les séries temporelles de température de brillance en polarisation verticale ont rapidement abouti à la conclusion qu’une très grande part des variations temporelles du signal satellite s’expliquaient par les variations de température physique de la neige. En revanche en polarisation horizontale, au signal de température s’ajoute une composante de “surface” qui est mal comprise, mais qui pourrait permettre d’estimer les évènements de précipitations de fait de leur influence sur la surface, ou d’établir une climatologie du givre en surface. Cependant la richesse du signal en polarisation horizontale ne permet pas actuellement de dissocier les différentes sources de variations. L’analyse conjointe de l’instrument Pauto, des données météorologiques

classiques, et des signaux micro-ondes est conduite dans le cadre de la thèse de N. Champollion depuis octobre 2009 (section 3.3.4).

- Le manteau saisonnier en Arctique est bien plus complexe que le manteau pérenne de l'Antarctique et nous cherchons à contribuer à sa modélisation ou à l'estimation de paramètres comme la hauteur de neige ou la température de surface. La spécificité de notre approche est de se limiter aux régions sans végétation afin de profiter de nos connaissances sur la neige pérenne. Dans le cadre de la thèse de F. Dupont débutée en octobre 2010, nous nous intéressons à la température de surface dans la toundra ou sur les calottes canadiennes (sections 3.4 et 3.5.2).
- La modélisation de l'albédo et l'influence de la neige sur l'albédo ont été abordées dans nos travaux récents. Ce sujet de recherche est vaste, notre spécificité est de se focaliser sur la dynamique de l'albédo induit par les changements de la neige à la surface et en sub-surface. Cet axe découle logiquement des travaux micro-ondes en polarisation horizontale et des instruments POSSSUM et ASSSAP. Les travaux de modélisation à conduire maintenant visent à améliorer la prise en compte de l'absorption d'énergie solaire dans le modèle CROCUS et de la valider, ces travaux feront partie la thèse de Q. Libois à partir de septembre 2011 (section 4.4).

### **5.3 Perspective : Spectroscopie de la neige et suivi temporel - MONISNOW**

Le projet MONISNOW part du constat de la difficulté de conduire aujourd'hui des analyses simples sur le climat des 50 dernières années en Antarctique. Cette difficulté vient en premier lieu du manque de stations météorologiques au regard de l'étendue du continent. Cette remarque concerne la météo, et plus particulièrement la couche limite atmosphérique. Or la neige en surface est une composante centrale du climat. Si on tente d'établir un bilan des moyens d'observations continues dédiées à la neige, on ne peut que constater le déficit par rapport à la météorologie. Les données pour étudier l'évolution de la neige depuis 50 ans n'existent pas aujourd'hui. Or, s'il est désormais acquis que la maintenance des stations météorologiques en Antarctique est indispensable pour étudier le changement climatique, ce n'est pas le cas pour l'étude et le suivi de la neige. Ce constat sera malheureusement toujours d'actualité dans quelques décennies si un système d'observation dédié n'est pas mis en place dès à présent. La principale difficulté par rapport aux stations météorologiques est l'inexistence de méthodes de caractérisation de la neige pour une grande partie des

variables pertinentes. Le projet proposé dans l'ANR-Jeunes Chercheurs MONISNOW vise à contribuer à cet effort d'observation de la neige. Il a pour objectif spécifique d'accroître nos capacités d'observation de la neige, en développant des instruments originaux et en mettant en place un suivi de long terme en deux ou trois sites (Antarctique, Arctique, Alpes). Ce projet inclut le développement d'instruments basés sur l'optique dans la ligné de nos travaux sur POSSSUM et ASSSAP afin de suivre la taille de grain et la densité à l'intérieur du manteau, suivre l'albédo et la rugosité en surface (section 4.5.2) ainsi que suivre la profondeur de pénétration de l'énergie solaire, la température et la conductivité thermique au voisinage de la surface (premiers décimètres). Le projet comprend aussi un volet modélisation qui portera sur i) des améliorations du modèle CROCUS (la partie optique, les flux de vapeurs d'eau), ii) l'exploitation des observations MONISNOW pour la validation des modèles (notamment la taille de grain et la densité).

MONISNOW est une brique, à plus long terme, il me paraît important de mettre en place un réseau d'observations standardisées et dédiées à la neige en Antarctique — et plus au nord — afin que nos jeunes doctorants puissent disposer dans quelques décennies de données de qualité pour constater les changements de la couverture neigeuse en relation avec le changement du climat.

# Bibliographie

- W. Abdalati. Elevation changes of ice caps in the canadian arctic archipelago. *J. Geophys. Res.*, 109(F4), 2004. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2003JF000045. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2004/2003JF000045.shtml>.
- W. Abdalati and K. Steffen. Snowmelt on the greenland ice sheet as derived from passive microwave satellite data. *J. Climate*, 10 :165–175, February 1997.
- ACIA. Arctic climate impact assessment. Technical report, Arctic Council, 2005.
- O. A. Anisimov, V. A. Lobanov, S. A. Reneva, N. I. Shiklomanov, T. Zhang, and F. E. Nelson. Uncertainties in gridded air temperature fields and effects on predictive active layer modeling. *J. Geophys. Res.*, 112(F2), June 2007. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2006JF000593. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2007/2006JF000593.shtml>.
- R. Armstrong and M. J Brodzik. *Northern Hemisphere EASE-Grid Weekly Snow Cover and Sea Ice Extent Version 2*. 2002. Published : National Snow and Ice Data Center, Digital media and CD-ROM.
- L. Arnaud, M. Gay, J. M Barnola, and P. Duval. 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, 1998.
- L. Arnaud, G. Picard, N. Champollion, F. Domine, J.C. Gallet, E. Lefebvre, M. Fily, and J.M. Barnola. 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, March 2011. ISSN 00221430. doi : 10.3189/002214311795306664.
- R. J Arthern, D. P Winebrenner, and D. G Vaughan. Antarctic snow accumulation mapped using polarization of 4.3-cm wavelength microwave emission. *J. Geophys. Res.*, 111 (D10) :6107–+, March 2006. doi : 10.1029/2004JD005667.

- E. Berthier, E. Schiefer, G. K. C. Clarke, B. Menounos, and F. Rémy. Contribution of alaskan glaciers to sea-level rise derived from satellite imagery. *Nat. Geo.*, 3(2) :92–95, January 2010. ISSN 1752-0894. doi : 10.1038/ngeo737. URL <http://www.nature.com/doi/10.1038/ngeo737>.
- K. Beven. A manifesto for the equifinality thesis. *J. Hydrology*, 320 :18–36, March 2006.
- R. Bindshadler, H. Choi, C. Shuman, and T. Markus. Detecting and measuring new snow accumulation on ice sheets by satellite remote sensing. *Rem. Sens. Environ.*, 98(4) : 388–402, 2005. ISSN 0034-4257. doi : DOI:10.1016/j.rse.2005.07.014.
- D. H Bromwich and R. L Fogt. Strong trends in the skill of the ERA-40 and NCEP NCAR reanalyses in the high and midlatitudes of the southern hemisphere, 1958-2001. *J. Climate*, 17 :4603–4619, December 2004.
- L. Brucker, G. Picard, and M. Fily. Snow grain-size profiles deduced from microwave snow emissivities in Antarctica. *J. Glaciology*, 56(197) :514–526, 2010. ISSN 00221430. doi : 10.3189/002214310792447806.
- L. Brucker, G. Picard, L. Arnaud, J. M Barnola, M. Schneebeli, H. Brunjail, E. Lefebvre, and M. Fily. Modeling time series of microwave brightness temperature at dome c, antarctica, using vertically resolved snow temperature and microstructure measurements. *J. Glaciol.*, 57(201), 2011a.
- L. Brucker, A. Royer, G. Picard, A. Langlois, and M. Fily. Hourly simulations of the microwave brightness temperature of seasonal snow in quebec, canada, using a coupled snow evolution emission model. *Rem. Sens. Environ.*, 115(8) :1966–1977, August 2011b. ISSN 00344257. doi : 10.1016/j.rse.2011.03.019. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425711000964>.
- E. Brun, D. Six, G. Picard, V. Vionnet, L. Arnaud, E. Bazile, A. Boone, A. Bouchard, C. Genthon, V. Guidard, P. Le Moigne, F. Rabier, and Y. Seity. Snow-atmosphere coupled simulation at dome c, antarctica. *J. Glaciol.*, accepted, 2011.
- D. Cavalieri and J. Comiso. Algorithm theoretical basis document for the AMSR-E sea ice algorithm, revised december 1. *Landover, MD, USA : Goddard Space Flight Center*, 2000.
- W. L. Chapman and J. E. Walsh. A synthesis of antarctic temperatures. *J. Climate*, 20 (16) :4096–4117, August 2007. ISSN 0894-8755. doi : 10.1175/JCLI4236.1.

- S. Colbeck, E. Akitaya, R. Armstrong, H. Gubler, J. Lafeuille, K. Lied, D. McClung, Morris, and E. The international classification for seasonal snow on the ground. *Int. Commission Snow Ice Rep., IAHS*, 1993.
- J. C Comiso. *DMSP SSM/I Daily and Monthly Polar Gridded Bootstrap Sea Ice Concentrations*. 1990. Edited by J. Maslanik and J. Stroeve. Boulder, Colorado USA : National Snow and Ice Data Center. Digital media.
- J. C Comiso. Variability and trends in antarctic surface temperatures from in situ and satellite infrared measurements. *J. Climate*, 13 :1674–1696, 2000. doi : 10.1175/1520-0442(2000)013.
- A. J Cook, A. J Fox, D. G Vaughan, and J. G Ferrigno. Retreating glacier fronts on the antarctic peninsula over the past half-century. *Science*, 308 :541–544, April 2005.
- F. Cyr. Fontes estivales en antarctique : Comparaison entre observations et modèles météorologiques. Technical report, LGGE, 2007.
- F. Domine, R. Salvatori, L. Legagneux, R. Salzano, M. Fily, and R. Casacchia. Correlation between the specific surface area and the short wave infrared (SWIR) reflectance of snow. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 46(1) :60–68, 2006.
- F. Domine, M. Albert, T. Huthwelker, H. -W Jacobi, A. A Kokhanovsky, M. Lehning, G. Picard, and W. R Simpson. Snow physics as relevant to snow photochemistry. *Atmos. Chem. Phys.*, 8(2) :171–208, 2008. ISSN 1680-7316. URL <http://www.atmos-chem-phys.net/8/171/2008/>.
- F Dominé, A Cabanes, A S Taillandier, and L Legagneux. Specific surface area of snow samples determined by CH<sub>4</sub> adsorption at 77 k and estimated by optical microscopy and scanning electron microscopy. *Environmental Science & Technology*, 35(4) :771–780, February 2001. ISSN 0013-936X. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/11349291>. PMID : 11349291.
- M. Dumont, O. Brissaud, G. Picard, B. Schmitt, J.-C. Gallet, and Y. Arnaud. 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, March 2010. ISSN 1680-7324. doi : 10.5194/acp-10-2507-2010. URL <http://www.atmos-chem-phys.net/10/2507/2010/>.

- M. Durand, E. J Kim, and S. A Margulis. Radiance assimilation shows promise for snowpack characterization. *Geophys. Res. Lett.*, 36 :2503–+, 2009. doi : 10.1029/2008GL035214.
- Geir Evensen. Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using monte carlo methods to forecast error statistics. *Journal of Geophysical Research*, 99 (C5) :10143–10162, 1994. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/94JC00572.
- X. Fettweis, J.-P. van Ypersele, H. Gallée, F. Lefebvre, and W. Lefebvre. The 1979-2005 greenland ice sheet melt extent from passive microwave data using an improved version of the melt retrieval XPGR algorithm. *Geophysical Research Letters*, 34(5), March 2007. ISSN 0094-8276. doi : 10.1029/2006GL028787. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2007/2006GL028787.shtml>.
- M Fily. Comparison of in situ and landsat thematic mapper derived snow grain characteristics in the alps. *Rem. Sens. Environ.*, 59(3) :452–460, March 1997. ISSN 00344257. doi : 10.1016/S0034-4257(96)00113-7. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425796001137>.
- M. G. Flanner and C. S Zender. Snowpack radiative heating : Influence on tibetan plateau climate. *Geophys. Res. Lett.*, 32(6), 2005. ISSN 0094-8276. doi : 10.1029/2004GL022076. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2005/2004GL022076.shtml>.
- M. G. Flanner, K. M. Shell, M. Barlage, D. K. Perovich, and M. A. Tschudi. Radiative forcing and albedo feedback from the northern hemisphere cryosphere between 1979 and 2008. *Nat. Geo.*, 4(3) :151–155, January 2011. ISSN 1752-0894. doi : 10.1038/ngeo1062. URL <http://www.nature.com/doifinder/10.1038/ngeo1062>.
- J. L. Foster, D. K. Hall, J. B. Eylander, G. A. Riggs, S.V. Nghiem, M. Tedesco, E. Kim, P. M. Montesano, R. E. J. Kelly, K. A. Casey, and B. Choudhury. A blended global snow product using visible, passive microwave and scatterometer satellite data. *International Journal of Remote Sensing*, 32(5) :1371–1395, March 2011. ISSN 0143-1161. doi : 10.1080/01431160903548013.
- J. L. France, M. D. King, M. M. Frey, J. Erbland, G. Picard, A. MacArthur, and J. Savarino. Snow optical properties at dome c, antarctica - implications for snow emissions and snow chemistry of reactive nitrogen. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 11(4) : 11959–11993, April 2011. ISSN 1680-7375. doi : 10.5194/acpd-11-11959-2011. URL <http://www.atmos-chem-phys-discuss.net/11/11959/2011/>.

- J. -C Gallet, F. Domine, C. S Zender, and G. Picard. Measurement of the specific surface area of snow using infrared reflectance in an integrating sphere at 1310 and 1550 nm. *The Cryosphere*, 3(2) :167–182, 2009. ISSN 1994-0416.
- A. S. Gardner, G. Moholdt, B. Wouters, G. J. Wolken, D. O. Burgess, M. J. Sharp, J. G. Cogley, C. Braun, and C. Labine. Sharply increased mass loss from glaciers and ice caps in the canadian arctic archipelago. *Nature*, April 2011. ISSN 0028-0836. doi : 10.1038/nature10089. URL <http://www.nature.com/doifinder/10.1038/nature10089>.
- M. Gergely, M. Schneebeli, and K. Roth. First experiments to determine snow density from diffuse near-infrared transmittance. *Cold Regions Science and Technology*, 64(2) : 81–86, November 2010. ISSN 0165232X. doi : 10.1016/j.coldregions.2010.06.005. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0165232X10001308>.
- A. J. Gow. On the rates of growth of grains and crystals in south polar firn. *J. Glaciol.*, 8(53) :241–252, 1969.
- T. C Grenfell and S. G Warren. Representation of a nonspherical ice particle by a collection of independent spheres for scattering and absorption of radiation. *J. Geophys. Res.*, 104 : 31697–31710, 1999. doi : 10.1029/1999JD900496.
- T. C Grenfell, S. P Neshyba, and S. G Warren. Representation of a nonspherical ice particle by a collection of independent spheres for scattering and absorption of radiation : 3. hollow columns and plates. *J. Geophys. Res.*, 110(D9) :17203–+, September 2005. doi : 10.1029/2005JD005811.
- N. Grody. Relationship between snow parameters and microwave satellite measurements : Theory compared with advanced microwave sounding unit observations from 23 to 150 GHz. *J. Geophys. Res.*, 113(12) :22108–+, 2008. doi : 10.1029/2007JD009685.
- D. Hidovic-Rowe, J. E. Rowe, and M. Lualdi. Markov models of integrating spheres for hyperspectral imaging. *Appl. Optics*, 45(21) :5248, 2006. ISSN 0003-6935. doi : 10.1364/AO.45.005248. URL <http://www.opticsinfobase.org/abstract.cfm?URI=ao-45-21-5248>.
- N. E. Huang, Z. Shen, S. R. Long, M. C. Wu, H. H. Shih, Q. Zheng, N.-C. Yen, C. C. Tung, and H. H. Liu. The empirical mode decomposition and the hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis. *Proceedings of the Royal Society A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 454(1971) :903–995, March 1998. ISSN 1364-

5021. doi : 10.1098/rspa.1998.0193. URL <http://rspa.royalsocietypublishing.org/cgi/doi/10.1098/rspa.1998.0193>.
- IPCC. *Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Fourth Assessment Report (AR4)*. Cambridge University Press, 2007.
- Y. Q Jin. *Electromagnetic scattering modelling for quantitative remote sensing*. World Scientific, 1994.
- C. M. Johanson and Q. Fu. Antarctic atmospheric temperature trend patterns from satellite observations. *Geophys. Res. Lett.*, 34(12), June 2007. ISSN 0094-8276. doi : 10.1029/2006GL029108. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2007/2006GL029108.shtml>.
- R. Jordan. A one-dimensional temperature model for a snow cover : Technical documentation for SNTHERM.89. Technical Report Special Report 91-16, U. S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, N. H., 1991.
- T. U Kaempfer, M. A Hopkins, and D. K Perovich. A three-dimensional microstructure-based photon-tracking model of radiative transfer in snow. *J. Geophys. Res.*, 112(D11) : 24113–+, December 2007. doi : 10.1029/2006JD008239.
- J. R Key, M. R Drinkwater, and J. Ukita. IGOS cryosphere theme report. Technical Report WMO/TD-No. 1405, UNESCO, WMO, ICSU, 2007.
- L. S Koenig, E. J Steig, D. P Winebrenner, and C. A Shuman. A link between microwave extinction length, firn thermal diffusivity, and accumulation rate in west antarctica. *J. Geophys. Res.*, 112(F03018), 2007. doi : 10.1029/2006JF000716.
- A. A Kokhanovsky and E. P Zege. Scattering optics of snow. *Appl. Optics*, 43(7) :1589–1602, 2004.
- P. Kuipers Munneke, M. R. van den Broeke, C. H. Reijmer, M. M. Helsen, W. Boot, M. Schneebeli, and K. Steffen. The role of radiation penetration in the energy budget of the snowpack at summit, greenland. *The Cryosphere*, 3(2) :155–165, July 2009. ISSN 1994-0424. doi : 10.5194/tc-3-155-2009. URL <http://www.the-cryosphere.net/3/155/2009/>.
- P. Kuipers Munneke, M. R. van den Broeke, J. T. M. Lenaerts, M. G. Flanner, A. S. Gardner, and W. J. van de Berg. A new albedo parameterization for use in climate

- models over the antarctic ice sheet. *Journal of Geophysical Research*, 116(D5), March 2011a. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2010JD015113. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2011/2010JD015113.shtml>.
- P. Kuipers Munneke, M.R. Van den Broeke, and G. Picard. Surface melt extent and volume on antarctic ice shelves (1989-2008) (poster), EGU general assembly, vienna, austria, 2011b.
- P. Lacroix, M. Dechambre, B. Legresy, F. Blarel, and F. Remy. On the use of the dual-frequency ENVISAT altimeter to determine snowpack properties of the antarctic ice sheet. *Rem. Sens. Environ.*, 112(4) :1712–1729, 2008. doi : DOI:10.1016/j.rse.2007.08.022.
- P. Lacroix, B. Legresy, F. Remy, F. Blarel, G. Picard, and L. Brucker. Rapid change of snow surface properties at vostok, east antarctica, revealed by altimetry and radiometry. *Rem. Sens. Environ.*, 113(12) :2633–2641, December 2009. ISSN 00344257. doi : 10.1016/j.rse.2009.07.019. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425709002417>.
- A. Langlois, L. Brucker, J. Kohn, A. Royer, C. Derksen, P. Cliche, G. Picard, J. M Willemet, and M. Fily. Simulation of snow water equivalent (SWE) using thermodynamic snow models in quebec, canada. *J. of Hydrometeorology*, 2009.
- A. Langlois, A. Royer, B. Montpetit, G. Picard, L. Brucker, L. Arnaud, P. Harvey-Collard, M. Fily, and K. Goita. On the relationship between snow grain morphology and in-situ near infrared calibrated reflectance photographs. *Cold Regions Science and Technology*, 61(1) :34–42, April 2010. ISSN 0165232X. doi : 10.1016/j.coldregions.2010.01.004. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0165232X10000091>.
- A. Langlois, A. Royer, F. Dupont, K. Goita, and G. Picard. Improved vegetation corrections for satellite passive microwave remote sensing using airborne radiometer data. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, accepted, 2011.
- L. Li, P. Gaiser, M. R Albert, D. G Long, and E. M Twarog. WindSat passive microwave polarimetric signatures of the greenland ice sheet. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 46 :2622–2631, 2008. doi : 10.1109/TGRS.2008.917727.
- D. Liang, K. Tse, Y. Tan, L. Tsang, and Kung Hau Ding. Scattering and emission in snow based on QCA/DMRT and numerical maxwell model of 3Ddimensional simulations (NMM3D). *IEEE MicroRad*, pages 197–202, 2006. doi : 10.1109/MICRAD.2006.1677088.

- H. Liu, L. Wang, and K. C. Jezek. Spatiotemporal variations of snowmelt in antarctica derived from satellite scanning multichannel microwave radiometer and special sensor microwave imager data (1978–2004). *J. Geophys. Res.*, 111(F1), 2006. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2005JF000318. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2006/2005JF000318.shtml>.
- N. S. Lovenduski. Impact of the southern annular mode on southern ocean circulation and biology. *Geophys. Res. Lett.*, 32(11), 2005. ISSN 0094-8276. doi : 10.1029/2005GL022727. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2005/2005GL022727.shtml>.
- A. Lyapustin, M. Tedesco, Y. Wang, T. Aoki, M. Hori, and A. Kokhanovsky. Retrieval of snow grain size over greenland from MODIS. *Rem. Sens. Environ.*, 113(9) :1976–1987, September 2009. ISSN 00344257. doi : 10.1016/j.rse.2009.05.008. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425709001692>.
- G. Macelloni, M. Brogioni, P. Pampaloni, and A. Cagnati. Multifrequency microwave emission from the Dome-C area on the east antarctic plateau : Temporal and spatial variability. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 45(7) :2029–2039, 2007. ISSN 0196-2892. doi : 10.1109/TGRS.2007.890805.
- A. Macke and M. I. Mishchenko. Applicability of regular particle shapes in light scattering calculations for atmospheric ice particles. *Appl. Optics*, 35(21) :4291, July 1996. ISSN 0003-6935. doi : 10.1364/AO.35.004291. URL <http://www.opticsinfobase.org/abstract.cfm?URI=ao-35-21-4291>.
- O. Magand, G. Picard, L. Brucker, M. Fily, and C. Genthon. Snow melting bias in microwave mapping of antarctic snow accumulation. *The Cryosphere*, 2(2) :109–115, 2008. ISSN 1994-0416.
- G. J. Marshall, A. Orr, N. P. M. van Lipzig, and J. C. King. The impact of a changing southern hemisphere annular mode on antarctic peninsula summer temperatures. *J. Climate*, 19(20) :5388–5404, October 2006. ISSN 0894-8755. doi : 10.1175/JCLI3844.1. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JCLI3844.1>.
- R. A. Massom, M. J. Pook, J. C. Comiso, N. Adams, J. Turner, T. Lachlan-Cope, and T. T. Gibson. Precipitation over the interior east antarctic ice sheet related to midlatitude Blocking-High activity. *J. Climate*, 17(10) :1914–1928, May 2004. ISSN 0894-8755. doi : 10.1175/1520-0442(2004)017<1914:POTIEA>2.0.CO;2.

- M. Matzl and M. Schneebeli. Measuring specific surface area of snow by near-infrared photography. *J. Glaciol.*, 52 :558–564(7), 2006. doi : doi:10.3189/172756506781828412.
- C. Matzler. Relation between grain-size and correlation length of snow. *Journal of Glaciology*, 48(162) :461–466, 2002. ISSN 00221430. doi : 10.3189/172756502781831287.
- C. Matzler and A. Wiesmann. Extension of the microwave emission model of layered snowpacks to coarse-grained snow. *Rem. Sens. Environ.*, 3(70) :317–325, 1999.
- I. Meirold-Mautner and M. Lehning. Measurements and model calculations of the solar shortwave fluxes in snow on summit, greenland. *Ann. Glaciol.*, 38(1) :279–284, January 2004. ISSN 02603055. doi : 10.3189/172756404781814753.
- A. Mialon, A. Royer, M. Fily, and G. Picard. Daily Microwave-Derived surface temperature over Canada/Alaska. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46(5) :591–604, May 2007. ISSN 1558-8424. doi : 10.1175/JAM2485.1.
- G. Mie. Beitrage zur optik trueber medien, speziell kolloidaler metalloesungen. *Annals of Physics*, 330 :377–445, 1908.
- A. J. Monaghan, D. H. Bromwich, W. Chapman, and J. C. Comiso. Recent variability and trends of antarctic near-surface temperature. *J. Geophys. Res.*, 113(D4), February 2008. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2007JD009094. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2008/2007JD009094.shtml>.
- H. S. Negi, A. Kokhanovsky, and D. K. Perovich. Application of asymptotic radiative transfer theory for the retrievals of snow parameters using reflection and transmission observations. *The Cryosphere Discussions*, 5(2) :1239–1262, April 2011. ISSN 1994-0440. doi : 10.5194/tcd-5-1239-2011. URL <http://www.the-cryosphere-discuss.net/5/1239/2011/>.
- S. P Neshyba, T. C Grenfell, and S. G Warren. Representation of a nonspherical ice particle by a collection of independent spheres for scattering and absorption of radiation : 2. hexagonal columns and plates. *J. Geophys. Res.*, 108 :4448–+, August 2003. doi : 10.1029/2002JD003302.
- A. W Nolin and J. Dozier. A hyperspectral method for remotely sensing the grain size of snow. *Rem. Sens. Environ.*, 74(2) :207–216, November 2000.

- Ryan O'Donnell, N. Lewis, S. McIntyre, and J. Condon. Improved methods for PCA-Based reconstructions : Case study using the steig et al. (2009) antarctic temperature reconstruction. *J. Climate*, 24(8) :2099–2115, April 2011. ISSN 0894-8755. doi : 10.1175/2010JCLI3656.1. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2010JCLI3656.1>.
- J. E. Overland, M. C. Spillane, D. B. Percival, M. Wang, and H. O. Mofjeld. Seasonal and regional variation of Pan-Arctic surface air temperature over the instrumental record\*. *J. Climate*, 17(17) :3263–3282, September 2004. ISSN 0894-8755. doi : 10.1175/1520-0442(2004)017<3263:SARVOP>2.0.CO;2.
- T. H Painter, N. P Molotch, M. Cassidy, M. Flanner, and K. Steffen. Contact spectroscopy for determination of stratigraphy of snow optical grain size. *J. Glaciol.*, 53(180) :121–127, 2007.
- G. Picard and M. Fily. Surface melting observations in antarctica by microwave radiometers : Correcting 26-years times series from changes in acquisition hours. *Rem. Sens. Environ.*, 104 :325–336, 2006.
- G. Picard, T. Le Toan, S. Quegan, Y. Caraglio, and T. Castel. Radiative transfer modeling of cross-polarized backscatter from a pine forest using the discrete ordinate and eigenvalue method. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42(8) : 1720–1730, August 2004. ISSN 0196-2892. doi : 10.1109/TGRS.2004.831229. URL <http://ieeexplore.ieee.org/lpdocs/epic03/wrapper.htm?arnumber=1323128>.
- G. Picard, M. Fily, and H. Gallee. Surface melting derived from microwave radiometers : a climatic indicator in antarctica. *Ann. Glaciol.*, 46 :29–34, 2007.
- G. Picard, L. Arnaud, F. Domine, and M. Fily. 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, 2009a. ISSN 0165-232X. doi : DOI: 10.1016/j.coldregions.2008.10.001.
- G. Picard, L. Brucker, M. Fily, H. Gallee, and G. Krinner. Modeling timeseries of microwave brightness temperature in antarctica. *J. Glaciol.*, 55(191) :537–551, 2009b.
- G. Picard, L. Arnaud, E. Lefebvre, V. Y Lipenkov, and J. R Petit. Snow thermal diffusivity in antarctica retrieved from passive microwave satellite observations. *Geophys. Res. Lett.*, Submitted, 2011.

- B. H. Ramsay. The interactive multisensor snow and ice mapping system. *Hydrological Processes*, 12(10-11) :1537–1546, August 1998. ISSN 08856087. doi : 10.1002/(SICI)1099-1085(199808/09)12:10/11<1537::AID-HYP679>3.0.CO;2-A.
- E. Rignot, I. Velicogna, M. R. van den Broeke, A. Monaghan, and J. Lenaerts. Acceleration of the contribution of the greenland and antarctic ice sheets to sea level rise. *Geophys. Res. Lett.*, 38(5), March 2011. ISSN 0094-8276. doi : 10.1029/2011GL046583.
- A. Royer and S. Poirier. Surface temperature spatial and temporal variations in north america from homogenized satellite SMMR-SSM/I microwave measurements and reanalysis for 1979-2008. *J. Geophys. Res.*, 115(D8), April 2010. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2009JD012760. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2010/2009JD012760.shtml>.
- M. Sambridge. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm-I. searching a parameter space. *Geophysical Journal International*, 138 :479–494, August 1999.
- R. Saunders, M. Matricardi, and P. Brunel. An improved fast radiative transfer model for assimilation of satellite radiance observations. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 125 :1407–1425, 1999. doi : 10.1256/smsqj.55614.
- T. Scambos, H. A.R De Bruin, C-C Liu, J. Bohlander, J. Fastook, A. Sargent, R. Massom, and A-M Wu. Ice shelf disintegration by plate bending and hydro-fracture : Satellite observations and model results of the 2008 wilkins ice shelf break-ups. *Earth and Planetary Science Letters*, 280(1-4) :51–60, April 2009. ISSN 0012821X. doi : 10.1016/j.epsl.2008.12.027. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012821X08007887>.
- T. A. Scambos. Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the larsen b embayment, antarctica. *Geophys. Res. Lett.*, 31(18), 2004. ISSN 0094-8276. doi : 10.1029/2004GL020670. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2004/2004GL020670.shtml>.
- T. A. Scambos, C. Hulbe, M. Fahnestock, and J. Bohlander. The link between climate warming and break-up of ice shelves in the antarctic peninsula. *J. Glaciol.*, 46(154) : 516–530, August 2000. ISSN 00221430. doi : 10.3189/172756500781833043.
- C. A Shuman and C. R Stearns. Decadal-length composite inland west antarctic temperature records. *J. Climate*, 14 :1977–1988, May 2001.

- C. A. Shuman, R. B. Alley, S. Anandakrishnan, and C. R. Stearns. An empirical technique for estimating near-surface air temperature trends in central Greenland from SSM/I brightness temperatures. *Rem. Sens. Environ.*, 51(2) :245–252, February 1995.
- K. Stamnes, S.-C. Tsay, K. Jayaweera, and W. Wiscombe. Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. *Appl. Optic.*, 27 :2502–2509, 1988.
- H. C. Steen-Larsen, V. Masson-Delmotte, J. Sjolte, S. J. Johnsen, B. M. Vinther, F.-M. Breon, H. B. Clausen, D. Dahl-Jensen, S. Falourd, X. Fettweis, H. Gallee, J. Jouzel, M. Kageyama, H. Lerche, B. Minster, G. Picard, H. J. Punge, C. Risi, D. Salas, J. Schwander, K. Steffen, A. E. Sveinbjornsdottir, A. Svensson, and J. White. Understanding the climatic signal in the water stable isotope records from the NEEM shallow firn/ice cores in northwest Greenland. *J. Geophys. Res.*, 116(D6), March 2011. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2010JD014311. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2011/2010JD014311.shtml>.
- E. J. Steig, D. P. Schneider, S. D. Rutherford, M. E. Mann, J. C. Comiso, and D. T. Shindell. Warming of the Antarctic ice-sheet surface since the 1957 international geophysical year. *Nature*, 457 :459–462, 2009. doi : 10.1038/nature07669.
- M. Sturm, J. Holmgren, M. König, and K. Morris. The thermal conductivity of seasonal snow. *J. Glaciol.*, 43 :26–41, 1997.
- S. Surdyk. Using microwave brightness temperature to detect short-term surface air temperature changes in Antarctica : An analytical approach. *Rem. Sens. Environ.*, 80 : 256–271, 2002.
- M. Tedesco, W. Abdalati, and H. J. Zwally. Persistent surface snowmelt over Antarctica (1987-2006) from 19.35 GHz brightness temperatures. *Geophys. Res. Lett.*, 34 (18), September 2007. ISSN 0094-8276. doi : 10.1029/2007GL031199. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2007/2007GL031199.shtml>.
- D. W. J. Thompson, J. M. Wallace, and G. C. Hegerl. Annular modes in the extratropical circulation. part II : trends. *Journal of Climate*, 13(5) :1018–1036, March 2000. ISSN 0894-8755. doi : 10.1175/1520-0442(2000)013<1018:AMITEC>2.0.CO;2.
- O. Torinesi, M. Fily, and C. Genthon. Variability and trends of the summer melt period of Antarctic ice margins since 1980 from microwave sensors. *J. Climate*, 16 :1047–1060, 2003. doi : 10.1175/1520-0442(2003)016.

- L. Tsang and J. A Kong. *Scattering of Electromagnetic Waves, vol. 3, Advanced Topics*. Wiley Intersci. and Hoboken, N. J., 2001.
- J. Turner, S. R Colwell, G. J Marshall, T. A Lachlan-Cope, A. M Carleton, P. D Jones, V. Lagun, P. A Reid, and S. Iagovkina. Antarctic climate change during the last 50 years. *Int. J. Climatology*, 25 :279–294, 2005.
- J. Turner, P. Convey, E. Fahrbach, D. Hodgson, R. Bindshadler, and P. Barrett. Antarctic climate change and the environment. page 489. Steering Committee on Antarctic Research, 2008.
- E. E Underwood. *Quantitative Stereology*. Addison-Wesley, Reading, Mass., 1970.
- S. M Uppala, P.W. Kallberg, A.J. Simmons, U. Andrae, V. da Costa Bechtold, M. Fiorino, J.K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G.A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saariinen, N. Sokka, R.P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M.A. Balmaseda, A.C.M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Holm, B.J. Hoskins, L. Isaksen, P.A.E.M. Janssen, R. Jenne, A.P. McNally, J-F. Mahfouf, J-J. Morcrette, N.A. Rayner, R.W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K.E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo, and J. Woollen. The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131 :2961–3012, 2005.
- M. van den Broeke. The semi-annual oscillation and antarctic climate. part 2 : recent changes. *Antarctic Science*, 10 :184–191, 1998. doi : 10.1017/S095410209800025X.
- M. van den Broeke. Strong surface melting preceded collapse of antarctic peninsula ice shelf. *Geophys. Res. Lett.*, 32, 2005.
- M. van den Broeke and N. P.M Lipzig. Changes in antarctic temperature, wind and precipitation in response to the antarctic oscillation. *Ann. Glaciol.*, 39 :119–126, 2004.
- M. van den Broeke, J. Bamber, J. Ettema, E. Rignot, E. Schrama, W. J. van de Berg, E. van Meijgaard, I. Velicogna, and B. Wouters. Partitioning recent greenland mass loss. *Science*, 326(5955) :984–986, November 2009a. ISSN 0036-8075. doi : 10.1126/science.1178176. URL <http://www.sciencemag.org/cgi/doi/10.1126/science.1178176>.
- M. van den Broeke, G. Konig-Langlo, G. Picard, Peter Kuipers M., and J. Lenaerts. Surface energy balance, melt and sublimation at neumayer station, east antarctica. *Antarctic Science*, Forthcoming(-1) :1–10, 2009b. doi : 10.1017/S0954102009990538.

- D. G Vaughan, J. L Bamber, M. Giovinetto, J. Russell, and A. P. R Cooper. Reassessment of net surface mass balance in antarctica. *J. Climate*, 12 :933–946, April 1999.
- S. G Warren and W. J Wiscombe. A model for the spectral albedo of snow. II : snow containing atmospheric aerosols. *Journal of Atmospheric Sciences*, 37 :2734–2745, 1980. doi : 10.1175/1520-0469(1980)037.
- A. Wiesmann and C. Matzler. Microwave emission model of layered snowpacks. *Remote Sens. Environ.*, 3(70) :307–316, 1999.
- A. Wiesmann, C. Fierz, and C. Matzler. Simulation of microwave emission from physically modeled snowpacks. *Ann. Glaciol.*, 31 :397–405, 2000.
- D. P Winebrenner, E. J Steig, and D. P Schneider. Temporal co-variation of surface and microwave brightness temperatures in antarctica, with implications for the observation of surface-temperature variability using satellite data. *Ann. Glaciol.*, 39 :346–350, 2004.
- H. J Zwally and S. Fiegles. Extent and duration of antarctic surface melting. *J. Glaciol.*, 40(136) :463–476, 1994.