



HAL
open science

Observation et simulation de la température de surface en Antarctique : application à l'estimation de la densité superficielle de la neige

Hélène Fréville

► **To cite this version:**

Hélène Fréville. Observation et simulation de la température de surface en Antarctique : application à l'estimation de la densité superficielle de la neige. Océanographie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2015. Français. NNT : 2015TOU30368 . tel-01512722

HAL Id: tel-01512722

<https://theses.hal.science/tel-01512722>

Submitted on 24 Apr 2017

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

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



THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par : *l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)*

Présentée et soutenue le *24 novembre 2015* par :

HÉLÈNE FRÉVILLE

**Observation et simulation de la température de surface en
Antarctique : application à l'estimation de la densité
superficielle de la neige**

JURY

J-P GASTELLU
XAVIER FETTWEIS
MICHEL FILY
J-P LAGOUARDE
ERIC BRUN
GHISLAIN PICARD

CESBIO
Université de Liège
LGGE
INRA
ONERC
LGGE

Président du jury
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Directeur de thèse
Directeur de thèse

École doctorale et spécialité :

SDU2E : Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales

Unité de Recherche :

Météo-France

Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM, UMR 3589)

Directeur(s) de Thèse :

Eric BRUN et Ghislain PICARD

Rapporteurs :

Xavier FETTWEIS et Michel FILY

Résumé

La situation en Antarctique est complexe. Continent peu connu et isolé géographiquement, les processus qui contrôlent son bilan de masse et son bilan d'énergie sont encore mal compris. Dans ce contexte, l'étude de la température de surface connaît un intérêt grandissant de la part de la communauté scientifique.

En effet, en contrôlant fortement la température de la neige jusqu'à des dizaines, voire des centaines, de mètres sous la surface, la température de surface influence l'état thermique de la calotte du plateau antarctique, sa dynamique et, par conséquent, son bilan de masse. De plus, en agissant sur les émissions de flux thermiques infrarouges et sur les flux turbulents de chaleurs sensibles et latents, la température de surface est directement liée au bilan énergétique de surface du plateau antarctique.

L'analyse de la température de surface et l'étude des processus physiques à l'origine de sa variabilité participent à l'amélioration de la compréhension du bilan énergétique de surface, étape nécessaire pour déterminer l'état actuel de sa calotte et faire des prévisions sur sa potentielle contribution à l'élévation du niveau des mers.

Ce travail de thèse participe à cet effort en s'intéressant au cycle diurne de la température de surface et aux différents facteurs contribuant à sa variabilité spatiale et temporelle sur le plateau antarctique.

Il débute par une évaluation de différentes données entre 2000 et 2012 montrant le bon potentiel de la température de surface MODIS qui peut dès lors être utilisée comme donnée de référence pour l'évaluation des modèles et réanalyses. Un biais chaud systématique de 3 à 6°C de la température de surface dans la réanalyse ERA-interim est ainsi mis en évidence sur le plateau antarctique.

L'observation du cycle diurne de la température de surface a, quant à elle, permis d'identifier la densité superficielle parmi ses facteurs de variabilité. Sur les premiers centimètres du manteau neigeux où se concentrent la majorité des échanges de masse et d'énergie entre l'atmosphère et la calotte antarctique, la densité de la neige est une donnée cruciale car elle agit sur l'absorption du rayonnement solaire dans le manteau neigeux mais également sur la conductivité thermique du manteau et donc sur la propagation de la chaleur entre la surface et les couches en profondeur. La densité superficielle de la neige présente cependant de nombreuses incertitudes sur sa variabilité spatio-temporelle et sur les processus qui la contrôlent. De plus, ne pouvant être mesurées qu'*in situ*, les données de densité superficielle en Antarctique sont restreintes géographiquement.

Cette thèse explore une nouvelle application de la température de surface consistant à estimer la densité superficielle de la neige via une méthode d'inversion de simulations numériques. Une carte de la densité superficielle en Antarctique a ainsi pu être produite en minimisant l'erreur de simulation sur l'amplitude diurne.

Abstract

The antarctic ice sheet is a key element in the climate system and an archive of past climate variations. However, given the scarcity of observations due to the geographical remoteness of Antarctica and its harsh conditions, little is known about the processes that control its mass balance and energy. In this context, several studies focus on the surface temperature which controls the snow temperature up to tens, if not hundreds, of meters beneath the surface. It also influences the thermal state of the antarctic ice sheet, its dynamics, and thus, its mass balance. Surface temperature is also directly linked to the surface energy balance through its impact on thermal and surface turbulent heat flux emissions. Thus, surface temperature analysis and the study of physical processes that control surface temperature variability contribute to the better understanding of the surface energy balance, which is a necessary step to identify the actual state of the antarctic ice sheet and forecast its impact on sea level rise.

This thesis work contributes to this effort by focusing on the surface temperature diurnal cycle and various factors impacting spatial and temporal surface temperature variability on the Antarctic Plateau.

First, an evaluation of MODIS data, done by comparison with in situ measurements, shows MODIS great potential in the observation of the surface temperature of the Antarctic Plateau under clear-sky conditions. Hourly MODIS surface temperature data from 2000 to 2011 were then used to evaluate the accuracy of snow surface temperature in the ERA-Interim reanalysis and the temperature produced by a stand-alone simulation with the Crocus snowpack model using ERA-Interim forcing. It reveals that ERA-Interim has a widespread warm bias on the Antarctic Plateau ranging from +3 to +6°C depending on the location.

Afterwards, observations of the surface temperature diurnal cycle allow an identification of the surface density as a factor of surface temperature variability. On the topmost centimeters of the snowpack where most mass and energy exchanges between the surface and atmosphere happen, density is critical for the energy budget because it impacts both the effective thermal conductivity and the penetration depth of light.

However, there are considerable uncertainties surrounding surface density spatio-temporal variability and the processes that control it. Besides, since surface density can only be measured *in situ*, surface density measurements in Antarctica are restricted to limited geographical areas.

Thus, this thesis also explores a new application of surface temperature by estimating surface density in Antarctica based on the monotonic relation between surface density and surface temperature diurnal amplitude. A map of surface density is obtained by minimising the simulation error related to diurnal amplitude of the surface temperature.

Remerciements

C'est ici que tout se termine ! Avec les quelques mots qui suivent, je clos trois années de recherche, de rencontres, de complications, de solutions,... bref tous les ingrédients, plus ou moins souhaités, de trois années de thèse.

Avant toute chose, je tiens à remercier Eric et Ghislain. Cette thèse n'a été possible que grâce à vous. Merci de m'avoir appelé un beau jour de l'été 2012, de m'avoir fait confiance durant ces trois années et de m'avoir donné tous les outils nécessaires à la réussite de cette thèse. Plus particulièrement, un grand merci pour avoir rendu possible ma mission en Antarctique. Cette aventure restera un moment incroyable dans ma vie et je vous suis reconnaissante d'avoir bataillé pour que je puisse la vivre.

En parlant d'Antarctique, ce voyage n'aurait pas été aussi mémorable sans les personnes avec lesquelles je l'ai vécu. Merci à Karim pour son soutien lors de la traversée ; merci à Zalpha, ma camarade de chambre à Concordia pour m'avoir soutenue jusqu'à la soutenance ; merci à Eric L. et Olivier pour avoir accepté de se geler aussi souvent les mains dehors avec moi ; merci à Nicolas le meilleur DJ d'Antarctique ; merci à Etienne pour sa permanente et incroyable bonne humeur ; merci à Christophe pour toutes ces enrichissantes discussions ; merci à Elsa et Bruno pour les balades sur la banquise à Dumont D'Urville ; merci à Massimo le plus francophile des italiens ; merci aux hivernants Roxanne, Benoît, Rémi et Guillaume, pour m'avoir presque fait regretter de ne pas hiverner avec eux. Enfin, merci à Doris pour tous les excellents moments passés là bas.

Ma fin de thèse aurait été également beaucoup plus difficile sans l'aide de Patrick Lemoigne. Un immense merci à toi Patrick, tu m'as aidé à garder la tête hors de l'eau au moment où je pensais que j'allais couler. Merci à Fleur Couvreur pour sa collaboration, ses bons conseils et, au passage, pour avoir fait qu'un heureux jour Patrick passe la porte de mon bureau.

Bien sûr, je remercie les membres du jury Jean-Philippe Gastellu-Etchegorry, Xavier Fettweis, Michel Fily et Jean-Pierre Lagouarde d'avoir accepté de juger mes travaux de thèse et de s'être déplacés jusqu'à Toulouse pour assister à ma soutenance. Merci en particulier aux deux rapporteurs pour leur relecture minutieuse de mon travail ainsi que pour leurs commentaires pertinents qui m'ont permis d'améliorer ce manuscrit.

Au delà de l'enrichissant travail de recherche, cette thèse c'est aussi d'excellents moments passés avec les personnes rencontrées au CNRM qui ont rendu ces trois années trop courtes à mon goût. Je pense en premier au groupe GMGEC et son soutien sans faille jusqu'à ma soutenance. Merci pour votre accueil, votre humour, les pauses cafés, les VCP, les étépronos,... À ce propos, j'en profite pour remercier Antoine Griezmann, ses six buts à l'euro 2016 et ses 17 points au scrabble néerlandais sans qui je n'aurais jamais pu gagner cette année. Et maintenant que dire des thésards ? En vrac, merci pour les mails qui n'en finissent pas et vous font oublier vos problèmes de simulation/code/rédaction/..., les petits messages d'encou-

agement avant une présentation, les Sodex/Eurest 12h30, les pauses, les rituelles parties de ping pong, les apéros Garonne, les soirées mölkky, les week-end rando/canoë/plage, les vacances à New-York, au Maroc, ... Merci pour tout ça.

Parce que je me dois bien d'en distinguer quelques uns, commençons par Yann. Qui aurait pu dire qu'un mi-camerounais, mi-grésivaudanais et re mi-camerounais derrière aurait fait le meilleur des co-bureaux ? Merci donc à toi Yann pour tes blagues à deux francs six sous, tes citations de Kaamelott toujours si judicieusement récitées, ton soutien moral sans faille et ton jeu de fléchettes si indispensable durant les derniers mois de rédaction. Merci à Benoît pour ses analyses socio-vestimentaires toujours si pleines de sens ; à Julien pour m'avoir rappeler mon titre de noblesse - curieusement, mes parents ne m'en avaient jamais fait part- ; à Marie D. pour aimer autant que moi la nourriture japonnaise ; à Pierre pour prouver que l'on peut être premier supporteur de la Mayenne et heureux à la fois ; à Lisa pour les si bons moments passés ensemble, notamment dans la Lisamobile ; à Vincent pour toujours réaffirmer l'importance d'un bon verre de vin ; à Jeff pour m'avoir montrer que le chômage se mariait très bien avec des après-midi golf ou des goûters champagne ; à Marie M. pour m'avoir achetée ma machine à laver...hum... et à Marine pour ne pas m'avoir laissée seule à défendre notre si belle et si chaleureuse région d'origine !

Bien sûr, je tiens à remercier ma famille, fidèle sponsor de mes si longues études, qui a été d'une aide inestimable pour mon pot de thèse.

Enfin, "last but not least", merci à Pierrick pour sa si bête participation.

« IF WE KNEW WHAT IT WAS WE WERE DOING,
IT WOULD NOT BE CALLED RESEARCH, WOULD IT? »

ALBERT EINSTEIN

SOMMAIRE

Résumé	ii
Abstract	iv
I Le manteau neigeux en Antarctique	1
1.1 Introduction	2
1.2 L’Antarctique	4
1.3 Le bilan énergétique de surface en Antarctique	7
1.3.1 Les flux radiatifs : rayonnements solaires et termiques	7
1.3.2 Les flux turbulents de chaleur sensible et de chaleur latente	10
1.4 Le manteau neigeux	11
1.4.1 La neige, formation et précipitation	11
1.4.2 Le métamorphisme de la neige	12
1.4.3 La densité de surface de la neige	13
1.4.4 La conductivité.	15
1.4.5 La température de surface de la neige	16
1.5 Objectif et organisation de la thèse	17
II Outils et méthodes	19
2.1 Introduction	20
2.2 Les outils d’observation satellitaire	20
2.2.1 MODIS	20
2.2.2 IASI	22
2.3 Les observations in situ.	25
2.3.1 Les stations BSRN	26
2.3.2 Les stations AWS	27
2.3.3 La campagne 2014-2015 à Dôme C	28
2.4 Les outils de modélisation	30
2.4.1 Le modèle de manteau neigeux Crocus	30

2.4.2	Les modèles de prévision numérique du temps : Arpege et IFS.	33
2.4.3	Les réanalyses ERA-Interim	35
2.4.4	Protocole numérique : description des simulations Crocus	35
III	Évaluation de la température de surface en Antarctique	37
3.1	Introduction	39
3.2	Article : Utilisation des températures de surface MODIS et du modèle de neige Crocus pour comprendre le biais chaud des réanalyses ERA-Interim en Antarctique	41
3.2.1	Introduction	42
3.2.2	Data and Methods	43
3.2.3	Evaluation results.	47
3.2.4	Discussion	49
3.2.5	Conclusions	59
3.3	Évaluation des températures de surface IASI	61
3.3.1	Évaluation et interprétation de la disponibilité de la T_s L2 IASI	61
3.3.2	Analyse de la qualité de la T_s L2 IASI	68
3.3.3	Intercomparaison de la T_s MODIS et de la T_s restituée à partir des données IASI grâce à l'algorithme développé par Vincensini <i>et al.</i> (2012)	72
3.4	Évaluation des températures de surface IFS et ARPEGE	78
3.5	Conclusions et perspectives.	80
IV	Variabilité de la température de surface à Dôme C.	83
4.1	Introduction	85
4.2	Étude de la variabilité spatiale de la température de surface.	88
4.2.1	Variabilité spatiale à grande échelle	88
4.2.2	Variabilité spatiale à petite échelle.	90
4.3	Étude de la variabilité temporelle de la température de surface	95
4.3.1	Variabilité annuelle de la T_s	95
4.3.2	Variabilité quotidienne de la T_s : l'amplitude diurne	98
4.3.3	Analyse de trois facteurs influençant le cycle diurne de la T_s	105

4.4	Simulations idéalisées Crocus à Dôme C	113
4.4.1	Caractéristiques du forçage météorologique appliqué à Crocus sur Dôme C en janvier 2015	113
4.4.2	Simulations de la variabilité spatiale du cycle diurne de la T_s	114
4.5	Vers une restitution de la densité de surface	121
4.5.1	Méthode d'estimation de la densité de surface	121
4.5.2	Résultat	124
4.5.3	Évaluation et Limite de la méthode	126
4.6	Conclusions et perspectives	130
V	Variabilité spatiale et temporelle de l'amplitude diurne en Antarctique	133
5.1	Introduction	134
5.2	Évaluation de l'amplitude MODIS en Antarctique	136
5.2.1	Évaluation et interprétation de la disponibilité de l'amplitude MODIS	136
5.2.2	Analyse de la qualité de l'amplitudes MODIS	138
5.3	Étude de la variabilité de l'amplitude diurne de la T_s	142
5.3.1	Variabilité spatiale de l'amplitude diurne	142
5.3.2	Variabilité temporelle de l'amplitude diurne	144
5.4	Évaluation de l'amplitude diurne simulée en Antarctique	147
5.5	Vers une estimation de la densité de surface en Antarctique	150
5.5.1	Application de la méthode d'estimation de la densité de surface	150
5.5.2	Résultat	154
5.5.3	Approche alternative	158
5.6	Conclusion	160
VI	Conclusions générales et perspectives	163
	Bibliographie	167
	Table des figures	189
	Liste des tableaux	197

CHAPITRE I

LE MANTEAU NEIGEUX EN ANTARCTIQUE

1.1	Introduction	2
1.2	L'Antarctique	4
1.3	Le bilan énergétique de surface en Antarctique	7
1.3.1	Les flux radiatifs : rayonnements solaires et thermiques	7
1.3.2	Les flux turbulents de chaleur sensible et de chaleur latente	10
1.4	Le manteau neigeux	11
1.4.1	La neige, formation et précipitation	11
1.4.2	Le métamorphisme de la neige	12
1.4.3	La densité de surface de la neige	13
1.4.4	La conductivité.	15
1.4.5	La température de surface de la neige	16
1.5	Objectif et organisation de la thèse	17

1.1 Introduction

Dans le système climatique, la cryosphère¹ entretient des liens complexes avec le bilan énergétique de surface à travers les mécanismes de rétroaction tels que l'albédo de la neige (Mölg et Kaser, 2011; Van den Broeke *et al.*, 2009), avec le cycle de l'eau en stockant la plus grande réserve d'eau douce de la planète en surface (Lécuyer *et al.*, 1998; Benveniste *et al.*, 2001), et, par sa fonte, avec la hausse du niveau des mers et les échanges de gaz en surface (Vaughan *et al.*, 2013). Elle assimile chaque changement climatique à des échelles de temps variées, faisant d'elle un sondeur naturel de la variabilité climatique (Vaughan *et al.*, 2013) : le projet européen EPICA a permis l'analyse d'une carotte de glace record de 3270 m, provenant de la station franco-italienne Concordia située sur le Dôme C en Antarctique, donnant un aperçu de l'histoire du climat et de la composition de l'atmosphère au cours des 800 000 dernières années (Lambert *et al.*, 2008; Parrenin *et al.*, 2007; Wolff *et al.*, 2010).

Dans le passé, la cryosphère a subi de grandes variations climatiques lors des périodes glaciaires et des variations plus courtes, par exemple durant la période froide du Younger Dryas et du petit âge glaciaire (Figure 1.1). Les observations actuelles de la cryosphère montre un déclin de la masse de glace sur Terre consécutif à l'augmentation de la température moyenne de la surface terrestre, estimée à environ 1°C depuis 1900 (Stocker *et al.*, 2014) et due en grande partie aux activités humaines (Wong *et al.*, 2014; Barry, 1996). Les effets de cette augmentation de la température sont particulièrement perceptibles dans les régions situées au Pôle Nord où le réchauffement observé est environ deux fois plus prononcé qu'ailleurs (Cai *et al.*, 2005) : augmentation des lacs de fonte sur la banquise arctique et recul important de cette dernière en été (Schröder *et al.*, 2014), perte de masse amplifiée de la calotte polaire groenlandaise au cours des dernières années (Rignot *et al.*, 2008),... Les calottes polaires sont les plus importantes réserves d'eau douce à la surface de la Terre. Même s'ils sont soumis à de fortes incertitudes, les équivalents en hausse du niveau des mers des calottes polaires, respectivement de 7 m pour la calotte groenlandaise et de 58,3 m pour la calotte antarctique, illustrent les conséquences dramatiques qu'entraînerait la fonte partielle ou totale des calottes glaciaires tant au niveau environnemental, économique que sociétal (Wong *et al.*, 2014; Barry, 1996).

Dans ce contexte, l'évolution récente et future des calottes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique fait l'objet d'un intérêt grandissant de la communauté scientifique internationale. Cet intérêt est motivé par le risque de la fonte et déstabilisation des calottes glaciaires par le changement climatique (Cazenave et Llovel, 2010) mais aussi par l'identification et la quantification des processus témoignant de l'évolution climatique. S'il est entendu que le Groenland présente depuis quelques décennies un réchauffement, le réchauffement climatique en Antarctique est encore peu marqué et concerne essentiellement la frange littorale de l'Antarctique de l'Ouest (Vaughan *et al.*, 2003) ; une grande partie intérieure de l'Antarctique est stable, voire se

1. la cryosphère regroupe la neige, les rivières et lacs gelés, la glace de mer, les glaciers et calottes polaires, la banquise, les sols gelés de façon temporaire ou permanente (pergélisol).

1.1 Introduction

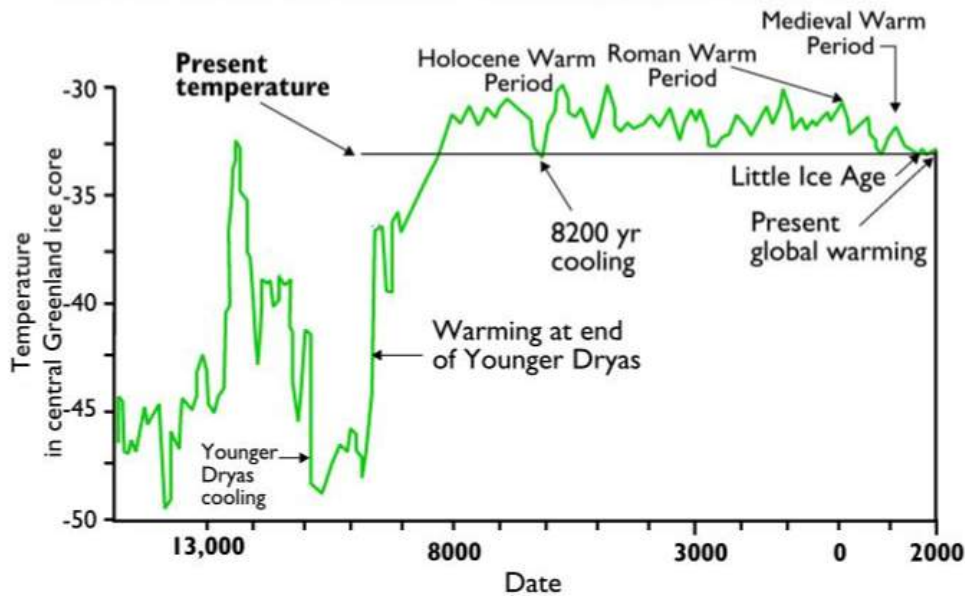


FIGURE 1.1 – Variation temporelle de la température depuis 17 000 ans [source : Conference reignites climate change debate, Philip Foster]

refroidit (Turner *et al.*, 2005). Il est toutefois difficile de quantifier les changements subis par la calotte antarctique (Joughin et Alley, 2011). C'est particulièrement le cas pour l'Antarctique de l'Est où se conjuguent deux effets opposés : d'une part, le trou d'ozone renforce le vortex polaire et contribue à un isolement accru de l'atmosphère antarctique tendant au refroidissement (Randel et Wu, 1999) ; d'autre part, l'augmentation des gaz à effet de serre dans la troposphère et le réchauffement général de l'océan et de l'atmosphère dans les régions australes circumpolaires contribuent au réchauffement (Stanton *et al.*, 2013).

La complexité d'analyse vient également de deux réactions antagonistes consécutives au réchauffement climatique : la fonte de la glace et une hausse de l'accumulation de neige. Les origines de la fonte de la glace sont encore soumises à débat. L'augmentation de la température de l'air peut mener à une perte de la masse de glace à travers un écoulement direct de l'eau de fonte dans l'océan (Fahnestock *et al.*, 2002; Shepherd *et al.*, 2003) ou indirectement en contribuant à la rupture des plateformes de glace flottantes², à une accélération de l'écoulement des glaciers, et par conséquent à une augmentation de la décharge de glace dans l'océan. L'écoulement direct de l'eau de fonte, très visible au Groenland, a une contribution plus faible en Antarctique (Tedesco *et al.*, 2007; Kuipers Munneke *et al.*, 2012) où une augmentation de la température de l'air entraîne préférentiellement une fragilisation des plateformes de glace flottante menant à leur fragmentation et au vêlage d'icebergs tabulaires (Rignot *et al.*, 2004; Scambos *et al.*, 2004; Pritchard et Vaughan, 2007; Nicolas et Bromwich, 2014). Le réchauffement climatique peut induire une seconde réaction, opposée à la première, qui se

2. ice-shelves en anglais

traduit par une diminution du niveau des mers. En favorisant l'évaporation de l'océan qui provoque une augmentation de l'humidité de l'air, une élévation de la température entraîne des précipitations plus abondantes qui s'accumulent sous forme de neige sur la calotte antarctique. Ces particularités, conjuguées à la faible densité d'observations in situ et à la difficulté de les effectuer de manière fiable dans des conditions extrêmes (Genthon *et al.*, 2010, 2011), rendent difficile la détermination du rôle précis de l'Antarctique dans le système climatique terrestre. L'Antarctique étant la plus grande réserve de glace sur Terre, il est donc essentiel de surveiller et comprendre les processus contrôlant les échanges de masses entre sa calotte et l'atmosphère pour mieux évaluer le changement climatique global et sa contribution à l'élévation du niveau des mers.

Ainsi c'est à l'étude de ce continent froid, et plus précisément celle des premiers centimètres de son manteau neigeux où se concentrent les principaux échanges d'énergie et de matière entre la neige et l'atmosphère (Fujita *et al.*, 2009), que contribuent ces travaux de thèse. Ils s'intéressent en particulier à l'interaction de deux paramètres physiques : la température de surface et la densité³.

La densité est une propriété physique essentielle pour l'étude des processus agissant à la surface de la calotte antarctique (Sugiyama *et al.*, 2012). Elle permet le calcul du bilan de masse en surface en donnant des informations sur le contenu en eau solide et liquide de la neige et sur sa résistance (Judson et Doesken, 2000; Takahashi et Kameda, 2007). Elle impacte également le bilan énergétique du manteau neigeux à travers, entre autres, son action sur le métamorphisme de la neige et l'absorption du rayonnement solaire dans le manteau (Bohren et Barkstrom, 1974; Sergent *et al.*, 1987).

L'objectif est ici de réaliser une estimation de la densité de la neige superficielle du continent antarctique via une identification des différents facteurs agissant sur la variabilité de la température de surface du manteau neigeux. À long terme ces travaux visent ainsi à améliorer notre compréhension du bilan d'énergie superficiel du continent antarctique et de simuler plus précisément les termes qui le constituent.

1.2 L'Antarctique

L'Antarctique (Figure 1.2) est le continent le plus méridional, le plus froid et le plus sec sur Terre (Fortuin et Oerlemans, 1990; Van den Broeke, 2000). La glace qui le recouvre presque intégralement (96%), appelée inlandsis, a une épaisseur moyenne de 2 160 m avec une valeur maximale connue à ce jour de 4776 m en Antarctique de l'est (Lythe *et al.*, 2001). Avec le bassin sous-glaciaire Byrd situé à une profondeur de 2300 m en-dessous du niveau de la mer, l'Antarctique est, en faisant abstraction de la glace qui le recouvre, le plus bas des continents (Campbell et Claridge, 1987). Hormis dans les régions côtières, les précipitations de neige sont

3. le terme densité est utilisé dans ce manuscrit pour parler de la masse volumique de la neige car c'est une pratique courante

1.2 L'Antarctique

très rares à l'intérieur du continent, en témoigne un taux d'accumulation de la neige inférieur à $200 \text{ kgm}^{-2}\text{a}^{-1}$ (Arthern *et al.*, 2006; Bromwich *et al.*, 2011). Avec le temps, l'accumulation de la neige se transforme en glace qui, sous l'effet de son poids, s'écoule vers la périphérie du continent. Cet écoulement, très faible au centre du continent - de l'ordre de quelques dizaines de centimètres par an-, s'accélère quand on se rapproche des côtes : il atteint une centaine de mètres par an pour les grands glaciers qui déchargent vers l'océan les glaces continentales (Rignot *et al.*, 2011).

L'inlandsis se prolonge dans certaines régions par des plateformes de glace flottant sur l'océan Austral et dont les surfaces cumulées peuvent atteindre 1,5 millions de km^2 . Les trois plateformes de glace les plus importantes sont celles d'Amery à l'Est, de Ronne et de Ross à l'Ouest (Jacobs *et al.*, 1996; Pritchard *et al.*, 2012).

Cette thèse se concentre sur l'étude de l'Antarctique de l'Est, immense plateau qui présente des caractéristiques uniques d'homogénéité spatiale et de stabilité atmosphérique (Rémy *et al.*, 1999) simplifiant l'observation satellite de sa surface (Loeb, 1997; Six *et al.*, 2004; Macelloni *et al.*, 2007) ainsi que sa modélisation. Les observations locales d'une station située sur le plateau, alors représentatives de surfaces étendues, permettent la comparaison avec des données de plus grande échelle telles que les mesures par télédétection et les simulations de modèles.

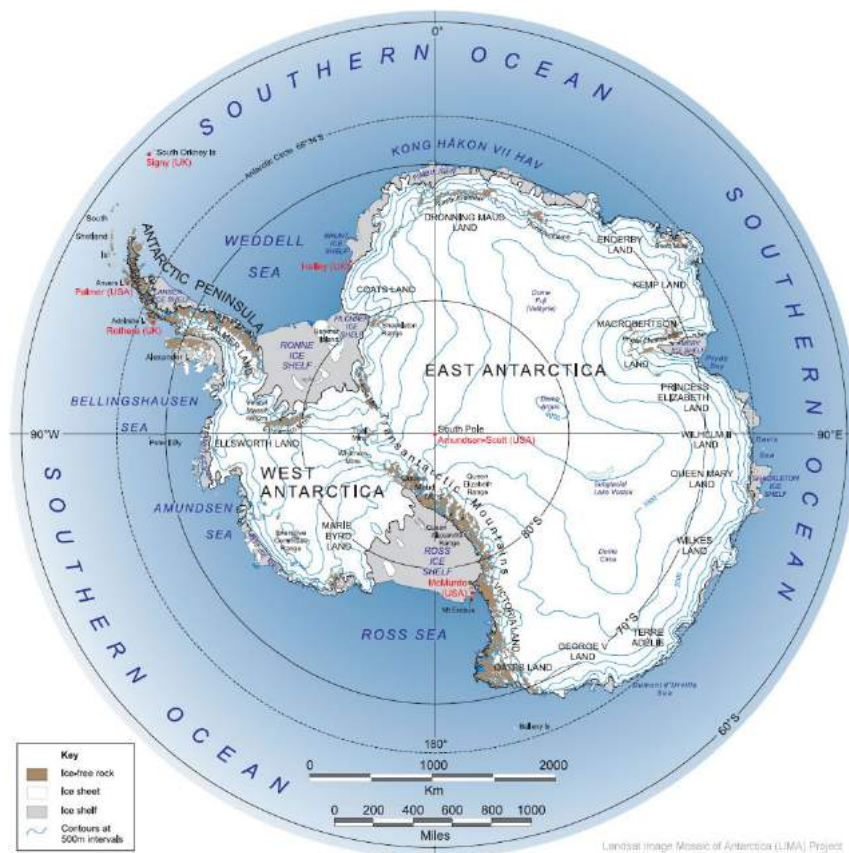


FIGURE 1.2 – L'Antarctique [source : Landsat Image Mosaic of Antarctica]

Le plateau antarctique est l'endroit du globe où l'on trouve actuellement les températures les plus basses (Kennedy, 1993; Comiso, 2000), avec un record absolu de $-89,2^{\circ}\text{C}$ à Vostok le 21 Juillet 1983. En moyenne, les températures atteignent un minimum compris entre -80°C et -90°C sur le plateau antarctique pendant l'hiver austral et un maximum compris entre 5°C et 15°C près des côtes en été. Elles sont le fait de la grande incidence des rayons solaires arrivant au pôle, de l'altitude, de l'absence de Soleil durant la nuit australe et des effets du fort albédo de la neige (Rémy, 2003).

Les dépressions atmosphériques pénètrent difficilement à l'intérieur du continent, rendant l'air très sec et pauvre en aérosols (Tremblin *et al.*, 2011).

Il n'en est pas de même sur les côtes où les chutes de neige peuvent être importantes (taux d'accumulation de neige supérieur à $300 \text{ kgm}^{-2}\text{a}^{-1}$ (Arthern *et al.*, 2006)) et où le vent catabatique souffle fréquemment (Adolphs et Wendler, 1995).

En raison du refroidissement radiatif, une inversion de température quasi-permanente se développe dans les basses couches de l'atmosphère (Phillpot et Zillman, 1970; Connolley, 1996) avec une surface majoritairement plus froide que l'atmosphère libre jusqu'à $30\text{-}35^{\circ}\text{C}$ (Van den Broeke et Van Lipzig, 2003). Sur un terrain en pente, une parcelle d'air donnée est plus froide, donc plus dense, que sa voisine située en aval à la même altitude mais plus distante de la surface. Cette hétérogénéité est annulée par la gravité avec un écoulement catabatique qui se crée le long de la pente. Dans la basse troposphère l'air froid est exporté hors du continent en suivant la pente de la calotte, tandis que, par continuité, un transport d'air plus chaud des latitudes moyennes, dirigé vers le sud, s'établit à haute altitude. Ce transport d'air frais au-dessus de l'Antarctique constitue une des composantes de la circulation méridienne moyenne qui permet de combler le déficit énergétique de l'atmosphère antarctique King et Turner (1997). Des mouvements de subsidence au-dessus de l'inlandsis ainsi qu'une ascendance au nord de la côte s'ajoutent à cette circulation.

L'air froid converge vers les vallées étroites le long des côtes, zones de confluence qui réduisent la divergence des courants d'air froids et entraînent une augmentation de leur intensité et de leur persistance. Ce phénomène est notamment visible dans la vallée de la Terre Adélie où les vents les plus intenses proches de la surface sont observés avec une moyenne annuelle de l'ordre de 20 ms^{-1} (Wendler *et al.*, 1997; Parish et Walker, 2006; Van de Berg *et al.*, 2008; Rodrigo *et al.*, 2012). En Antarctique, la direction des vents de surface varie très peu car elle est essentiellement induite par le vent catabatique dont la direction est principalement contrôlée par la topographie régionale. Elle est toutefois modulée par l'apparition de forçages synoptiques dus à des perturbations cycloniques, notamment en péninsule antarctique ou sur les côtes (Rodrigo *et al.*, 2012).

Les saisons sont aussi un facteur régissant les vents proches de la surface en Antarctique. En hiver, le vent catabatique est accentué par le refroidissement plus important de la surface en l'absence de rayonnement solaire. En été, le rayonnement solaire réduit l'effet du vent catabatique, la circulation synoptique domine le bilan de la couche superficielle (Van den Broeke et

1.3 Le bilan énergétique de surface en Antarctique

Van Lipzig, 2003).

Le transport de la neige par le vent est un terme important dans le bilan de masse de surface défini comme la somme des précipitations, sublimation, transport de neige par le vent et écoulement (Frezzotti *et al.*, 2004; Van Lipzig *et al.*, 2004). À l'échelle du continent, on estime à 10% de l'apport de neige net la quantité de neige transportée par le vent vers la mer (Giovinetto *et al.*, 1992). L'impact du vent se traduit également par une compaction du manteau neigeux. En effet, sous de fortes conditions de vent, le manteau neigeux s'érode (Li et Pomeroy, 1997). La neige est alors transportée et redéposée ailleurs (Lenaerts *et al.*, 2012). Les grains de neige entrent en collision les uns avec les autres, de sorte que leurs propriétés évoluent : leur dendricité tend à diminuer alors que leur sphéricité tend à augmenter (Guyomarc'h et Mérindol, 1998; Gallée *et al.*, 2001; Vionnet *et al.*, 2012; Lenaerts *et al.*, 2012). Les particules de petite taille peuvent s'insérer dans les pores du manteau entraînant une densification du manteau en surface (Liston *et al.*, 2007). Cette compaction de la neige par le vent est un processus crucial pour le bilan énergétique de surface dans des régions comme le plateau antarctique où le taux de précipitation est très faible (Brun *et al.*, 1997; Frezzotti *et al.*, 2005; Groot Zwaaftink *et al.*, 2013). La neige restant longtemps exposée en surface, sa densité de surface peut atteindre des valeurs supérieures à 450 kgm^{-3} sur le plateau (Gallée *et al.*, 2001; Albert *et al.*, 2004; Picard *et al.*, 2014). Mais actuellement, la densité de surface de la neige ne peut être estimée que par des observations *in situ*, autour des quelques bases scientifiques ou lors de traverses, si bien que sa cartographie n'existe pas encore. La recherche d'une méthode susceptible de produire des cartes de densité superficielle de la neige sera au cœur de ma thèse, dans le but à plus long terme de mieux connaître les processus contrôlant la densification du manteau neigeux de façon à mieux les simuler dans les modèles climatiques et météorologiques.

1.3 Le bilan énergétique de surface en Antarctique

Les échanges énergétiques qui s'opèrent entre l'atmosphère et la surface du continent constituent le bilan énergétique de surface. Les principaux composants de ce bilan énergétique de surface sont le rayonnement solaire, le rayonnement thermique infrarouge, les flux turbulents de chaleur latente et sensible (Brandt et Warren, 1993) (Figure 1.3).

1.3.1 Les flux radiatifs : rayonnements solaires et thermiques

Le rayonnement solaire s'étend sur une large gamme de longueur d'onde, de $0,25$ à $4 \mu\text{m}$, comprenant l'ultra-violet, le visible, le proche et moyen infrarouge. Quand il atteint la surface, le flux radiatif solaire, noté SW_{down} , est en partie absorbé, l'autre partie est réfléchi. Le rapport entre l'énergie réfléchi par une surface et l'énergie qu'elle reçoit est appelé albédo et varie entre 0 et 1. L'albédo de la neige varie selon le champ spectral. Dans le domaine du visible, il est très élevé, jusqu'à 0,9 pour de la neige fraîche, induisant une faible absorption de l'énergie solaire.

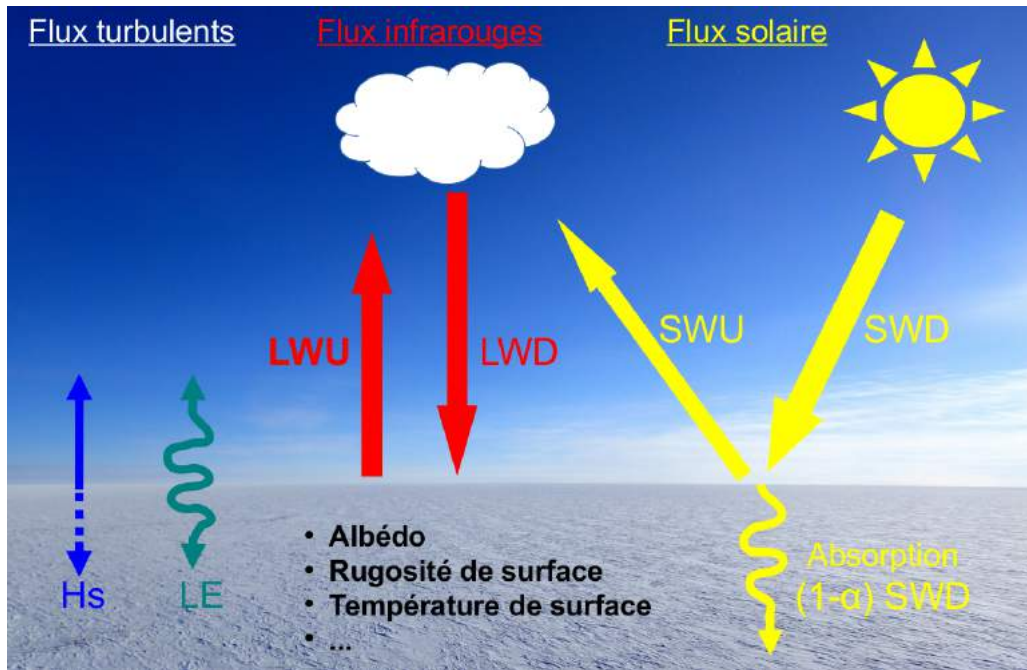


FIGURE 1.3 – Bilan énergétique de surface en Antarctique.

L'albédo peut cependant chuter jusqu'à 0,5 voire moins selon la présence d'impuretés, la taille des grains (Wiscombe et Warren, 1980) et la teneur en eau liquide de la neige : une neige sèche aura tendance à mieux réfléchir les rayonnements incidents (Blumthaler et Ambach, 1988). Dans le spectre proche-infrarouge, il reste supérieur à 0,5 jusqu'à 1400nm ; au-delà il ne dépasse pas 0,3.

L'albédo de la neige varie également, autant spatialement que temporellement, en fonction d'autres paramètres cités ci-dessous.

Les variations quotidiennes de l'angle solaire zénithal (ASZ) impactent l'albédo de la neige. En effet, plus l'angle solaire zénithal est élevé, c'est-à-dire quand le soleil est bas sur l'horizon, plus l'albédo est important (Carroll et Fitch, 1981; Warren, 1982). Le cycle diurne du Soleil explique ainsi en grande partie les variations journalières (Pirazzini, 2004) et saisonnières (Kuipers Munneke *et al.*, 2008; Wang et Zender, 2011) d'albédo observées sur le plateau antarctique. Par conséquent, la quantité d'énergie absorbée par la neige varie, elle aussi, au cours de la journée et aux cours des saisons.

L'albédo dépend de la couverture nuageuse et de la composition atmosphérique (Choudhury, 1981; Mayer *et al.*, 2005; Flanner *et al.*, 2007). L'eau liquide et la glace ayant des propriétés optiques très similaires, les nuages filtrent le rayonnement solaire de telle sorte que le flux radiatif SW_{down} qui atteint la surface ne contient plus les longueurs d'onde fortement absorbées. Cela entraîne une augmentation de l'albédo (Wang et Zender, 2011; Abermann *et al.*, 2014) mais comme les nuages diffusent également le rayonnement solaire, l'angle solaire zénithal apparent

1.3 Le bilan énergétique de surface en Antarctique

est modifié. Des études réalisées à Dôme C (Wiscombe et Warren, 1980; Carmagnola *et al.*, 2013) révèlent que ce second effet tend à diminuer l'albédo pour un angle solaire zénithal supérieur à 50° , typique en Antarctique. La présence d'impuretés dans la neige, telles que les poussières minérales, le carbone-suie ou les molécules organiques, peut également impacter l'absorption du rayonnement solaire (Domine *et al.*, 2008; France *et al.*, 2012) en induisant une diminution de l'albédo dans l'ultra-violet et le visible (Warren et Wiscombe, 1980). À Dôme C, le faible taux d'impuretés n'est cependant pas suffisant pour modifier significativement l'albédo (Warren *et al.*, 2012).

En déterminant la manière avec laquelle la lumière va interagir avec la neige à l'échelle du grain, la forme des grains modifie aussi l'albédo.

Enfin, la rugosité de surface peut impacter l'albédo en modifiant l'angle solaire zénithal apparent (Hudson *et al.*, 2006) et produire des zones d'ombre à la surface (Leroux et Fily, 1998). À Dôme C, la rugosité de surface est assez peu marquée. En raison de son fort contenu en air, la neige sèche du plateau conduit faiblement la chaleur de telle sorte que la température de surface s'adapte rapidement aux changements du bilan énergétique de surface. C'est pourquoi en été l'albédo est un paramètre essentiel du bilan énergétique de surface (Van den Broeke *et al.*, 2004a).

La présence de neige dans les régions polaires entraîne une réflexion importante du flux radiatif SW_{down} vers l'atmosphère : les UV et le visible sont le plus souvent fortement réfléchis (80 à 90%) alors que le proche infrarouge l'est faiblement (20 à 40%). Le flux radiatif SW_{down} non réfléchi qui pénètre dans le manteau neigeux est absorbé (Brandt et Warren, 1993), non pas par la seule surface, mais sur une épaisseur de quelques centimètres car la neige est un milieu semi-transparent au sein duquel la lumière pénètre puis est diffusée plusieurs fois avant de ressortir ou d'être absorbée (Bohren, 1987). L'absorption du rayonnement solaire au sein du manteau neigeux est essentielle pour le bilan énergétique (Kuipers Munneke *et al.*, 2009) car elle conduit en particulier à réchauffer le manteau et l'atmosphère de plusieurs degrés (Flanner et Zender, 2005; Kuipers Munneke *et al.*, 2012). La profondeur de pénétration d'un rayonnement énergétique dans le manteau neigeux dépend fortement de sa longueur d'onde (Bohren et Barkstrom, 1974; Warren, 1982; Colbeck, 1989) : les plus courtes longueurs d'onde pénètrent plus profondément que les grandes longueurs d'onde. Ainsi pour de la neige pure à Dôme C, la profondeur de pénétration est de l'ordre de 15 cm pour 500 nm et de l'ordre de 3 cm pour 800 nm (Libois, 2014).

Le manteau neigeux, comme la plupart des autres surfaces naturelles, présente une forte émissivité ($\epsilon \sim 0,98$, (Wiscombe et Warren, 1980)), ce qui l'amène à émettre de l'énergie vers l'espace sous forme de rayonnement thermique infrarouge (noté LW_{up}). En effet, le flux radiatif LW_{up} est fonction de l'émissivité mais aussi de la température de surface tel que :

$$LW_{\text{up}} = \epsilon \sigma T_s^4 \quad (1)$$

avec ϵ l'émissivité, σ la constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-8} \text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$) et T_s la température de surface.

L'émission du flux radiatif LW_{up} est localisée en surface dans une couche de quelques micromètres (Warren, 1982) alors que le SW_{down} est absorbé à quelques centimètres de profondeur. Ainsi, la partie superficielle du manteau tend à se refroidir, tandis qu'en dessous le rayonnement solaire réchauffe la neige, créant un maximum de température à quelques centimètres sous la surface (Schlatter, 1972; Koh et Jordan, 1995) à l'origine de gradients de température pouvant dépasser 100K.m^{-1} . En condition de ciel clair, la perte de chaleur due à l'émission du flux LW_{up} est plus importante en été quand l'absorption du flux SW_{down} réchauffe la surface. En l'absence de rayonnement solaire, quand la température devient très basse, le fort gradient de température présent dans le manteau génère un flux de chaleur depuis les chaudes couches en profondeur vers la surface et compense en partie la perte de flux thermique infrarouge LW_{up} (Van den Broeke *et al.*, 2004a). Les nuages présentent une grande opacité au rayonnement thermique infrarouge. À l'exception des plus fins d'entre eux, ils se comportent comme des corps noirs absorbant la totalité du flux LW_{up} qu'ils reçoivent. L'atmosphère et les nuages émettent ensuite un rayonnement thermique infrarouge dans toutes les directions dont une partie (noté LW_{down}) atteint la surface du manteau neigeux avec une intensité qui dépend principalement des profils verticaux atmosphériques d'humidité, de nébulosité et de température.

1.3.2 Les flux turbulents de chaleur sensible et de chaleur latente

Les échanges de chaleur entre l'atmosphère et la surface se font par l'intermédiaire de flux non radiatifs, les flux de chaleur latente et de chaleur sensible.

La chaleur latente d'évaporation, respectivement de sublimation, est la quantité d'énergie nécessaire pour transformer une masse d'eau liquide, respectivement solide, en vapeur, sans changement de température. Elle est consommée ou libérée à la surface de la neige selon le sens de la transformation. Le flux de chaleur latente, noté LE, est proportionnel au gradient d'humidité spécifique entre la surface et l'atmosphère, à la vitesse du vent et à la rugosité de la surface qui génèrent de la turbulence, et à la stabilité de l'atmosphère. En Antarctique, et notamment à l'intérieur du continent, le peu d'énergie disponible, les températures très froides qui rendent l'air sec et le taux d'humidité spécifique bas induisent des flux de chaleur latente, sous forme de sublimation ($LE < 0$) ou de condensation solide ($LE > 0$), très faibles.

La chaleur sensible entraîne, contrairement à la chaleur latente, une modification de la température lorsqu'on l'ajoute ou la soustrait, en excluant toute quantité d'énergie correspondant à un changement de phase. Le flux de chaleur sensible H_s dépend du gradient de température entre la surface et l'atmosphère, de la vitesse du vent, de la rugosité de la surface et de la stabilité de l'atmosphère. En moyenne annuelle sur l'ensemble du globe, le flux de chaleur sensible à la surface est négatif, c'est-à-dire que la surface transfère de l'énergie sous cette forme vers les basses couches atmosphériques. Sur le continent Antarctique, la situation est différente : du fait

1.4 Le manteau neigeux

de la forte réflexion des rayonnements solaires incidents et de la perte de chaleur par l'émission de rayonnement thermique, la surface du manteau neigeux est généralement plus froide que l'atmosphère, rendant le flux de chaleur sensible positif (Van den Broeke *et al.*, 2005a). Dans ce cas, c'est l'atmosphère qui apporte de l'énergie à la surface neigeuse sous cette forme.

L'estimation de la contribution des flux de chaleur sensible et latente au bilan énergétique de surface s'appuie sur la théorie de similitude de Monin-Obukhov. Cette théorie décrit notamment l'influence de la stabilité et de la rugosité sur la variabilité du coefficient d'échange. Une augmentation de la stabilité induit une diminution du coefficient d'échange (Kondo, 1975; Blanc, 1985; Blyth *et al.*, 1993). C'est ainsi qu'en Antarctique, la couche limite stable et la faible rugosité de la surface induisent des coefficients d'échange de flux turbulents très bas (Deardorff, 1968).

1.4 Le manteau neigeux

Le bilan énergétique de surface du manteau neigeux, constitué par les échanges des différents flux énergétiques décrits précédemment, est fondamentalement lié aux propriétés de surface de la neige (Wang et Zender, 2011), tel l'albédo dont une faible variation suffit à modifier de manière significative ses termes. Dans les modèles de prévision météorologique ou les modèles de climat actuels, les propriétés internes du manteau neigeux telles que la taille des grains, l'albédo, la conductivité thermique ou encore la densité, sont encore représentés de façon très simplifiée. Or les fortes variations des propriétés de surface de la neige au cours du temps, principalement induites par les conditions atmosphériques, ont en retour un impact important sur l'atmosphère via le bilan radiatif. L'étude de la neige, de sa formation, de ses propriétés de surface et des processus physiques qui les déterminent, sont ainsi primordiales pour l'amélioration des simulations du bilan énergétique de surface dans les modèles et, par conséquent, pour estimer correctement l'évolution du manteau neigeux et son rôle dans les rétroactions climatiques.

1.4.1 La neige, formation et précipitation

La neige est un matériau poreux constitué de glace et d'air dont la température est toujours inférieure (ou égale) à 0°C. Elle résulte du dépôt de cristaux de glace formés dans l'atmosphère lors de la condensation de vapeur d'eau arrivée à saturation (Libbrecht, 2005). Pour que le phénomène ait lieu, la saturation en vapeur d'eau seule n'est pas suffisante, la présence d'éléments microscopiques sur lesquels se produit la condensation est nécessaire, généralement les noyaux de nucléation Kumai (1976). Lorsque les flocons formés par l'agglomération de cristaux de neige sont suffisamment lourds pour vaincre les courants ascendants régnant à l'intérieur des nuages, ils précipitent. Si les températures restent négatives jusqu'au sol, ils se déposent et demeurent pour constituer le manteau neigeux. Lors de leur chute, les flocons subissent l'influence de deux

paramètres météorologiques importants : le vent et la température. Le vent agit mécaniquement sur la structure des flocons ; il favorise les chocs, et par conséquent les cassures, entraînant une destruction des structures les plus fragiles ; il provoque aussi la soudure des petites particules entre elles par des ponts de glace. L'ensemble de ces actions induit une densification de la neige. Si la température de l'air se rapproche de 0°C , les flocons s'humidifient et la densité des flocons déposés sera beaucoup plus importante, de l'ordre de 100 à 200 kg m^{-3} .

1.4.2 Le métamorphisme de la neige

Le manteau neigeux est constitué d'une succession de couches de neige, de densité et de granulométrie distinctes, qui subissent chacune une évolution propre. Les cristaux de glace de chaque couche sont le résultat de transformations thermodynamiques et mécaniques contrôlées principalement par les conditions atmosphériques passées et présentes ainsi que de la teneur en eau liquide au sein de la couche : c'est le métamorphisme de la neige (LaChapelle, 1969; Sommerfeld et LaChapelle, 1970; Raymond et Tusima, 1979; Wakahama, 1968; Hobbs, 1968; Colbeck, 1973). Le métamorphisme a pour conséquence la modifications des propriétés physiques de la neige, telles que la taille des grains, la densité, la conductivité thermique, la perméabilité ainsi que l'albédo (Colbeck, 1982). On distingue les métamorphismes de la neige sèche (Gubler, 1985) de ceux de la neige humide (Colbeck, 1973).

La neige est dite « sèche » si sa teneur en eau liquide est en faible quantité, à savoir inférieure à 0,1% de la masse (Denoth *et al.*, 1979; Kuroiwa, 1968). En pratique, une neige avec très peu d'impuretés est considérée sèche si sa température est inférieure à $-0,1^{\circ}\text{C}$. Au-dessus de cette température, seule la mesure de la teneur en eau liquide permet de différencier la neige humide de la neige sèche. La figure 1.4 présente les principales transformations que subissent les grains de glace ainsi que les facteurs qui les gouvernent.

En cas de neige humide, les cristaux ou grains de neige vont s'arrondir pour former des « grains ronds » à une vitesse dépendant de la teneur en eau liquide présente dans le manteau.

Dans le cas de la neige sèche, les métamorphoses de la neige sont fonction des différences de température présentes dans le manteau : le métamorphisme isotherme conduit à la formation de grains fins arrondis et le métamorphisme de gradient faible ou modéré à la formation de grains à face planes. Si le gradient thermique est fort ($\nabla T > 20 \text{ K m}^{-1}$) il créera du givre de profondeur appelé « gobelets ». Dans sa théorie du métamorphisme de la neige sèche, Colbeck (1983) montre que les différences de température dues aux rayons de courbure des grains restent très négligeables comparées au gradient de température imposé par l'environnement au manteau neigeux. Le taux de métamorphisme dépend alors de la température de la neige, de sa densité, et du gradient de température (Flanner et Zender, 2006; Flanner *et al.*, 2007).

Le plateau antarctique, cas de neige sèche, présente en été des gradients de température très élevés proche de la surface (Town *et al.*, 2008) provoqués en partie par la pénétration du

1.4 Le manteau neigeux

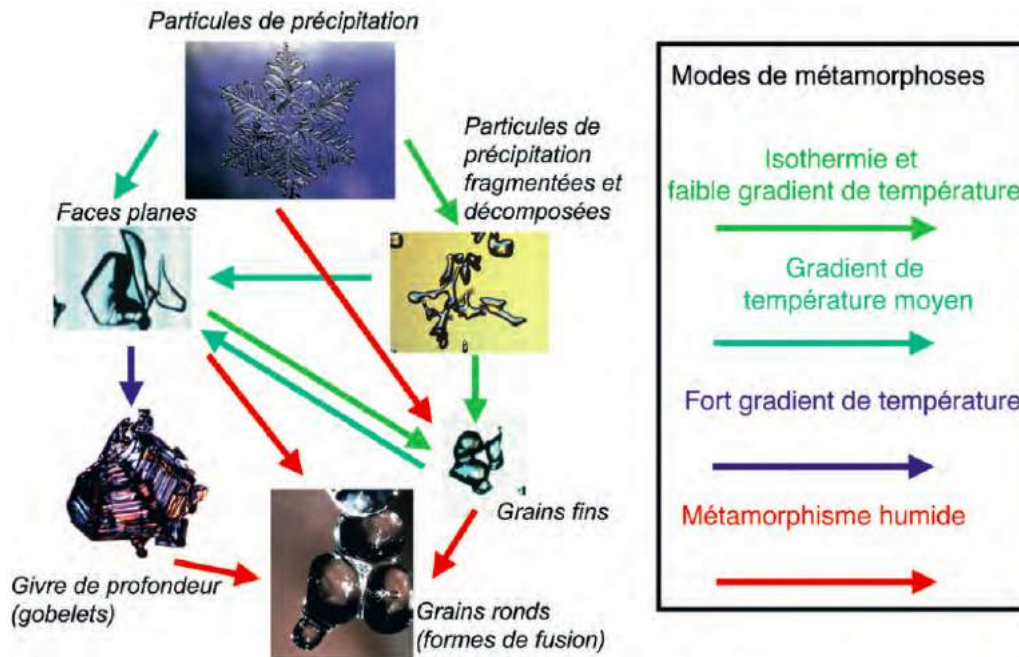


FIGURE 1.4 – Description schématique des différents types de métamorphoses conduisant à la formation des principaux types de neige saisonnière, identifiés selon l’ancienne classification internationale de la neige (Colbeck *et al.*, 1990).

rayonnement solaire dans le manteau (Alley *et al.*, 1990). C’est ainsi que le métamorphisme de gradient domine le métamorphisme de la neige à Dôme C en été (Albert *et al.*, 2004), soulignant la nécessité de connaître précisément les profils de température et de densité pour simuler correctement l’évolution du manteau neigeux.

1.4.3 La densité de surface de la neige

La densité de la neige sèche (notée ρ et exprimée en $kg\ m^{-3}$) désigne sa masse volumique. Elle peut varier entre $20\ kg\ m^{-3}$ pour de la neige fraîche très froide et $500\ kg\ m^{-3}$ pour de la vieille neige humide. La glace a une densité égale à $917\ kg\ m^{-3}$ à $0^{\circ}C$. La densité de la neige tombant au sol est liée à la température de l’air et au vent lors de son dépôt : plus la vitesse du vent est élevée, plus la densité sera importante. Dans le manteau neigeux, la densification d’une couche de neige dépend du poids des couches supérieures, de l’humidité du manteau neigeux et de la température de la couche de neige qui impacte la métamorphose des grains (Pahaut, 1976; Albert *et al.*, 2004; Liston *et al.*, 2007) ; une température basse ralentit le processus de densification quand une température élevée l’accélère (Albert *et al.*, 2004). Le plus souvent, la densité de la neige croît avec le temps (Verseghy, 1991) et avec la profondeur (Figure 1.5) mais il existe des exceptions qui peuvent entraîner des instabilités du manteau, susceptibles de provoquer des avalanches.

La densité du manteau neigeux impacte en particulier sa cohésion (Gallée *et al.*, 2001)

et ses propriétés thermiques (Sturm *et al.*, 1997). Pour une même valeur de SSA⁴ (specific surface area) et pour un manteau neigeux fin, c'est-à-dire non optiquement semi-infini⁵, une augmentation de densité élève l'albédo dans les longueurs d'onde visibles et proche infrarouges (Gallet, 2010). L'effet est négligeable dans les longueurs d'onde infrarouge puisque la neige est quasiment opaque même si elle est réduite à une petite épaisseur. La densité de la neige reste une donnée difficile à estimer précisément : elle ne peut être mesurée qu'*in situ* et sa mesure comporte une part d'incertitude d'environ 10% (Conger et McClung, 2009) ; elle n'est pas mesurable par télédétection et ses simulations numériques présentent généralement de nombreuses imprécisions en raison de processus contrôlant la densification de la neige encore peu compris et mal représentés dans les modèles de neige (Slater *et al.*, 1998).

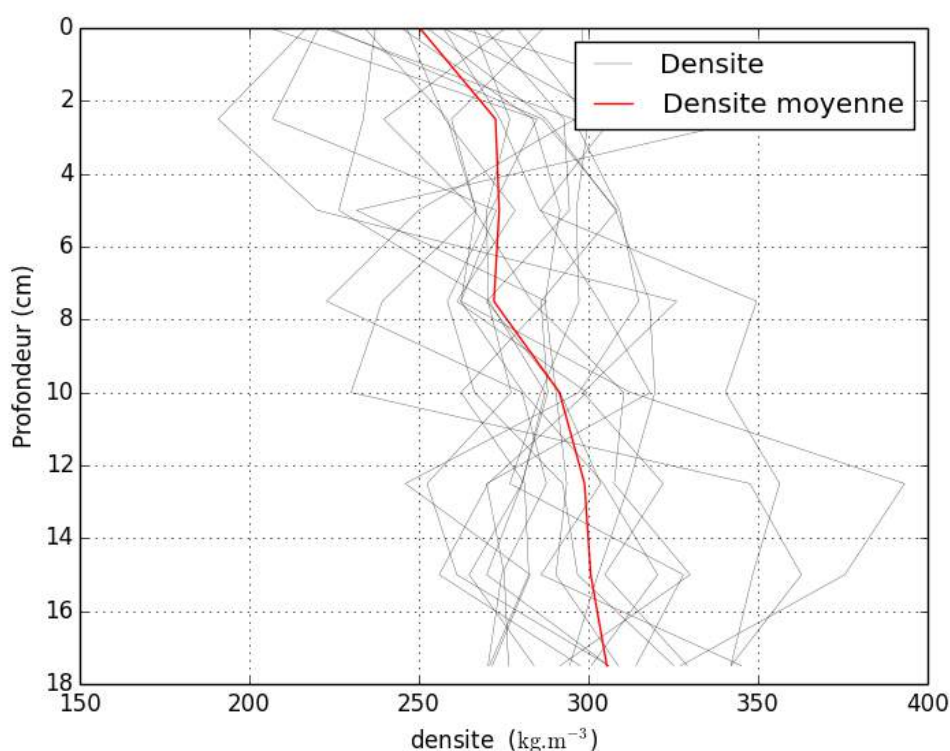


FIGURE 1.5 – Profils de densité mesurés durant la campagne d'été 2014-2015 à Dôme C.

Cette thèse a pour ambition de développer une nouvelle méthode d'estimation de la densité de surface qui s'appuie sur la relation entre la densité de surface de la neige et la variabilité de sa température de surface, due au lien entre densité et inertie apparente de la neige vis-à-vis des échanges d'énergie avec l'atmosphère. Cette inertie apparente de la neige est due à la fois à l'inertie thermique intrinsèque de la neige, quasiment proportionnelle à sa densité, et à la conductivité. L'inertie thermique de la neige représente sa résistance au changement de

4. La SSA d'un grain de neige est définie comme le rapport entre la surface totale des interfaces air/glace et sa masse.

5. un milieu optiquement semi-infini se caractérise par une réflectance qui ne change pas si on augmente l'épaisseur géométrique, à 1% près

1.4 Le manteau neigeux

température lorsqu'intervient une perturbation de son équilibre thermique. La neige contient de l'air qui en fait un isolant dont la grande inertie thermique est caractérisée par une diffusivité de l'ordre de $2 \text{ à } 10 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Cette qualité d'isolation thermique sera d'autant meilleure que la quantité d'air sera importante et donc que sa densité sera faible. La densité de la neige impacte également sa conductivité (section 1.4.4). En favorisant les échanges au sein du manteau, une forte conductivité augmente la masse de neige affectée par les variations de la température de surface, augmentant ainsi l'inertie thermique de la neige vis à vis de ces variations de la température de surface.

1.4.4 La conductivité

La surface de la calotte antarctique est principalement recouverte d'un manteau neigeux qui perdure tout au long de l'année. Constitué de glace et surtout d'air, le manteau neigeux est un milieu poreux capable de conduire la chaleur : les échanges de chaleur se font par conduction dans les phases gazeuse et solide mais également par diffusion et convection de la vapeur d'eau dans l'air interstitiel (Yen, 1981; Colbeck, 1993).

Pour étudier la propagation de la chaleur dans un corps, on introduit la conductivité thermique qui traduit la capacité du matériau à transmettre la chaleur (Brandt et Warren, 1993; Town *et al.*, 2008). Avec sa faible conductivité et sa faible capacité thermique, les transferts thermiques entre la neige de surface et le reste du manteau sont lents. L'isolement de la surface du reste du manteau la contraint à répondre rapidement aux forçages radiatifs en ajustant sa température.

La conductivité thermique effective de la neige k_{eff} représente sa capacité à conduire la chaleur lorsqu'elle est soumise à un gradient de température (Domine *et al.*, 2008). Il s'ensuit que la conductivité thermique effective de la neige a un effet direct sur le métamorphisme de la neige, et réciproquement (Sturm *et al.*, 1997; Domine *et al.*, 2011). Elle est également fortement liée à la densité de la neige. La conductivité thermique de l'air ($0,02 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) étant plus faible que celle de la glace ($2,2 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$), une densité de la neige élevée favorise la conduction dans le manteau neigeux, une densité de neige faible la limite (Domine *et al.*, 2011).

Une des nombreuses relations reliant la densité de la neige ρ à sa conductivité thermique k_{eff} est décrite par la loi de Yen (1981) :

$$k_{eff} = k_i \left(\frac{\rho}{\rho_w} \right)^{1,885} \quad (2)$$

avec k_i la conductivité thermique de la glace pure ($2,01 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) et ρ_w la densité de l'eau (1000 kg m^{-3}).

La conductivité thermique de la neige est une propriété essentielle du bilan énergétique car elle contrôle les transferts de chaleur et les flux de masse dans le manteau neigeux (Riche et Schneebeli, 2013).

1.4.5 La température de surface de la neige

En Antarctique, la température de surface T_s est un des paramètres les plus importants influençant le bilan énergétique de surface à des échelles locales et globales. Plusieurs études, parmi lesquelles Muszynski et Birchfield (1985), ont d'ailleurs mis en avant la relation linéaire qu'entretient la T_s avec le bilan énergétique de surface.

La connaissance de la T_s fournit des informations sur les variations spatiales et temporelles de l'état d'équilibre de la surface, de manière directe pour l'estimation des flux thermiques infrarouges, de manière indirecte pour l'estimation des flux de chaleurs sensibles et latents (Kerr *et al.*, 2004). C'est une variable particulièrement sensible aux changements des conditions atmosphériques (vitesse du vent, couverture nuageuse), notamment en hiver en raison de la forte inversion de température près de la surface (Van den Broeke, 2000; Town *et al.*, 2008). Ceci est d'autant plus notable à l'intérieur du plateau antarctique en raison de l'absence de fonte (Comiso, 2000; Picard et Fily, 2006), du peu de mélange au-dessus de la surface, d'une conduction relativement faible dans les couches de neige et d'une faible capacité thermique de la neige (Brun *et al.*, 2011).

Si la température de l'air sous abri (typiquement mesurée à 2m au-dessus de la surface et notée T_{2m} dans ce manuscrit) est souvent préférée à la T_s pour caractériser le climat, elle est moins appropriée pour étudier le bilan énergétique de surface de la neige. Quand la mesure de la T_s est disponible, elle est beaucoup plus informative vis à vis de l'état thermique de la couche limite de surface au-dessus du plateau antarctique que ne l'est la T_{2m} . Au contraire de la T_{2m} , la T_s affecte directement une partie significative du bilan énergétique de surface principalement par le biais d'émissions de rayonnements thermiques mais aussi à travers la diffusion de flux de chaleur sensible et latent dans l'atmosphère et en profondeur dans le manteau neigeux (Town *et al.*, 2008). De plus, en raison de la forte homogénéité spatiale et de la fréquente et importante stabilité des basses couches atmosphériques sur le plateau antarctique, un gradient de température élevé s'établit sur les premiers mètres au-dessus de la surface (Genthon *et al.*, 2010), ce qui rend la température de l'air très sensible à la hauteur de mesure. Or, en raison de l'accumulation progressive et irrégulière de la neige entre les visites de maintenance, les stations de mesure réparties sur le plateau mesurent la température à des hauteurs incertaines (Genthon *et al.*, 2009).

La T_s , variable pronostique⁶ des modèles météorologiques de climat et réanalyses, se différencie également de la T_{2m} , diagnostique fait à partir de la T_s et de la température au premier niveau atmosphérique via des fonctions d'interpolations qui varient d'un modèle météorologique ou climatique à l'autre. Enfin, sous des conditions météorologiques favorables, la T_s peut également être mesurée raisonnablement bien par satellite en utilisant l'émission thermique de surface (Comiso, 1994; Karbou et Prigent, 2005; Picard *et al.*, 2009).

6. Une variable pronostique est gouvernée par une équation pronostique résolue par intégration du temps.

1.5 Objectif et organisation de la thèse

Des sections précédentes, nous avons fait ressortir l'importance d'étudier et de mieux comprendre les processus physiques ayant cours dans les premiers centimètres du manteau neigeux, où se concentrent les principaux échanges d'énergie et de matière entre la neige et l'atmosphère, afin de mieux estimer l'évolution du bilan énergétique de surface du continent antarctique. Pour ce faire, cette étude a choisi de se concentrer sur l'étude de la densité de surface via l'analyse de la variabilité de la température à la surface de la neige.

En effet, Brun *et al.* (2011) a montré qu'il était possible de reproduire le cycle diurne du bilan d'énergie superficiel à Dôme C sur une période de 10 jours consécutifs grâce au couplage neige/atmosphère de Crocus avec le modèle régional AROME. Ceci n'a été possible qu'en fixant l'albédo mesuré localement et en ajustant les caractéristiques thermiques de la couche superficielle de neige liés à sa densité : sur une dizaine de centimètres, les profils de conductivité et de capacité thermiques sont déduits du profil de densité de la neige selon la méthode développée par Anderson (1976).

Hélas, le profil de densité n'est pas mesurable actuellement par télédétection et les processus qui le contrôlent sont peu compris et mal représentés dans les modèles de neige. Ceci limite *a priori* les possibilités de simuler précisément le bilan d'énergie superficiel détaillé du plateau antarctique. Cependant, grâce à plusieurs satellites à orbite polaire porteurs de radiomètres ou interféromètres infrarouge, la T_s de la neige est de nos jours observée plusieurs fois par jour avec une grande précision. Sur une vaste bande de latitude (typiquement 80°S à 65°S), il est ainsi possible, durant l'été austral et par ciel clair, d'observer par télédétection le cycle diurne de la T_s à haute résolution spatiale. À travers une évaluation de la capacité et de la conductivité thermique, l'estimation de la densité de surface de la neige de surface à partir d'une analyse du cycle diurne de la T_s semble alors réalisable. L'objectif de cette thèse est d'explorer le potentiel d'une telle approche.

Pour cela, une étude de la qualité des différents jeux de données de T_s est réalisée dans un premier temps. Elle est suivie d'une analyse de la variabilité temporelle et spatiale de la T_s . Des facteurs agissant sur cette variabilité sont étudiés et leurs impacts sur la T_s quantifiés. Enfin, ces travaux cherchent à montrer que la T_s peut être utilisée pour estimer la densité de surface de la neige via une méthode d'ajustement de simulations numériques idéalisées aux observations de l'amplitude du cycle diurne de la température de surface.

Ce manuscrit s'articule autour de l'évaluation de la T_s sur le continent Antarctique et son potentiel pour estimer la densité de surface de la neige via une méthode d'inversion des simulations numériques.

Après cette introduction, j'introduis, dans le **Chapitre 2**, les principaux outils et méthodes utilisés. Les observations satellitaires, les outils de modélisation et les mesures *in situ* visant à

évaluer la précision des données et méthode sont présentés. Le modèle de neige Crocus utilisé pour le développement de notre méthode d'inversion est également décrit.

Le **Chapitre 3** porte sur l'analyse faite des différentes données de T_s et les causes éventuelles de leurs biais. Ces travaux ont fait l'objet d'un article publié dans *The Cryosphere* (Fréville *et al.*, 2014). À partir des résultats de cette analyse, une sélection est faite pour conserver les jeux de données les plus précis pour la poursuite de cette étude.

Dans le **Chapitre 4**, l'étude de la variabilité spatiale et temporelle de la T_s est présentée et se concentre en un point du continent particulièrement riche en observations : Dôme C. Ce chapitre s'attache à décrire les différents facteurs contrôlant la variabilité de la T_s et leurs relations. On montre en particulier l'influence de la densité de surface de la neige sur cette variabilité. A partir de cette analyse, la méthode d'inversion de la relation densité/amplitude diurne, utilisée pour estimer la densité de surface, est présentée.

Enfin, l'estimation de la densité de surface par inversion de la relation densité/amplitude diurne est appliquée à l'intégralité du continent Antarctique dans le **Chapitre 5**. Une analyse des résultats de la méthode est réalisée en fonction des différentes régions.

CHAPITRE II

OUTILS ET MÉTHODES

2.1	Introduction	20
2.2	Les outils d'observation satellitaire	20
2.2.1	MODIS	20
2.2.2	IASI	22
2.3	Les observations in situ.	25
2.3.1	Les stations BSRN	26
2.3.2	Les stations AWS	27
2.3.3	La campagne 2014-2015 à Dôme C	28
2.3.3.1	Les mesures de la température de surface	28
2.3.3.2	Les mesures de densité	28
2.4	Les outils de modélisation	30
2.4.1	Le modèle de manteau neigeux Crocus	30
2.4.2	Les modèles de prévision numérique du temps : Arpege et IFS.	33
2.4.2.1	Le modèle ARPEGE	33
2.4.2.2	Le modèle IFS.	34
2.4.3	Les réanalyses ERA-Interim	35
2.4.4	Protocole numérique : description des simulations Crocus	35

2.1 Introduction

Ce chapitre introduit les différents outils utilisés pour étudier la T_s ainsi que les méthodes développées pour la mesurer ou la calculer. Les données satellitaires, MODIS et IASI, sont présentées ainsi que les mesures *in situ*. Sont ensuite introduits les outils de modélisation regroupant le modèle IFS et les réanalyses ERA-Interim du CEPMMT ainsi que le modèle ARPEGE. Enfin, on décrit le modèle détaillé du manteau neigeux Crocus (Brun *et al.*, 1989; Vionnet *et al.*, 2012), utilisé dans les chapitres III, IV et V, capable de simuler l'évolution des propriétés physiques de la neige en prenant en compte la stratigraphie du manteau neigeux.

2.2 Les outils d'observation satellitaire

Les données satellitaires utilisées dans ces travaux proviennent de quatre satellites météorologiques défilants munis de radiomètres qui mesurent le rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi par la Terre (télédétection passive) dans les domaines du visible, de l'infrarouge et des micro-ondes. Leur objectif est de fournir des informations indirectes sur l'état de l'atmosphère et la surface. Un satellite est dit défilant quand il tourne autour de la Terre sur une orbite quasi-circulaire passant près des pôles, à une altitude approchant les 700-800 km. Pour la plupart d'entre eux, l'orbite est héliosynchrone : elle suit le déplacement apparent du Soleil autour de la Terre, de sorte que tous les points situés sur un même parallèle sont survolés à la même heure solaire.

Parmi les principaux instruments utilisés sur ces satellites, on retrouve les imageurs et les sondeurs qui mesurent les rayonnements provenant d'un élément de surface et de l'atmosphère terrestres.

L'imageur a une résolution spatiale élevée et une faible résolution spectrale permettant une analyse fine des scènes observées (nuage, surface). C'est le cas de l'instrument MODIS.

Le sondeur possède une moins bonne résolution spatiale mais un grand nombre de canaux lui permettant d'analyser précisément la répartition du rayonnement selon la longueur d'onde. De cette analyse en longueur d'onde sont déduits les profils verticaux de température et d'humidité dans l'atmosphère. Pour répondre à la demande de la météorologie opérationnelle, les sondeurs gagnent en précision. Disposant d'un grand nombre de canaux, ils offrent une fine résolution verticale et spectrale. C'est l'objectif du sondeur IASI sur MetOp.

2.2.1 MODIS

MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) est un spectroradiomètre imageur à résolution moyenne installé à bord des satellites Terra, lancé en 1999, et Aqua, lancé en 2002. Les deux instruments MODIS balaient la totalité de la surface de la Terre en 1 à 2 jours

2.2 Les outils d'observation satellitaire

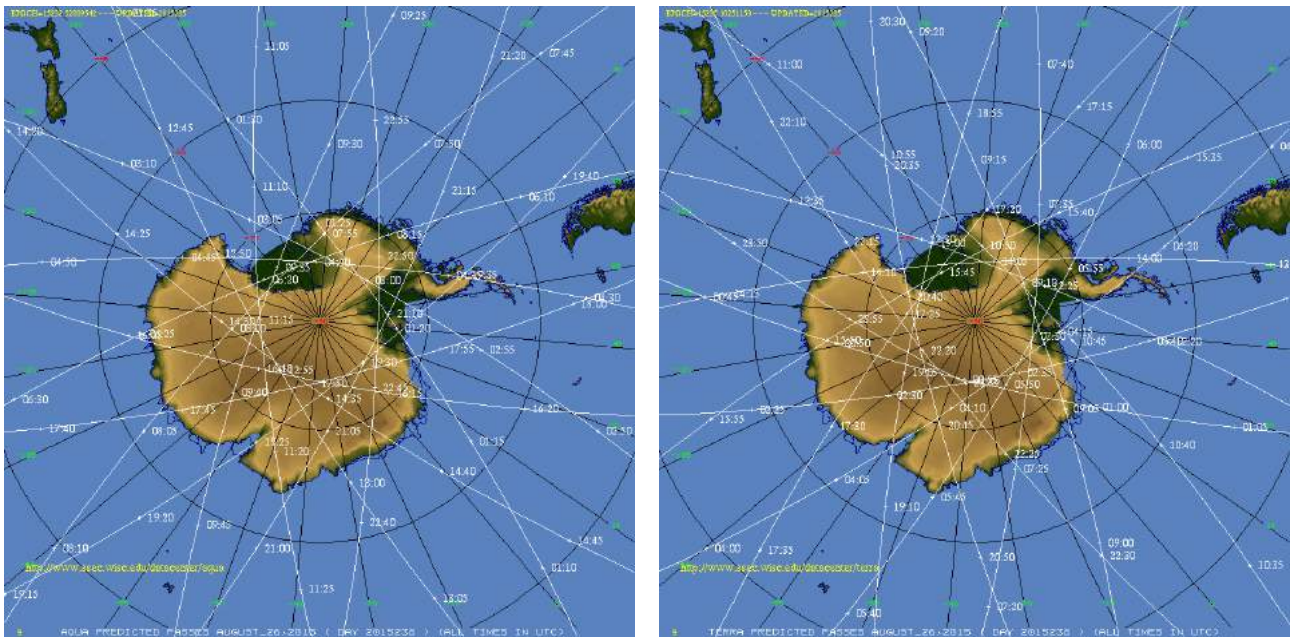


FIGURE 2.1 – Horaires de passage des satellites Aqua (gauche) et Terra (droite) au-dessus de l'Antarctique le 26 août 2015.

grâce à leur fauchée transversale d'une largeur de 2330 km. La figure 2.1 montre les horaires de passages des satellites Aqua et Terra au-dessus de l'Antarctique.

Les différents produits des instruments MODIS décrivent les caractéristiques atmosphériques, océaniques et terrestres de toutes les régions du monde. MODIS donne, entre autres, accès à 15 ans de mesures de la cryosphère sur le site du National Snow and Ice Data Center (<http://nsidc.org/>). Les présents travaux utilisent les produits MODIS de la version 5 : Terra MOD11 et Aqua MYD11. Ils regroupent depuis le 5 mars 2000 jusqu'à aujourd'hui la LST (Land Surface Temperature) de niveau 2 (L2), le contrôle qualité, les erreurs estimées, l'émissivité en bandes 31 et 32 estimée à partir du type de couverture du sol, l'heure UTC d'observation et les coordonnées géographiques. Ces données, d'une résolution spatiale de 1 km et temporelle de 5 minutes, couvrent le jour et la nuit. Les produits LST MODIS ne sont disponibles qu'en condition de ciel clair, soit quand aucun nuage n'est détecté. Les valeurs de LST sont alors produites pour chaque pixel MODIS en utilisant l'algorithme « split-window land surface temperature » de Wan et Dozier (1996) dont le succès dépend de la connaissance des émissivités en bande 31 (de $10,78 \mu\text{m}$ à $11,28 \mu\text{m}$) et 32 (de $11,77 \mu\text{m}$ à $12,27 \mu\text{m}$). Sur des surfaces terrestres, l'émissivité spectrale est relativement stable, et donc bien connue, dans le domaine de longueur d'onde $10,5 \mu\text{m}$ - $12,5 \mu\text{m}$ où les bandes MODIS 31 et 32 sont localisées. En vue d'une comparaison avec des sorties de modèles et des réanalyses, nous avons moyenné à l'heure la plus proche (H-30min ; H+30min) puis projeté les produits LST MODIS de résolution 1 km sur une grille stéréopolaire à 25 km de résolution. Une fois cette projection réalisée, on se réfère aux produits LST MODIS sous l'appellation T_s MODIS. Un jeu de données horaires est créé à

partir de la T_s MODIS en moyennant pour chaque cellule de grille toutes les données de bonne qualité appartenant à une même heure.

2.2.2 IASI

Le projet MetOp, porté par L'Organisation européenne pour l'exploitation des satellites météorologiques (Eumetsat) et l'Agence Spatiale Européenne (ESA), regroupe trois satellites lancés en octobre 2006 et septembre 2012. Un lancement est aussi prévu en 2017. MetOp embarque 11 instruments, dont IASI. Développé dans le cadre d'une coopération entre le Centre national d'études spatiales (CNES) et Eumetsat, ce sondeur satellitaire infrarouge à haute résolution réalise, à bord des satellites européens MetOp-A et MetOp-B, des sondages de la température et de l'humidité atmosphériques (Cayla, 2001).

Le sondage atmosphérique fait à partir de données satellites repose sur l'interprétation des mesures radiométriques dans des intervalles spectraux spécifiques à certaines caractéristiques de l'atmosphère. En se plaçant à proximité des bandes d'absorption de gaz dont la concentration est connue, les grandeurs physiques associées peuvent être déduites. Pour obtenir des informations sur les profils de température, on se place dans les bandes d'absorption du CO₂ (régions infrarouges vers 15 μm et 4,3 μm par exemple). On suppose pour cela une concentration de CO₂ constante.

Les sondages, destinés à l'amélioration des prévisions météorologiques à moyen terme, sont réalisés avec une précision absolue de 1 K pour la température et 10% pour l'humidité pour une résolution verticale de 1 km.

Par ciel clair, l'observation prise par IASI permet de réaliser un sondage de toute l'atmosphère et d'obtenir des informations sur la surface terrestre (Figure 2.2 (a)). Par ciel nuageux, la présence de nuages opaques peut bloquer la propagation de l'onde empêchant l'observation de la surface : seules la partie atmosphérique au-dessus du nuage et la surface du nuage sont sondées (Figure 2.2 (b)).

La résolution spatiale de IASI est moins fine que celle de MODIS : 12 km au nadir IASI avec une fauchée plus étroite de 2100 km de largeur. Dans cette thèse, deux températures de surface IASI sont utilisées : les produits IASI L2 de la température de surface d'Eumetsat (par la suite désignée T_s L2 IASI) et la température de surface restituée à partir des radiances IASI (T_s restituée IASI). Les produits IASI L2 de température de surface sur Terre sont produits de façon opérationnelle par le IASI L2 PPF (Product Processing Facility) développé par EUMETSAT. La T_s L2 IASI est calculée statistiquement par régression linéaire dans l'espace des composantes principales du spectre IASI, à partir de la méthode de décomposition orthogonale aux valeurs propres (EOF) (August *et al.*, 2012). Le principe des EOF est de déterminer des fonctions orthogonales (empiriquement) qui caractérisent la covariabilité d'un ensemble de variables, ici les radiances observées. Le calcul de la T_s restituée IASI repose sur le principe de l'inversion du transfert radiatif par la méthode mono-canal (Guedj *et al.*, 2011) réalisée dans le

2.2 Les outils d'observation satellitaire

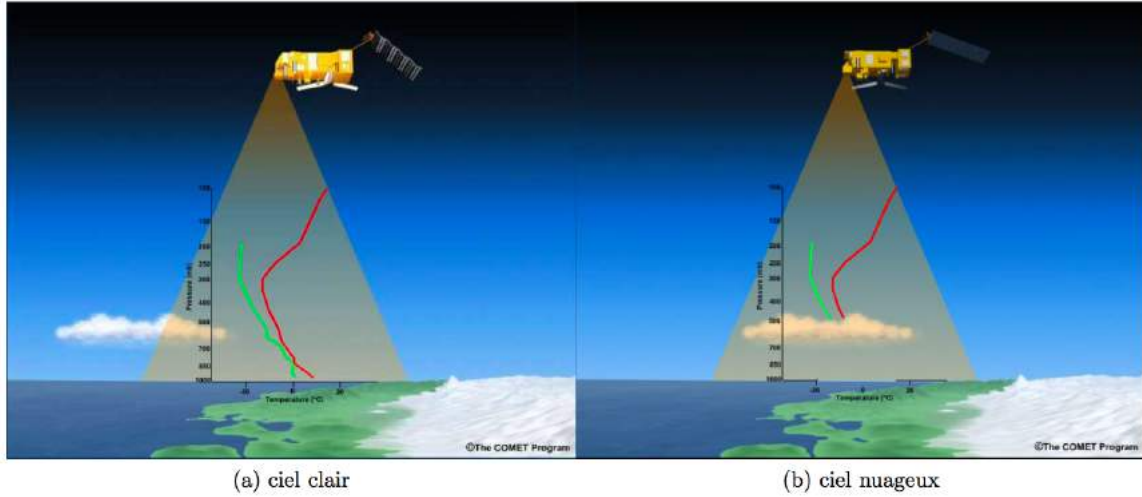


FIGURE 2.2 – Principe de sondage de l'atmosphère en cas de ciel clair ou de ciel nuageux [source The Comet Program]

modèle ARPEGE⁷. IASI mesure la puissance du flux de rayonnement électromagnétique émis et réfléchi par différentes cibles (la surface de la Terre, les différentes couches de l'atmosphère) suivant différentes longueurs d'onde. Cette intensité, appelée radiance spectrale, est mesurée simultanément sur 8461 bandes spectrales avec une résolution fine de $0,25 \text{ cm}^{-1}$. L'équation du transfert radiatif permet de trouver la mesure de la radiance spectrale à partir de l'état de l'atmosphère :

$$R_\nu(\theta) = L_\nu(T_s)\Gamma_\nu(\theta)\epsilon_\nu(\theta) + L_{\nu\uparrow}(\theta) + \Gamma_\nu(\theta)(1 - \epsilon_\nu(\theta))L_{\nu\downarrow}(\theta) \quad (3)$$

où $L_{\nu\downarrow}$ est le rayonnement descendant, $L_{\nu\uparrow}$ le rayonnement montant, R_ν la radiance monochromatique de fréquence ν quittant l'atmosphère vers l'espace avec un angle d'incidence θ , Γ_ν la transmission atmosphérique, ϵ_ν l'émissivité de surface et L_ν la fonction de Planck définit par :

$$L_{\nu i}(T) = \frac{2h\nu^3c}{\exp\frac{h\nu c}{kT} - 1} \quad (4)$$

où h est la constante de Planck, k la constante de Boltzmann et c la vitesse de la lumière dans le vide.

Par inversion de l'équation de transfert, il est possible d'obtenir la température de surface à partir de la radiance mesurée et de l'état de l'atmosphère.

$$T_s = L_\nu^{-1}\left(\frac{R_\nu(\theta) - L_{\nu\uparrow}(\theta) - \Gamma_\nu(\theta)(1 - \epsilon_\nu(\theta))L_{\nu\downarrow}(\theta)}{\Gamma_\nu(\theta)\epsilon_\nu(\theta)}\right) \quad (5)$$

Les mesures de IASI se basent sur la télédétection infrarouge passive en utilisant un spectromètre à transformée de Fourier travaillant dans la gamme spectrale $3,7 - 15,5 \mu\text{m}$, et IIS un

7. Le modèle ARPEGE est introduit dans la section 2.4.2.1.

imageur infrarouge associé travaillant dans la gamme spectrale 10,3 - 12,5 μm . Cet imageur infrarouge permet la co-registation du sondeur IASI avec un autre imageur, l'AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer). L'AVHRR est un imageur à larges bandes conçu par la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Cet instrument possède six bandes spectrales allant du visible à l'infrarouge thermique. Sa résolution spatiale est de 1,1 km dans l'infrarouge et de 0,5 km dans le visible. Il réalise une imagerie optique des nuages, du sol et de l'océan. L'analyse conjointe des données IASI et des images de l'AVHRR permet d'étudier la température de surface IASI tout en ayant une information sur la couverture nuageuse, facilitant ainsi son interprétation. Les données IASI sont filtrées suivant le pourcentage de pixels nuageux de l'AVHRR : un pixel IASI est considéré clair pour une fraction nuageuse inférieure à 10%, nuageux pour une fraction nuageuse égale à 100% et intermédiaire dans le reste des cas.

L'utilisation de ces deux outils d'observation satellitaire a pour objectif d'agrandir le jeu de données de T_s en fusionnant les données IASI à celles de MODIS. Le but est de restituer le plus fidèlement possible la variabilité quotidienne et le cycle diurne de la T_s sur le domaine antarctique.

2.3 Les observations in situ

Choisir l'Antarctique comme domaine d'étude présente une contrainte majeure : la rareté des observations météorologiques directes (Barker, 2005; Nordeng *et al.*, 2007). La plupart des stations ont commencé à enregistrer des observations à partir de 1957 en préparation de l'année géophysique internationale (1957-1958). 15 stations de mesures ont été installées à cette époque. Elles rassemblent maintenant des jeux de T_s allant de 1957 jusqu'à aujourd'hui. Plusieurs études ont montré qu'en dépit de leur faible nombre, ces stations pouvaient être exploitées pour étudier le changement climatique en Antarctique (Thompson et Solomon, 2002; Vaughan *et al.*, 2003; Turner *et al.*, 2005; Marshall *et al.*, 2013). La principale limitation de ces études tient au fait que la majorité des stations de mesures étant localisées sur les côtes, l'intérieur du continent reste très peu documenté. Deux stations, la station Amundsen-Scott situé à Pôle Sud et la station Vostok au milieu du Plateau Antarctique, font figure d'exception. Construites en 1957, elles rassemblent aujourd'hui les plus longs jeux de données météorologiques du plateau antarctique.

Ces travaux se basent sur les données de plusieurs stations, situées sur les côtes et à l'intérieur du continent, qui fournissent des mesures presque continues de variables significatives dans l'observation de la couche limite atmosphérique et de la surface du manteau neigeux (Figure 2.3).

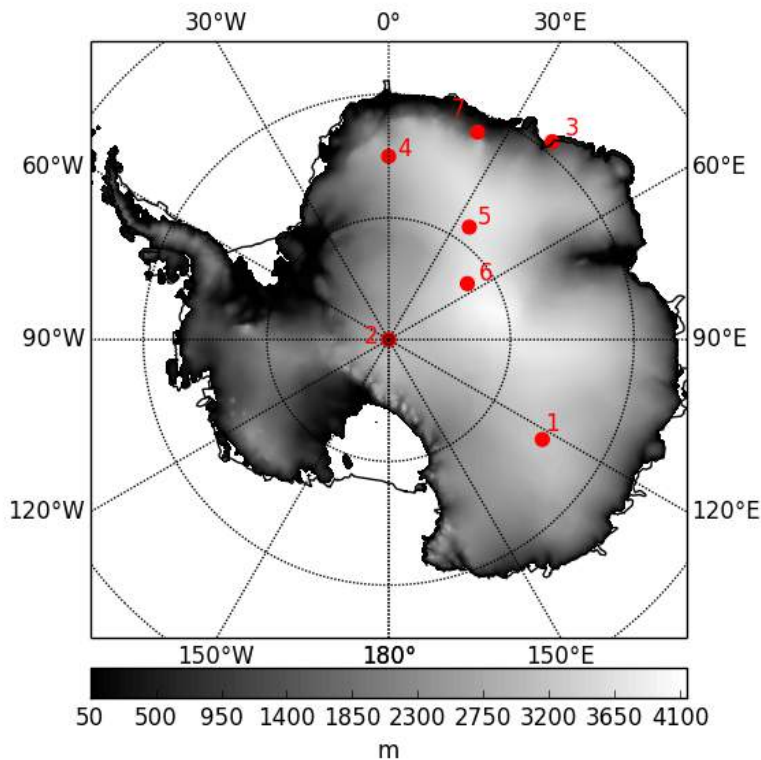


FIGURE 2.3 – Localisation des 7 stations de mesures utilisées. Les noms des stations et leurs coordonnées sont listés dans le tableau 2.1.

No.	Station	Programme	Lat.(°S)	Lon.(°E)	Alt.(m a.s.l.)
1	Dôme C	BSRN	75°06'	123°20'	3233
2	Pôle sud	BSRN	90°	0°	2835
3	Syowa	BSRN	69°	39°35'	18
4	Kohnen (AWS9)	AWS	75°	0°40'	2892
5	Plateau Station B (AWS12)	AWS	78°38'	35°38'	3619
6	Pole of Inaccessibility (AWS13)	AWS	82°3'	54°34'	3718
7	Princess Elisabeth (AWS16)*	AWS	71°57'	23°21'	1372

TABLE 2.1 – Liste des 7 stations de mesure dont les données sont utilisées dans ce manuscrit. Les chiffres de la première colonne du tableau se réfèrent aux sites de la figure 2.3.

* Cette station est gérée en collaboration avec l’Université catholique de Leuven

2.3.1 Les stations BSRN

Dans le cadre de la recherche sur le changement climatique, le WCRP (World Climate Research Programme) a mis en place un réseau de stations de mesures, le BSRN (Baseline Surface Radiation Network), qui a pour objectif principal la validation d’observations satellites et de modèles numériques. Il contribue également à la détection de variations de l’intensité du rayonnement solaire, paramètre devenu clef dans l’étude du changement climatique (Haigh, 1996). Les missions du BSRN sont multiples :

- couvrir les régions à enjeu majeur dans l’étude du climat ;
- fournir la précision requise pour la validations de données ;
- garantir une homogénéité des mesures sur de longues périodes.

Les instruments, les méthodes d’observations et le traitement des données ont été approuvés par le WCRP sur toutes les stations. Cette étude utilise les observations horaires des rayonnements thermiques infrarouge ascendant (LW_{up}) et descendant (LW_{down}) (section 1.3.1) de trois stations BSRN situées en Antarctique : Dôme C, Pôle Sud et Syowa. Ces stations sont localisées sur la figure 2.3 et leur caractéristiques décrites dans le tableau 2.1.

Les données sont recueillies par du personnel présent en permanence dans les stations assurant le nettoyage régulier des pyrgéomètres, instruments servant à mesurer les flux thermiques, afin de limiter les erreurs de mesure dues au givrage, phénomène fréquent sur le plateau antarctique (Van den Broeke *et al.*, 2004b). La qualité des données est vérifiée dans les stations ainsi qu’au WRMC (World Radiation Monitoring Center) à Zurich (Ohmura *et al.*, 1998).

La T_s est déduite des mesures de rayonnements thermiques à partir de l’équation suivante :

$$T_s = \sqrt[4]{\frac{LW_{up} - (1 - \epsilon)LW_{down}}{\epsilon\sigma}} \quad (6)$$

2.3 Les observations in situ

où ϵ est l'émissivité de surface et σ la constante de Stefan-Boltzmann.

Dans le domaine infrarouge thermique (5-40 μm), l'émissivité de la neige est très proche de l'unité et sa variation est plus faible que celle des autres corps naturels. Par conséquent, la neige s'apparente à un corps noir, c'est à dire qu'elle absorbe quasi-totalement les radiations qu'elle reçoit sans les réfléchir ni les transmettre et qu'elle émet autant d'énergie que sa température le permet. En réalité, l'émissivité de la neige varie entre 0,98 et 0,99 pour un grain de neige d'une largeur supérieure à 75 μm et proche de 0,985 pour un grain plus petit dont la taille est égale à 50 μm (Dozier et Warren, 1982). Sur le plateau antarctique, où il n'y a pas de neige humide, l'émissivité de la neige a une variation encore plus faible : on peut la considérer comme constante. Dans notre étude, l'émissivité ϵ a été fixée à 0,99 pour calculer la T_s , en conformité avec les travaux de Brun *et al.* (2011). Des tests de sensibilité, réalisés pour des valeurs d'émissivité égales à 0,98 et 1, révèlent des différences de température de surface n'excédant pas 0.1°C en moyenne (0,080 et 0,079°C respectivement).

2.3.2 Les stations AWS

En plus des mesures des stations BSRN, plusieurs campagnes ont eu lieu en Antarctique fournissant des observations de flux radiatifs sur de courtes périodes. Au total, l'ensemble des observations reste toutefois faible sur les plans spatial et temporel (Van den Broeke et Van Lipzig, 2004). C'est pour palier cette carence que l'USAP (United States Antarctic Program) a mis en place le programme AWS (Automatic Weather Station) chargé de maintenir un réseau de stations météorologiques automatiques et de fournir des observations météorologiques en temps réel en Antarctique. Contrairement aux stations BSRN, les stations AWS ne bénéficient pas de personnel chargé d'entretenir régulièrement les instruments de mesure ; les pyrgéomètres des stations AWS ne sont visités qu'une fois par an. Une évaluation de la qualité des rayonnements thermiques mesurés par ces stations révèle de fréquentes erreurs dues au givrage des instruments, notamment en hiver (Van den Broeke et Van Lipzig, 2004). Pour détecter les mesures erronées, les auteurs Van den Broeke et Van Lipzig (2004) proposent de rejeter toutes les valeurs où le LW_{down} supérieur au LW_{up} . Après analyse, nous avons constaté que certaines données présentaient encore des valeurs aberrantes. Bien que réduisant le nombre déjà restreint de données disponibles en hiver, un filtre plus strict a par conséquent été appliqué dans cette étude : les données AWS sont rejetées quand le LW_{down} est supérieur au $LW_{\text{up}} - 5 \text{ W m}^{-2}$. Il est à noter toutefois que des données peuvent toujours être affectées par le givrage.

Notre étude utilise quatre stations AWS gérées par l'Institut de recherche marine et atmosphérique de l'Université d'Utrecht :

- Kohnen (AWS9)
- Plateau Station B (AWS12)
- Pole of Inaccessibility (AWS13)
- Princess Elisabeth (AWS16)

Ces stations sont localisées sur la figure 2.3 et listées dans le tableau 2.1. Comme pour les données BSRN, la température de surface AWS (T_s AWS) est calculée à partir des rayonnements thermiques LW_{down} et LW_{up} selon l'équation de Stefan-Boltzmann (Eq. 8).

2.3.3 La campagne 2014-2015 à Dôme C

Pour compléter ces mesures et analyser plus en détail les propriétés de surface de la neige en Antarctique et leurs interactions avec l'atmosphère, j'ai effectué une mission de campagne de mesures à Concordia, base scientifique située à Dôme C, durant la saison 2014-2015. J'ai récolté des mesures de T_s qui m'ont permis d'étudier sa variabilité temporelle durant un cycle diurne ainsi que sa variabilité spatiale à petite (100 m) et grande échelle (5 km). Des mesures de densité de surface et des profils verticaux de densité ont également été réalisés.

2.3.3.1 Les mesures de la température de surface

La T_s fut mesurée par deux capteurs IR120, instruments capables de mesurer sans contact la T_s de la neige par détection du rayonnement infrarouge émis. Ils ont été employés portés pour les mesures de la variabilité spatiale à petite et grande échelle (Figure 2.4 gauche) et installés sur un portique pour évaluer la variabilité temporelle de la température de surface durant un cycle diurne (Figure 2.4 droite).

2.3.3.2 Les mesures de densité

Les mesures de densité sont effectuées par prélèvement de neige en utilisant une pelle à densité parallélépipédique d'un volume de 250 cm^3 . Ce volume de neige est ensuite pesé grâce à une balance ; la masse est estimée avec une précision de l'ordre de 0,1 g. L'erreur sur la mesure de la densité, liée à l'imprécision sur le volume échantillonné, n'est pas négligeable : il est en effet difficile de remplir entièrement la pelle sans tasser la neige et donc agir sur la densité de la neige. L'incertitude est évaluée par Conger et McClung (2009) à 10%. Des mesures de densité ont été réalisées à la surface et en sub-surface à 2,5 cm de profondeur (Figure 2.5 gauche). Des profils verticaux, allant de la surface jusqu'à une profondeur de 25 cm avec une résolution verticale de 2.5 cm (Figure 2.5 droite), sont également effectués.

2.3 Les observations in situ



FIGURE 2.4 – (gauche) Mesure de la variabilité spatiale à petite échelle de la T_s à l'aide du capteur thermique IR120. (droite) Mesure de la vitesse du vent par un anémomètre et du cycle diurne de la T_s en deux points par deux capteurs thermiques IR120.



FIGURE 2.5 – Mesure de la densité à Dôme C durant ma campagne de mesure 2014-2015 : (gauche) mesure de la densité d'échantillons de neige prélevés en surface ; (droite) mesure d'un profil de densité.

2.4 Les outils de modélisation

Le manteau neigeux, source de rétroactions climatiques, exerce une influence majeure sur l'évolution du climat terrestre (Bony *et al.*, 2006; Armstrong et Brun, 2008). Comprendre et prendre en compte les mécanismes à l'origine de sa dynamique est donc essentiel pour les climatologues, mais aussi plus largement en météorologie, hydrologie ou encore pour la prévision du risque d'avalanche. La composante est donc logiquement intégrée aux modèles numériques aujourd'hui incontournables dans ces disciplines, en recherche comme en opérationnel.

On se limite dans cette section à décrire la chaîne de modélisation mise en place pour ce travail et les sources de données modèle utilisées.

2.4.1 Le modèle de manteau neigeux Crocus

Crocus fut le premier modèle de neige à proposer une description fine des processus physiques en cours dans une couche de neige en simulant la métamorphose de la neige et la stratification du manteau (Brun *et al.*, 1989, 1992; Vionnet *et al.*, 2012). Intégré au module de surface externalisé de Météo-France SURFEX (EXTERNALIZED land and ocean SURFACE platform) (Masson *et al.*, 2013), il bénéficie du couplage avec les modèles atmosphériques de Météo-France utilisant SURFEX pour la simulation de leurs surfaces continentales, notamment AROME. Crocus est également utilisé en mode forcé avec différentes sources de forçages météorologiques.

Les différentes variables d'état du modèle chargées de décrire chaque couche de neige sont présentées sur la figure 2.6 :

- l'épaisseur ;
- l'enthalpie massique ;
- la température au milieu de la couche ;
- la densité de la neige ;
- le contenu en eau liquide ;
- l'âge de la couche de neige.

Pour décrire l'évolution des grains de neige basée sur les lois de métamorphose (Brun *et al.*, 1992), d'autres variables sont ajoutées : la dendricité⁸, la sphéricité⁹, la taille des grains et une variable retraçant l'historique microstructural de la couche.

La figure 2.6 montre aussi les principaux processus physiques gouvernant l'évolution des variables : la diffusion thermique, le changement de phase, le métamorphisme, le tassement.

8. La dendricité caractérise la neige récemment tombée. Égale à 1 pour une neige fraîche, elle décroît jusqu'à 0 lorsque les formes dendritiques typiques de la neige fraîche ont totalement disparu.

9. La sphéricité peut varier entre 0 et 1 et décrit le rapport entre le nombre de grains arrondis et le nombre de grains anguleux.

2.4 Les outils de modélisation

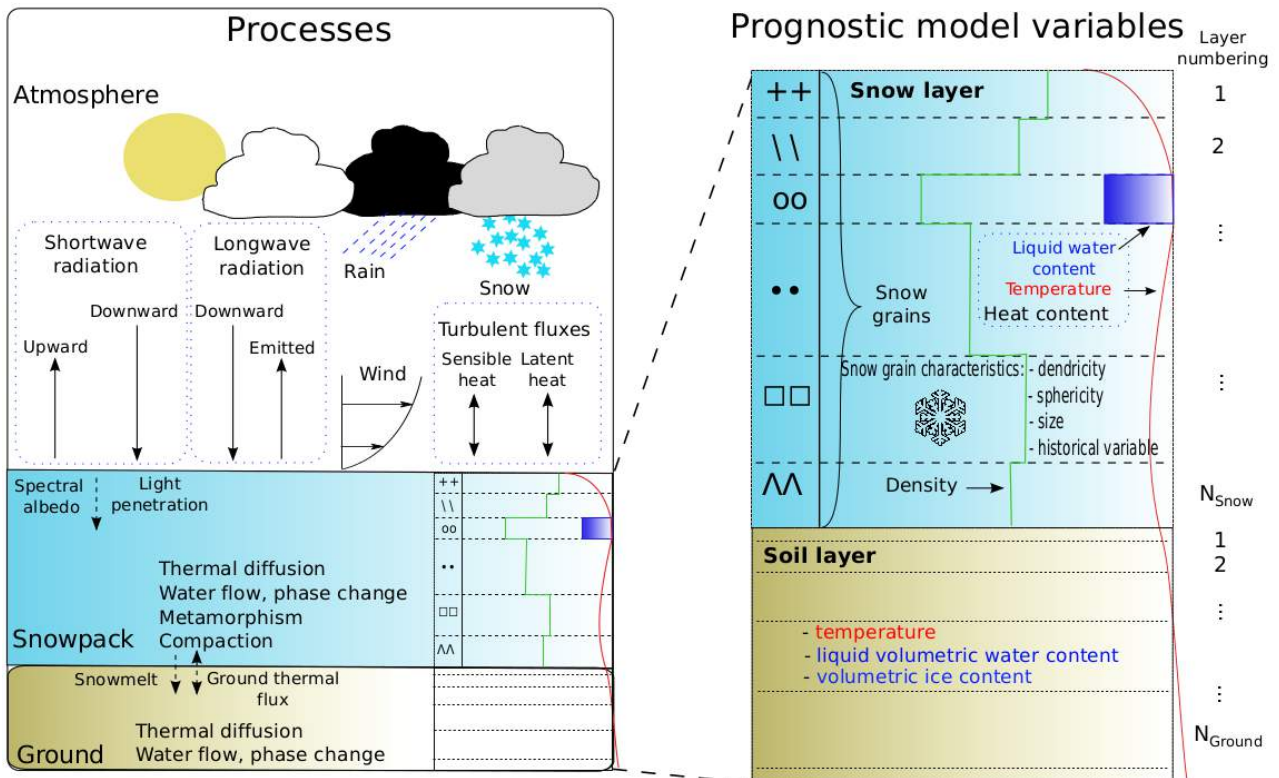


FIGURE 2.6 – Variables d'état du modèle Crocus et principaux processus physiques simulés.

À partir d'un état initial et d'un forçage météorologique, Crocus simule l'évolution des propriétés physiques du manteau neigeux en fonction des échanges de masse et d'énergie avec l'atmosphère et avec le sol à sa base.

Les sorties du modèle consistent en :

- des propriétés physiques intégrées à l'échelle du manteau neigeux : hauteur de neige, équivalent en eau liquide, température de surface, albédo... ;
- des propriétés physiques internes (décrites ci-dessus) pour chaque couche de neige, à partir desquelles un profil de propriétés physiques peut être construit ;
- une synthèse des flux d'énergie et de matière aux interfaces du manteau neigeux.

Notamment, les flux de chaleur sensible et latente à la surface du manteau sont calculés en fonction des caractéristiques de l'atmosphère et du manteau. La sublimation ou la condensation à la surface du manteau neigeux sont simulées en fonction du signe du flux de chaleur latente, ce qui conduit à un gain ou une perte de masse du manteau neigeux. Le flux radiatif LW_{down} est absorbé en surface tandis que le flux radiatif SW_{down} est absorbé en profondeur.

Le profil de température est résolu à l'intérieur du manteau neigeux avec le transfert de chaleur qui dépend de la conductivité thermique effective de la neige, déterminée à partir de la densité de la neige d'après la formule de Yen (Eq. 2).

Crocus simule également l'impact du transport de la neige par le vent sur la densité des couches supérieures du manteau en utilisant un indice de mobilité (Guyomarc'h et Mérindol, 1998), calculé en fonction du type de grains en surface qui donne une estimation de la cohésion de la neige.

Lorsque la vitesse du vent est suffisamment élevée, le manteau s'érode ce qui induit une augmentation de la densité telle que :

$$\frac{\delta\rho}{\delta t} = \frac{\rho_{max} - \rho}{\tau} \quad (7)$$

où $\rho_{max} = 350 \text{ kg m}^{-3}$ et τ dépend de la profondeur de la couche, de son indice de mobilité et de la vitesse du vent (Vionnet *et al.*, 2012).

La principale originalité du modèle de neige Crocus vient de sa capacité à simuler la stratigraphie du manteau neigeux. En effet, une couche de neige fraîche présente en général des propriétés physiques différentes de la couche sur laquelle elle repose. Au cours du temps et du métamorphisme, les propriétés physiques des couches peuvent évoluer différemment. Néanmoins, pour ne pas avoir à traiter un nombre de couche trop important, qui serait néfaste à la performance du modèle, des couches voisines présentant des propriétés physiques semblables sont agrégées. À l'inverse, quand une couche numérique est proche de la surface, elle peut être dédoublée pour améliorer le calcul du transfert thermique et radiatif près de la surface maintenant ainsi une bonne description du profil de température près de la surface.

Pour cette étude, le nombre de couches est limité à 50.

2.4 Les outils de modélisation

2.4.2 Les modèles de prévision numérique du temps : Arpege et IFS

Développés par les grands centres météorologiques, les modèles de prévision numérique du temps fournissent plusieurs fois par jour des prévisions atmosphériques sur tout le globe. Ils résolvent pour plusieurs variables un système d'équations dérivé de celui de Navier-Stokes à des résolutions spatiales d'au mieux une dizaine de kilomètres. La T_s fait partie des ces variables, dites pronostiques, au contraire, par exemple, de la T_{2m} diagnostiquée à partir des quantités résolues.

Le comportement des processus physiques d'échelle plus petite est représenté statistiquement par des paramétrisations. C'est le cas de plusieurs mécanismes indispensables à une bonne simulation du manteau neigeux et du bilan énergétique de surface : le transfert radiatif, les échanges turbulents de surface, les effets orographiques, les précipitations et la microphysique des nuages.

2.4.2.1 Le modèle ARPEGE

Le modèle ARPEGE (Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle) est développé par Météo-France sur une base commune avec le CEPMMT (Déqué *et al.*, 1994). Il est employé pour la prévision jusqu'à 4 jours d'échéance et est décliné pour la simulation climatique ou encore la prévision d'ensemble. Les variables pronostiques du modèle chargées de décrire la partie atmosphérique sont les composantes horizontales du vent, la température, les humidités spécifiques de la vapeur d'eau et de quatre catégories d'hydrométéores (gouttelettes liquides, cristaux de glace, pluie, glace) et l'énergie cinétique turbulente. Pour décrire les propriétés physiographiques du sol, des climatologies mensuelles sont intégrées. Concernant la paramétrisation de l'atmosphère, les échanges radiatifs entre l'atmosphère et la surface sont calculés toutes les heures et effectués séparément dans le solaire (0.2 à 4 μm) et le thermique (4 à 100 μm). La paramétrisation des coefficients d'échange de la turbulence dans la couche limite repose sur la variable pronostique TKE (énergie cinétique turbulente) et sur un schéma de convection peu profonde en flux de masse.

Les conditions initiales du modèle ARPEGE sont assurées par une assimilation quadridimensionnelle (4D-Var) intégrant de nombreux types d'observations conventionnelles (radiosondage, mesures avion, stations terrestres, bateaux, etc. . .) et issues de la télédétection (ATOVS, IASI, AIRS...*etc*) (Rabier *et al.*, 2000). L'originalité de ce modèle est sa maille étirée, qui lui confère une résolution variable, zoomant sur une partie du globe. En temps normal, la grille du modèle est centrée sur l'Europe. Pour bénéficier d'une représentation de l'orographie antarctique plus fine, le centre de grille a été déplacé à Dôme C dans le cadre du projet Concordiasi¹⁰. La résolution horizontale du modèle est inférieure à 30 km au-dessus du continent (Bouchard

10. Concordiasi est un projet international d'observations atmosphériques réalisées en Antarctique de 2008 à 2010.

et al., 2010).

2.4.2.2 Le modèle IFS

Le Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (CEPMMT ou ECMWF en anglais), en coopération avec Météo-France, a développé l'IFS (Integrated Forecasting System), modèle de prévisions météorologique synoptique utilisé pour des prévisions jusqu'à 10 jours, des prévisions d'ensemble, des prévisions saisonnières et des réanalyses atmosphériques (<http://www.ecmwf.int/research/ifsdocs/>).

La paramétrisation physique du modèle IFS comprend plusieurs schémas physiques :

- le schéma radiatif calcule les flux radiatifs solaires et thermiques à partir des valeurs prévues de température, d'humidité, de couverture nuageuse et d'une climatologie des moyennes mensuelles des aérosols et des principales traces de gaz (CO_2 , O_3 , N_2O , CFCl_3 et CF_2Cl_2). Ce calcul est basé sur le RRTM (Rapid Radiation Transfer Model (Mlawer *et al.*, 1997; Iacono *et al.*, 2008). Les interactions entre nuages et flux radiatifs sont prises en compte via les valeurs de fraction nuageuse et du contenu en eau liquide, neige et glace du schéma de nuage qui utilise la méthode McICA (Monte Carlo Independent Column Approximation) (Morcrette *et al.*, 2008).
- le schéma de diffusion turbulente représente les échanges verticaux de chaleur traités différemment dans la couche de surface et les couches supérieures. Dans la couche de surface, les flux turbulents sont calculés en utilisant au premier ordre le paramètre de diffusion issu de la théorie de Monin-Obukhov. Le schéma de diffusion turbulente inclut une paramétrisation de la basse atmosphère pour représenter les effets turbulents induits par l'orographie de petite échelle (< 5 km) (Beljaars *et al.*, 2004).
- le schéma de paramétrisation de surface (HTESSEL) tient compte du type de surface de chaque maille : végétation, sol nu, neige, eau (Balsamo *et al.*, 2011). Une surface recouverte de neige pérenne (glaciers) est décrite par deux paramètres constants dans le temps : une masse de neige égale à 1000 kg m^{-2} et une densité fixée à 300 kg m^{-3} . Chaque maille a ses propres propriétés de chaleur et de flux utilisées dans l'équation du bilan d'énergie pour calculer la T_s . Le bilan d'énergie est résolu à l'aide du module mono-couche décrit par Dutra *et al.* (2010), avec toutefois une épaisseur de la couche active réduite à 1 m. IFS inclut les analyses des paramètres de surface, de la profondeur de neige, de l'humidité du sol et de la température du sol.

Avec ses caractéristiques propres, le système d'assimilation de données repose sur les mêmes principes que celui d'Arpège.

2.4 Les outils de modélisation

2.4.3 Les réanalyses ERA-Interim

ERA-Interim est une réanalyse atmosphérique globale du centre européen (CEPMMT) constituée depuis 1979 et continuellement mise à jour (Dee *et al.*, 2011).

Le processus d'analyse, en assimilation de données, combine une prévision avec des observations, pondérées de manière optimale en fonction de leurs incertitudes respectives, pour produire en temps réel le meilleur état disponible du système. Une réanalyse reproduit ce principe a posteriori en utilisant des données qui n'étaient pas accessibles lors des analyses originelles et la version la plus récente du modèle de prévision. Le système d'assimilation de données utilisé pour produire ERA-Interim est basé sur la version 2006 du modèle IFS (Cy31r2). Ce système inclut une analyse 4D-Var avec une fenêtre d'analyse de 12 heures. La résolution spatiale des données est environ 80 km. Ces données sont disponibles sur l'interface publique du ECMWF.

Les réanalyses ERA-Interim comprennent un jeu détaillé de variables décrivant la surface et la couche limite atmosphérique. Même si la température de surface ERA-Interim (T_s ERA-i), simulée à l'interface sol/atmosphère, n'est, au sens strict du terme, pas une variable analysée et ne bénéficie donc pas de l'assimilation d'observations de la T_s , ERA-Interim en propose un diagnostique basé sur la résolution de l'équation du bilan énergétique dans le modèle IFS. La T_s ERA-i est extraite aux réseaux de 00h et 12h pour les échéances 3, 6 et 9h. La T_s ERA-i est extraite à 0.5° de résolution en latitude et longitude puis projetée à 25 km de résolution sur la même grille que la T_s MODIS via une interpolation bilinéaire.

La température de surface du nouveau produit ERA-Interim/land (T_s ERA-i/land) (Balsamo *et al.*, 2012) est aussi extraite. Elle est calculée par le modèle de surface HTESSEL (Hydrology Tiled ECMWF scheme for Surface Exchanges over Land) (Balsamo *et al.*, 2009) en utilisant les variables météorologiques ERA-Interim comme forçage. T_s ERA-i/land est disponible toutes les 6h.

2.4.4 Protocole numérique : description des simulations Crocus

Dans le cadre de cette thèse, les simulations Crocus sont réalisées en mode forcé et utilisent les forçages météorologiques suivants fournis par les réanalyses ERA-Interim :

- la température et l'humidité spécifique à 2m ;
- la vitesse du vent à 10m ;
- le rayonnement incident dans le domaine solaire (visible/proche infrarouge) et thermique (infrarouge) ;
- le taux de précipitations distinguant la pluie de la neige ;
- la pression atmosphérique.

Ces données de forçage ERA-Interim ont un impact significatif sur les résultats du modèle Crocus, évalué dans le chapitre III. Une interpolation bilinéaire sur la grille stéréopolaire à 25 km

de résolution est réalisée pour faciliter l'exploitation des données Crocus et leur comparaison avec les données MODIS, IASI et ERA-Interim. Sur le domaine Antarctique, tous les points de grille du modèle Crocus sont initialisés avec le même profil de neige (20 m en équivalent en eau de la neige) déduits des observations faites à Dôme C en 2009 (Brun *et al.*, 2011). Pour affiner cette approximation, une simulation est produite en faisant tourner le modèle Crocus trois fois sur 10 ans, en utilisant les conditions de forçage de juillet 1999 à juillet 2009 : ceci a pour but de produire un profil initial en équilibre avec les conditions locales sur tous les points de grille. La dernière simulation est réalisée entre juillet 1999 et décembre 2012 pour produire la série horaire de température de surface Crocus (T_s Crocus) couvrant tout le domaine Antarctique à 25 km de résolution.

Par ailleurs, des simulations idéalisées Crocus avec un profil vertical de densité uniforme sont décrites et utilisées dans les chapitres IV et V.

CHAPITRE III

ÉVALUATION DE LA TEMPÉRATURE DE SURFACE EN ANTARCTIQUE

3.1	Introduction	39
3.2	Article : Utilisation des températures de surface MODIS et du modèle de neige Crocus pour comprendre le biais chaud des réanalyses ERA-Interim en Antarctique	41
3.2.1	Introduction	42
3.2.2	Data and Methods	43
3.2.2.1	MODIS Land Surface Temperature	43
3.2.2.2	In situ observations	44
3.2.2.3	ERA-interim surface temperature	45
3.2.2.4	Surface temperature simulation using Crocus snowpack model	46
3.2.3	Evaluation results.	47
3.2.3.1	LST MODIS evaluation.	47
3.2.3.2	ERA-interim and Crocus surface temperature analysis.	49
3.2.4	Discussion	49
3.2.4.1	Confirmation of the widespread ERA-i T_s warm bias with local in situ observations	49
3.2.4.2	Possible impact of the ERA-i T_s warm bias on ERA-i T_{2m} over the Antarctic Plateau	51
3.2.4.3	Causes of the ERA-Interim warm bias	54
3.2.5	Conclusions	59

3.3	Évaluation des températures de surface IASI	61
3.3.1	Évaluation et interprétation de la disponibilité de la T_s L2 IASI	61
3.3.1.1	Analyse de la disponibilité de la T_s L2 IASI	61
3.3.2	Analyse de la qualité de la T_s L2 IASI	68
3.3.2.1	Comparaison avec des observations in situ	68
3.3.2.2	Comparaison avec les observations satellitaires	68
3.3.3	Intercomparaison de la T_s MODIS et de la T_s restituée à partir des données IASI grâce à l'algorithme développé par Vincensini <i>et al.</i> (2012)	72
3.3.3.1	Restitution de la T_s à partir des radiances IASI	72
3.3.3.2	Évaluation de la T_s restituée IASI	73
3.3.3.3	Évaluation de la T_s restituée IASI filtrée	74
3.4	Évaluation des températures de surface IFS et ARPEGE	78
3.5	Conclusions et perspectives.	80

3.1 Introduction

La T_s est la variable au coeur de ces travaux de thèse. Elle est un indicateur pertinent du climat des régions enneigées : son étude permet la compréhension de processus physiques impliqués dans le bilan énergétique de surface (Brunet *et al.*, 1991; Nicolas et Bromwich, 2014) et la validation de modèles climatiques et réanalyses. À l'exception du rayonnement solaire, la plupart des flux de surface dépendent directement de la T_s (Kerr *et al.*, 2004). Pour de nombreuses études (Lagouarde *et al.*, 1995; Thompson et Solomon, 2002; Vaughan *et al.*, 2003; Van den Broeke et Van Lipzig, 2004; Turner *et al.*, 2005; Nicolas et Bromwich, 2014), il est alors crucial d'avoir accès à des estimations fiables de la T_s sur de longues périodes et à grande échelle spatiale. En Antarctique, le peu de stations rend impossible l'obtention de telles informations à partir de mesures *in situ*. Même si elles présentent leur propres défis et difficultés, l'utilisation des mesures satellites permet d'estimer de façon globale et uniforme la T_s (en utilisant les mêmes capteurs et caractéristiques de mesure).

En effet, la T_s est estimable dans le domaine infrarouge thermique, soit en exploitant quelques bandes dans les fenêtres atmosphériques comme le fait MODIS, soit en s'appuyant sur le spectre complet dans l'infrarouge comme le fait l'interféromètre infrarouge IASI. Cette estimation n'est toutefois possible qu'en cas de ciel clair. Par ailleurs, même par ciel clair sa mesure peut être délicate par des effets angulaires (Dozier et Warren, 1982; Lagouarde *et al.*, 1995; Tomlinson *et al.*, 2011), des variations temporelles de l'émissivité de certaines surfaces (Becker, 1987), des hétérogénéités de cette émissivité au sein d'un pixel ou par des incertitudes sur la correction atmosphérique à apporter (Deschamps et Phulpin, 1980; Price, 1983, 1984; Ottlé et Vidal-Madjar, 1992; Kerr *et al.*, 1992, 2004). Ces difficultés sont moindres en Antarctique où la nébulosité est généralement faible et l'émissivité de la neige dans le domaine thermique est connue et peu variable, aussi bien spatialement que temporellement (Warren, 1982; Dozier et Warren, 1982; Salisbury et D'Aria, 1994; Dutton et Endres, 1991; Pavolonis et Key, 2003; Palm *et al.*, 2005; Spinhirne *et al.*, 2005). Dans le cadre du projet Concordiasi, il a été montré que l'exploitation des radiances mesurées par l'interféromètre IASI permettait l'observation précise de la T_s : Vincensini *et al.* (2012) utilise certains canaux de l'instrument pour mesurer en été et par ciel clair la T_s à Dôme C avec une erreur quadratique moyenne (RMSE) de l'ordre de 1°C par comparaison à des observations faites par les radiomètres *in situ* du BSRN. L'étude menée par Brun *et al.* (2011) présente également une très bonne concordance entre les mesures de T_s MODIS et celle du BSRN (Figure 3.1) sur une période de 11 jours. Comparée à la méthode de traitement IASI de Vincensini *et al.* (2012), cette étude montre une précision plus faible qui peut toutefois être due aux différences des jeux de données de validation utilisés.

Plus généralement, pour pouvoir réaliser une estimation de la densité de surface à partir d'une analyse du cycle diurne de la T_s (Chapitre IV), notre étude nécessite des données fiables sur une longue période pour l'ensemble du plateau antarctique. Ce chapitre présente donc une évaluation de la T_s provenant de différents jeux de données sur le plateau antarctique. L'enjeu

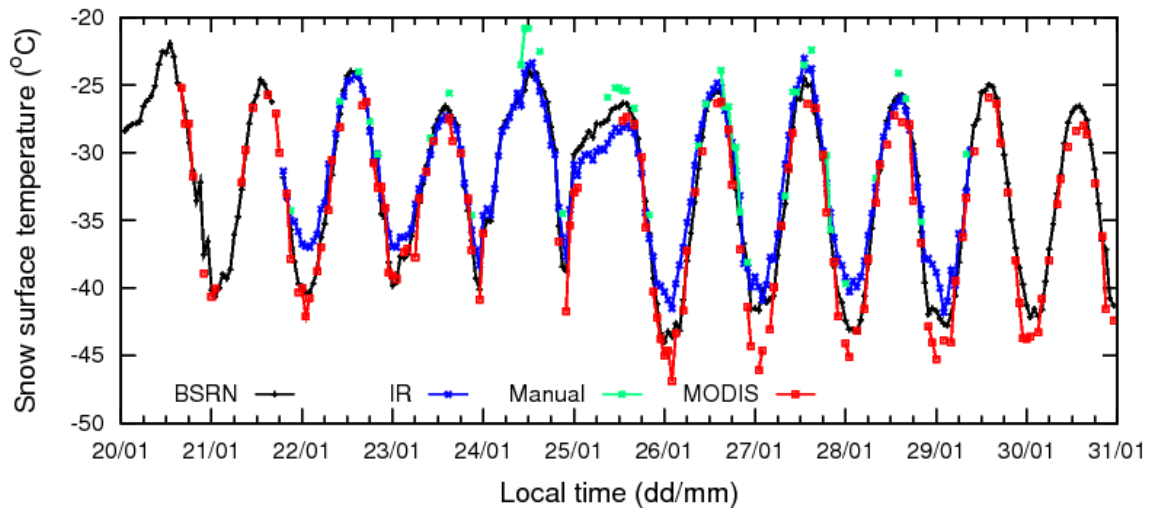


FIGURE 3.1 – Comparaisons d’observations de la T_s de la neige à Dôme C : T_s BSRN (noir), thermomètre infrarouge (bleu), mesures manuelles (vert), T_s MODIS (rouge)

important derrière cette étude est également d’explorer le potentiel de la mesure de T_s , non assimilée aujourd’hui, pour évaluer les qualités des réanalyses et des prévisions, de façon à identifier puis corriger certains défauts des modèles. Pour cela, une étude de la T_s produite à partir des observations MODIS, des simulations du modèle de neige Crocus et des réanalyses ERA-Interim est réalisée ; cette analyse a fait l’objet d’une publication dans *The Cryosphere* (Fréville *et al.*, 2014) (section 3.2).

La deuxième partie de ce chapitre se focalise sur le potentiel et la qualité de la T_s IASI. Le taux de disponibilité est analysé selon les saisons et les régions du plateau. La qualité de la T_s IASI est évaluée de la même façon que les T_s Crocus et ERA-Interim via une comparaison avec des observations *in situ* et des observations satellitaires. Une intercomparaison de la T_s IASI avec la T_s MODIS est ensuite réalisée sur l’ensemble du continent Antarctique tant en terme de disponibilité que de qualité par rapport aux observations *in situ*. La T_s IASI est également comparée à la T_s calculée selon Vincensini *et al.* (2012). Les différences éventuelles sont interprétées en terme de saison et d’efficacité de leurs algorithmes respectifs de détection nuageuse. La finalité de ce travail est la fusion des séries respectives de données T_s MODIS et T_s IASI pour disposer de la meilleure couverture temporelle possible, dans le but de reconstituer puis traiter la variabilité quotidienne et le cycle diurne (terme réservé à la période hors nuit polaire) de la T_s . Enfin, dans une troisième partie, les données de T_s ARPEGE et T_s IFS sont traitées et évaluées entre le 3 juillet 2013 et le 31 août 2013. La période hivernale choisie illustre le comportement général de ces variables pendant la nuit polaire et permet de les évaluer lors de conditions atmosphériques très stables. Cette analyse met en application l’utilisation des observations MODIS pour l’évaluation indirecte des variables décrivant la surface des modèles.

3.2 Article : Utilisation des températures de surface MODIS et du modèle de neige Crocus pour comprendre le biais chaud des réanalyses ERA-Interim en Antarctique

H. Fréville, E. Brun, G. Picard, N. Tatarinova, L. Arnaud, C. Lanconelli, C. Reijmer, M. van den Broeke, *The Cryosphere*, 2014.

Abstract Moderate-Resolution Imaging spectroradiometer (MODIS) land surface temperatures in Antarctica were processed in order to produce a gridded data set at 25 km resolution, spanning the period 2000-2011 at an hourly time-step. The Aqua and Terra orbits and MODIS swath width, combined with frequent clear-sky conditions, lead to very high availability of quality-controlled observations : on average, hourly data are available 14 hours per day at the grid points around the South Pole and more than 9 over a large area of the Antarctic Plateau. Processed MODIS land surface temperatures, referred to hereinafter as MODIS T_s , were compared with in situ hourly measurements of surface temperature collected over the entire year 2009 by 7 stations from the Baseline Surface Radiation Network (BSRN) and Automatic Weather Stations (AWS). In spite of an occasional failure in the detection of clouds, MODIS T_s exhibit a good performance, with a bias ranging from -1.8 to 0.1°C and errors ranging from 2.2 to 4.8°C root mean square at the 5 stations located on the Plateau. These results show that MODIS T_s can be used as a precise and accurate reference to test other surface temperature data sets. Here, we evaluate the performance of surface temperature in the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) reanalysis known as ERA-Interim reanalysis. During conditions detected as cloud-free by MODIS, ERA-Interim shows a widespread warm bias in Antarctica in every season, ranging from +3 to +6°C on the Plateau. This confirms a recent study which showed that the largest discrepancies in 2-meter air temperature between ERA-Interim and the global temperature dataset HadCRUT4 compiled by the Met Office Hadley Center and the University of East Anglia's Climatic Research Unit occur in Antarctica. A comparison with in situ surface temperature shows that this bias is not strictly limited to clear-sky conditions. A detailed comparison with stand-alone simulations by the Crocus snow-pack model, forced by ERA-Interim, and with the ERA-Interim/land simulations, shows that the warm bias may be due primarily to an overestimation of the surface turbulent fluxes in very stable conditions. Numerical experiments with Crocus show that a small change in the parameterization of the effects of stability on the surface exchange coefficients can significantly impact the snow surface temperature. The ERA-Interim warm bias appears to be likely due to an overestimation of the surface exchange coefficients under very stable conditions.

3.2.1 Introduction

Ice-sheet melt is the largest potential source of uncertainties for future sea level rise, which has led to a growing interest in the observation and modeling of the interactions between the ice-sheets and their environment. While it is clear that the Greenland ice-sheet loses mass from both enhanced discharge and decreasing surface mass balance due to increased surface melting (Rignot *et al.*, 2011), the changes in Antarctica in the recent decades have a complex signature. In this context, it is of vital importance to monitor and understand the processes controlling the surface heat and mass exchanges between the Antarctic ice-sheet and the atmosphere. As in other regions of the world, meteorological reanalyses are commonly used, either as climate series to interpret or even detect recent changes (Bromwich *et al.*, 2012) or as boundary conditions for regional meteorological and climate models (Van de Berg *et al.*, 2008; Gallée et Gorodetskaya, 2010; Bromwich *et al.*, 2013). However, the scarcity of assimilated observations constraining the analysis, along with weaknesses in the modeling of some key processes for the polar regions – such as the formation of mixed-phase clouds and the extreme stability of the atmospheric boundary layer (ABL) – increase the uncertainty in the quality of the reanalyses over Antarctica. Nowadays, in situ observations that were not used in the re-analyses are difficult to come by, limiting our ability to evaluate the reanalyzed variables.

Following pioneering work from Comiso (2000) on the use of satellite surface temperatures to detect changes in the Antarctic climate (Schneider *et al.*, 2004; Steig *et al.*, 2009) and more recent work from Hall *et al.* (2012, 2013) on the detection of Greenland ice-sheet surface melting and changes, the present study focuses on the use of remotely-sensed surface temperature to evaluate the quality of reanalyses and snow model outputs under clear-sky conditions. As shown in Brun *et al.* (2011), surface temperature is more appropriate than 2-meter air temperature, hereafter T_{2m} , for investigating the energy budget of snow-covered surfaces and evaluating some aspects of meteorological and snow models. This is particularly true in polar regions where large temperature gradients near the surface are common. In contrast to T_{2m} , snow surface temperature can be estimated from space-borne sensor observations under clear-sky conditions using the thermal emission of the surface in the infrared. In the first part of this paper, the Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) clear-sky land surface temperatures (T_s) are evaluated against hourly series of in situ observations of surface temperature. Such an evaluation provides better insight than previous evaluations based on a comparison with near-surface temperature, as in Wang *et al.* (2013). In the second section, MODIS T_s from 2000 to 2011 are compared with 3-hour ERA-Interim (Dee *et al.*, 2011) surface temperatures and hourly snow surface temperatures simulated by the detailed snowpack model Crocus (Brun *et al.*, 1992; Vionnet *et al.*, 2012). A warm bias is found and its spatial and temporal variations are analyzed. Then, the causes of this bias are explored with a special focus on the turbulent flux of sensible heat under very stable conditions.

3.2.2 Data and Methods

3.2.2.1 MODIS Land Surface Temperature

Clear-sky T_s are derived from observations of the MODIS instruments on board Terra and Aqua spacecrafts. The two MODIS instruments view the entire surface of the Earth every 1-2 days at least thanks to a large swath (i.e. the cross track size of the image) of 2330 km. We used Terra MOD11 and Aqua MYD11 products in version-5. These products were evaluated by Wan (2014) with the radiance-based method : using atmospheric temperature and water profiles and surface emissivity, the radiance-based method calculates MODIS T_s from brightness temperatures in band 31 through radiative transfer simulations. By applying this method on 42 sites, Wan (2014) found MODIS T_s errors within $\pm 2^\circ\text{C}$ for all the sites but 6 bare soil sites (not including South Pole). For the South Pole site, MODIS T_s error is only -0.5°C . Accuracy of MODIS T_s depends primarily on the quality of the detection of clouds (Hall *et al.*, 2008). When clear-sky conditions are detected, the generalized split-window land surface temperature algorithm of Wan et Dozier (1996) is used to retrieve T_s for each MODIS pixel along with emissivities in bands 31 (10.78 to 11.28 μm) and 32 (11.77 to 12.27 μm) (<http://modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php>). For the comparison with reanalysis and model outputs, the 1 km resolution product was projected onto a 25-km grid in stereographic polar projection. Once the interpolation on the stereopolar grid and the time binning are made, MODIS LST product is referred to as MODIS LST. To create a hourly data record of clear-sky T_s , all data of a sufficient quality acquired within a given hour in a grid cell were averaged. the MODIS T_s algorithm provides two indicators of quality : quality assurance (QA) and quality control (QC). To minimize cloud detection errors, we selected only the pixels produced with "good quality" or "fairly calibrated" according to the MODIS quality nomenclature. The data set extends from March 2000 to December 2011, as AQUA data is available only from July 2002. Figure 3.2 shows the mean rate of available data in Antarctica over the period, for the annual mean (Fig. 3.2a), for winter (JJA) (Fig. 3.2b) and for summer (DJF) (Fig. 3.2c). The data availability depends on :

- the revisit time of MODIS, which presents 2 areas of maximum controlled by the swath width (2230 km) and the orbit inclination. The maximum is in the area south of 87°S centered around the South Pole ; a second local maximum is in the area extending from 71°S to 87°S ;
- cloudiness, which is less marked over the Antarctic Plateau than over West Antarctica or coastal regions.

Both variables explain that the availability of hourly clear-sky MODIS T_s is at its maximum around the South Pole, with approximately 14 hourly T_s available per day on average and more than 9 over a large area of the Antarctic Plateau. In the coastal areas and West Antarctica, hourly data are available for fewer than 5 hours per day on average. MODIS LST (Land Surface

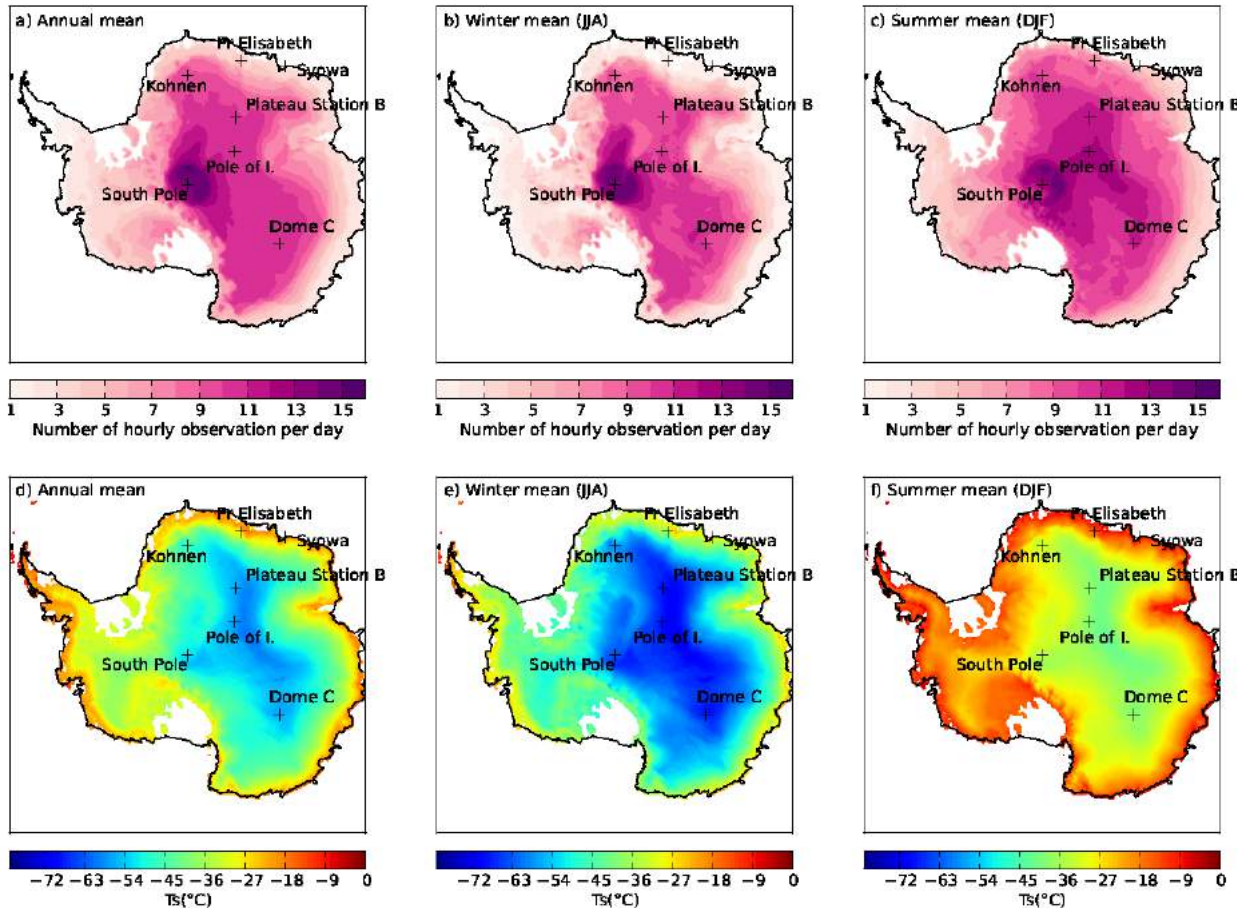


FIGURE 3.2 – Averaged number of hours per day with high quality data (2000-2011) : (a) annual mean, (b) winter mean (JJA) and (c) summer mean (DJF). Averaged MODIS T_s (2000-2011) : (d) annual mean, (e) winter mean (JJA) and (f) summer mean (DJF). « Pole of I. » shows the location of Pole of Inaccessibility station.

Temperature) products are not produced in ice shelf areas because of MODIS land definition. On the Plateau, data availability is higher in summer than in winter. This can be explained by more frequent clouds in winter (Bromwich *et al.*, 2012) and by more frequent failures in cloud detection during the polar night (Comiso, 2000). Figures 3.2d, 3.2e and 3.2f show the 2000-2011 annual, winter and summer mean value of the hourly clear-sky MODIS T_s , respectively.

3.2.2.2 In situ observations

Several sites in Antarctica provide near-continuous, long-term data sets of variables relevant to monitoring boundary-layer conditions. To assess the accuracy of MODIS T_s , we processed upwelling and downwelling long-wave radiation observations (LW_{up} and LW_{down}) provided at an hourly time-step by 3 BSRN (Baseline Surface Radiation Network) stations (Ohmura *et al.*, 1998) : Dome C (75°06'S 123°20'E, 3233 m a.s.l.), South Pole (90°S 0°E, 2835 m a.s.l.), Syowa

3.2 Article : Evaluation de la température de surface

(69°S 39°35'E, 18 m a.s.l.) and 4 automatic weather stations (AWS) operated by the Institute for Marine and Atmospheric research, Utrecht University (Van den Broeke et Van Lipzig, 2004) : Kohnen (AWS9) (75°S 0°40'E, 2892 m a.s.l.), Plateau Station B (AWS12) (78°38'S 35°38'E, 3619 m a.s.l.), Pole of Inaccessibility (AWS13) (82°3'S 54°34'E, 3718 m a.s.l.), and Princess Elisabeth (AWS16), the latter operated in collaboration with Katholic University Leuven, (Gorodetskaya *et al.*, 2013) (71°57'S 23°21'E, 1372 m a.s.l.). Note that the BSRN Georg Von Neumayer station (70°39'S 8°15'W, 42 m a.s.l.) cannot be used due to its location on the Ekström ice shelf where MODIS LST products are not produced.

BSRN data were collected at stations with permanent staff, ensuring regular cleaning of the pyrgeometers and limits the perturbations due to riming which is very frequent on the Antarctic Plateau. In contrast to BSRN, AWS pyrgeometers are visited once a year at most. Van den Broeke et Van Lipzig (2004) performed an evaluation of the quality of long-wave radiation measured at these AWS, which revealed frequent errors due to riming of the pyrgeometers, especially in winter. To detect erroneous measurements, the authors proposed to reject any data with LW_{down} larger than LW_{up} . We further analyzed these observations and decided to use a more conservative filter : AWS data are rejected when LW_{down} is larger than $LW_{\text{up}} - 5 \text{ W m}^{-2}$. This selection reduces the amount of data available for the winter. Nevertheless, we believe that some of the filtered data are still affected by riming. In order to assess the possible impact of such processing, we also analyzed observations from two additional pyrgeometers at Dome C which do not benefit from the standard BSRN cleaning procedure. They were available only for the year 2012.

Snow surface temperature T_s at the stations was derived according to :

$$T_s = \sqrt[4]{\frac{LW_{\text{up}} - (1 - \epsilon)LW_{\text{down}}}{\epsilon\sigma}} \quad (8)$$

where ϵ is snow surface emissivity, σ is the Stefan-Boltzmann constant, and T_s is snow surface temperature.

In the long-wave domain [5-40 μm], snow behaves almost as a black body. Snow emissivity has been found to range from 0.98 and 0.99 for grain size larger than 75 μm and close to 0.985 for fine-grain snow with grain size equals to 50 μm (Dozier et Warren, 1982). In order to derive T_s , ϵ has been set to the constant value 0.99 as in Brun *et al.* (2011). Sensitivity tests with ϵ values set to 0.98 and 1.0 were made, leading to differences in surface temperature smaller than 0.1°C on average (0.080 and 0.079°C respectively).

3.2.2.3 ERA-interim surface temperature

The ERA-Interim reanalysis includes a comprehensive set of variables describing the surface and the ABL. We focused on the ERA-Interim skin temperature, hereafter ERA-i T_s , which

forms the interface between the soil and the atmosphere in the Integrated Forecast System (IFS) (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), http://www.ecmwf.int/products/data/operational_system/evolution). IFS is the meteorological model and assimilation scheme used in the ERA-Interim analysis to assimilate observations. ERA-i T_s is the temperature used in the derivation of the heat budget between the atmosphere and the surface. ERA-i T_s was extracted at 0.5° resolution in latitude and longitude and then projected at 25 km resolution on the same grid as the MODIS T_s using bi-linear interpolation. This step of projection aims to facilitate the comparison between ERA-Interim dataset and MODIS dataset. ERA-i T_s is not produced by the ERA-Interim analysis scheme and hence does not benefit from the assimilation of any surface temperature observations. It is the result of the resolution of the energy balance equation during the forecast step of IFS. We extracted ERA-i T_s at a 3-hour time step, at analysis time and at the 3 to 9 hour forecast from the 0 and 12 hour analysis. We also extracted the skin temperature from a new ECMWF product named ERA-Interim/Land (Balsamo *et al.*, 2012). This temperature, hereinafter referred to as ERA-i/land T_s , was derived from a stand-alone land-surface model simulation using the land surface model HTESSEL (Hydrology Tiled ECMWF Scheme for Surface Exchanges over Land) (Balsamo *et al.*, 2009), with meteorological forcing from ERA-Interim. ERA-i/land T_s was regrided exactly as ERA-i T_s . It is available every 6 hours.

3.2.2.4 Surface temperature simulation using Crocus snowpack model

Within the modeling platform SURFEX (EXternalized land and ocean SURFace platform) (Masson *et al.*, 2013), the Crocus snowpack model (Brun *et al.*, 1992; Vionnet *et al.*, 2012)), was run in a stand-alone mode, using meteorological forcing data from ERA-Interim. The ERA-Interim total precipitation was turned into snowfall at temperatures below 1°C and into rainfall above. Crocus simulates the time evolution of snow properties in homogeneous layers. The number of layers evolves adaptively and is limited to 50 in this study. Heat exchanges, solar energy absorption, snow metamorphism and compaction, phase changes, and water percolation are simulated within the snowpack along with the energy and mass exchanges in the atmosphere. The albedo is a prognostic variable, depending on the type, size and age of the crystals of the snow surface layers. To run the model, near-surface meteorological data including T_{2m} , 2-meter air humidity, 10-meter wind velocity, precipitation rate, LW_{down} , SW_{down} and air pressure were extracted at 0.5° resolution from ERA-Interim and then projected onto the 25 km grid (21499 points on the ice-sheet) as for ERA-i T_s . Crocus results are not independent from ERA-i T_s since the latter strongly influences ERA-i T_{2m} which is used as a forcing data. All the grid points were initialized with the same snow profile (20 m snow water equivalent), deduced from observations made at Dome C in 2009, as in Brun *et al.* (2011). Since this is a rough approximation, a spin up of the model was obtained by running Crocus three times over one decade (forcing conditions were taken from July 1999 to July 2009) in a loop mode in order to produce an

3.2 Article : Evaluation de la température de surface

initial profile in equilibrium over each grid point with the local climate conditions. A last run was then performed from July 1999 to December 2012, in order to produce the hourly time series of snow surface temperatures used in the following, hereinafter named Crocus T_s , covering the whole Antarctic continent at 25 km resolution.

3.2.3 Evaluation results

3.2.3.1 LST MODIS evaluation

Hourly cloud-free MODIS T_s at 25 km resolution, described in Section 3.2.2.1, were evaluated with respect to in situ observations (Section 3.2.2.2). The year 2009 was chosen to obtain the maximum number of available stations. Figure 3.3 shows the comparison between in situ T_s and MODIS T_s over the whole data set.

Evaluation with respect to stations located over the Plateau

At all stations located on the Plateau, MODIS T_s exhibit biases ranging from -1.8 to 0.1°C and Root Mean Square Errors (RMSE) ranging from 2.2 to 4.8°C. This is a good performance considering the fact that the comparison is performed at an hourly time-step. A significant part of the RMSE comes from a few largely underestimated MODIS T_s . The examination of LW_{down} provided by the BSRN stations (South Pole and Dome C in 2009) reveals that the largest errors are due to erroneous detection of clear-sky conditions. This is consistent with the likely underestimation of cloudiness on the Plateau reported by Bromwich *et al.* (2012). The regression slope is very close to 1, showing almost no seasonal variability in the MODIS T_s bias. The conservative filter described in Section 2.2 in AWS stations suppresses cases with a false detection of clear-sky conditions by MODIS as well. This is illustrated with Dome C 2012 better scores (Fig. 3.3h) compared to Dome C 2009 (Fig. 3.3g). In spite of the possible accumulation of several error sources – MODIS cloud detection, time shift of the MODIS data to the closest full hour time-step, difference in the representative scale of the different data sets (25 km for the projected MODIS T_s against a few meters for the in situ observations), occasional errors in in situ observations due to riming – MODIS T_s exhibit quite good performances on the Antarctic Plateau. This confirms and extends, in space and time, the results reported in Brun *et al.* (2011). In this previous study, MODIS T_s over Dome C were successfully compared over a 11-day period with several independent hourly time series of snow surface temperature. The MODIS T_s data set clearly has great potential for the evaluation of surface temperature produced by model or analysis outputs in Antarctica.

Evaluation with respect to coastal stations

MODIS T_s exhibit larger errors at coastal stations. Syowa has only 37 data points, due to the quasi-permanent detection of clouds by MODIS, which limits the significance of the results. The bias is low and the 7.5°C RMSE is mainly due to 2 erroneous measurements. Princess Elisabeth station provides a much larger data set. The cold bias (-2.7°C) and the RMSE (4.8°C) mainly

stem from erroneous cloud detection leading in this specific case to a severe underestimation of the surface temperature. The physiographic heterogeneity around the station may also be a contributing factor. In the rest of the paper, we focus on the Antarctic Plateau, where hourly MODIS T_s are more frequent and of better quality than in coastal regions.

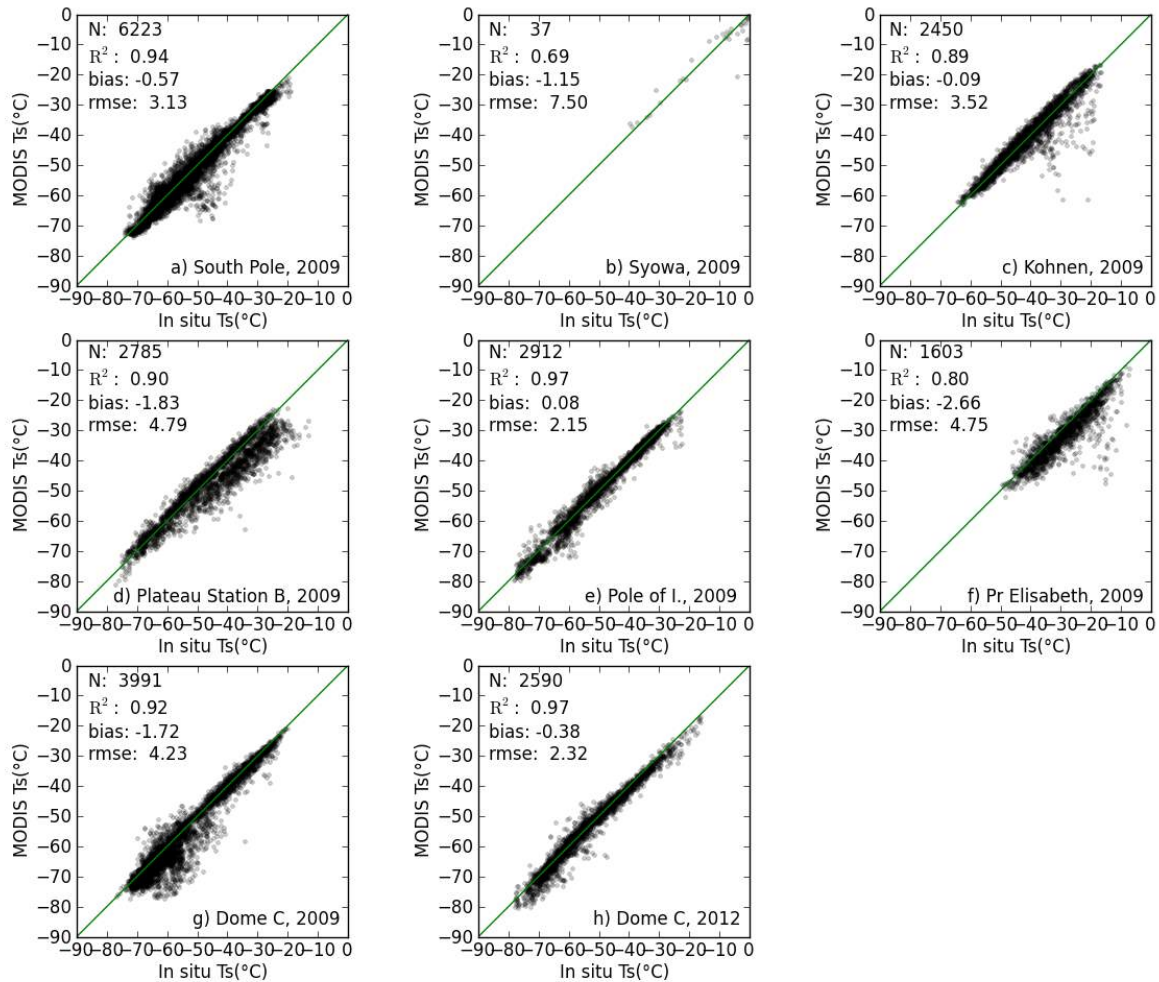


FIGURE 3.3 – Comparisons of MODIS T_s and in situ T_s at (a) South Pole, (b) Syowa, (c) Kohnen base (AWS9), (d) Plateau Station B (AWS12), (e) Pole of inaccessibility (AWS13), (f) Princess Elisabeth station (AWS16), (g) Dome C in 2009 and (h) Dome C in 2012. « Pole of I.» means Pole of Inaccessibility and « Pr Elisabeth » means Princess Elisabeth. The number N of simultaneous MODIS T_s and in situ T_s used in the evaluation primarily depends upon satellite overpasses and cloudiness. In AWS stations, N also depends upon the filter used to select data not affected by riming. The green line represents the 1 :1 line.

3.2.3.2 ERA-interim and Crocus surface temperature analysis

ERA-i T_s (3-hourly data described in Section 3.2.2.3) and Crocus T_s (hourly data described in Section 3.2.2.4) were evaluated with respect to the MODIS T_s data set over the period 2000-2011. It must be kept in mind that the latter includes only observations under meteorological conditions analyzed as cloud-free by the MODIS cloud detection algorithm, hereinafter referred to simply as clear-sky conditions. Figure 3.4 shows the bias and Figure 3.5 the RMSE of ERA-i T_s and Crocus T_s with respect to hourly MODIS T_s . Era-i T_s exhibits a widespread warm bias ranging from +4 to +6°C on most of the Plateau. This bias is at its minimum in winter and maximum in summer around the central part of the Plateau.

The Crocus T_s bias is much better, with values ranging from -2 to +2°C on most of the Plateau. Local maxima correspond to areas where ERA-i T_s exhibits the warmest biases, which is consistent with the fact that Crocus was forced with ERA-Interim T_{2m} . The difference between ERA-i T_s and Crocus T_s RMSE is largely due to the difference in their respective biases.

3.2.4 Discussion

3.2.4.1 Confirmation of the widespread ERA-i T_s warm bias with local in situ observations

Genthon *et al.* (2010) already noted a significant warm bias in the temperature forecasted by the operational version of IFS in summer at all levels of the instrumented Dome C tower (sensors are located from 4.3 m to 45 m above the surface). This warm bias was attributed to the combination of an underestimated albedo – a previous albedo evaluation from Dome C BSRN data provides an average value around 0.83 – and an attenuation of the nocturnal radiative cooling. ERA-interim uses also a version of IFS, therefore the warm bias detected in our study is consistent with Genthon *et al.* (2010)'s results. However, our comparison with MODIS T_s shows that the warm bias in ERA-Interim T_s affects most of the Plateau (and even most of Antarctica) and all seasons, including the long polar night, which means that it cannot be due to an underestimation of the albedo alone. We derived the difference in elevation between the ERA-interim grid and the topography from Bamber et Gomez-Dans (2005). The difference is very low over most of the Plateau (less than 100 m with no systematic positive or negative bias) which shows that the ERA-interim widespread warm bias cannot stem from biases in the grid elevation. Figure 3.6 shows the comparison between ERA-i T_s and in situ observations used in Section 3.2.3.1 at 4 stations (Dome C, South Pole, Plateau Station B and Pole of Inaccessibility) during 2009. The left column (Figs. 3.6a, 3.6c, 3.6e and 3.6g) compares ERA-i T_s with all available in situ observations, corresponding to all-weather conditions, while the right column (Figs. 3.6b, 3.6d, 3.6f and 3.6h) uses only in situ observations when MODIS T_s is available at the same time, which corresponds to clear-sky conditions. The comparison with in situ surface temperature under clear-sky conditions clearly confirms the warm bias

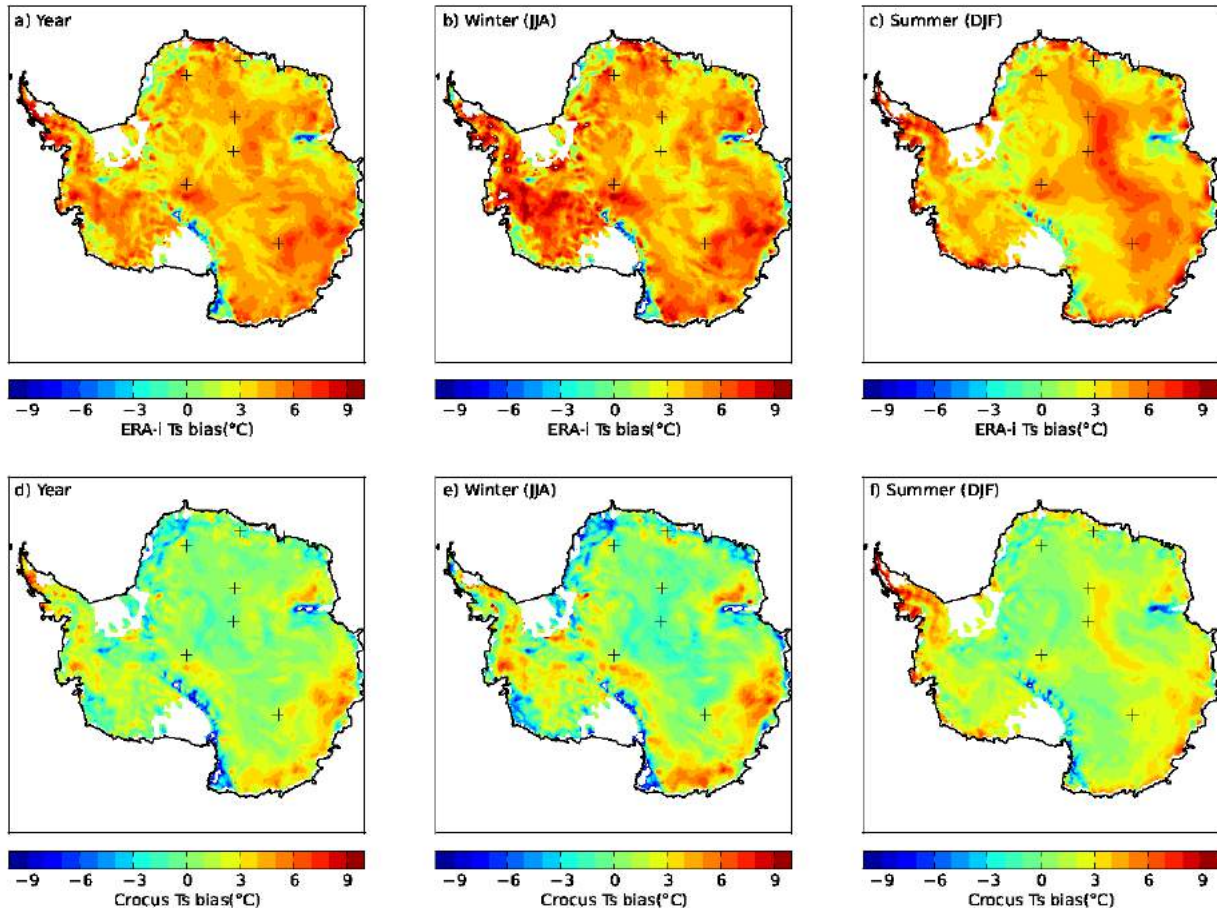


FIGURE 3.4 – (a) 2000-2011 averaged ERA-i T_s bias, (b) ERA-i T_s bias in winter (JJA) and (c) ERA-i T_s bias in summer (DJF), with respect to MODIS T_s . (d) 2000-2011 averaged Crocus T_s bias, (e) Crocus T_s bias in winter (JJA) and (f) Crocus T_s bias in summer (DJF), with respect to MODIS T_s .

detected over the entire Plateau with MODIS T_s . The warm bias is slightly lower when all weather conditions are considered but is still quite significant (+3.2, +3.0, +3.2 and +3.0°C, respectively). This means that ERA-i T_s exhibits a warm bias even under cloudy conditions. In the same way Figure 3.7 compares Crocus T_s with in situ observations. Crocus T_s exhibits a very low bias (-0.5, -0.3, -0.3 and -0.4°C respectively for all-weather conditions and -0.6, +0.2, -0.1 and -0.2°C respectively for clear-sky conditions), confirming the previous comparison with MODIS T_s . In Figure 3.3d, comparing MODIS T_s to in situ T_s at Plateau Station B, we observe two fold behavior at higher T_s which do not show in Figures 3.6e, 3.6f, 3.7e and 3.7f. It probably reveals cases where false cloud detections induce underestimated MODIS T_s . Crocus T_s RMSE is remarkably low (from 3.1 to 4.4°C) considering the errors in the hourly in situ observations and the uncertainties in the ERA-Interim forcing. Consequently, the evaluation against in situ observations is very consistent with the one made against MODIS T_s on the whole Plateau, increasing the confidence in the ERA-i T_s warm bias.

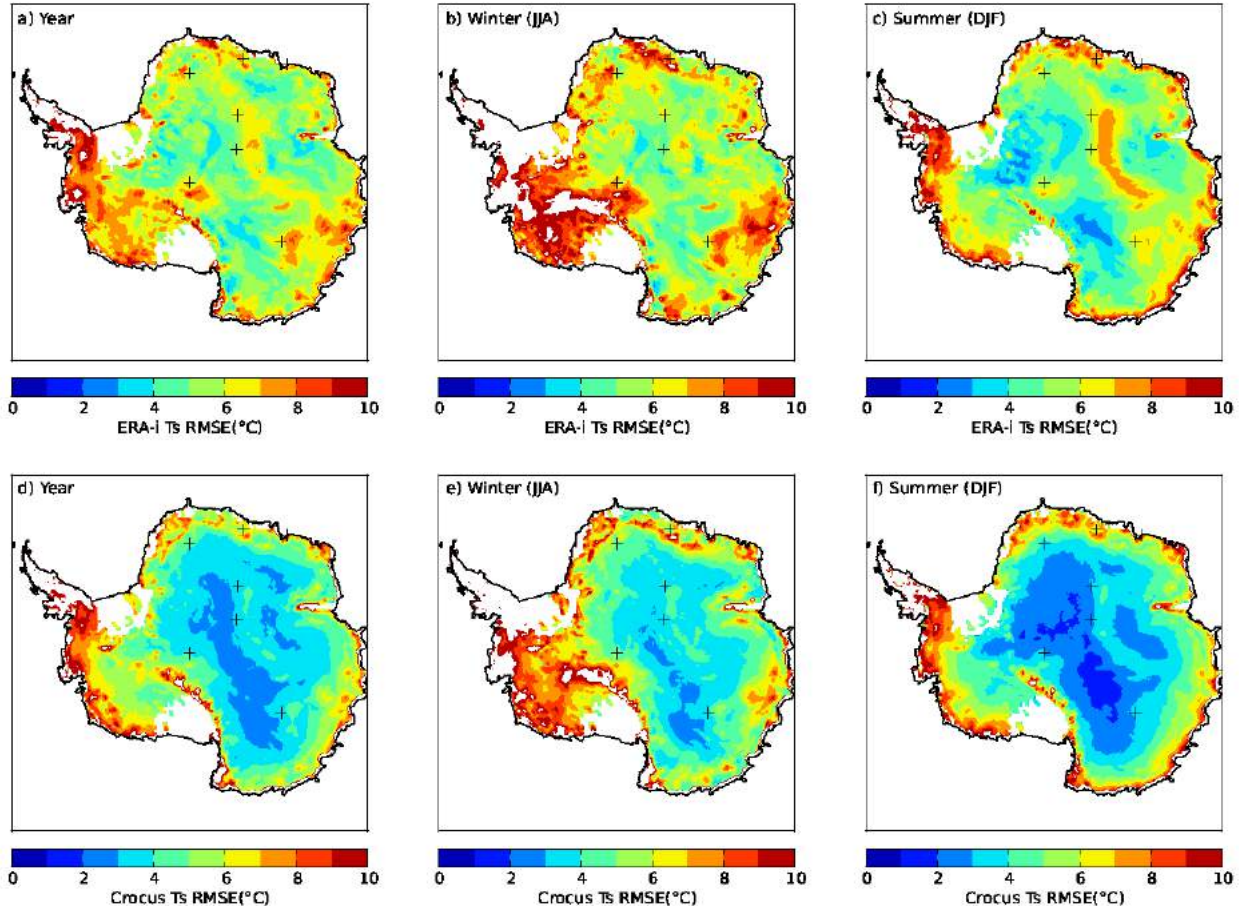


FIGURE 3.5 – (a) 2000-2011 averaged ERA-i T_s RMSE, (b) ERA-i T_s RMSE in winter (JJA) and (c) ERA-i T_s RMSE in summer (DJF), with respect to MODIS T_s . (d) 2000-2011 averaged Crocus T_s RMSE, (e) Crocus T_s RMSE in winter (JJA) and (f) Crocus T_s RMSE in summer (DJF), with respect to MODIS T_s .

3.2.4.2 Possible impact of the ERA-i T_s warm bias on ERA-i T_{2m} over the Antarctic Plateau

The warm bias in ERA-i T_s undoubtedly has an impact on the ERA-Interim T_{2m} . Indeed, the latter is not produced by the analysis scheme but by a diagnosis from the surface temperature and the air temperature at the lowest atmospheric vertical level of IFS. Air temperature in the lowest atmospheric levels is constrained very weakly by the observations in the Antarctic Plateau because of both the scarcity in radio-soundings and the absence of low-level observations by satellite sounders (Rabier *et al.*, 2010). Hence ERA-interim T_{2m} evolves almost freely under the combined influence of both surface temperature, derived from the surface energy budget, and temperature of higher levels in the atmosphere. In Figure 3.8, we compare ERA-Interim T_{2m} with in situ T_{air} observed at Kohnen (AWS9), Plateau Station B (AWS12), Pole of Inaccessibility (AWS13) and Princess Elisabeth (AWS16).

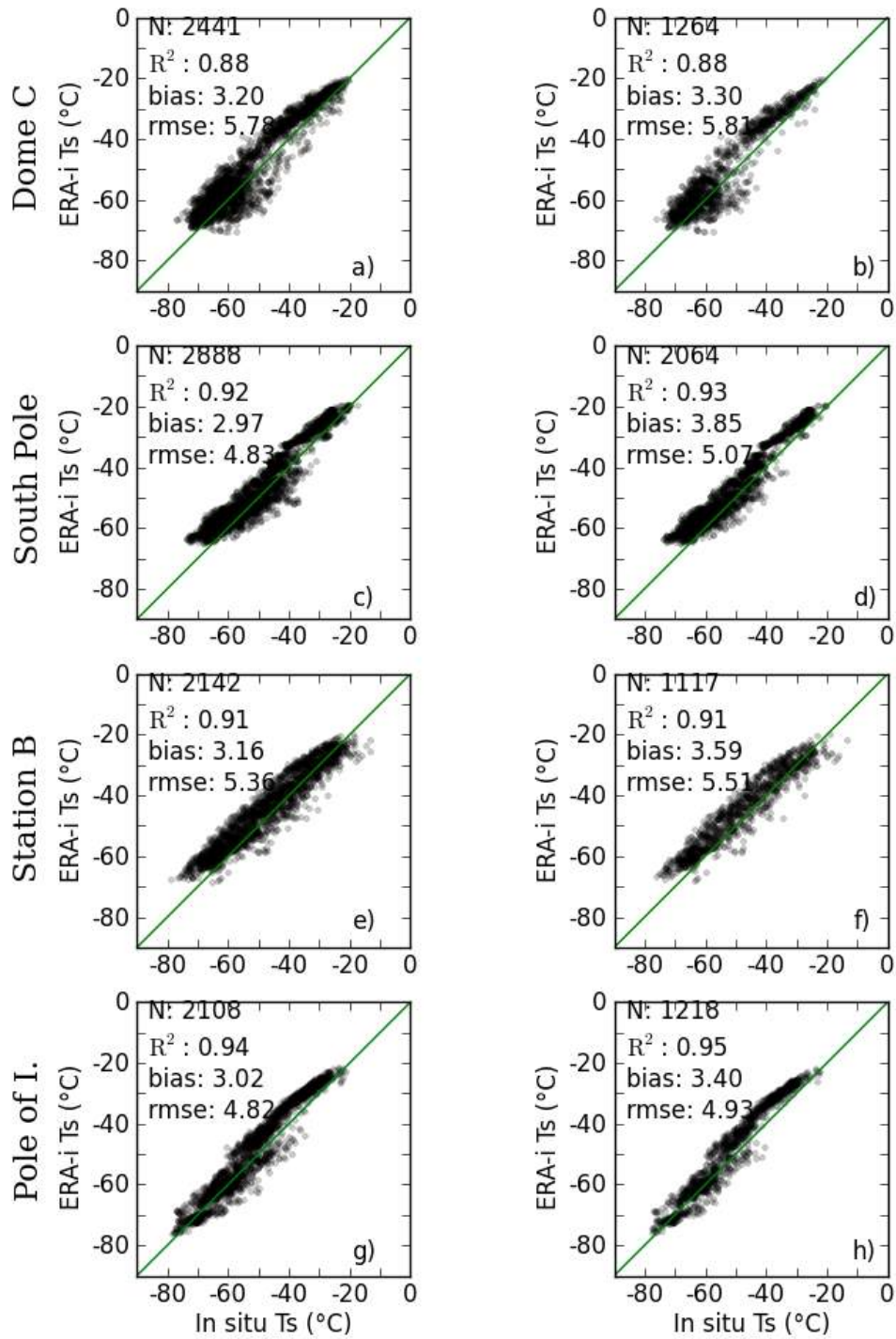


FIGURE 3.6 – Comparisons of ERA-i T_s and in situ T_s at (a) Dome C, (c) South Pole, (e) Plateau Station B and (g) Pole of Inaccessibility. Same comparisons but only when MODIS T_s are available at the same time : (b) Dome C, (d) South Pole, (f) Plateau Station B and (h) Pole of Inaccessibility. The green line represents the 1 :1 line.

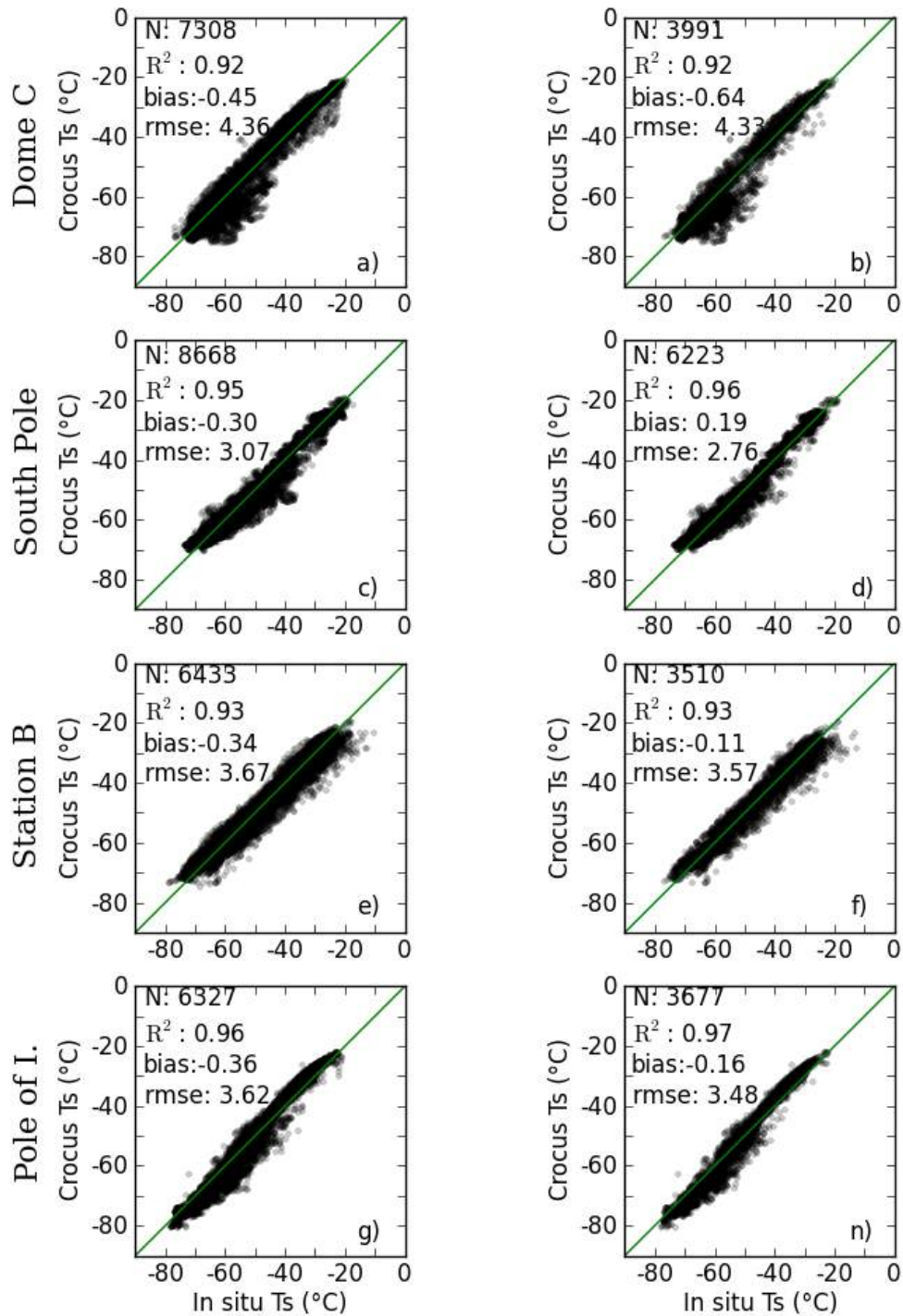


FIGURE 3.7 – Comparisons of Crocus T_s and in situ T_s at (a) Dome C, (c) South Pole, (e) Plateau Station B and (g) Pole of Inaccessibility. Same comparisons but only when MODIS T_s are available at the same time : (b) Dome C, (d) South Pole, (f) Plateau Station B and (h) Pole of Inaccessibility. The green line represents the 1 :1 line.

Measuring air temperature over the Antarctic Plateau at stations where no permanent staff can perform maintenance is challenging. There are specific issues, among which the riming of the shelter and the changing elevation of the sensor between visits, due to snowfall accumulation, riming/sublimation and occasional snow drift deposits or erosion. In the left column (Figs. 3.8a, 3.8c, 3.8e and 3.8f) the air temperature (T_{air}) is the temperature as measured on the AWS at a level above the surface between 2 and 4 m, changing with the accumulation. In the right column (Figs. 3.8b, 3.8d and 3.8g) the 2-meter air temperature (T_{2m}) is determined from the AWS observations based on a energy balance model. Stability values determined in this model are used to correct the air temperature values to a fixed height of 2 m above the surface. Due to problems with the wind speed sensor we were not able to correct the air temperature at Pole of Inaccessibility (AWS13). The height above the surface of that sensor is about 4 m, and not changing much. Note that the energy balance calculations developed at Institute for Marine and Atmospheric Research Utrecht, University of Utrecht, are not published. Figure 3.8 unambiguously shows that ERA-interim air temperature at 2 m exhibits a positive bias from 1,93 to 3,68°C at all stations located on the Plateau. This bias is consistent with a recent study from Jones et Harpham (2013) showing that the main discrepancy between ERA-Interim and HadCRUT4 T_{2m} over all continental surfaces is a warm bias in East Antarctica. It is also consistent with the positive bias of T_s revealed both from MODIS T_s and in situ T_s . For Kohnen, Plateau Station B and Pole of Inaccessibility, the cloud of points exhibits a particular feature : for the coldest observed temperatures, ERA-i T_{2m} stay systematically warmer than in situ observations. The same feature appears also for T_s (Fig. 3.6). Indeed, these cases correspond to meteorological situations with the more stable boundary layer, showing once more the mentioned weakness in the ERA-interim parameterization of turbulent fluxes. In contrast to the stations located on the Plateau, Princess Elisabeth station is located on a coastal and mountainous region which strongly limits the validity of comparing ERA-Interim interpolated T_{2m} with a local station.

3.2.4.3 Causes of the ERA-Interim warm bias

In order to identify the origin of this warm bias, Figure 3.9 shows the time series of the difference between observed and modeled variables from 2009-08-02 to 2009-09-16 at South Pole. This period is illustrative of the general behavior of these variables during the polar night. First, ERA-Interim simulates the presence of clouds in a very realistic way. ERA-Interim clouds are detected by the difference between the ERA-Interim LW_{down} (red dotted line on the bottom panel) and the ERA-Interim clear-sky LW_{down} , leading to the blue dotted line on the bottom panel, which represents the contribution of ERA-Interim cloudiness to LW_{down} . Values equal to 0 indicate cloud-free conditions in ERA-Interim. Actual cloudy conditions can be identified by the peaks in the observed LW_{down} above the baseline clear-sky value, which is around $70 Wm^{-2}$ during the considered period.

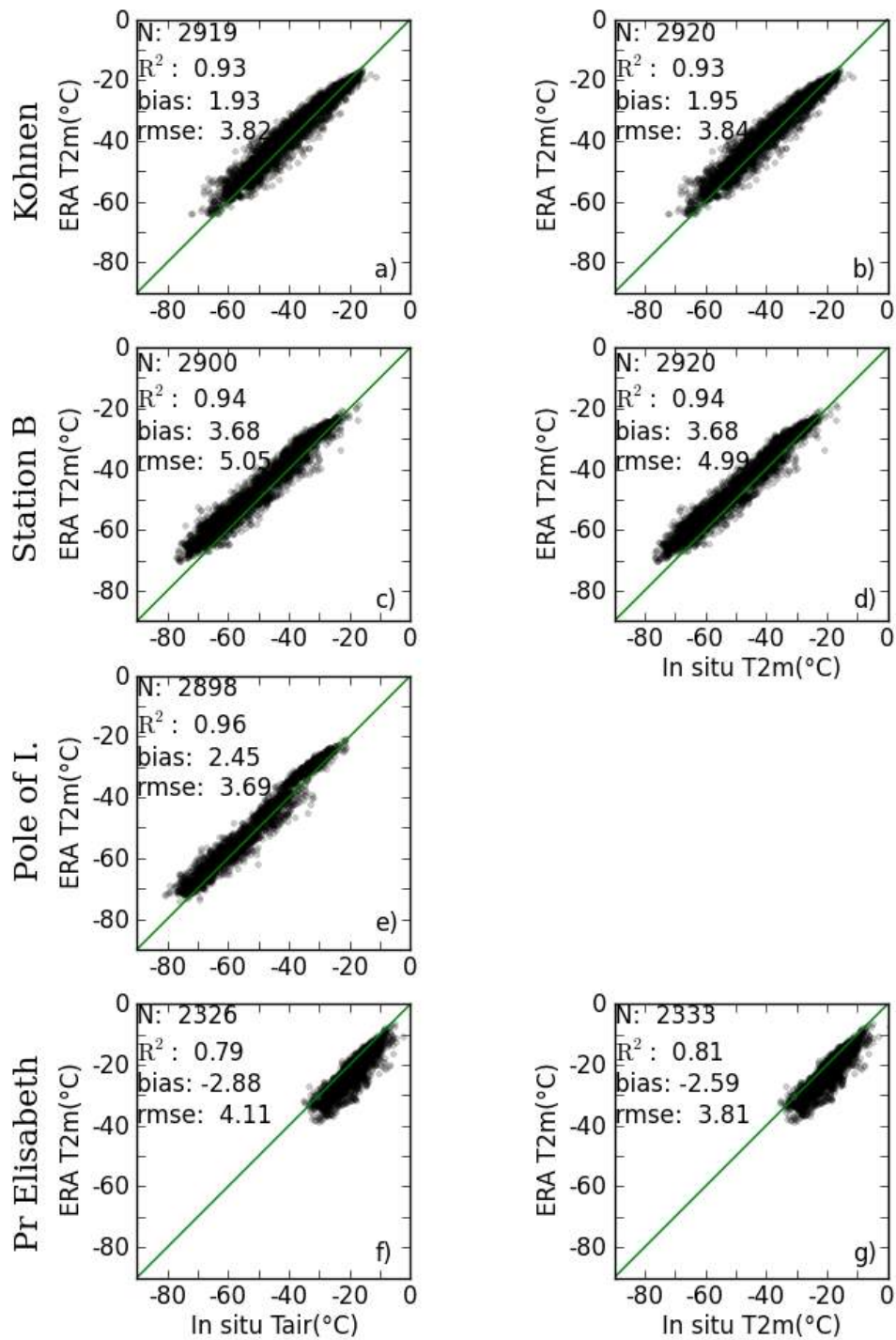


FIGURE 3.8 – Left column : comparisons of ERA-i T_{2m} and in situ T_{air} at (a) Kohnen (2892 m.a.s.l., $z_{ERA-i} = 2867$ m), (c) Plateau Station B (3619 m.a.s.l., $z_{ERA-i} = 3617$ m), (d) Pole of Inaccessibility (3718 m.a.s.l., $z_{ERA-i} = 3746$ m) and (f) Princess Elisabeth (1372 m.a.s.l., $z_{ERA-i} = 1316$ m) during 2009. Right column : comparisons of ERA-i T_{2m} and in situ T_{2m} at (b) Kohnen, (d) Plateau Station B and (g) Princess Elisabeth during 2009. The green line represents the 1 :1 line.

Although ERA-Interim detects most of the actual cloudy conditions, the comparison shows that it underestimates the infrared emissivity of the clouds. Of note is the asymmetry between the periods of increasing and decreasing surface temperature. During periods of increase, which generally correspond to increasing cloudiness, ERA-i T_s increases at a realistic rate. In the latter case, ERA-i T_s starts to decrease at a realistic rate but this rate slows down rapidly, leading to an overestimation of ERA-i T_s , often higher than $+5^\circ\text{C}$. Crocus T_s does not show the same behavior, except when the difference between ERA-i T_s and the actual surface temperature is too high, as illustrated around August 18. This is due to the warm bias in ERA-Interim T_{2m} which is used by Crocus and hence impacts Crocus T_s as well.

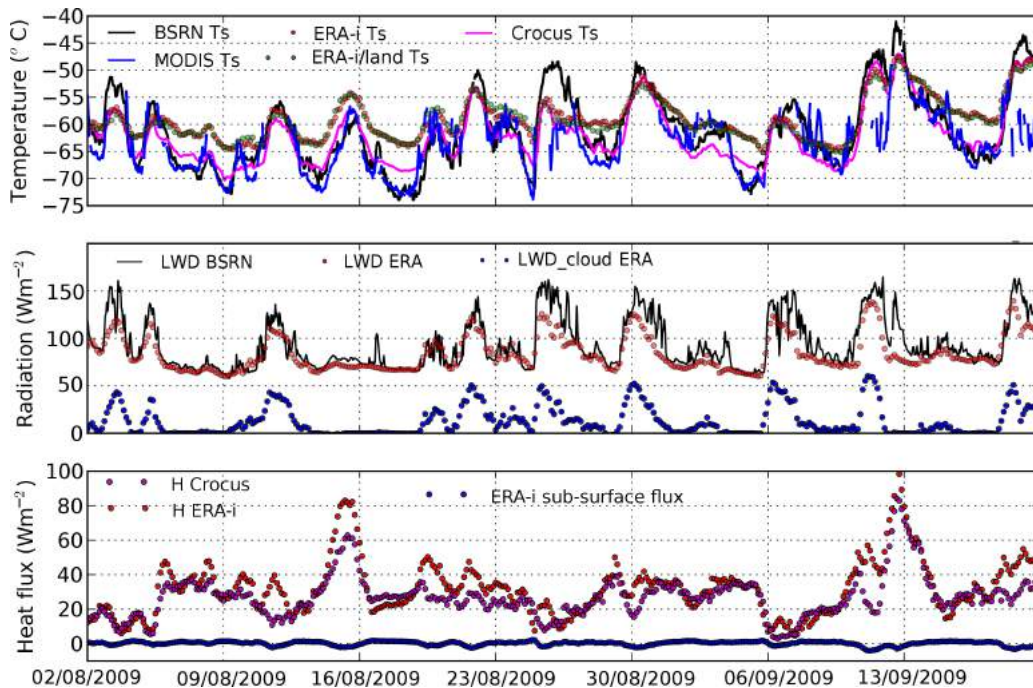


FIGURE 3.9 – (a) Comparison between different observations of surface temperature at South Pole : BSRN T_s (solid black curve), Crocus T_s (solid pink curve), ERA-i T_s (red point), LST MODIS (solid blue curve) and ERA-i/land T_s (green point). (b) Comparison between thermal radiations : BSRN LW_{down} (solid black curve), ERA-i LW_{down} (red point) and ERA-i $LW_{\text{down_cloud}}$ (blue point). ERA-i $LW_{\text{down_cloud}}$ was obtained by the difference between ERA-i LW_{down} and ERA-i clear-sky LW_{down} . (c) Comparison between turbulent fluxes of sensible heat : Crocus H (violet point), ERA-i H (red point) and ERA-i sub-surface flux (blue point).

Most meteorological models parameterize the effects of stability in the calculation of the surface exchange coefficients which are used to derive the turbulent fluxes between the surface and the lowest atmospheric level. For the combined reasons described below, we think that the detected overestimation of ERA-i T_s stems from this parameterization in IFS :

- We evaluate the product ERA-i/land T_s which is produced by a stand-alone simulation of HTESEL (Balsamo *et al.*, 2009), the new surface scheme developed at ECMWF. Similarly to Crocus T_s simulations, ERA-i/land T_s were simulated from ERA-Interim

forcing. They exhibit a warm bias similar to ERA-i T_s bias. HTESSEL uses the same parameterization of the surface exchanges as IFS (stability function from Högström (1988)), in contrast to the formulation used in SURFEX and consequently in Crocus (Louis (1979) modified by Mascart *et al.* (1995), including a limitation of the maximum Richardson number).

- though HTESSEL has a better description of snow processes than the land scheme TESSEL (Tiled ECMWF Scheme for Surface Exchanges over Land) used in IFS, ERAi/land T_s does not significantly differ from ERA-i T_s . There are several differences between Crocus and HTESSEL, especially in terms of albedo and snow density, but they cannot explain the differences between their respective simulations shown in Figure 3.9 : there is almost no solar radiation at this time of the year and differences in the snow heat capacity and conductivity cannot lead to a long-lasting constant difference in surface temperature, as observed from August 13 to August 19. Sub-surface flux in ERA-Interim has been derived from the temperature difference between the surface and the thermally active snow layer. Figure 3.9c shows that it is always very low (absolute value less than 5 Wm^{-2}). This is due to the large depth of this layer (1 m at South Pole), which leads to an overestimation of the thermal resistance and an underestimation of the conductive heat fluxes between the sub-surface and the surface. While this TESSEL feature cannot explain the overestimation of ERA-i T_s , it must be noticed that it should introduce significant error on the sub-daily time scales.
- Figure 3.9c shows that the sensible heat fluxes are much larger in ERA interim than in Crocus simulations when ERA-i T_s and Crocus T_s are close. Latent heat fluxes are not shown in Figure 3.9c because they are almost negligible during the period (absolute value less than 2 Wm^{-2} in both ERA Interim and Crocus simulation) and cannot explain the overestimation of ERA-i T_s . In general, the surface sensible heat fluxes from the atmosphere towards the surface are very high in ERA-Interim, as shown in Figure 3.10 for August 2009. On most of the Plateau, the mean fluxes are higher than 20 Wm^{-2} and even higher than 30 Wm^{-2} over large areas. Such permanent high fluxes at high-elevation and low-wind sites are incompatible with those reported in the literature. Reijmer et Oerlemans (2002) derived a mean sensible heat flux at Kohnen (AWS 9) around 12 Wm^{-2} in August, which is in agreement with the sensible heat fluxes calculated in winter at Kohnen by Van den Broeke *et al.* (2005a,b), while mean ERA-Interim fluxes reach 25 Wm^{-2} at the corresponding points during August 2009.
- ERA-i T_s overestimation cannot be due to an overestimation of LW_{down} because it would impact Crocus T_s similarly, which is not the case. Furthermore, Figure 3.9 shows that during August 2009, the largest bias occurred at the South Pole under clear-sky conditions at periods when LW_{down} was perfectly represented in ERA-Interim.
- Figure 3.6 clearly shows a systematic overestimation of ERAi T_s during the coldest periods at each individual station. It seems that ERA-i T_s cannot drop low enough

during these situations, as already discussed from the time series in Figure 3.9. These periods correspond to an extremely low LW_{down} which induces a strong radiative cooling at the surface and thus leads to very stable conditions. The shape of the cloud of points is very similar to the shape of the cloud of points in the left column of figure 3 in Jones et Harpham (2013) which compares ERA-Interim and HadCRUT4 T_{2m} in Antarctica. This is also the case for the lowest T_{2m} during DJF north of 60°N (Jones et Harpham, 2013, left column, raw 4), revealing that the ERA-Interim warm bias is not specific to Antarctica. It also affects Northern Eurasia in winter, an additional element calling into question the representation of the surface turbulent exchanges under very stable conditions, especially when the ground is covered by snow.

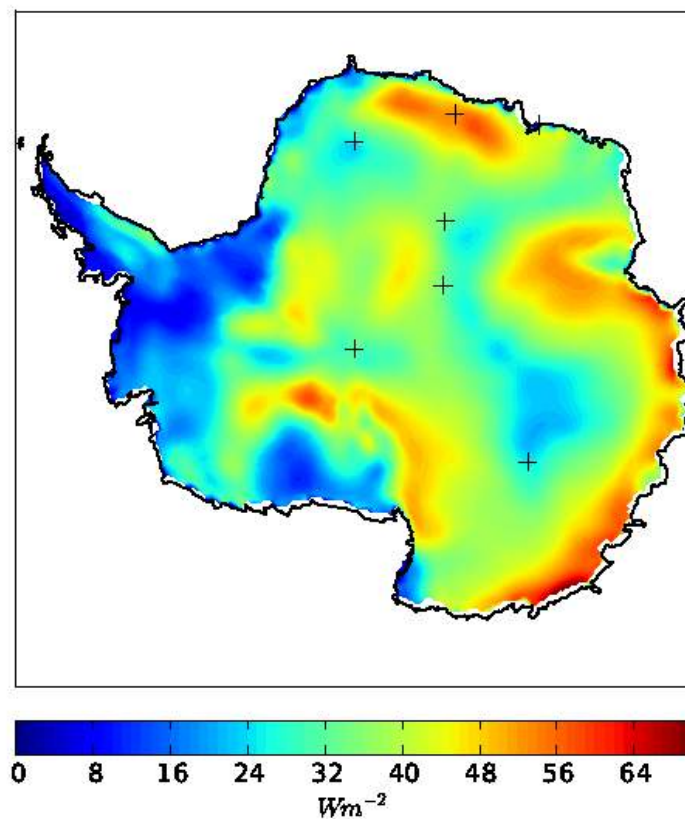


FIGURE 3.10 – Averaged ERA-i sensible heat fluxes from the atmosphere towards the surface in August 2009.

The difficulty of properly estimating the surface turbulent fluxes under very stable conditions has been extensively documented (for example Brun *et al.* (1997), Martin et Lejeune (1998), Essery et Etchevers (2004), Anderson et Neff (2006), Sukoriansky *et al.* (2006), Town et Walden (2009), Genthon *et al.* (2010), Holtslag *et al.* (2013)). Ad hoc treatments are often introduced in meteorological and snow models to solve the problem, as was done in SURFEX/Crocus with the introduction of the limitation in the Richardson number. This is treated differently in IFS,

3.2 Article : Evaluation de la température de surface

which could explain the warm bias. Holtslag *et al.* (2013) show that T_{2m} forecasted in winter over snow-covered areas with IFS are much more sensitive to slight changes in the stability functions with the current version of IFS than they were in previous versions.

In order to demonstrate the sensitivity of T_s to air temperature and to the representation of surface turbulent fluxes, four numerical experiments were made with Crocus under the following configurations : three experiments with a constant change in ERA-Interim T_{2m} of +2, -2 and -4°C, respectively, and an additional experiment with a change in ERA-Interim T_{2m} of -4°C and a change in the maximum Richardson number from its original 0.2 value to 0.1, which enhances the turbulent fluxes towards the surface in very stable conditions. The comparison with the control experiment in July 2009 leads to the following conclusions :

- the impact of the sole changes in the forcing air temperature leads to a change in Crocus T_s equal to only about half of the air temperature change. It shows how very stable conditions attenuate the impact of T_{2m} on the surface temperature ;
- a lower maximum Richardson number used in Crocus almost balances the air temperature decrease of -4°C over a large part of the Antarctic Plateau.

The last experiment clearly shows how a small change in the parameterization of the effects of stability on the surface exchange coefficients drastically changes the snow surface temperature.

3.2.5 Conclusions

Thanks to its orbital characteristics and to its large swath width, MODIS shows great potential in the observation of the surface temperature of the Antarctic Plateau under clear-sky conditions. Thus, more than 9 hourly observations per day are retrieved on average on the Plateau, and they compare very well with in situ surface temperature observations, in terms of both bias and RMSE. To our knowledge, no previous study has performed an evaluation of MODIS T_s with as much detail and as many in situ observations. Further, by comparing in situ surface temperature instead of in situ near-surface air temperature, we avoid the uncertainties in the observation of T_{2m} over the Antarctic Plateau as documented in Genthon *et al.* (2010).

Hourly MODIS T_s from 2000 to 2011 were used to evaluate the accuracy of snow surface temperature in the ERA-Interim reanalysis and the one produced by a stand-alone simulation with the Crocus snowpack model using ERA-Interim forcing. It reveals that ERA-Interim has a widespread warm bias on the Antarctic Plateau, ranging from +3 to +6°C depending on the location. This is consistent with a recent comparison of ERA-Interim T_{2m} with the HadCRUT4 data set (Jones et Harpham, 2013). Considering the very low constraint by the observations of the analyzed ABL temperature in ERA-Interim, the warm bias 2 meters above the surface is due mainly to the bias at the snow surface. Comparison with in situ surface temperature shows that this bias is not limited to clear-sky conditions. At this stage, it is difficult to estimate the

impact of this bias on other ERA-Interim variables, such as temperature and humidity in the ABL and snow accumulation. A detailed comparison with Crocus outputs and with the ERA-Interim/land stand-alone outputs by the new ECMWF land scheme (Balsamo *et al.*, 2012) shows that the warm bias may be due primarily to the overestimation of the surface turbulent sensible heat fluxes in very stable conditions. Numerical experiments with Crocus show that small changes in the turbulent flux parameterization strongly impact surface temperature, highlighting the sensitivity of simulated surface temperatures to poorly known parameters.

According to the method developed in this study, hourly MODIS T_s in Antarctica are particularly well suited for evaluating the surface temperature simulated by various types of models : meteorological models, global or regional climate models and stand-alone snow models. This should help in the identification of current model weaknesses and lead to improved future reanalyses, which are necessary for a better detection and understanding of climate change in Antarctica.

3.3 Évaluation des températures de surface IASI

Le travail d'évaluation des données de T_s L2 IASI a fait l'objet de deux stages de master 2. Le premier a été réalisé par Natalia Tatarinova et encadré par Eric Brun. Durant son stage, Natalia a analysé la disponibilité et la qualité de la T_s L2 IASI en les comparant avec les données *in situ* du BSRN et des stations AWS mais également avec les données MODIS (section 3.3.1.1). La disponibilité et la qualité de la T_s restituée IASI calculée à partir de l'algorithme développé par Vincensini (2013) ont également été évaluées (section 3.3.3.2). Le second stage a été mené par Aurore Dracos, encadrée par Nadia Fourrié et Vincent Guidard. Ce stage a approfondi l'évaluation de la T_s L2 IASI en réalisant une comparaison de la T_s L2 IASI avec les observations satellitaires MODIS sur tout le continent et se termine par un filtrage des données L2 IASI selon la présence des données MODIS (section 3.3.2.2). Mon implication dans chacun de ces stages a été de fournir à Natalia et Aurore les données MODIS, BSRN et AWS filtrées (section 3.2.2.2) requises pour leur travail d'évaluation. Dans cette section, je résume les résultats de ces travaux qui apportent un complément utile à mes travaux de thèse.

3.3.1 Évaluation et interprétation de la disponibilité de la T_s L2 IASI

Pour évaluer les données IASI, les estimations IASI de la température de surface L2 d'Eumetsat sont analysées pendant l'été austral entre novembre 2009 et décembre 2010 pour les stations Dôme C et Pôle sud. L'inclinaison de l'orbite de Metop voisine de 98° et les caractéristiques du capteur IASI (angle de visée, largeur de fauchée) sont telles que la station Pôle se retrouve sur l'extrémité de la fauchée (Figure 3.11), et donc susceptible de comporter des erreurs de mesure. En ce qui concerne la station Dôme C, elle se situe directement sur la trace centrale de la fauchée. Le satellite Metop passant au-dessus de Dôme environ 7 fois par jour, 7 observations de la T_s L2 IASI à Dôme C sont disponibles en cas de ciel est clair.

3.3.1.1 Analyse de la disponibilité de la T_s L2 IASI

La figure 3.12 présente les séries temporelles, heure par heure, de la T_s mesurée par le réseau BSRN (T_s BSRN), la T_s estimée par les produits IASI L2 d'Eumetsat (T_s L2 IASI) et la T_s estimée par MODIS (T_s MODIS) en parallèle avec la série temporelle du LW_{down} BSRN entre novembre 2009 et janvier 2010 à Dôme C. La période choisie illustre le comportement de la T_s sur le plateau antarctique pendant l'été austral, notamment les variations induites par le cycle diurne du rayonnement solaire. L'analyse en parallèle de la T_s et du flux radiatif LW_{down} permet d'évaluer l'impact de la nébulosité sur la variation de la T_s . En effet, en émettant vers la surface un rayonnement thermique infrarouge, le nuage augmente le rayonnement thermique infrarouge LW_{down} total reçu par la surface. En conséquence, plus le LW_{down} est fort, plus la nébulosité est élevée.

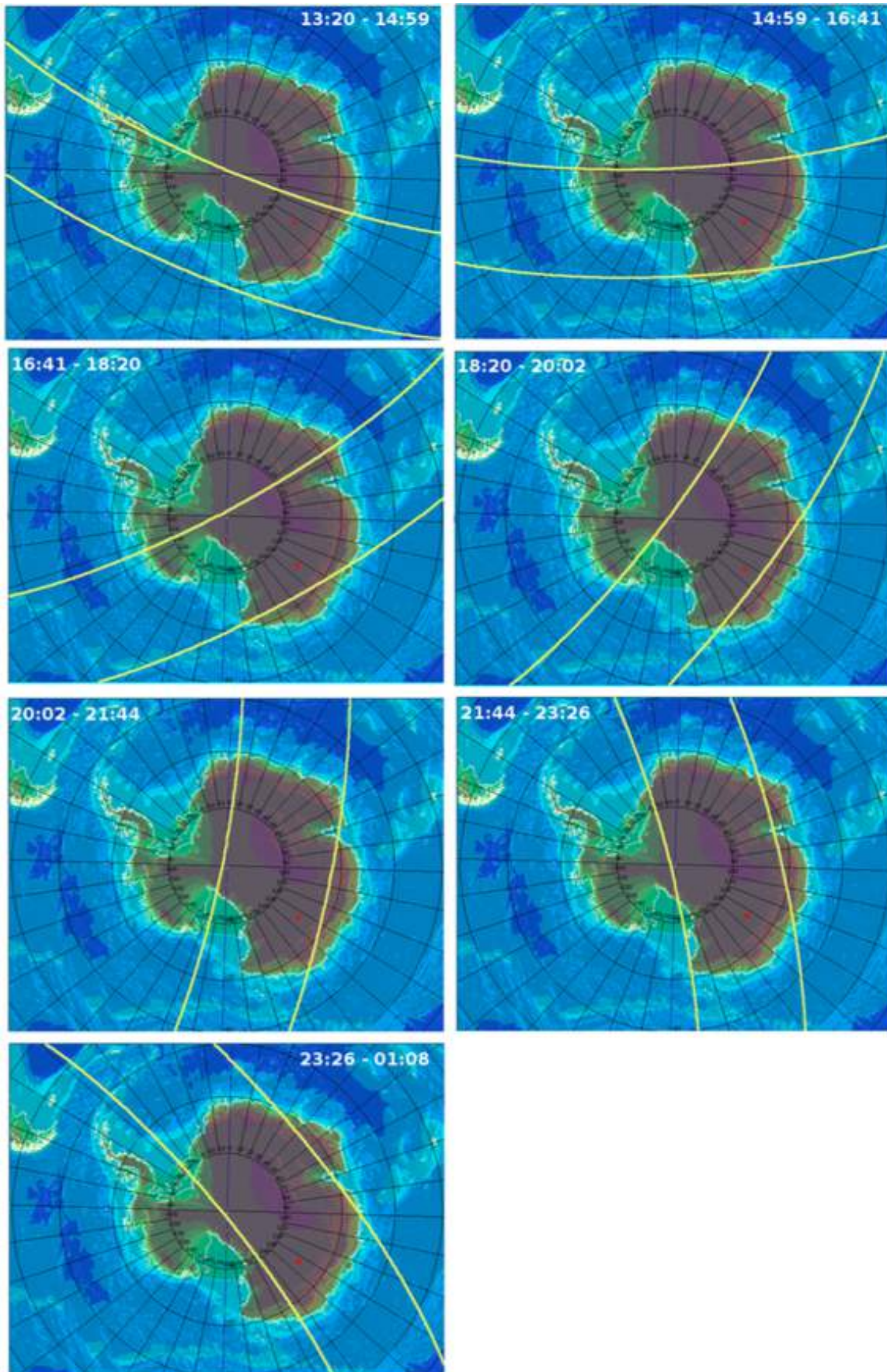


FIGURE 3.11 – Exemple de fauchée du capteur IASI passant au-dessus de Dôme C (point rouge) le 4 novembre 2009.

3.3 Evaluation des températures de surface IASI

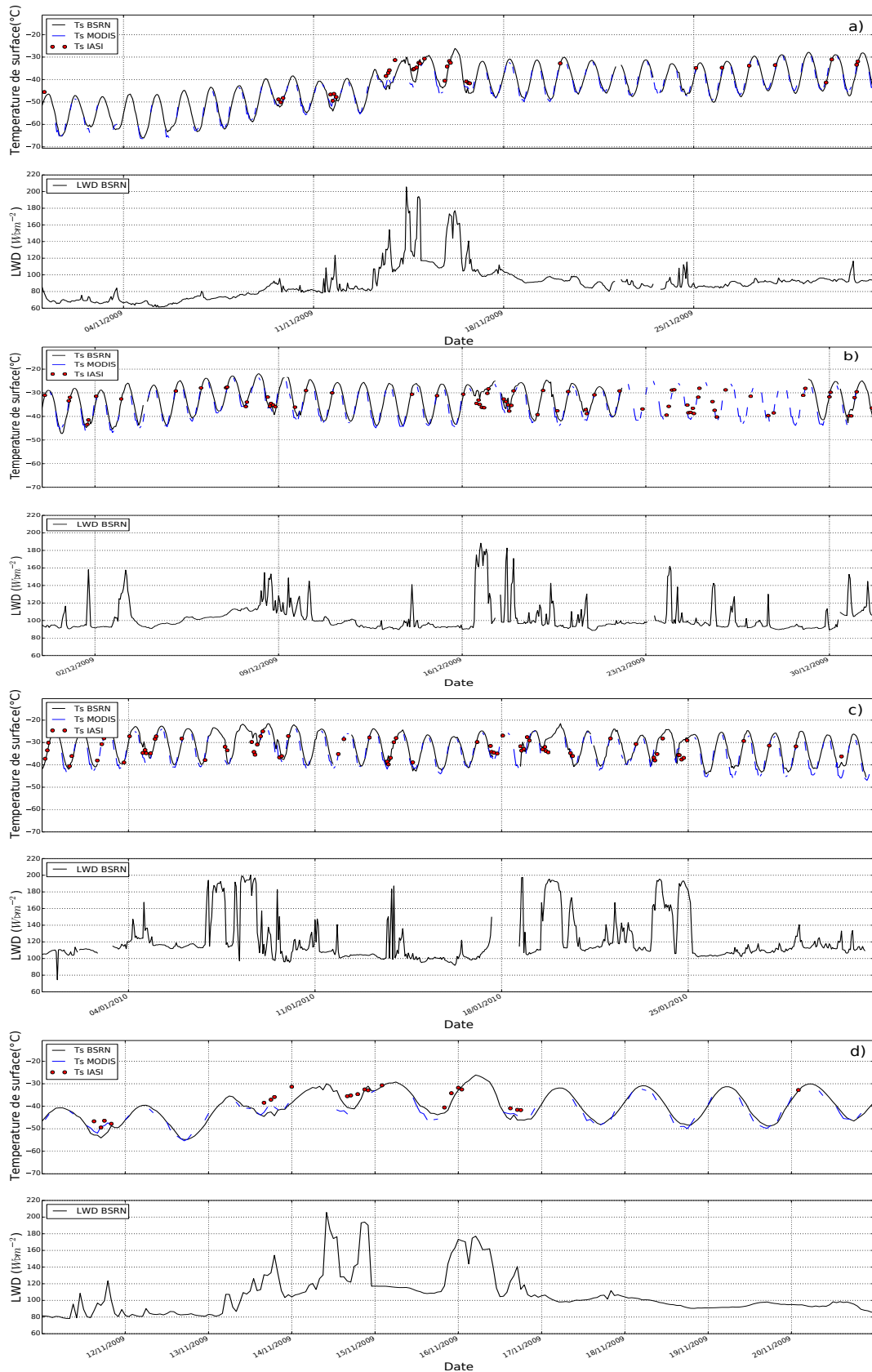


FIGURE 3.12 – (haut) Série temporelle de la T_s BSRN (ligne noire), la T_s MODIS (ligne bleue), la T_s L2 IASI (point rouge) et (bas) du rayonnement thermique infrarouge LW_{down} BSRN à Dôme C pour les mois de (a) novembre 2009, (b) décembre 2009 et (c) janvier 2010. La figure (d) est un zoom sur la période 11 au 21 novembre 2009.

En analysant le nombre de mesures IASI L2, on constate un faible nombre de données pendant la période étudiée (146 mesures d'après la figure 3.15) qui ne s'explique pas toujours par la présence de nuages. Par exemple, entre le 1er et le 9 novembre 2009, le LW_{down} BSRN varie entre 60 et 90 Wm^{-2} , signe d'une faible nébulosité, sans qu'aucune estimation de la T_s L2 IASI ne soit produite. Pourtant, le nombre de passage du radiomètre IASI au-dessus de l'Antarctique devrait permettre d'enregistrer, en condition de ciel clair, 7 observations de la surface par jour.

À l'inverse, on observe sur la figure 3.12 des mesures de T_s L2 IASI lors de pics de LW_{down} BSRN indiquant la présence de nuages : du 13 au 17 novembre 2009, du 8 au 10 décembre 2009, du 16 au 18 décembre 2009 et les 8, 9, 16, 24 et 25 janvier 2010. Ces résultats suggèrent une mauvaise détection des nuages par l'algorithme de traitement d'Eumetsat, confirmée par les fortes erreurs de la T_s L2 IASI dans ces cas particuliers, en raison d'une mesure de la température du sommet des nuages et non pas de la surface. La détection de nuages par MODIS est bien meilleure. La figure 3.12 montre que MODIS a une bonne classification nuageuse avec des périodes nuageuses sans observation de la T_s MODIS : du 14 au 16 novembre 2009, le 16 décembre 2009 et les 7, 8, 20, 24 et 25 janvier 2010. On remarque néanmoins quelques observations de la T_s MODIS alors que la variation du LW_{down} BSRN indique le passage de nuages (exemple le 13 novembre et le 3 décembre 2009). Cela s'explique par le traitement des données MODIS basé sur les valeurs des pixels (de taille 1 km) dans une cellule de 25km comprenant le point considéré. Les valeurs sont disponibles même si la couverture nuageuse n'est que partielle.

La figure 3.12d est un zoom sur la période du 11 au 21 novembre 2009. On retrouve le 13 novembre 2009 un cas nuageux non détecté par les masques nuageux de MODIS et d'Eumetsat conduisant à une surestimation de la T_s MODIS et de la T_s L2 IASI. Le 14 et le 16 novembre 2009, MODIS détecte à raison la présence de nuages et aucune observation de la T_s MODIS n'est disponible durant ces deux jours. Ce n'est pas le cas de la T_s L2 IASI dont on observe une surestimation de la T_s . Le mois de janvier (Figure 3.12c) présente plus de cas nuageux que les mois de novembre et décembre, les T_s sont alors moins bien estimées. Sur la figure 3.12d, on observe cependant que cette sous-estimation des minima de la T_s MODIS s'observe également du 17 au 21 novembre 2009 pendant une période à faible nébulosité où le LW_{down} BSRN montre des valeurs approchant 90 Wm^{-2} .

La figure 3.13 présente les mêmes observations que la figure 3.12 à Pôle Sud. On retrouve durant la même période étudiée un faible nombre de mesures de la T_s L2 IASI, notamment en novembre (Figure 3.13a). Comme à Dôme C, la difficulté d'estimation de la T_s L2 IASI est liée à la mauvaise détection des nuages : l'occurrence des données IASI L2 augmente entre le 16 décembre et le 31 décembre 2009 pendant une période où le LW_{down} se stabilise autour de 120 Wm^{-2} .

3.3 Evaluation des températures de surface IASI

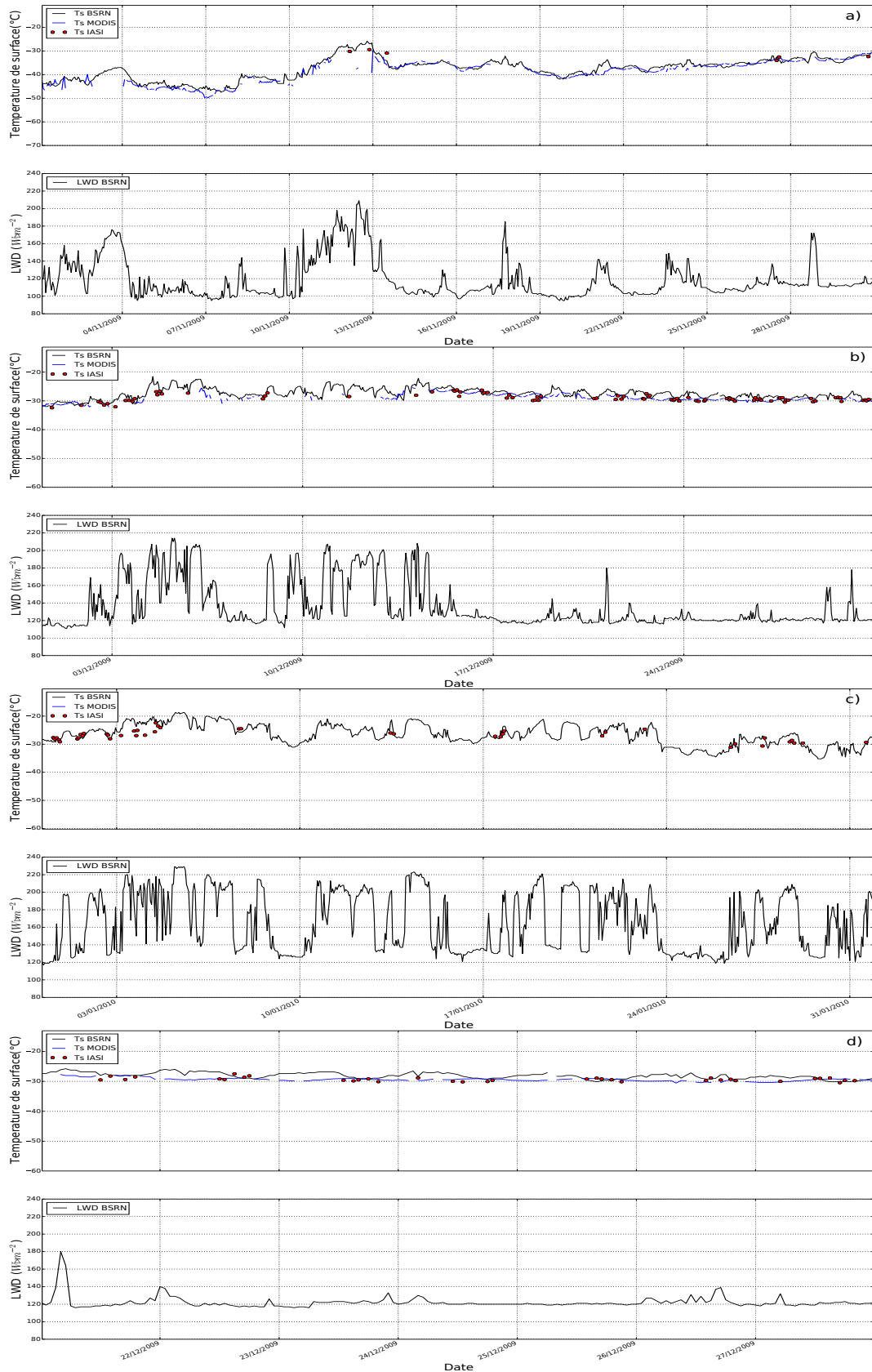


FIGURE 3.13 – (haut) Série temporelle de la T_s BSRN (ligne noire), la T_s MODIS (ligne bleue), la T_s L2 IASI (point rouge) et (bas) du rayonnement thermique infrarouge LW_{down} BSRN à Pôle Sud pour les mois de (a) novembre 2009, (b) décembre 2009 et (c) janvier 2010. La figure (d) est un zoom sur la période 21 au 28 décembre 2009.

Le faible nombre de T_s L2 IASI est aussi dû à la position de Pôle sud en bord de la fauchée de IASI où le nombre d'erreurs de mesures augmente en raison du fort angle d'incidence du balayage transversal effectué par le radiomètre. La seconde moitié du mois de décembre comprend plus d'observations de la T_s L2 IASI mais avec un biais froid pouvant atteindre 2°C par rapport à la T_s BSRN (Figure 3.13b). En janvier 2010, l'augmentation du nombre de jours nuageux illustre la mauvaise détection de nuages par le masque nuageux d'Eumetsat qui induit des erreurs d'estimations de la T_s , par exemple le 3 et 4 janvier (Figure 3.13c). A Pôle sud, la précision de la T_s MODIS est moins bonne qu'à Dôme C même si la T_s MODIS reste proche de la T_s BSRN. La détection nuageuse associée à la T_s MODIS semble assez efficace même si on observe quelques valeurs aberrantes de la T_s MODIS, par exemple le 13 et 21 novembre 2009 et le 22 janvier 2010. Ces pics froids de la T_s MODIS correspondent à des conditions nuageuses et semblent donc être la conséquence d'erreurs de détection de nuages par MODIS. En conditions nuageuses, le LW_{down} plus important augmente, et avec lui, la T_s . En cas de mauvaises détection nuageuse par MODIS, on observe des valeurs plus importantes du LW_{down} BSRN et une T_s BSRN supérieure à la T_s MODIS.

La détection des nuages est un problème clef dans l'estimation de la T_s par satellite sur les régions enneigées. Les algorithmes de détection des nuages s'appuient, le plus souvent, sur l'albédo et la différence de température entre les nuages et la surface (Thomas *et al.*, 2004). En Antarctique, ces algorithmes font face à trois difficultés (Yamanouchi *et al.*, 1987; Bromwich *et al.*, 2012) :

- le problème du « white on white » dans la partie visible du spectre en raison de la similitude entre l'albédo au sommet du nuage et celui de la surface du manteau neigeux ;
- le problème du « cold on cold » dans la partie infrarouge du spectre renforcé par la forte inversion de température près de la surface ;
- l'absence de rayonnement solaire durant la nuit polaire.

La figure 3.14 compare le masque nuageux MODIS avec le masque nuageux AVHRR d'Eumetsat. L'accord temporel exact entre les heures de passage des satellites MetOp et Aqua/Terra étant impossible, les détections nuageuse d'Eumetsat et de MODIS sont comparées à des heures de passage rapprochées. Sur la figure, des zones ont été entourées ; elles montrent de façon significative les structures inversées entre MODIS et l'AVHRR. Par exemple, le 2 novembre l'AVHRR définit la zone entourée en vert comme fortement nuageuse, alors que le masque nuageux de MODIS la considère claire. Compte tenu de la bonne estimation de la T_s par MODIS (section 3.2) et des erreurs de disponibilités et d'estimation de la T_s L2 IASI, cette figure met en avant la faiblesse du traitement nuageux AVHRR d'Eumetsat au-dessus de l'Antarctique, déjà observé dans Vincensini (2013). Ces résultats ont été présentés à Eumetsat qui a reconnu le problème.

3.3 Evaluation des températures de surface IASI

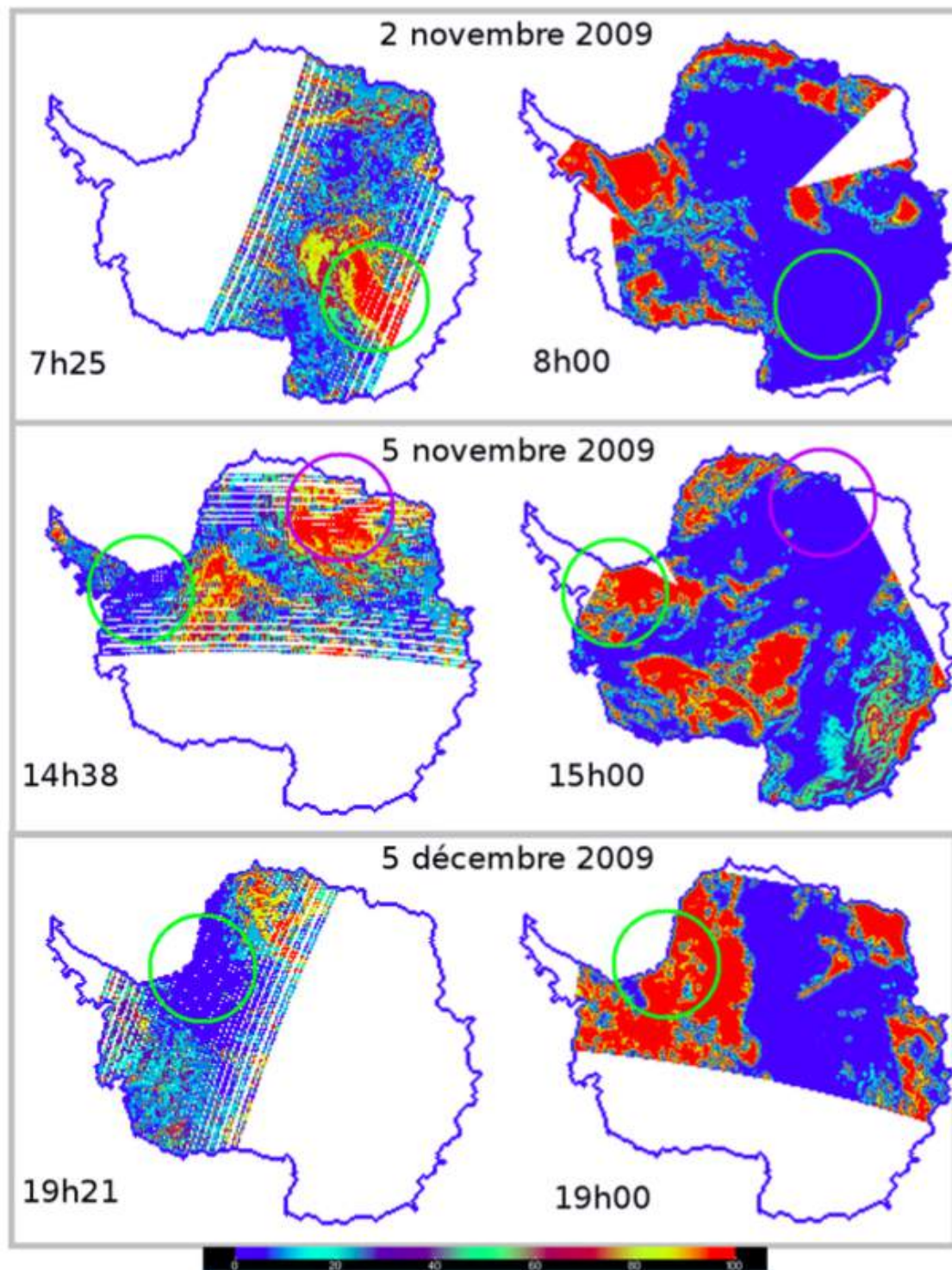


FIGURE 3.14 – (gauche) Le masque nuageux AVHRR d’Eumetsat utilisé pour la T_s L2 IASI vs (droite) le masque nuageux de MODIS. Les zones bleues correspondent à un ciel clair et les zones rouges à un ciel nuageux.

3.3.2 Analyse de la qualité de la T_s L2 IASI

3.3.2.1 Comparaison avec des observations in situ

L'évaluation de la qualité de la T_s L2 IASI est réalisée par comparaison avec les observations mesurées par le BSRN à Dôme C et Pôle Sud entre novembre 2009 et janvier 2010. La même évaluation est effectuée sur la T_s MODIS pour comparer la performance des jeux de données satellitaires IASI et MODIS lors de conditions identiques. Les résultats de ces évaluations sont présentés sur la figure 3.15. Pour chaque comparaison sont notés le N nombre d'observations sur lequel porte la comparaison, R^2 le coefficient de corrélation au carré entre les deux jeux de données, le biais de T_s et le RMSE¹¹ calculés par rapport aux données de référence, les données BSRN.

À Dôme C, malgré le faible biais (0,32°C), la T_s L2 IASI présente une faible corrélation, égale à 0,75, avec les observations *in situ* (figure 3.15a calculée sur un faible nombre de données (146 mesures). Au contraire, la T_s MODIS présente une bonne corrélation (0,96) et un biais assez faible (Figure 3.15c).

À Pôle Sud, le nombre d'observations IASI est encore plus faible (133 mesures) et la T_s L2 IASI présente de moins bons résultats qu'à Dôme C (Figure 3.15b). La difficulté d'estimation de la T_s à Pôle Sud peut être favorisée par la présence de nuages, en raison des erreurs de traitement de la nébulosité par le masque nuageux AVHRR, et par la position de la station en bordure de la fauchée (Figure 3.11). Même s'ils sont moins bons qu'à Dôme C, les résultats de la T_s MODIS à Pôle Sud confirment le bon potentiel de MODIS dans l'estimation de la T_s et la qualité de son masque nuageux.

3.3.2.2 Comparaison avec les observations satellitaires

Nous utilisons maintenant la T_s MODIS, dont le potentiel dans l'estimation de la T_s a été démontré dans la section 3.2, pour évaluer la T_s L2 IASI entre le 21 mai 2013 et le 21 juillet 2013 sur tout l'ensemble du domaine antarctique, ce qui est impossible avec les mesures BSRN. Pour cela, les données IASI L2 sont filtrées selon la présence des données MODIS de sorte que les résultats présentés ne concernent que les observations IASI L2 mesurées lors de conditions météorologiques analysées sans nuage par l'algorithme de détection de MODIS. Cette étude effectuée durant l'hiver austral permet d'observer le comportement des données IASI L2 dans des conditions atmosphériques très stables lorsque la température de l'air atteint fréquemment -80°C. Le filtrage des données IASI L2 selon les données MODIS permet également de contourner le problème du masque nuageux d'Eumetsat.

La figure 3.16 représente la T_s moyenne des données MODIS (Figure 3.16a), des données

11. Le RMSE est la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne. L'erreur quadratique moyenne est la moyenne arithmétique des carrés des écarts entre les données étudiées et les données de référence.

3.3 Evaluation des températures de surface IASI

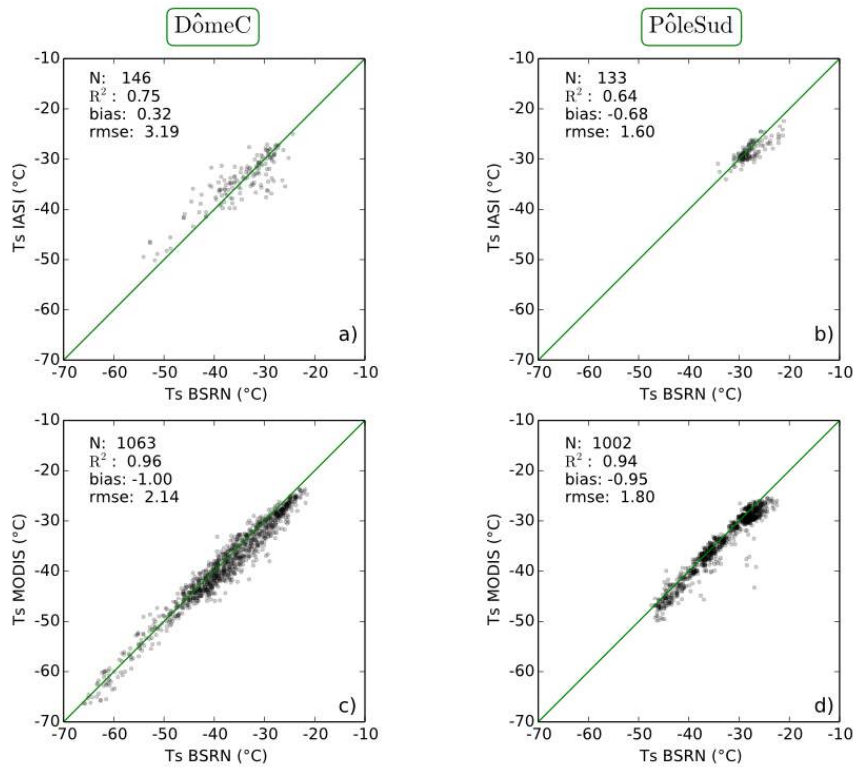


FIGURE 3.15 – (a) (b) T_s L2 IASI et (c) (d) T_s MODIS en fonction de la T_s BSRN à Dôme C (colonne gauche) et Pôle Sud (colonne droite) entre novembre 2009 et janvier 2010.

IASI L2 (Figure 3.16b) et des données IASI L2 filtrées selon la présence des données MODIS (Figure 3.16c), ainsi que leurs nombres d'observations cumulées à partir desquels sont calculées les moyennes de T_s (respectivement Figures 3.16e, 3.16f et 3.16g). Le filtrage des données IASI L2 selon la présence de données MODIS entraîne une augmentation de la T_s L2 IASI filtrée dans les régions côtières et une diminution au centre du plateau antarctique, notamment visible si l'on compare les résultats de l'histogramme de la T_s L2 IASI à celui de la T_s L2 IASI filtrée (Figure 3.17). Cette diminution s'explique par l'élimination de données IASI L2 observées lors de conditions nuageuses qui, en mesurant la température des nuages, créaient un biais chaud de la T_s L2 IASI.

La figure 3.18 présente le biais moyen de la T_s L2 IASI filtrée calculé par rapport la T_s MODIS. Mis en parallèle avec la topographie du continent (Figure 5.5a), ce biais révèle que les plus fortes différences observées entre la T_s L2 IASI et la T_s MODIS se situent sur les reliefs avec un biais froid de $-0,5^{\circ}\text{C}$ à -2°C au sommet du Dôme Fuji et un biais chaud supérieur à 6°C dans la région côtière de la Terre de Wilkes, depuis la Terre de Mac Roberton jusqu'au Dôme Fuji à l'intérieur des terres, et dans la région de Pôle Sud (Figure 1.2). Le travail de stage n'a pas permis de mettre en évidence les causes de ces biais de la T_s L2 IASI sur le continent antarctique. Toutefois, la section 3.3.2.1 a révélé à Dôme C un biais positif de $0,32^{\circ}\text{C}$ de la T_s L2 IASI et un biais négatif de -1°C de la T_s MODIS. La différence de T_s observée entre les données IASI L2 et MODIS est à nuancer par le fait qu'à Dôme C, et à moindre mesure

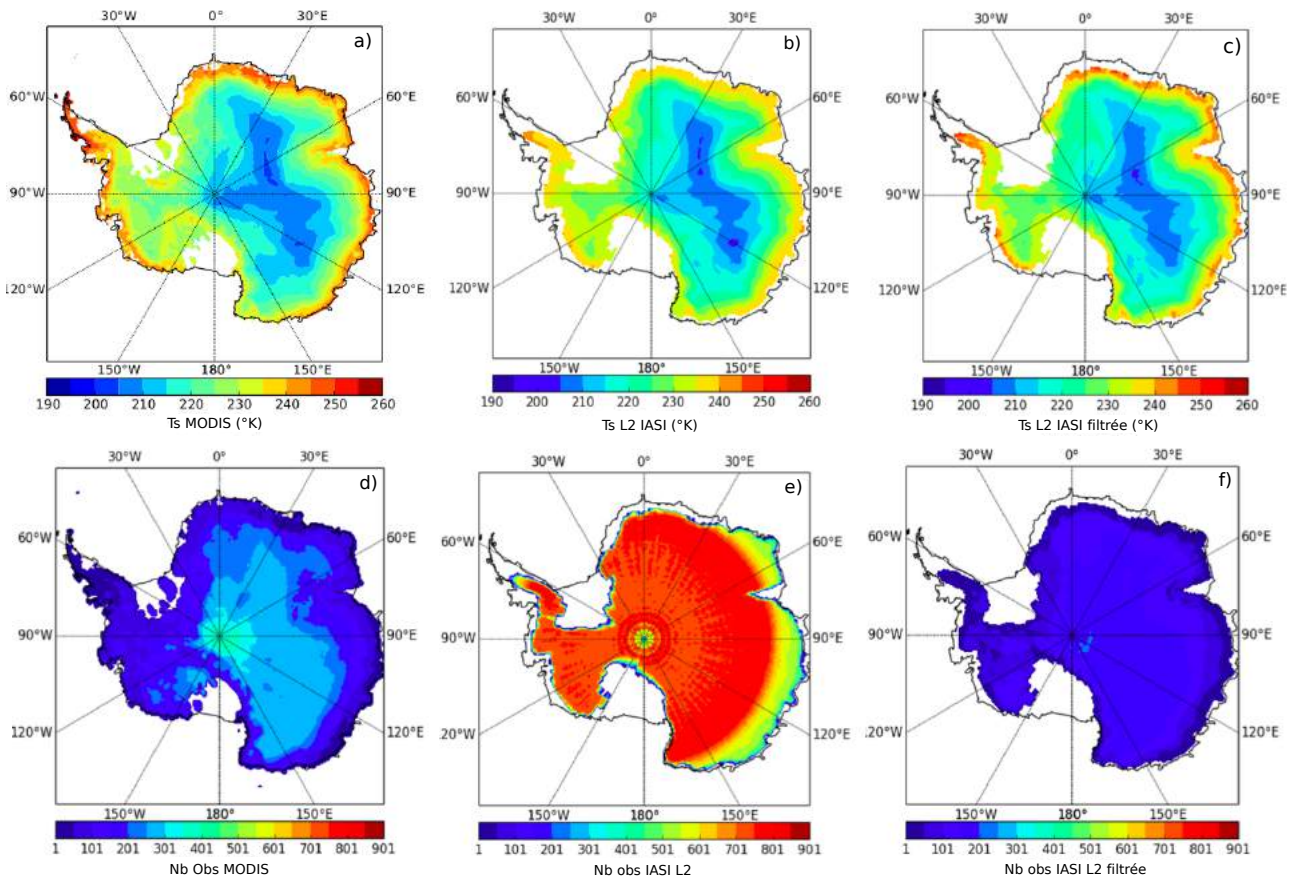


FIGURE 3.16 – (haut) (a) T_s MODIS moyenne, (b) T_s L2 IASI moyenne et (c) T_s L2 IASI moyenne après application du filtre selon la présence des données MODIS entre le 21 mai 2013 et le 21 juillet 2013. (bas) Nombre d’observations cumulées des données (d) MODIS, (e) IASI L2 et (f) IASI L2 filtrée sur la même période.

à Pôle Sud, cette différence peut être favorisée par la combinaison de deux biais opposés qui s’additionnent.

De plus, une conséquence importante du filtrage de la T_s IASI L2 selon les données MODIS est le rejet de 80% des données IASI (Figures 3.16d, 3.16e et 3.16f).

Deux cas se présentent :

- les données IASI L2 éliminées en cas de conditions nuageuses détectées par MODIS ;
- les données IASI L2 n’observant pas le même point de grille à la même heure que les données MODIS ; le cycle des satellites¹² Metop-A et Metop-B est de 29 jours, celui des satellites Terra et Aqua de 16 jours : MODIS et IASI ne couvrent donc pas toujours les mêmes régions d’Antarctique à la même heure.

De fait, la forte élimination des données IASI L2 limite d’autant plus la probabilité d’observer dans les données L2 IASI restantes les maximums et minimums réels de la T_s quotidienne.

12. Le cycle d’un satellite est la durée entre deux passages du satellite au-dessus d’un même point dans les mêmes conditions (angle de visée identique).

3.3 Evaluation des températures de surface IASI

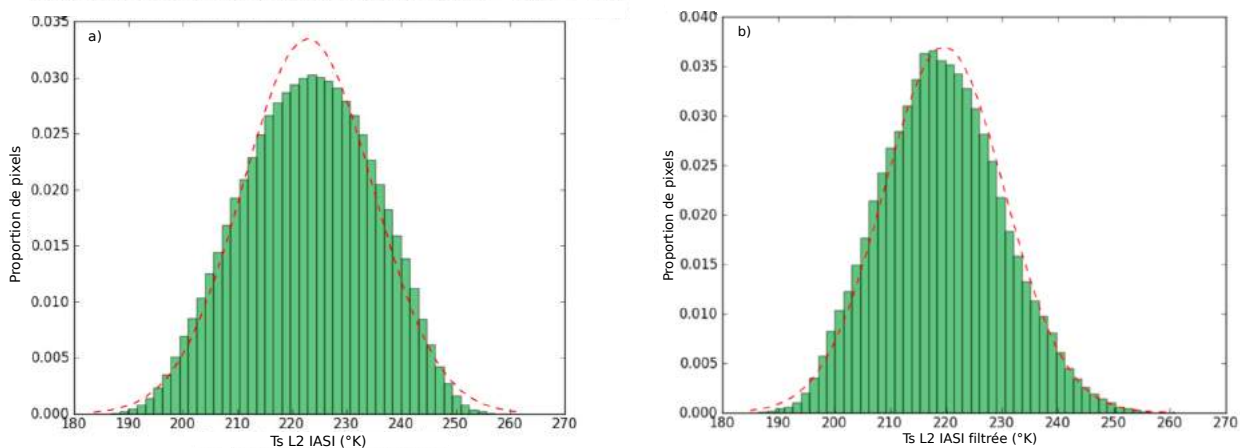


FIGURE 3.17 – Répartition par classes de la T_s : (a) données IASI L2 et (b) données IASI L2 après application du filtre selon la présence de données MODIS entre le 21 mai 2013 et le 21 juillet 2013.

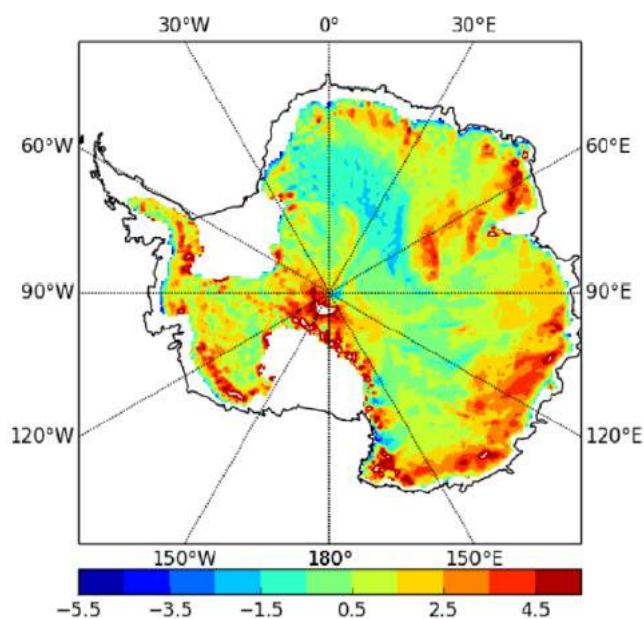


FIGURE 3.18 – Biais moyen de la T_s L2 IASI filtrée selon la présence des données MODIS entre le 21 mai 2013 et le 21 juillet 2013. Le biais est calculé par rapport aux données MODIS.

3.3.3 Intercomparaison de la T_s MODIS et de la T_s restituée à partir des données IASI grâce à l'algorithme développé par Vincensini *et al.* (2012)

Pour contourner le problème du traitement nuageux d'Eumetsat tout en évitant la perte de données IASI L2 consécutive au filtrage selon les données MODIS, une autre méthode de restitution de la T_s IASI a été développée par (Vincensini, 2013). Ce travail porte, entre autres, sur l'inversion des radiances IASI pour restituer les paramètres de surface, à Dôme C et à Pôle Sud, pour les trois mois de novembre 2009 à janvier 2010, période durant laquelle s'est déroulée une partie de la campagne Concordiasi (Deshler *et al.*, 2010; Vincensini *et al.*, 2012).

3.3.3.1 Restitution de la T_s à partir des radiances IASI

La T_s peut être déterminée à partir de la température de brillance mesurée. Il faut pour cela connaître précisément l'émissivité et éliminer au moins partiellement les effets atmosphériques. Au cours des dernières années, une amélioration considérable a été apportée dans l'estimation de la T_s à partir de mesures infrarouges thermiques (Li *et al.*, 2013). Plusieurs algorithmes, proposant différentes modélisations du processus de transfert radiatif, ont été utilisés pour traiter les caractéristiques des différents capteurs (Price, 1983; Kerr *et al.*, 1992; Wan et Dozier, 1996; Vazquez *et al.*, 1997; Gillespie *et al.*, 1998; Jiménez-Muñoz et Sobrino, 2003; Tonooka, 2001; Li *et al.*, 2013).

La surface du plateau antarctique étant entièrement recouverte de neige, il est possible de considérer un canal fenêtre ayant une émissivité quasi uniforme (Péquignot *et al.*, 2008; Capelle *et al.*, 2012).

Les algorithmes, considérant l'émissivité connue a priori, peuvent être rassemblés dans 3 catégories : les méthodes mono-canal, les méthodes multi-canal et les méthodes multi-angulaires (Li *et al.*, 2013).

C'est la méthode mono-canal qui est appliquée par Vincensini (2013) pour restituer la T_s . La radiance, mesurée par l'instrument dans un unique canal choisi dans la fenêtre atmosphérique¹³, est corrigée de l'atténuation atmosphérique résiduelle et de l'émission (Li *et al.*, 2013). Pour être appliquée, cette méthode nécessite une connaissance *a priori* des profils atmosphériques (température, humidité, géopotentiel, vent) et de l'émissivité de surface. En supposant une émissivité de surface connue, la T_s est restituée à partir de la radiance mesurée dans ce canal par inversion du modèle de transfert radiatif (Chedin *et al.*, 1985; Hook *et al.*, 1992; Mushkin *et al.*, 2005; Karbou *et al.*, 2006; Guedj *et al.*, 2011). Ici, la T_s a été restituée à partir des radiances IASI du canal 756 (833.75 cm^{-1}) identifié par Vincensini (2013) comme étant le canal fournissant les meilleures restitutions sur le globe en comparaison des T_s MODIS et T_s L2 IASI, avec une émissivité fixée à 0,99.

13. Les longueurs d'onde pour lesquelles le rayonnement électromagnétique est peu ou pas absorbé constituent les fenêtres de transmission atmosphériques.

3.3 Evaluation des températures de surface IASI

3.3.3.2 Évaluation de la T_s restituée IASI

La déficience de l'algorithme nuageux d'Eumetsat observée section 3.3.1.1 est un problème majeur dans l'utilisation des radiances IASI car il élimine un grand nombre d'observations et ne permet pas de sélectionner avec fiabilité les données claires. Devant la difficulté de l'imageur AVHRR d'Eumetsat à identifier les cas clairs, Vincensini (2013) a calculé la T_s restituée IASI à partir des radiances IASI brut, sans distinction des cas clairs et nuageux. La figure 3.19 représente la T_s restituée IASI en fonction des T_s du BSRN à Dôme C (Figure 3.19a) et à Pôle Sud (Figure 3.19b) pour la période du 1er novembre 2009 au 31 janvier 2010. Pour chaque comparaison sont notés N le nombre d'observations sur lequel est réalisée la comparaison, R^2 le coefficient de détermination entre les deux jeux de données, le biais de T_s et la RMSE.

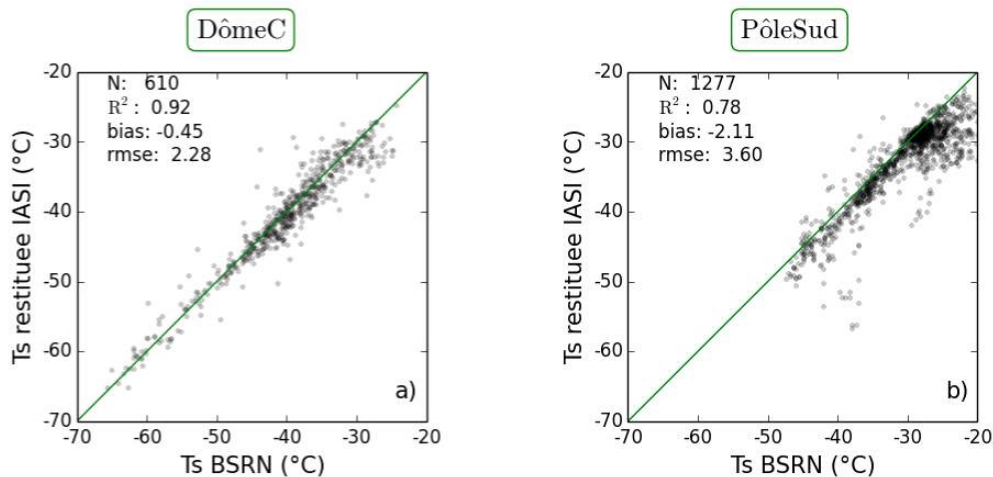


FIGURE 3.19 – T_s restituée IASI en fonction de la T_s du BSRN (a) à Dôme C et (b) à Pôle Sud entre novembre 2009 et janvier 2010.

À Dôme C, la T_s restituée IASI estime bien les données du BSRN avec un coefficient de détermination égal à 0,96 et un biais faible (-0,45°C). Si l'on compare ces résultats avec les résultats de la T_s L2 IASI sur la même période (Figure 3.15a), on note une augmentation du nombre de données étudiées (146 pour la T_s L2 IASI contre 610 pour la T_s restituée IASI) et une amélioration significative de l'estimation de la T_s .

À Pôle Sud, le nuage de points révèle une hétéroscédasticité : la T_s restituée IASI est plus dispersée pour les températures les plus élevées, pour lesquelles elle montre un biais froid. Si on compare aux résultats de la T_s L2 IASI (Figure 3.15b), on constate un nombre d'observations de la T_s restituée (1277) très supérieur à celui de la T_s L2 IASI (133) et un coefficient de détermination plus élevé (0,88 contre 0,80). Cependant à Pôle Sud les restitutions de la T_s IASI ne semblent pas donner de meilleurs résultats que la T_s L2 IASI avec un biais de -2,11°C et un RMSE de 3,60°C, résultats plus faibles que ceux de la T_s L2 IASI.

La figure 3.20 représente la T_s BSRN, la T_s MODIS, la T_s L2 IASI et la T_s restituée à partir des radiances IASI à Dôme C pour les mois de novembre 2009 (Figure 3.20a), décembre 2009 (Figure 3.20b) et janvier 2010 (Figure 3.20c), heure par heure. Globalement, pour les trois mois, la T_s restituée à partir des radiances IASI suit bien l'évolution de la T_s BSRN pour les cas clairs. La figure 3.20d est un zoom sur la période du 18 au 30 novembre 2009, considérée claire d'après les LW_{down} BSRN (proche de 90 W m^{-2}), à l'exception du 24 novembre qui peut être considéré comme faiblement nuageux. Durant cette période, la T_s restituée IASI estime également bien la T_s BSRN, cependant les minima sont parfois légèrement inférieurs à ceux du BSRN avec une sous-estimation d'1 à 2°C , du même ordre que les sous-estimations des minima de la T_s MODIS (section 3.3.1.1). Pendant le mois de janvier, les cas nuageux sont plus nombreux et la T_s restituée IASI est de moindre qualité, par exemple les 8, 19 et 31 janvier 2010.

La figure 3.21 représente la T_s du BSRN, T_s MODIS, T_s IASI L2 et la T_s restituée IASI à Pôle Sud entre novembre 2009 et janvier 2010. La T_s IASI restituée s'éloigne parfois des données *in situ*. Pour la période du 2 au 15 décembre 2009 par exemple, elle sous-estime la T_s BSRN jusqu'à -8°C . Ces situations coïncident avec un LW_{down} BSRN fort et donc des conditions nuageuses ; c'est le cas pour la période du 2 au 15 décembre avec un LW_{down} BSRN passant de 120 W m^{-2} à plus de 200 W m^{-2} , mais aussi du 1er au 4 et du 9 au 14 novembre, ainsi que pour une grande partie du mois de janvier. La figure 3.21d présente un zoom sur l'évolution de la T_s pour la période du 22 au 29 décembre 2009, globalement claire d'après les variations du LW_{down} BSRN. On constate que la T_s restituée IASI ne décrit pas toutes les variations des mesures *in situ* mais montre parfois une meilleure estimation que la T_s MODIS. Les faiblesses de l'algorithme nuageux d'Eumetsat ne permettent pas la restitution de la T_s à partir des radiances IASI uniquement pour les cas clairs. Il s'ensuit de nombreuses erreurs d'estimation de la T_s lors d'épisodes nuageux qui limitent significativement la qualité de la T_s IASI restituée à Dôme C et à Pôle Sud.

3.3.3.3 Évaluation de la T_s restituée IASI filtrée

Comme pour la T_s L2 IASI d'Eumetsat, nous nous appuyons sur la bonne détection de nuage par MODIS pour filtrer la T_s restituée IASI selon la présence de données MODIS et ainsi enlever les données de T_s restituée IASI correspondant à des cas nuageux. Ce filtrage est réalisé sur les données de T_s restituée IASI à Pôle Sud qui présentent le plus d'erreur dues à des conditions nuageuses. La figure 3.22 représente la T_s restituée IASI (Figures 3.22a et 3.22b) et la T_s restituée IASI filtrée selon la présence de données MODIS (Figures 3.22c et 3.22d) en fonction des T_s du BSRN à Dôme C (Figure 3.22 gauche) et Pôle Sud (Figure 3.22 droite) entre novembre 2009 et janvier 2010.

3.3 Evaluation des températures de surface IASI

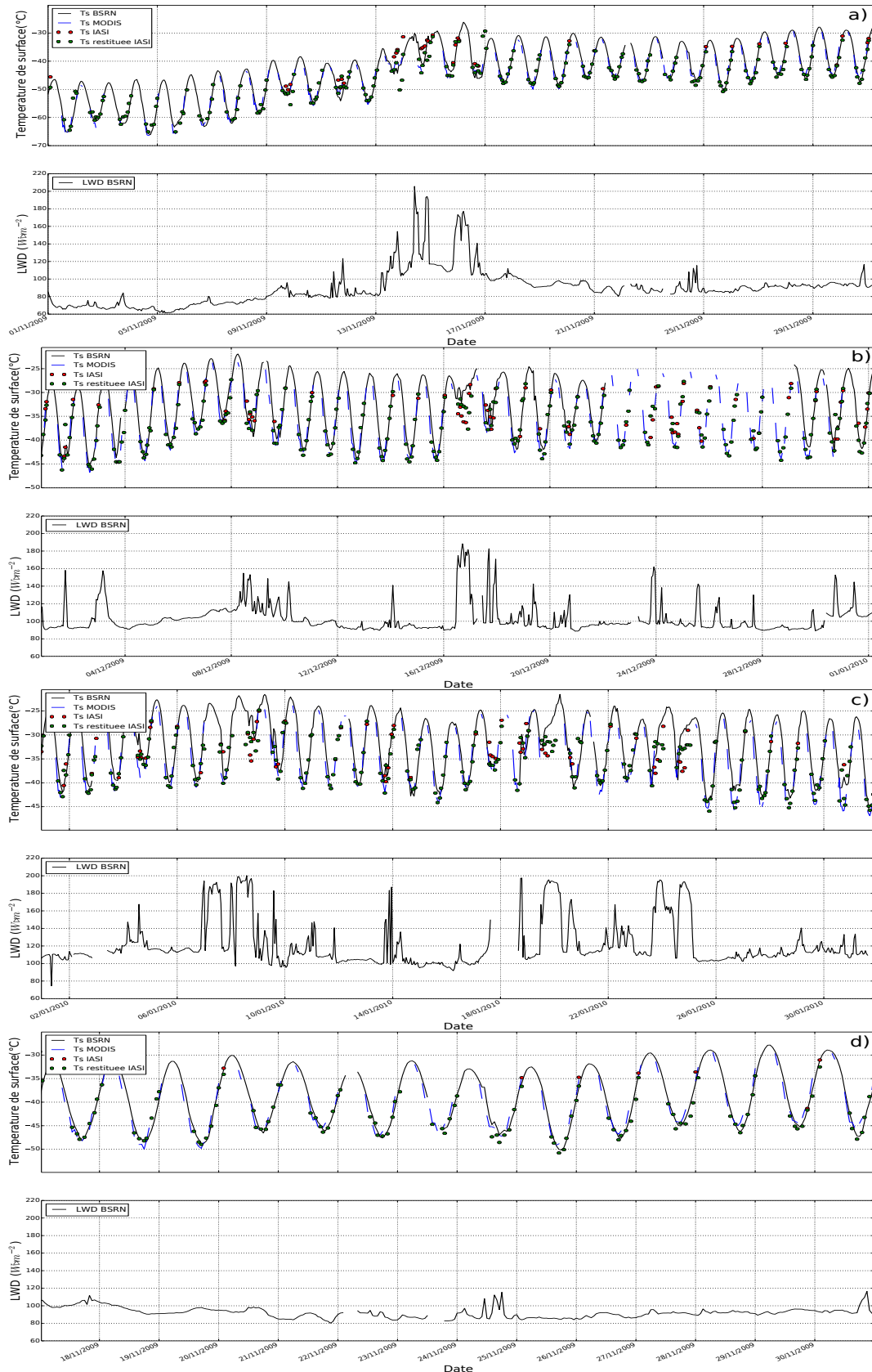


FIGURE 3.20 – (haut) Série temporelle de la T_s BSRN (ligne noire), T_s MODIS (ligne bleue), T_s L2 IASI (point rouge), T_s restituée IASI (point vert) et (bas) du rayonnement thermique infrarouge LW_{down} BSRN à Dôme C pour les mois de (a) novembre 2009, (b) décembre 2009 et (c) janvier 2010. La figure (d) est un zoom sur la période 18 au 30 novembre 2009.

Chapitre 3 : Évaluation de la température de surface en Antarctique

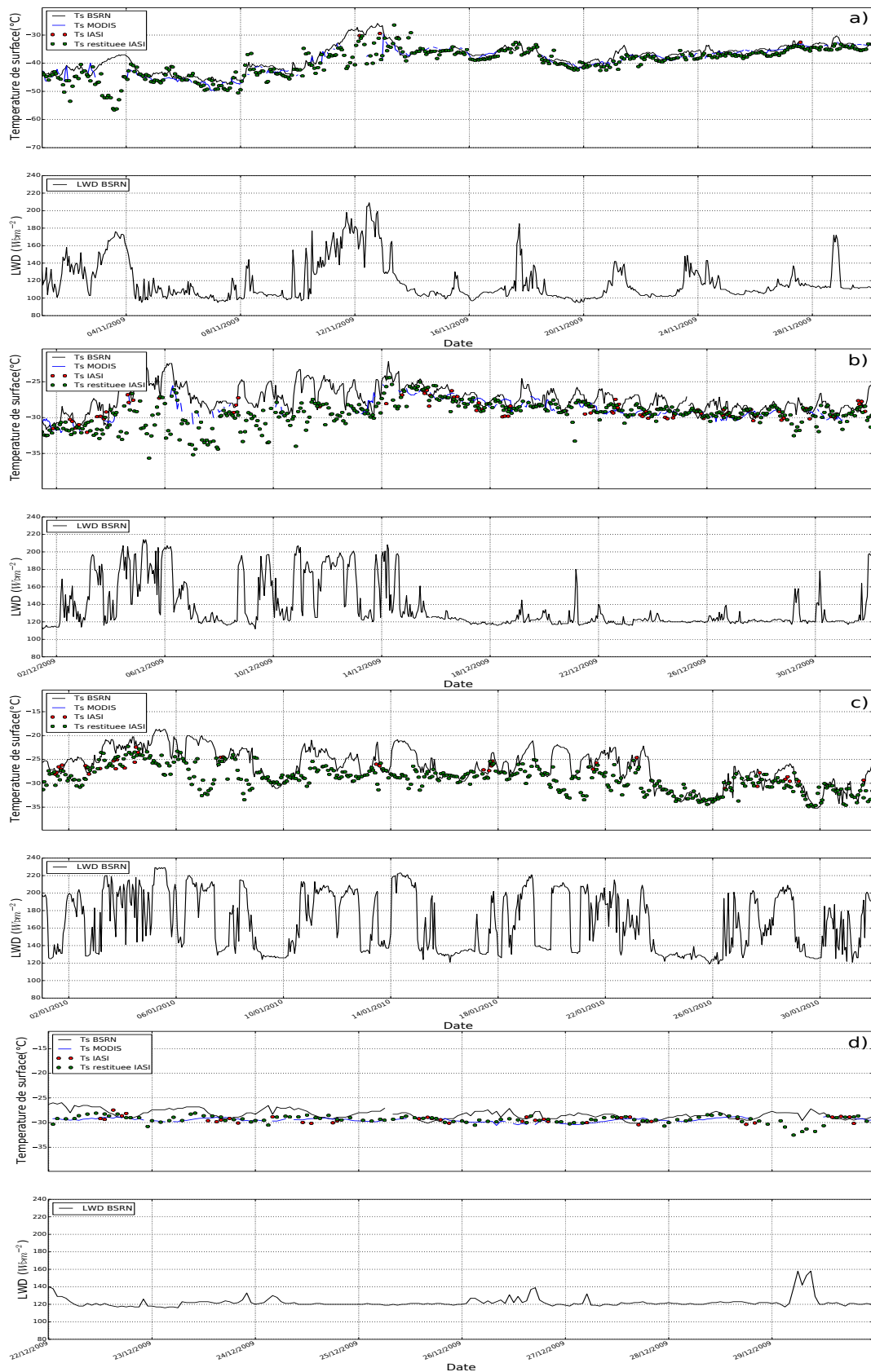


FIGURE 3.21 – (haut) Série temporelle de la T_s BSRN (ligne noire), T_s MODIS (ligne bleue), T_s L2 IASI (point rouge), T_s retsituée IASI (point vert) et (bas) du rayonnement thermique infrarouge LW_{down} BSRN à Pôle Sud pour les mois de (a) novembre 2009, (b) décembre 2009 et (c) janvier 2010. La figure (d) est un zoom sur la période 22 au 29 décembre 2009.

3.3 Evaluation des températures de surface IASI

Pour chaque comparaison sont notés le nombre d'observations sur lequel est réalisé la comparaison, le coefficient de détermination entre les deux jeux de données, le biais de température de surface et le RMSE.

À Dôme C, l'application du filtre diminue significativement le nombre d'observations (de 610 à 393) et améliore légèrement l'estimation de la T_s : le coefficient de détermination reste identique (0,92), le biais (-0,41°C) et le RMSE (2,13°C) baissent légèrement.

À Pôle sud, l'application du filtrage selon les données MODIS a un effet sensible sur la T_s restituée IASI. Son application réduit d'un peu plus de la moitié le nombre de T_s restituée IASI (de 1277 à 580). Cette opération sur les données a cependant permis d'améliorer significativement les scores en passant d'un coefficient de détermination égal à 0,78 pour la T_s restituée IASI non filtrée à un coefficient de détermination égal à 0,90 après filtrage. On observe également une diminution du biais (-1,33°C contre -2,11°C) et du RMSE (2,34°C contre 3,60°C).

Le filtre présente néanmoins l'inconvénient d'éliminer certaines bonnes valeurs de la T_s restituée IASI car les heures de passage de MODIS et IASI au-dessus du Pôle Sud ne sont pas les mêmes. L'opération consistant à faire correspondre les heures de passage IASI et MODIS avec une marge d'erreur amène une imprécision.

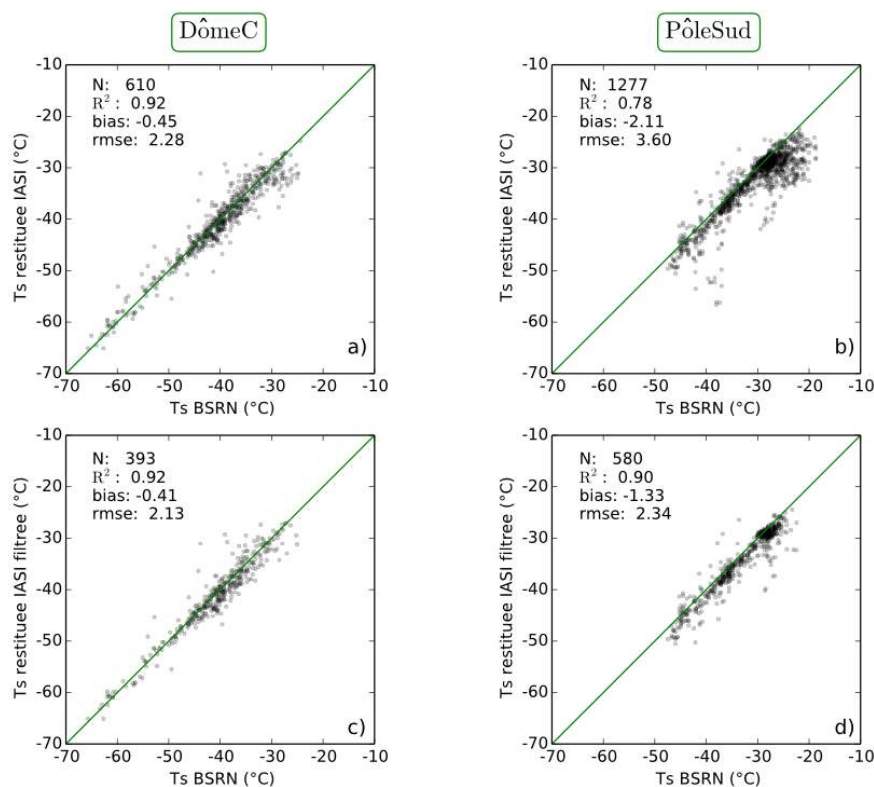


FIGURE 3.22 – Nuages de points représentant (a) (b) la T_s restituée IASI avant le filtrage et (c) (d) la T_s restituée IASI après le filtrage selon les données MODIS en fonction de la T_s du BSRN à Dôme C (gauche) et Pôle Sud (droite) entre novembre 2009 et janvier 2010.

3.4 Évaluation des températures de surface IFS et ARPEGE

L'évaluation de la T_s des prévisions IFS et des prévisions ARPEGE (issues de la version de la chaîne opérationnelle à partir du 2 juillet 2013) est réalisée sur tout le continent antarctique par comparaison avec la T_s MODIS entre le 3 juillet et le 31 août 2013. Cette période permet d'évaluer le comportement de la T_s ARPEGE pendant la nuit polaire lors de conditions atmosphériques le plus souvent très stables. La figure 3.23 représente les biais de la T_s ARPEGE (Figure 3.23a), de la T_s IFS (Figure 3.23b) et de la T_s ERA-i (Figure 3.23c) calculés par rapport à la T_s MODIS, aux mêmes instants et en condition ciel de clair sur le continent antarctique. En dessous des biais sont présentées les RMSE de la T_s ARPEGE (Figure 3.23d), de la T_s IFS (Figure 3.23e) et de la T_s ERA-i (Figure 3.23f) calculés à partir des T_s MODIS. Les résultats de la T_s ERA-i, déjà présentés dans la section 3.2.3.2, sont ajoutés à titre de comparaison.

La T_s IFS présente un biais chaud de 4 à 8°C sur le plateau antarctique supérieur à celui de la T_s ERA-i. La cause de ce biais est probablement, comme pour le biais chaud de la T_s ERA-i (section 3.2.3.2), la paramétrisation des échanges de surface dans le modèle IFS qui surestime les flux de chaleur sensible par forte stabilité. Une étude menée par E. Dutra, bientôt publiée dans un rapport interne du CEPMMT, fait également état d'une sous-estimation des événements de fort refroidissement radiatif probablement due à des échanges trop importants dans le couplage surface/atmosphère, sans doute liés à ce même défaut de paramétrisation.

La T_s ARPEGE montre une meilleure estimation de la T_s avec un biais plus faible, entre -3°C et 3°C, et de façon moins marquée, un RMSE inférieur au RMSE IFS.

Dans le modèle ARPEGE, on impose un coefficient d'échange turbulent quasi-nul au-delà d'une valeur critique du nombre de Richardson (Bazile *et al.*, 2011).

Dans le modèle IFS, la formulation du flux de chaleur sensible H_s est telle que :

$$H_s = \rho_a c_p |U_L| C_H \left(\frac{T_L + g z_L}{c_p - T_s} \right) \quad (9)$$

avec ρ_a la densité de l'air, c_p la capacité calorifique de l'air, g la gravité, $|U_L|$, T_L , z_L la vitesse du vent, la température et la hauteur au plus bas niveau du modèle et C_H le coefficient d'échange turbulent. En condition stable, le coefficient d'échange turbulent C_H dépend des fonctions de stabilité proposées par Holtslag et De Bruin (1988), elles mêmes fonction de paramètres de stabilité estimés via une méthode itérative basée sur le nombre de Richardson.

La meilleure performance d'ARPEGE peut s'expliquer par cette limitation du coefficient d'échange turbulent en cas de forte stabilité.

3.4 Evaluation des températures de surface IFS et ARPEGE

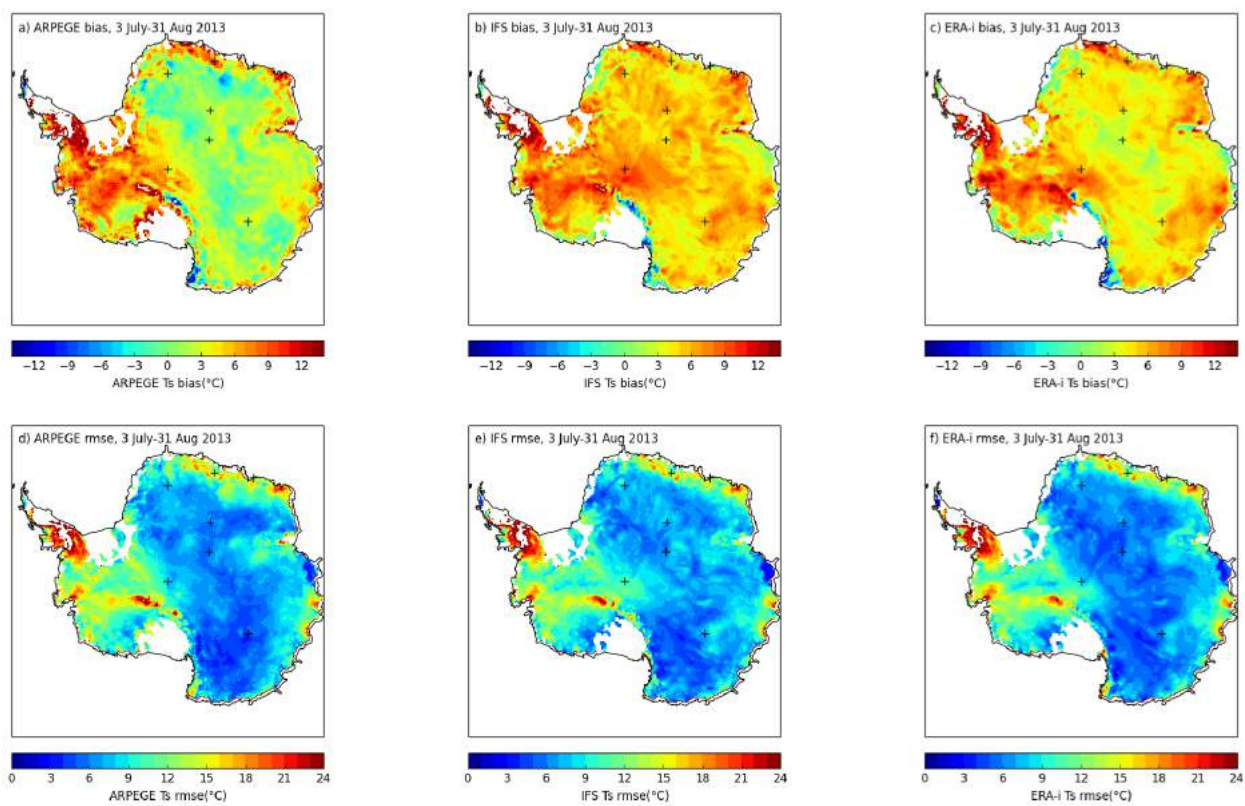


FIGURE 3.23 – Moyennes du biais et du RMSE de T_s calculées à partir de la T_s MODIS sur la période du 3 juillet au 31 août 2013 : (a)(d) T_s ARPEGE, (b)(e) T_s IFS et (c)(f) T_s ERA-i.

3.5 Conclusions et perspectives

Grâce à ses caractéristiques orbitales et à sa large fauchée, MODIS montre un bon potentiel dans l'observation de la T_s du plateau antarctique pour les cas clairs. En moyenne, sur chaque pixel de 25 km du plateau antarctique, plus de 9 observations horaires de la T_s sont disponibles par jour et leur évaluation montre une très bonne corrélation avec les observations *in situ* de la T_s , ainsi que des biais et RMSE faibles. Ces comparaisons faites avec la T_s *in situ*, plutôt que la température de l'air, permet d'éviter les incertitudes liées aux observations de la T_{2m} sur le plateau antarctique décrites dans Genthon *et al.* (2010). Les bons résultats de l'évaluation de la T_s MODIS montrent qu'elle est adaptée pour évaluer la T_s simulée par d'autres modèles et réanalyses.

Dans un premier temps, les données horaires de la T_s MODIS entre 2000 et 2011 ont ainsi été utilisées pour évaluer la précision de la T_s des réanalyses ERA-Interim et de la T_s simulée par le modèle de neige Crocus, forcé en entrée par ERA-Interim. Cette étude a révélé un biais chaud de la T_s ERA-i sur tout le plateau antarctique, de 3 à 6°C selon la localisation, en condition de ciel clair, quelle que soit la saison. Cette mise en évidence d'une surestimation de la T_s ERA-i sur le plateau antarctique est en accord avec une comparaison entre la T_{2m} ERA-i et les données HadCRUT4 faite par Jones et Harpham (2013). La comparaison des T_s ERA-i avec des T_s *in situ* a également montré que ce biais chaud est présent lors de conditions nuageuses. Une analyse de la paramétrisation des échanges de surface du modèle IFS, via une comparaison avec les simulations du modèle de neige Crocus et les réanalyses du nouveau schéma de surface du CEPMMT, montre que le biais chaud d'ERA-Interim peut être dû à une surestimation des flux turbulents de chaleur sensible de surface en conditions stables. Le CEPMMT a confirmé le biais chaud d'ERA-Interim en Antarctique et travaille actuellement sur une modification du schéma de surface pour résoudre ce problème. La paramétrisation des échanges de surface ne serait peut être pas la seule cause, la densité de la neige et la rugosité de surface sont également étudiées. Ce travail fait également mention d'événements de forts refroidissements radiatifs sous-estimés probablement en raison d'échanges trop importants dans le couplage surface/atmosphère, sans doute liés à ce même défaut de paramétrisation. Quant à l'évaluation des simulations de la T_s par le modèle de neige Crocus, elle a montré de bons résultats avec un faible biais entre -2 et 2°C sur le plateau antarctique malgré le forçage de Crocus par une T_{2m} ERA-Interim biaisée.

La T_s IASI L2 a également été évaluée. Son analyse montre une moins bonne estimation de la T_s comparée à celle des données MODIS. La difficulté d'estimation de la T_s L2 IASI est liée à la forte inversion de la T_s en Antarctique qui rend la détection de nuage difficile. L'analyse de la T_s L2 IASI a surtout révélé un nombre très faible d'observations à Dôme C et à Pôle Sud pendant les périodes étudiées, mettant en évidence la faiblesse du traitement nuageux de l'AVHRR d'Eumetsat au-dessus de l'Antarctique. Pour contourner ce problème, la T_s L2 IASI a été filtrée selon la présence de données MODIS qui présentent une meilleure détection

3.5 Conclusions et perspectives

nuageuse. L'application du filtre entraîne l'élimination d'environ 80% des données IASI L2. En dépit d'une estimation de la T_s IASI L2 de meilleure qualité après le filtrage, la comparaison entre la T_s IASI L2 filtrée et la T_s MODIS n'est pas concluante : de grandes différences de T_s allant jusqu'à 6°C à l'intérieur du plateau antarctique et sur des régions côtières sont observées. Leurs causes exactes ne sont, à ce jour, pas encore identifiées. Ces différences de T_s peuvent toutefois être favorisées par les biais respectifs de MODIS et IASI. Le problème du masque nuageux d'Eumetsat qui induit un faible nombre d'observation et des erreurs d'estimation de la T_s L2 IASI ne permet pas l'utilisation de la mesure par télédétection IASI sur le plateau antarctique pour la suite de notre étude.

La T_s produite par l'algorithme développé par Vincensini (2013) par inversion de l'équation de transfert radiatif à partir des radiances IASI a ensuite été analysée. La comparaison des mesures *in situ* fournies par le BSRN a permis d'évaluer positivement la restitution à partir du canal 756 de IASI à Dôme C et à Pôle Sud. À Dôme C, la T_s restituée IASI estime particulièrement bien la T_s du BSRN. À Pôle Sud, les résultats sont moins bons, ce qui peut s'expliquer par la position du Pôle Sud en bord de fauchée, mais améliorent nettement l'estimation de la T_s par rapport à la T_s L2 IASI dans des conditions de ciel clair. La T_s restituée IASI a également été calculée à partir des radiances IASI pour les cas nuageux. Un filtrage selon la présence des données MODIS éliminant les données nuageuses a montré une amélioration significative de l'estimation de la T_s restituée IASI à Pôle Sud.

Enfin, la comparaison des T_s IFS et T_s ARPEGE avec les observations satellitaires MODIS montre un biais chaud des T_s IFS de 4 à 8°C, supérieur à celui des T_s ERA-i, et un biais plus faible de la T_s ARPEGE de -3 à 3°C sur le plateau antarctique. Ce biais chaud de la T_s IFS peut avoir les mêmes explications que le biais chaud de la T_s ERA-i, à savoir un problème dans la paramétrisation des échanges de surface dans le modèle IFS. Une meilleure formulation des flux turbulents de surface pourrait expliquer les meilleurs résultats du modèle ARPEGE.

Ce chapitre a démontré la pertinence des observations satellitaires MODIS de la T_s en Antarctique pour l'évaluation des réanalyses et des modèles pour ce qui concerne les variables décrivant la surface et les flux radiatifs de surface. À notre connaissance, aucune autre étude n'a réalisé une évaluation des paramétrisations de surface de modèles météorologiques et des réanalyses à partir d'une utilisation extensive d'observations satellitaires instantanées de la T_s , ce qui constitue une avancée majeure.

Les bons potentiels de MODIS et Crocus dans l'estimation de la T_s permettent l'utilisation de leur données pour étudier le cycle diurne de la T_s sur le plateau antarctique. Même si l'ajout des observations de la T_s L2 IASI aurait permis de disposer d'un nombre plus important de jours avec un cycle diurne quasi-complet, l'impossibilité de valider précisément la T_s L2 IASI, due au faible nombre d'observation et à leur qualité, rend impossible cette fusion. De même, au vu des résultats de la T_s IFS et de la T_s ARPEGE, le choix a été pris de se concentrer

Chapitre 3 : Évaluation de la température de surface en Antarctique

sur les données MODIS, Crocus et ERA-Interim pour la suite de ces travaux. Dans le chapitre suivant, les données MODIS et Crocus seront utilisées pour étudier la T_s à Dôme C et analyser les différents facteurs agissant sur sa variabilité spatiale et temporelle.

CHAPITRE IV

VARIABILITÉ DE LA TEMPÉRATURE DE SURFACE À DÔME C

4.1	Introduction	85
4.2	Étude de la variabilité spatiale de la température de surface.	88
4.2.1	Variabilité spatiale à grande échelle	88
4.2.2	Variabilité spatiale à petite échelle.	90
4.3	Étude de la variabilité temporelle de la température de surface . . .	95
4.3.1	Variabilité annuelle de la T_s	95
4.3.2	Variabilité quotidienne de la T_s : l'amplitude diurne	98
4.3.2.1	Disponibilité de l'amplitude diurne de la T_s MODIS.	98
4.3.2.2	Évaluation des amplitudes MODIS, Crocus et ERA-Interim . . .	100
4.3.3	Analyse de trois facteurs influençant le cycle diurne de la T_s	105
4.3.3.1	Sensibilité à la densité de surface.	105
4.3.3.2	Sensibilité au rayonnement solaire	107
4.3.3.3	Sensibilité à la vitesse du vent	111
4.4	Simulations idéalisées Crocus à Dôme C	113
4.4.1	Caractéristiques du forçage météorologique appliqué à Crocus sur Dôme C en janvier 2015	113
4.4.2	Simulations de la variabilité spatiale du cycle diurne de la T_s	114
4.5	Vers une restitution de la densité de surface	121
4.5.1	Méthode d'estimation de la densité de surface.	121
4.5.2	Résultat	124

4.5.3	Évaluation et Limite de la méthode	126
4.6	Conclusions et perspectives.	130

4.1 Introduction

Le plateau antarctique présente des caractéristiques uniques d'homogénéité spatiale et de stabilité apparente de sa surface dans le temps. Sa surface sans végétation, à faible rugosité (Petit *et al.*, 1982), peu pentue (Rémy *et al.*, 1999) et temporellement stable grâce au faible taux d'accumulation de neige et aux vents de petites intensités qui soufflent dans la région, font du plateau une région de référence pour la calibration et la validation d'instruments embarqués par satellite (Loeb, 1997; Six *et al.*, 2004; Macelloni *et al.*, 2007). Pourtant, de récentes études de télédétection remettent en question cette homogénéité qui ne serait qu'apparente.

Lacroix *et al.* (2009); Champollion *et al.* (2013); Brucker *et al.* (2014); Picard *et al.* (2014) ont révélé dans leurs travaux une variabilité importante des propriétés de surface de la neige à l'échelle d'une journée, de plusieurs mois ou encore plusieurs années sur le plateau antarctique. Bien qu'elles aient été observées, les variations temporelles des propriétés physiques de surface ont été peu étudiées à l'aide d'un modèle détaillé du manteau neigeux. Une raison importante est le travail demandé pour adapter au domaine antarctique la paramétrisation des modèles de neige (Dang *et al.*, 1997; Groot Zwaafink *et al.*, 2013), le plus souvent utilisés dans des environnements alpins où le manteau est saisonnier et l'accumulation considérable (Jordan, 1991; Bartelt et Lehning, 2002).

De même, malgré une pente inférieure à 0,5% (Frezzotti *et al.*, 2002), le plateau antarctique présente une forte variabilité spatiale des propriétés de surface (Gallet *et al.*, 2011; Dang *et al.*, 1997; Picard *et al.*, 2014) qui n'est pas uniquement due à la variabilité des conditions atmosphériques mais résulte de la combinaison du transport de la neige par le vent et de processus de métamorphose post-dépôt (Goodwin, 1990; Courville *et al.*, 2007; Scambos *et al.*, 2012). On observe ainsi sur le plateau des *sastrugi*, micro-reliefs dont la hauteur et la longueur sont déterminées par la vitesse du vent et peuvent varier fortement entre 1 et 10 m en longueur et entre 4 cm et 1 m en hauteur (Gow, 1965; Frezzotti *et al.*, 2002)(Figure 4.1). Beaucoup plus larges en hiver, les *sastrugi* tendent à décroître en taille et à s'aplanir en été. L'explication se trouve dans le faible taux de précipitations qui permet à la neige d'être mobilisée de nombreuses fois avant d'être intégrée définitivement au manteau neigeux.

Des mesures de densité de surface effectuées sur 5 cm d'épaisseur à Dôme C de Décembre 2014 à Janvier 2015 et réalisées de façon aléatoire dans une zone rectangulaire de 50 m sur 100 m présentent ainsi un écart-type de $43,7 \text{ kg m}^{-3}$ pour une valeur moyenne de $265,58 \text{ kg m}^{-3}$.

L'hétérogénéité spatiale du manteau neigeux complexifie la comparaison entre des observations *in situ* et des observations satellitaires. En effet, les observations satellitaires ne disposent pas d'une résolution spatiale assez fine pour observer ces micro-reliefs et ceux-ci ne peuvent pas être simulés par un modèle qui ne dispose pas d'un forçage atmosphérique variable à l'échelle du mètre.

Toutefois, l'étude menée par Libois (2014) montre que la paramétrisation de Crocus aux

conditions de Dôme C permet d'obtenir une bonne reproduction de la variabilité spatiale de la densité de surface par le modèle. Dans la version originale de Crocus, la densité de la neige fraîche paramétrisée selon la température et l'intensité du vent conduit invariablement à une densité égale à 50 kg m^{-3} , valeur inférieure à toutes les observations de densité de surface faites à Dôme C. L'introduction dans Crocus d'une paramétrisation du transport de neige par le vent et de son effet sur la compaction des couches superficielles du manteau neigeux (Brun *et al.*, 1997; Vionnet *et al.*, 2012) permet d'atteindre des densités superficielles supérieures à 250 kg m^{-3} , sans pour autant atteindre les valeurs plus fortes observées en moyenne autour de Dôme C et sans pouvoir rendre compte de la variabilité de plus petite échelle. Libois (2014) a choisi d'attribuer à la neige fraîche une densité égale à 170 kg m^{-3} , valeur correspondant au 5ème centile de mesures de densité de surface faite pendant la campagne 2012-2013 à Dôme C. Ce choix se base sur l'hypothèse qu'une neige avec la plus basse densité n'a guère été altérée par des processus post-dépôt. Libois (2014) a également modifié la valeur de SSA de la neige fraîche, en passant de la valeur maximale égale à $65 \text{ m}^{-2} \text{ kg}^{-1}$ dans la version standard de Crocus à $100 \text{ m}^{-2} \text{ kg}^{-1}$, valeur représentative des mesures de neige précipitée et de *diamond dust* collectés lors des événements de précipitation. La valeur maximale de la densité près de la surface a également été augmentée de 350 kg m^{-3} à 450 kg m^{-3} (Albert *et al.*, 2004). La valeur initiale de 350 kg m^{-3} ne considèrerait pas une plus grande compaction par le vent et Brun *et al.* (1997, 2013) a montré que cela pouvait mener à un biais négatif de la densité simulée.

La variabilité spatiale des propriétés de la neige a un rôle clef dans de nombreuses applications. Elle est à considérer lorsque les propriétés radiatives d'un manteau sont modélisées à grande échelle à partir d'un profil vertical ponctuel des propriétés physiques de ce manteau (Brucker *et al.*, 2011). Il faut également la prendre en compte dans l'interprétation d'observations satellitaires qui présentent des propriétés de la neige moyennées sur plusieurs m^2 voire km^2 (Champollion *et al.*, 2013; Picard *et al.*, 2014) ou lors de l'évaluation d'un modèle numérique du manteau neigeux basée sur des mesures ponctuelles supposées illustrer une zone étendue (Dang *et al.*, 1997). Les variabilités temporelles et spatiales des propriétés de surface sont ainsi très importantes car elles déterminent l'albédo de neige dont dépend le bilan énergétique de surface du manteau. Il est alors essentiel de les comprendre et de les simuler correctement. C'est pourquoi ce chapitre cherche à analyser la variabilité spatiale et temporelle de la T_s à Dôme C et identifier les différents facteurs qui la contrôlent. Le site de Dôme C a été choisi pour cette étude car il présente un fort cycle diurne de la T_s en été et des conditions atmosphériques très stables qui favorisent l'étude de l'interaction neige/atmosphère.

Ce travail s'appuie sur l'étude menée par Brun *et al.* (2011) qui a montré que le modèle couplé atmosphère/neige AROME/Crocus pouvait reproduire le cycle diurne du bilan énergétique de surface à Dôme C sur une période de 10 jours consécutifs. Ceci a été possible en fixant l'albédo et en ajustant les caractéristiques thermiques de la couche superficielle de neige liées à

4.1 Introduction

sa densité (profil de conductivité et capacité thermiques sur une dizaine de cm).

Dans ce contexte, ce chapitre a plusieurs objectifs :

- déterminer les processus qui contrôlent la variabilité spatiale et temporelle de la T_s à Dôme C à partir de mesures *in situ*, d'observations satellitaires et de simulations du modèle de neige Crocus ;
- reproduire la variation diurne de la T_s à Dôme C à l'aide du modèle de neige Crocus en s'appuyant sur l'étude du cycle diurne de deux surfaces de densité différentes ;
- exploiter les mesures de cycle diurne de la T_s pour estimer la densité de surface à Dôme C.

Dans un premier temps, une étude de la variabilité spatiale et temporelle de la T_s est effectuée (section 4.2 et 4.3). L'impact du flux radiatif SW_{down} , de la densité de surface et du vent sur la variabilité de la T_s est également étudié à l'aide d'observations *in situ* et de simulations du modèle de neige Crocus. Après avoir détaillé les modifications apportées au forçage atmosphérique de Crocus, des simulations idéalisées Crocus correspondant à différentes valeurs de densité de surface, sont comparées aux observations *in situ* réalisées en Janvier 2015 à Dôme C (section 4.4). Enfin, la méthode développée pour estimer la densité de surface à Dôme C à partir de l'inversion du cycle diurne de la T_s est présentée (section 4.5.1), ses résultats analysés (section 4.5.2) et les perspectives d'amélioration de la méthode introduites (section 4.5.3).



FIGURE 4.1 – Vue de la surface de la calotte antarctique depuis le sommet de la tour américaine (45 m) à Dôme C.

4.2 Étude de la variabilité spatiale de la température de surface

Le travail d'évaluation de la variabilité spatiale de la T_s s'appuie sur des mesures que j'ai réalisées à Dôme C près de la station Concordia (75,1°S ; 123,3°E, 3230 m a.s.l) entre décembre 2014 et Janvier 2015. Deux stratégies ont été mises en place. La première consiste à analyser la variabilité de la T_s sur une distance de 5 km, dite variabilité spatiale à grande échelle, pour identifier une éventuelle variation de la T_s sur des distances inférieures à la résolution des instruments de télédétection. La seconde a pour but d'évaluer sur une distance de 100 m présentant des structures spatiales, type *sastrugi*, leur impact sur la variabilité de la T_s , dite variabilité spatiale à petite échelle. En raison de la limite de temps imposée par la durée de ma campagne à Dôme C, le nombre de mesures réalisées ne permet pas d'aboutir à une conclusion définitive de la variabilité spatiale à petite et grande échelle mais permet de conforter ou rediriger des axes d'étude choisis pour la suite des travaux.

4.2.1 Variabilité spatiale à grande échelle

L'évaluation de la variabilité spatiale de la T_s sur une distance de 5 km a été réalisée en effectuant des mesures de la T_s tous les 100 m à partir de la station Concordia et en direction du nord. La figure 4.2 présente la T_s mesurée sur 3 transects différents les 10, 13 et 17 janvier 2015. Un problème technique survenu lors de l'expérience du 17 janvier 2015 a limité la mesure de la T_s à un transect de 2,5 km. Dans le tableau 4.1 figurent l'écart-type mesuré sur les 3 transects ainsi que le nombre d'observations de chaque transect.

Durant ces trois jours les conditions météorologiques étaient :

- le 10 janvier : ciel clair, vent moyen d'environ 4 m s^{-1} ;
- le 13 janvier : ciel couvert, vent fort d'environ 7 m s^{-1} ;
- le 17 janvier : ciel clair, vent faible d'environ 2 m s^{-1} .

Lors du transect n°1, effectué le 10 janvier, on observe une augmentation de la T_s d'environ 1°C entre le début du transect et la fin du transect. Ce jour là, la T_s mesurée à Dôme C par une station météorologique à l'aide d'un capteur infrarouge, nommée ci-après T_s IR, révèle une augmentation à partir de 2h jusqu'à 14h (heure solaire¹⁴) (Figure 4.3). L'expérience ayant duré une heure de 9h30 à 10h30, l'augmentation de la T_s lors du transect n°1 peut être provoquée par la hausse du forçage solaire pendant la mesure du transect, illustrée sur la figure 4.3a par l'augmentation de la T_s IR.

Cette augmentation de la T_s entre le début et la fin du transect ne se retrouve pas sur le transect n°2 réalisé le 13 janvier. Ce jour là, la T_s présente une variabilité réduite avec un écart-type égal à 0.27°C (contre 0.43°C et 0.34°C pour les transects n°1 et n°3).

14. les heures seront données par la suite en heure solaire sauf indication contraire.

4.2 Étude de la variabilité spatiale de la température de surface

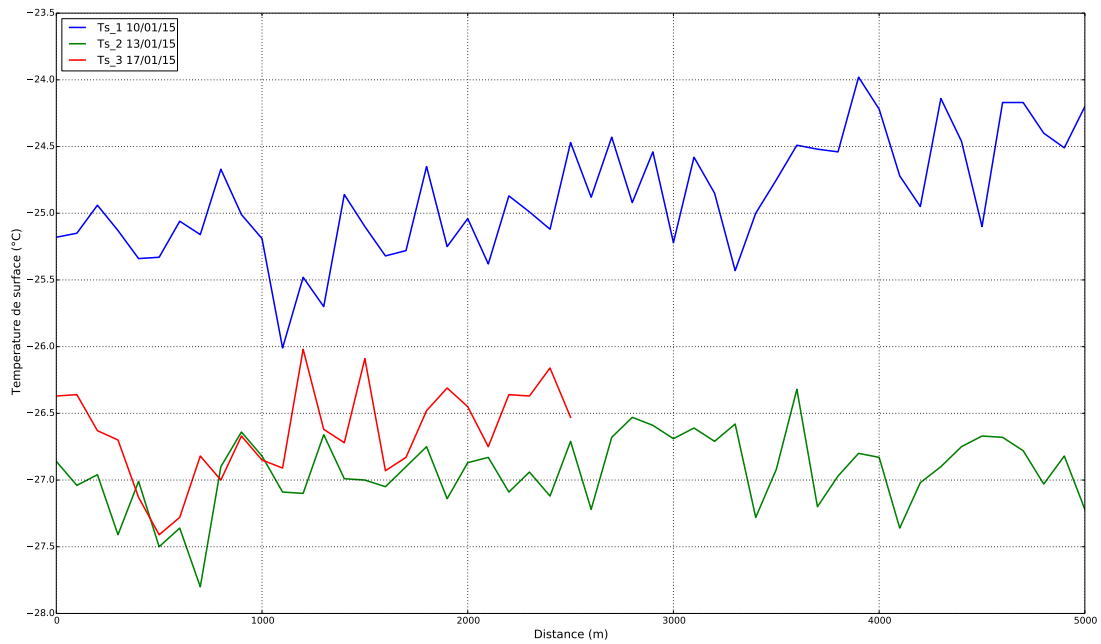


FIGURE 4.2 – T_s mesurée sur trois transects de 5 km à Dôme C les 10, 13 et 17 janvier 2015.

Cela peut s'expliquer en partie par les conditions météorologiques et notamment la vitesse du vent élevée (7 m s^{-1}) pour la région qui, en favorisant l'échange de flux turbulents entre la surface et la basse atmosphère, limite la variabilité de la T_s et atténue l'impact de la variabilité spatiale. Cet effet du vent le 13 janvier est d'ailleurs visible si l'on compare la variabilité de la T_s IR mesurée à Dôme C les 10, 13 et 17 janvier (Figure 4.3). On observe une atténuation de l'amplitude de la T_s IR le 13 janvier avec notamment une stabilisation de la T_s IR autour de $-28,5^\circ\text{C}$ entre 8h et 11h. Cette stabilisation de la T_s IR entre 8h et 11h ne se retrouve pas les 10 et 17 janvier, jours avec une intensité plus faible du vent.

La moyenne glissante de la T_s du transect n°1 et n°2 est calculée sur différents intervalles (200 m, 400 m, 1000 m et 2000 m) et présentée sur la figure 4.4. Sa stabilité au-delà de 1 km montre que l'ordre des variations spatiales est inférieur à 1 km, ce qui conforte notre utilisation des données MODIS d'1 km de résolution.

Ces résultats seraient à confirmer sur plus de données, ce qui permettrait également de préciser la variabilité spatiale aux échelles intermédiaires entre 100 m et 1 km.

	Transect 1	Transect 2	Transect 3
	10/01/2015	13/01/2015	17/01/2015
Nombre d'observations	51	51	27
Ecart-type (°C)	0,43	0,27	0,34

TABLE 4.1 – Nombre d'observations et écart-type de la T_s mesurée pour chaque transect.

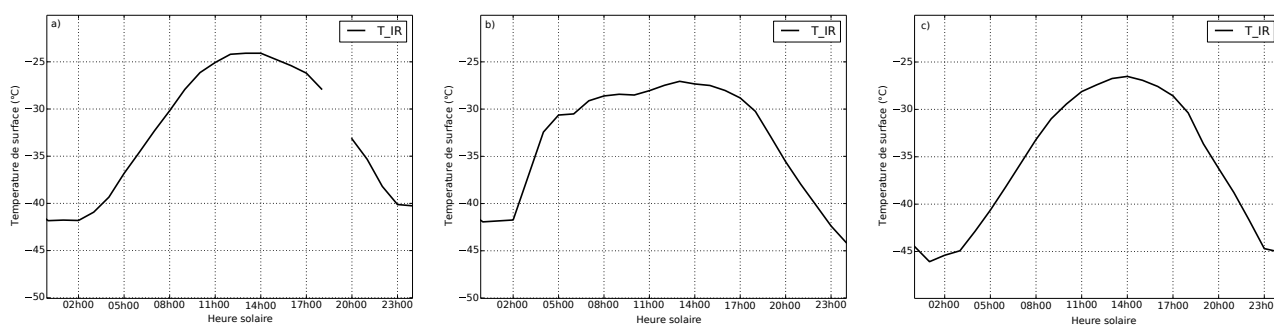


FIGURE 4.3 – T_s mesurée par un capteur infrarouge installé sur une station météorologique fixe à Dôme C les (a) 10, (b) 13 et (c) 17 janvier 2015.

4.2.2 Variabilité spatiale à petite échelle

La variabilité de la T_s à petite échelle est évaluée en effectuant des mesures de T_s tous les mètres sur un transect de 100 m. Les zones de mesures ont été choisies pour les structures spatiales qu'elles présentaient, notamment des *sastrugi*. Encore peu étudiés, il est probable qu'ils aient une influence sur plusieurs processus à petite échelle : ils affectent les flux turbulents (sensible et latent) et le transport de neige par le vent en aidant la fixation des particules de précipitations. Ils sont généralement de densité plus élevée et peuvent modifier l'albédo de la surface et, par conséquent, la T_s (Picard *et al.*, 2014). La figure 4.5 présente la T_s mesurée tous les mètres sur 3 différents transects de 100 m à Dôme C. Pour chaque transect, l'expérience a été répétée une seconde fois. La volonté de départ était d'effectuer les deux passages le plus rapidement possible afin de ne pas ajouter de variabilité temporelle à la mesure. Sur le terrain, je me suis aperçue que l'instrument IR120 nécessitait un temps de stabilisation pour trouver la température d'équilibre en chaque point de mesure. C'est pourquoi la durée de l'expérience entraîne un écart d'une heure entre le premier passage et le second.

Le nombre d'observations, l'écart-type et la moyenne de chaque T_s mesurée sur les deux passages de chaque transect sont présentés dans le tableau 4.2. Dans le tableau 4.3 figurent les coefficients de détermination entre la T_s mesurée lors du 1er passage (T_{s1}) et la T_s du second passage (T_{s2}), leur biais et leur RMSE.

4.2 Étude de la variabilité spatiale de la température de surface

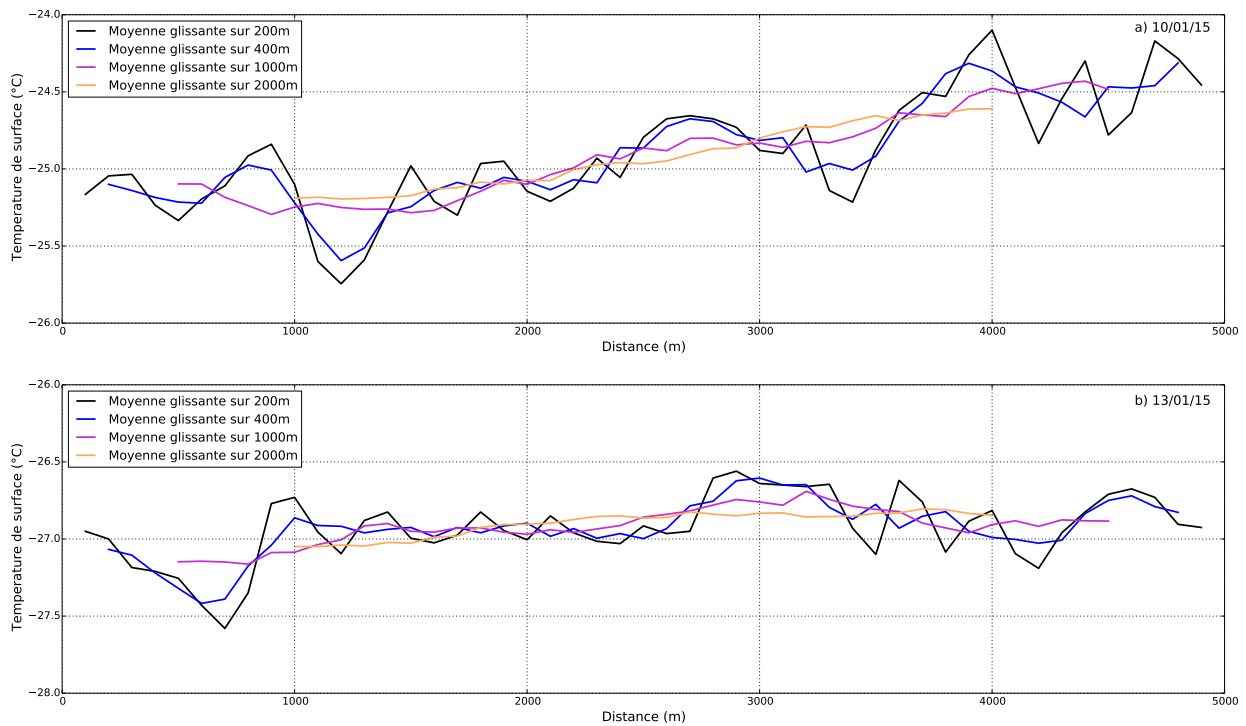


FIGURE 4.4 – Moyenne glissante de la T_s mesurée (a) le 10 janvier (tranchet n°1) et (b) le 13 janvier 2015 (tranchet n°2). La moyenne glissante de la T_s est calculée sur différents intervalles : 200 m, 400 m, 1000 m et 2000 m.

Durant ces trois jours les conditions météorologiques étaient :

- le 3 janvier : ciel couvert, vent faible inférieur à 1 m s^{-1} ;
- le 7 janvier : ciel couvert, vent fort d'environ 10 m s^{-1} ;
- le 9 janvier : ciel clair, vent moyen d'environ 3 m s^{-1} .

Sur la figure 4.5a, le transect n°1 réalisé le 3 janvier 2015 présente deux mesures de la T_s , T_{s1} et T_{s2} , autour de -23°C caractérisées par une forte variabilité spatiale avec un écart-type de $0,78^\circ\text{C}$ pour T_{s1} et $0,87^\circ\text{C}$ pour T_{s2} (Tableau 4.2). Sur ce premier transect, T_{s1} et T_{s2} diffèrent sensiblement notamment lors des 60 premiers mètres. Ces observations se confirment avec un coefficient de détermination inférieur à 0,1, un biais de $1,03^\circ\text{C}$ et un RMSE de $1,43^\circ\text{C}$ (Tableau 4.3). On observe toutefois une concordance des pics de T_s (les 7, 8, 11, 24, 73, 77, 82, 83, 86, 90 et 92 m).

Les mesures T_{s1} et T_{s2} réalisées lors du transect n°2, le 7 janvier, présentent une variabilité plus faible avec un écart-type respectif de $0,72^\circ\text{C}$ et $0,60^\circ\text{C}$. Ces deux T_s ne montrent pas de concordance entre le premier et le deuxième passage (Tableau 4.3). Ces résultats peuvent s'expliquer en partie par les mauvaises conditions météorologiques qui atténuent la variabilité de la T_s IR, caractérisée par une amplitude diurne plus faible (Figure 4.6). La forte intensité du vent le 7 janvier, qui augmente les échanges de chaleur sensible entre la surface et la basse atmo-

sphère, induit une diminution de la variabilité de la T_s et limite l'influence des hétérogénéités spatiales. De même, les conditions nuageuses limitent l'absorption du rayonnement solaire dans le manteau et donc l'impact de la densité et des ses variations sur la profondeur de pénétration du rayonnement solaire.

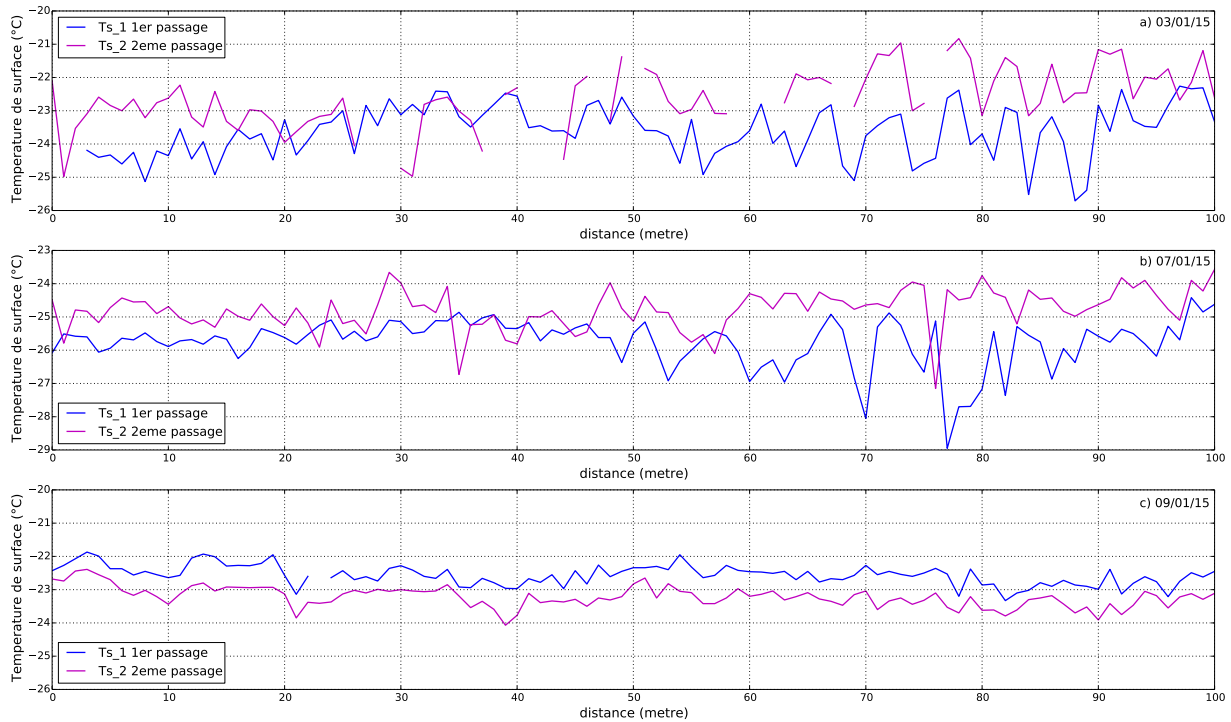


FIGURE 4.5 – T_s mesurée sur un transect de 100 m à Dôme C : (a) le 3 janvier 2015, (b) le 7 janvier 2015 et (c) le 9 janvier 2015. Le 3 janvier 2015, les mesures ont été réalisées entre 9h43 et 10h34 pour le transect 1 et entre 10h38 et 11h29 pour le transect 2. Le 7 janvier 2015, les mesures ont été réalisées entre 9h56 et 10h46 pour le transect 1 et entre 10h50 et 11h40 pour le transect 2. Le 9 janvier 2015, les mesures ont été réalisées entre 14h23 et 15h13 pour le transect 1 et entre 15h17 et 16h07 pour le transect 2. Les heures sont en heure solaire.

Le troisième transect montre deux T_s , autour de -23°C , présentant une faible variabilité avec un écart-type égal à $0,3^{\circ}\text{C}$ mais avec, cette fois, une bonne répétabilité (coefficient de détermination de 0,6) (Figure 4.5c et tableau 4.3). Ce meilleur résultat peut être lié aux conditions météorologiques favorables à l'expérience : un ciel clair et un faible vent ne limitent pas la variabilité de la T_s IR (Figure 4.6c) mesurée à Dôme C, on peut donc penser qu'ils ne limitent pas non plus la variabilité de la T_s produite par les structures en surface. On note entre le premier et le second passage une diminution de la T_s avec un écart global de l'ordre $0,5^{\circ}\text{C}$, cohérent avec l'évolution de la T_s IR (Figure 4.6c) entre 14h23 et 16h07, période des mesures.

La concordance des pics de T_s observés lors de ces trois transects correspond à des effets spatiaux : la présence de reliefs conditionne la densité de surface, l'exposition au rayonnement solaire ou l'exposition au vent, et agit sur la valeur de la T_s .

4.2 Étude de la variabilité spatiale de la température de surface

	Transect 1		Transect 2		Transect 3	
	T_{s1}	T_{s2}	T_{s1}	T_{s2}	T_{s1}	T_{s2}
Nombre d'observations	99	89	101	101	100	101
Ecart-type (°C)	0,78	0,87	0,72	0,60	0,30	0,31
Moyenne (°C)	-23,63	-22,62	-25,77	-24,79	-22,56	-23,22

TABLE 4.2 – Nombre d'observations et écart-type de la T_s pour chaque transect.

	Transect 1	Transect 2	Transect 3
	03/01/2015	07/01/2015	09/01/2015
	T_{s1}/T_{s2}	T_{s1}/T_{s2}	T_{s1}/T_{s2}
R^2	0,09	0,04	0,60
Biais (°C)	1,03	0,98	-0,66
RMSE (°C)	1,43	1,42	0,69

TABLE 4.3 – Coefficient de détermination, biais et RMSE moyens des différences entre la T_s mesurée lors du premier passage et la T_s mesurée lors du second.

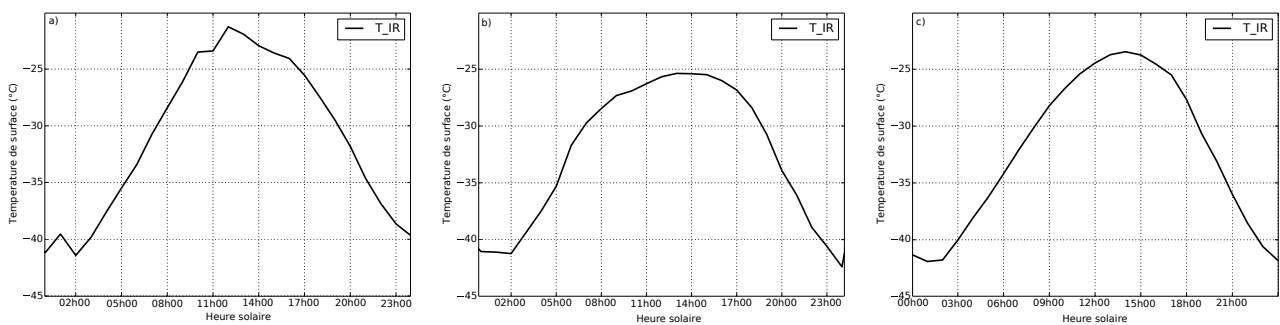


FIGURE 4.6 – T_s mesurée par un capteur infrarouge installé sur une station météorologique fixe à Dôme C les (a) 3, (b) 7 et (c) 9 janvier 2015.

Toutefois, cette expérience a révélé de nombreux cas où la variabilité de la T_s n'était pas reproduite d'un passage à l'autre, probablement en raison des conditions atmosphériques, ce qui ne permet pas de caractériser précisément l'impact de la variabilité spatiale du manteau sur la variabilité de la T_s .

En conclusion, la variabilité spatiale de la surface observée sur deux échelles différentes (5 km et 100 m) lors de ces expériences n'est pas assez forte pour être mise en évidence par nos mesures de T_s . Ce résultat laisse à penser que la variabilité spatiale réelle de la T_s est faible, typiquement inférieure à 2°C.

4.3 Étude de la variabilité temporelle de la température de surface

L'étude de de la variabilité temporelle de la T_s s'appuie sur des données *in situ* mesurées par le BSRN en 2009, des mesures *in situ* effectuées durant la campagne 2014-2015 à Dôme C, des données satellitaires MODIS et des simulations Crocus couvrant la période 2000-2013.

4.3.1 Variabilité annuelle de la T_s

La figure 4.7 présente la T_s MODIS pluri-annuelle et sa moyenne quotidienne à Dôme C sur la période 2000-2013. On observe les valeurs de T_s les plus élevées, au-dessus de -40°C , de novembre à février. À partir de février, la T_s chute rapidement pour se stabiliser vers une valeur proche de -65°C entre avril et septembre. La moyenne annuelle de la T_s MODIS, égale à -56°C , est supérieure aux moyennes mensuelles des 8 mois les plus froids (de mars à novembre).

La T_s varie selon différents facteurs qui n'ont pas le même ordre d'influence selon les saisons. Il n'y a pas 4 saisons climatiques à proprement parler sur le plateau antarctique, comme on peut en rencontrer aux moyennes latitudes, mais un long hiver de mars à octobre et un court été de novembre à février (Dalrymple, 1966) séparés par de très courtes intersaisons que l'on appellera automne et printemps par commodité.

L'essentiel de l'énergie reçue par la surface provenant de l'absorption du rayonnement solaire atteignant la surface (SW_{down}), on observe les mois les plus froids lorsque le soleil passe sous l'horizon pendant la saison hivernale.

Par ciel clair, pendant la nuit polaire, la T_s n'est ainsi plus gouvernée au premier ordre par le flux radiatif SW_{down} , qui est nul, mais principalement par l'action des vents de surface qui favorisent le transfert de chaleur entre les basses couches de l'atmosphère et la surface. L'absence fréquente de nuages et l'humidité spécifique très faible sur le plateau antarctique rendent le flux thermique LW_{down} peu sensible à des variations éventuelles du profil de température atmosphérique. C'est alors la variabilité temporelle du vent et celle du LW_{down} , due aux passages des nuages, qui ont le plus d'impact sur la variabilité du bilan énergétique superficiel et donc sur la variabilité de la T_s du plateau.

À un niveau moindre, la T_s peut aussi être impactée par l'advection de masse d'air. Sur le plateau antarctique, le relief plat limite le développement de vents catabatiques, de telle sorte qu'une forte inversion de la température peut se développer à la surface. De plus, l'absence de barrières topographiques au Nord permet à l'air maritime de pénétrer à l'intérieur des terres (Van den Broeke, 1997). L'advection de masses d'air maritimes diminue cependant en hiver avec l'expansion de la glace de mer qui atteint sa valeur maximale en septembre (Van Loon, 1967).

À cause de la faible inertie thermique de la neige et de l'éloignement de l'océan, la date du

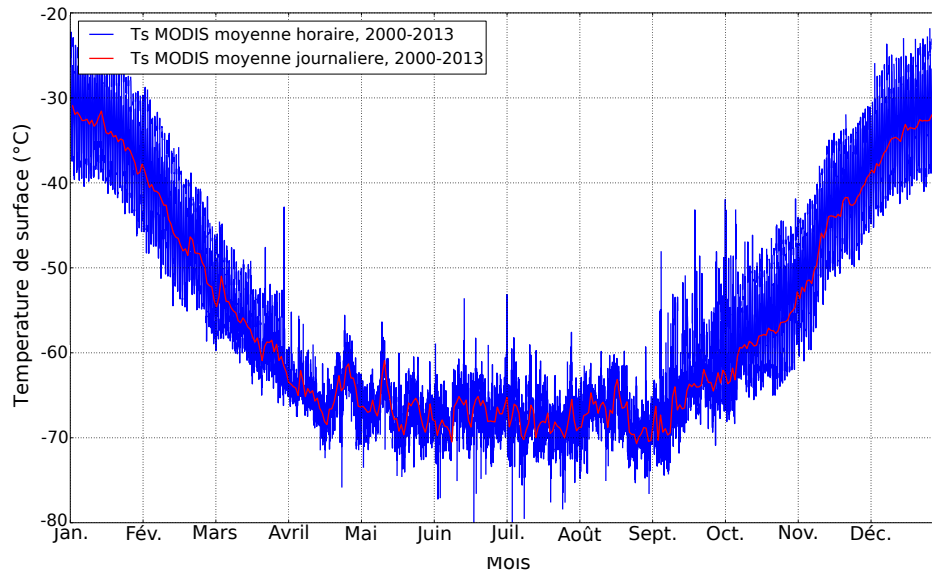


FIGURE 4.7 – T_s MODIS pluri-annuelle et de la moyenne quotidienne de la T_s MODIS pluri-annuelle mesurée à Dôme C et moyennée sur la période 2000-2013. La T_s MODIS pluri-annuelle est calculée en moyennant sur la période 2000-2013 la T_s MODIS de chaque heure de chacun des jours d’une année. La moyenne journalière pluri-annuelle de la T_s MODIS est calculée en moyennant sur la période 2000-2013 la T_s MODIS de chaque jour d’une année.

maximum de la T_s ($-27,3^{\circ}\text{C}$), le 31 décembre, est très proche de la date du solstice d’été le 21 décembre, ce qui n’est pas le cas aux latitudes moyennes. Selon des statistiques réalisées sur des mesures de température entre 1981 et 2010, la ville de Toulouse, par exemple, connaît sa température de l’air moyenne maximale en Juillet-août ($23,3^{\circ}\text{C}$) alors que le solstice d’été a lieu le 21 juin. Cela montre que, sur le plateau antarctique, la température de l’air est fortement influencée par la T_s qui, elle, dépend principalement du bilan radiatif.

Sur la figure 4.7, on observe une particularité avec un minimum de la T_s (en moyenne autour de -70°C) fin août-début septembre quand le Soleil réapparaît au-dessus de l’horizon. Ce minimum de la T_s est la conséquence de l’oscillation semi-annuelle de l’hémisphère sud (Van Loon, 1967; Van den Broeke, 1998). La variation annuelle de la pression atmosphérique présente des conditions anticycloniques en été et en hiver, et cycloniques pendant les intersaisons (Pettré et Périard, 1996). Cette évolution de la pression met en évidence l’oscillation semi-annuelle qui résulte du gradient de température à grande échelle dans la troposphère moyenne entre l’Antarctique et l’océan Austral (Pettré et Périard, 1996). Pendant les intersaisons, les fortes variations de la T_s du continent induisent un gradient de température plus fort entre le continent et l’océan dont la température varie peu pendant ces périodes. La hausse du gradient de température renforce les dépressions qui circulent autour de l’Antarctique, provoquant ainsi une baisse de la pression moyenne. Ces dépressions transportent d’importantes quantités de masses d’air de l’océan vers le continent. Cette forte advection se prolonge durant la période

4.3 Étude de la variabilité temporelle de la température de surface

hivernale mais, à mesure que la saison progresse, la glace de mer s'étend, ce qui réduit significativement le flux de chaleur entre l'océan et l'atmosphère. L'air marin qui est transporté vers le continent par les dépressions est ainsi plus froid que celui au début de l'hiver, ce qui entraîne une diminution de la T_s dont les plus faibles valeurs s'observent en septembre (Van Loon, 1967). Fin août, le soleil n'est également au-dessus de l'horizon que depuis une courte période et le faible SW_{down} reçu par la surface ne permet pas de perturbation significative des conditions très stables établies durant l'hiver (Dalrymple, 1966).

En été, le cycle diurne de la T_s est induit au premier ordre par le cycle diurne du SW_{down} , lui-même induit par le cycle diurne de l'angle solaire zénithal. L'absorption du SW_{down} dans le manteau neigeux dépend de l'angle solaire zénithal, de l'albédo de la surface et de l'irradiance du rayonnement solaire.

La « nuit », quand l'angle solaire zénithal est le plus élevé, l'albédo de surface est aussi à son maximum (autour de 0,85) (Pirazzini, 2004) et le déficit de rayonnement thermique infrarouge ($LW_{\text{up}} - LW_{\text{down}}$) dépasse le gain du rayonnement solaire ($SW_{\text{down}} - SW_{\text{up}}$), menant à un refroidissement de la surface. Le « jour », l'angle solaire zénithal et l'albédo de surface diminuent, induisant un réchauffement de la surface.

L'impact du cycle diurne du SW_{down} est illustré sur la figure 4.8 qui présente la variation du SW_{down} BSRN, du LW_{down} BSRN et de la T_s BSRN à Dôme C pendant 4 jours en décembre 2009. On observe que les maxima sont déphasés : le pic du SW_{down} BSRN se trouve à 12h alors que la T_s BSRN atteint sa valeur maximale vers 13h30-14h. Le laps de temps séparant un pic maximum du SW_{down} d'un pic maximum de la T_s correspond au temps nécessaire au transfert de chaleur dans le manteau neigeux.

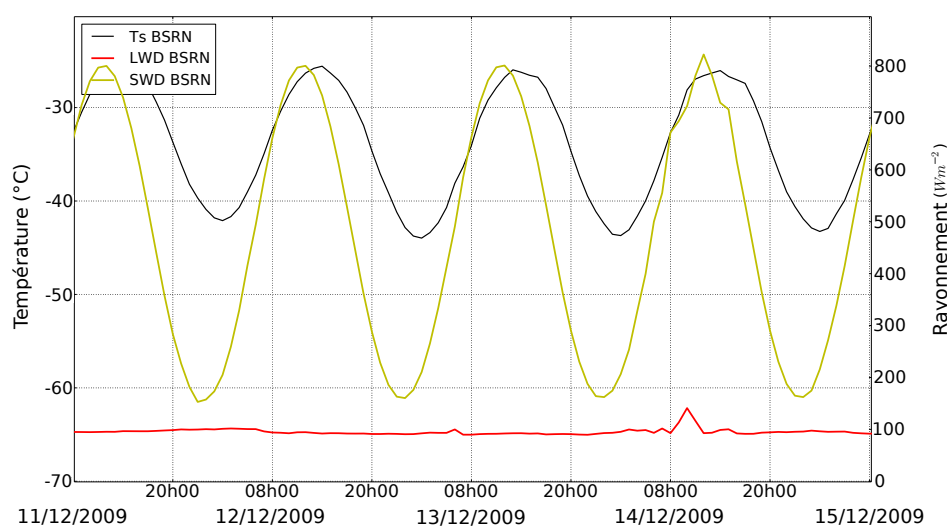


FIGURE 4.8 – Série temporelles de la T_s BSRN (noir), du SW_{down} BSRN (jaune) et du LW_{down} BSRN rouge à Dôme C entre le 11 décembre 2009 et le 15 décembre 2009.

Le nombre réduit d'observation de la T_s MODIS à certaines heures de la journée induit, par artefact, une forte variabilité de la T_s MODIS horaire pluri-annuelles, notamment en hiver car la variabilité de la moyenne quotidienne est plus forte qu'en été (Figure 4.7). Cette diminution de la variabilité quotidienne de la T_s en été s'explique par un gradient de température méridien réduit dans troposphère moyenne qui affaiblit l'activité cyclonique (Pettré et Périard, 1996). Il y a donc peu d'arrivée d'air chaud par advection. En revanche, les vents catabatiques, même s'ils sont moins fréquents qu'en hiver, continuent d'influer sur les échanges de chaleur par flux turbulents entre la surface et les basses couches de l'atmosphère, ce qui explique la variabilité de la T_s observée.

4.3.2 Variabilité quotidienne de la T_s : l'amplitude diurne

L'amplitude diurne est la différence entre le maximum et le minimum de la T_s pendant une journée. Une journée est définie entre 00h et 23h UTC pour faciliter le traitement des données MODIS, des simulations et des observations *in situ* sur le domaine.

4.3.2.1 Disponibilité de l'amplitude diurne de la T_s MODIS

Pour évaluer son évolution, l'amplitude diurne de la T_s à Dôme C a été calculée à partir de la T_s MODIS pour chaque jour entre mars 2000 (date départ des données MODIS) et décembre 2013.

Afin d'échantillonner au mieux les minimum et maximum quotidiens de la T_s MODIS, un filtrage sur la disponibilité temporelle est réalisé : les jours présentant une période de données manquantes de plus de 5 heures consécutives sont éliminés. Ce filtrage nommé « filtre 5H » permet d'éliminer les jours à forte couverture nuageuse où les maximum et minimum de T_s ont peu de chances d'être observés. Toutefois, malgré l'application de ce filtrage, les minimum et maximum réels de la T_s peuvent se produire en dehors de l'heure exacte d'observation de MODIS ou lors d'épisodes nuageux dont la durée n'excède pas 5 heures.

La figure 4.9 présente le nombre de jours observés mensuel moyen et le nombre d'observations horaires moyen par jour avant et après application du filtre à Dôme C entre 2000 et 2013. Le nombre total de jours observés et le nombre d'observations horaires par jour sont indiqués dans le tableau 4.4.

Le filtrage des données MODIS induit une diminution d'environ 34% du nombre de jours observés (3275 après le filtrage, contre 4965 avant) (tableau 4.4).

On remarque une nette diminution du nombre de jours observés moyen au printemps, qui correspond à de nombreuses périodes sans observation sur plus de 5 heures consécutives en début de journée (de 0h à 8h environ) pendant les mois de septembre, pour une raison inconnue. Le taux de fraction nuageuse pendant les intersaisons étant inférieur au taux de fraction nuageuse au coeur de l'hiver austral (Bromwich *et al.*, 2012), la couverture nuageuse n'est *a priori* pas

4.3 Étude de la variabilité temporelle de la température de surface

en cause. Cette diminution du nombre d'observation vient peut être d'erreurs de détections nuageuses par MODIS pendant cette période de transition entre l'hiver et l'été où l'angle solaire zénithal connaît ses valeurs maximales à ces heures.

Le nombre d'observations horaires moyen quotidien augmente quant à lui légèrement, passant d'une moyenne de 13,39 observations horaires par jour avant application du « filtre 5H » à 13,67 après application. Cette faible différence indique la haute fréquence et la bonne qualité des observations MODIS sur le site.

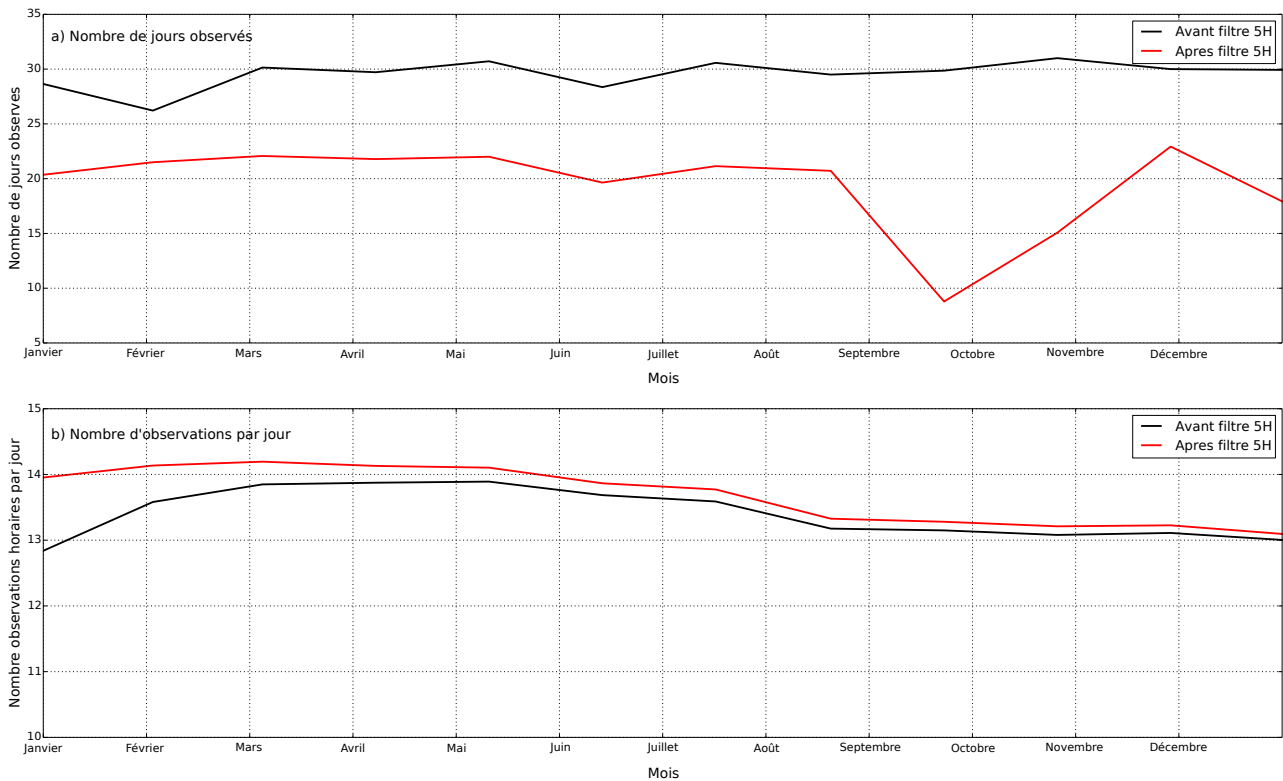


FIGURE 4.9 – (a) Nombre de jours observés moyen et (b) nombre d'observations par jour avant et après le « filtre 5H » à Dôme C entre 2000 et 2013.

TABLE 4.4 – Nombre de jour observés total et nombre d'observation horaire moyen par jour avant et après application du « filtre 5H » à Dôme C sur la période 2000-2013.

	Avant « filtre 5H »	Après « filtre 5H »
Nombre de jours observés total	4965	3275
Nombre d'observations par jour moyen	13,39	13,67

4.3.2.2 Évaluation des amplitudes MODIS, Crocus et ERA-Interim

La figure 4.10 compare l'amplitude diurne de la T_s MODIS après filtrage (amplitude MODIS) à l'amplitude diurne calculée à partir de la T_s BSRN (amplitude BSRN) à Dôme C en 2009. Globalement, on observe une meilleure estimation de l'amplitude diurne par MODIS en été. En hiver, le nombre plus faible d'observations MODIS complique son évaluation. On note néanmoins une surestimation de l'amplitude diurne par MODIS durant cette période (Figure 4.10c).

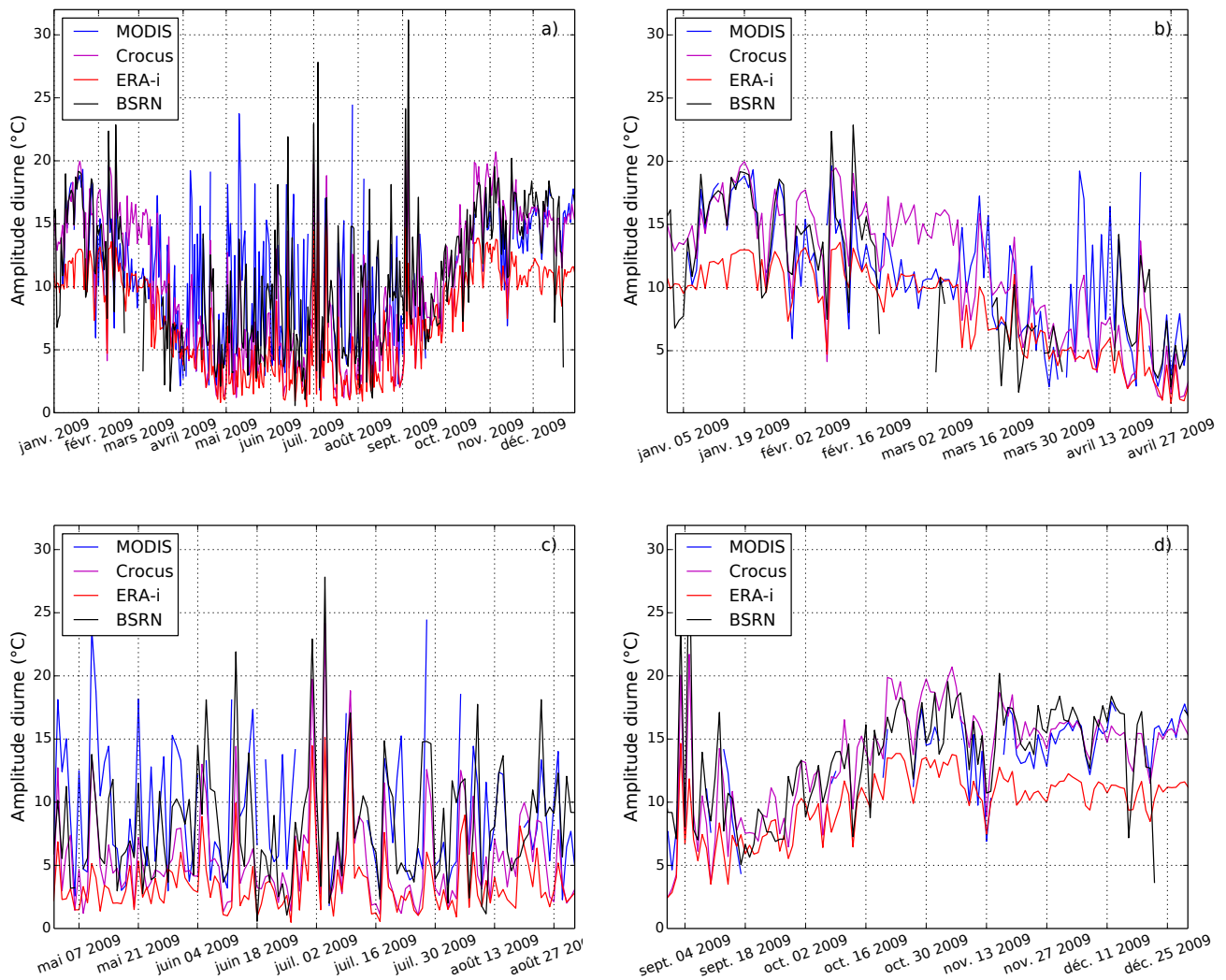


FIGURE 4.10 – (a) Série temporelle de l'amplitude diurne de la T_s MODIS (bleu), T_s Crocus (rose), T_s ERA-i (rouge) et T_s BSRN (noir) à Dôme C en 2009. (b) Zoom entre janvier et avril 2009. (c) Zoom entre mai et août 2009. (d) Zoom entre septembre et décembre 2009.

La figure 4.10 présente également l'amplitude diurne obtenue à partir de la T_s Crocus (amplitude Crocus) et celle obtenue à partir de la T_s ERA-i (amplitude ERA-i). Comme MODIS, le modèle de neige Crocus reproduit bien la variabilité de l'amplitude diurne BSRN, avec toutefois

4.3 Étude de la variabilité temporelle de la température de surface

une surestimation de l'amplitude diurne en mars 2009 et une tendance à la sous-estimation de l'amplitude diurne en hiver. ERA-Interim présente par contre des amplitudes beaucoup plus faibles que les valeurs *in situ*.

Le calcul du coefficient de détermination, du biais et du RMSE sont effectués pour les amplitudes MODIS, Crocus et ERA-Interim par rapport à l'amplitude BSRN sur toute l'année 2009 puis uniquement pendant l'été (Figure 4.11).

Des trois jeux de données, l'amplitude MODIS est celle qui reproduit le moins bien la variabilité de l'amplitude BSRN en 2009 avec un coefficient de détermination de 0,45. Ceci peut s'expliquer par des cycles diurnes de la T_s MODIS incomplets (249 observations MODIS contre 325 pour Crocus et ERA-Interim) où le maximum et le minimum réel de la T_s durant une journée ne seraient pas observés, notamment en hiver où la couverture nuageuse est plus importante et les erreurs de détection des nuages plus fréquentes. Ce n'est pas le cas pour Crocus et ERA-Interim qui produisent par construction des cycles diurnes complets de la T_s .

La situation change en été : l'amplitude MODIS a le coefficient de détermination le plus élevé (0,55) et le RMSE le plus faible (2,40°C). On note cependant une sous-estimation de l'amplitude MODIS en été avec un biais de -0,75°C, qui provient probablement de l'observation sous-optimale du cycle.

Sur l'ensemble de l'année 2009, l'amplitude MODIS présente au contraire un biais positif de 0,45°C qui indique une amplitude MODIS significativement supérieure à l'amplitude BSRN en hiver. Il faut garder en perspective les conditions météorologiques extrêmes ayant cours sur le plateau durant la nuit polaire qui accroissent les erreurs de mesure *in situ*.

Les amplitudes Crocus et ERA-Interim se distinguent en présentant des corrélations avec l'amplitude BSRN plus élevées sur l'année (respectivement 0,62 et 0,56) qu'en été (respectivement 0,48 et 0,41), mais leurs RMSE sont toutefois plus faibles l'été (Figure 4.11). L'amplitude ERA-Interim a les biais et les RMSE les plus importants : respectivement -3,65°C et 5,08°C pendant l'année ; -3,81°C et 4,78°C en été. Comme souligné au chapitre III, malgré les mauvais résultats de l'amplitude ERA-Interim, le forçage en entrée de Crocus par ERA-Interim ne semble pas biaiser les résultats de l'amplitude Crocus qui présente la meilleure corrélation et le RMSE le plus faible pendant l'année.

Afin de voir si les tendances observées en 2009 apparaissent sur une plus longue période, les amplitudes MODIS, Crocus et ERA-Interim pluri-annuelles ont été calculées à Dôme C entre 2000 et 2013 (Figure 4.12). Pour comparer l'amplitude Crocus et ERA-Interim avec l'amplitude MODIS, le calcul de ces trois amplitudes doit se baser sur les mêmes heures. Pour cela, les données Crocus et ERA-Interim ont été filtrées selon la présence de la T_s MODIS après application du « filtre 5H ».

L'amplitude diurne moyenne de la T_s au coeur de l'hiver, d'avril à août, est plus faible que celle en été mais surtout supérieure à 4°C à Dôme C. Ceci met en évidence que d'autres forçages que le rayonnement solaire agissent sur l'amplitude diurne de la T_s . On retrouve également sur cette figure d'importantes différences d'amplitude diurne de la T_s entre le modèle de neige Crocus et

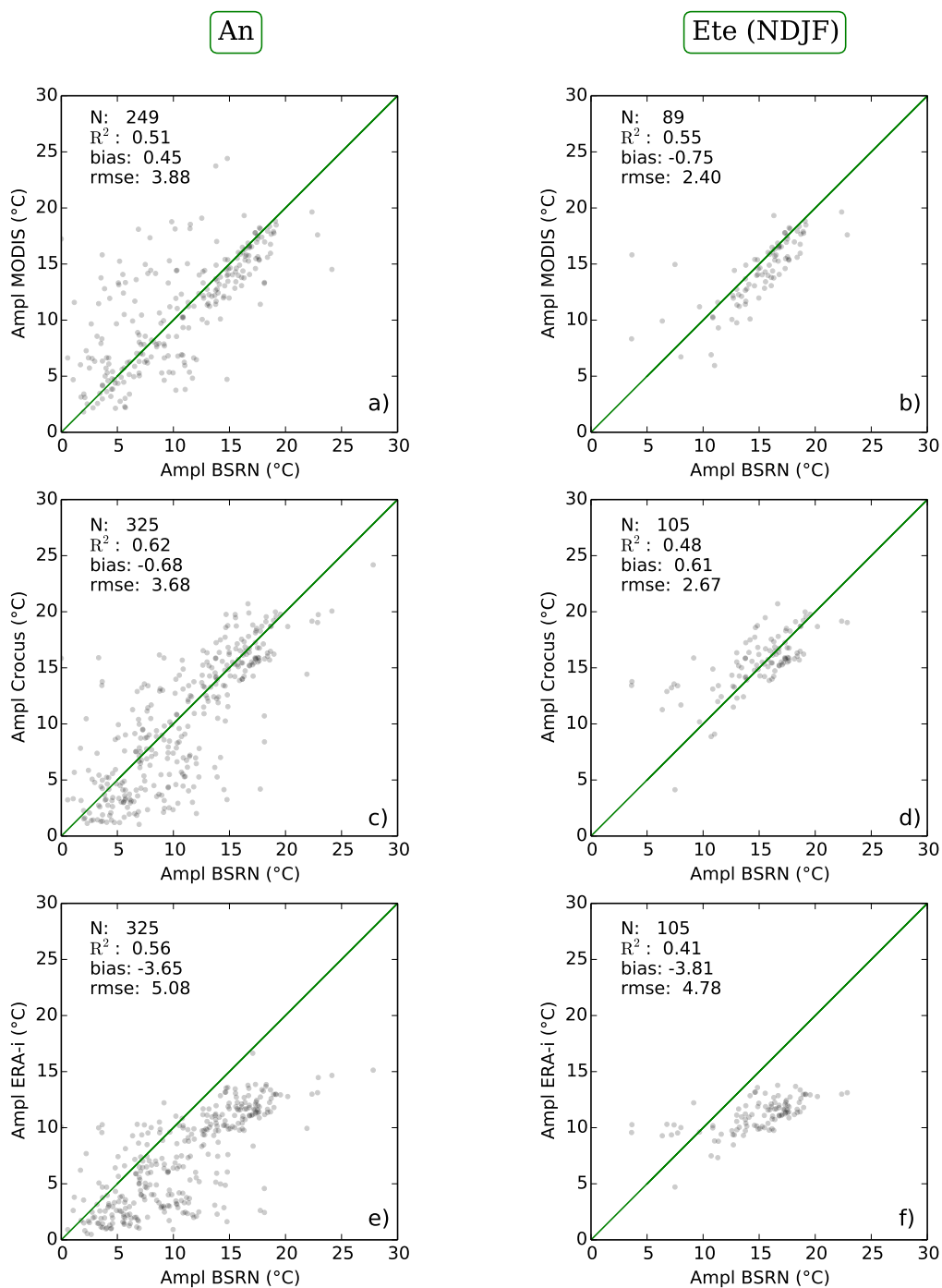


FIGURE 4.11 – (a)(b)Amplitude MODIS, (c)(d) amplitude Crocus et (e)(f)amplitude ERA-i en fonction de l’amplitude BSRN en 2009 (gauche) et durant l’été 2009 (droite) à Dôme C. L’été regroupe les mois de novembre, décembre, janvier et février.

4.3 Étude de la variabilité temporelle de la température de surface

les simulations ERA-Interim, avec des différences pouvant aller de 2°C en hiver jusqu'à 6°C en été.

Le chapitre III a mis en évidence un biais chaud de la T_s ERA-i venant de la surestimation du flux de chaleur sensible lors de conditions atmosphériques stables dans le modèle IFS. Avec une stabilité atmosphérique plus importante pendant la « nuit », le biais chaud est plus fort lors des minima de la T_s ERA-i que lors de ses maxima, conduisant par conséquent à une sous-estimation de l'amplitude ERA-i. Les différences d'amplitude entre Crocus et ERA-Interim viennent de la différence de paramétrisation des flux turbulents entre IFS et SURFEX en conditions stables. Dans une moindre mesure, les différences dans les schémas de neige de Crocus et IFS peuvent également intervenir. Crocus a un schéma de neige multicouches qui simule l'évolution des propriétés physiques du manteau neigeux à partir de conditions initiales et d'un forçage atmosphérique (Brun *et al.*, 1992; Vionnet *et al.*, 2012). Le schéma de surface TESSEL, utilisé par IFS, est monocouche. Ainsi la plus grande épaisseur de la couche de neige dans TESSEL peut augmenter artificiellement l'inertie apparente de la neige et conduire à une diminution de l'amplitude ERA-i.

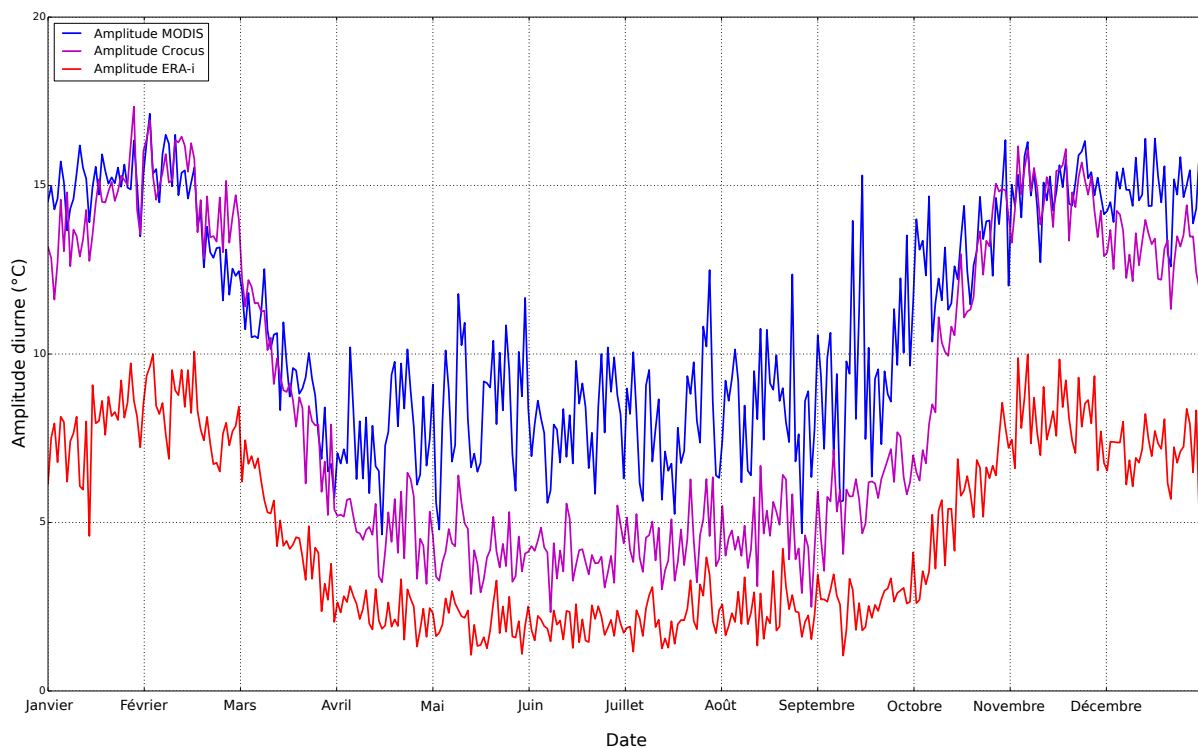


FIGURE 4.12 – Climatologie de l'amplitude diurne pluri-annuelles de la T_s MODIS (bleu), de la T_s Crocus (rose) et de la T_s ERA-i (rouge) à Dôme C sur la période 2000-2013.

La figure 4.13 présente la répartition par classes de l'amplitude MODIS entre 2000 et 2013 à Dôme C. L'objet de cette figure est de montrer la probabilité d'occurrence des valeurs extrêmes de l'amplitude MODIS en fonction des périodes de l'année.

On observe de septembre à février, période durant laquelle l'amplitude diurne est induite au pre-

mier ordre par le cycle diurne du SW_{down} , une amplitude MODIS inférieure à 5°C , notamment de septembre à novembre (Figures 4.13a et 4.13d).

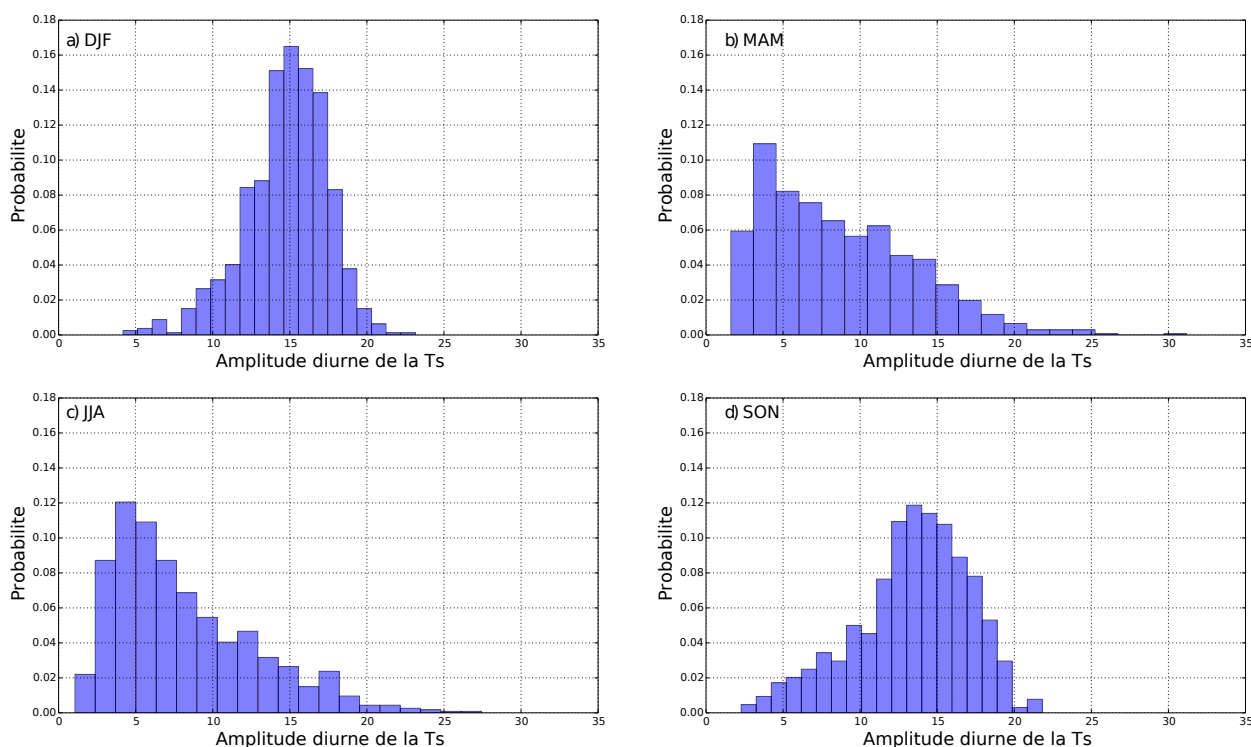


FIGURE 4.13 – Répartition par classes de l’amplitude MODIS entre 2000 et 2013 à Dôme C : (a) entre décembre et février, (b) entre mars et mai, (c) entre juillet et août et (d) entre septembre et novembre.

Pendant la nuit polaire (entre mars et août), l’amplitude MODIS présente des valeurs extrêmes supérieures à 20°C , rappelant le biais chaud de l’amplitude MODIS en hiver. Il est probable qu’elles soient dues à une mauvaise estimation des maxima et minima quotidiens de la T_s MODIS due à une erreur de détection nuageuse.

Parallèlement, il existe à Dôme C des épisodes, appelés événements chauds, d’une durée de quelques jours pendant lesquels la température de l’air augmente d’une dizaine à une vingtaine de degrés. Attribués à l’intrusion d’air chaud et humide provenant du nord (Genthon *et al.*, 2013) mais encore mal compris, ils peuvent être à l’origine de ces valeurs extrêmes d’amplitude MODIS.

La figure 4.14 présente une comparaison entre l’amplitude mensuelle moyenne MODIS et l’amplitude mensuelle médiane MODIS à Dôme C, sur la période 2000-2013.

Les différences les plus visibles apparaissent en hiver avec une amplitude médiane pouvant être 2°C inférieure à l’amplitude moyenne. En été, l’impact est moindre avec une amplitude médiane de $0,5^{\circ}\text{C}$ supérieure à l’amplitude moyenne.

L’utilisation de la médiane permet ainsi d’améliorer l’estimation de l’amplitude MODIS en

4.3 Étude de la variabilité temporelle de la température de surface

diminuant la surestimation de l'amplitude MODIS en hiver et la sous-estimation de l'amplitude MODIS en été.

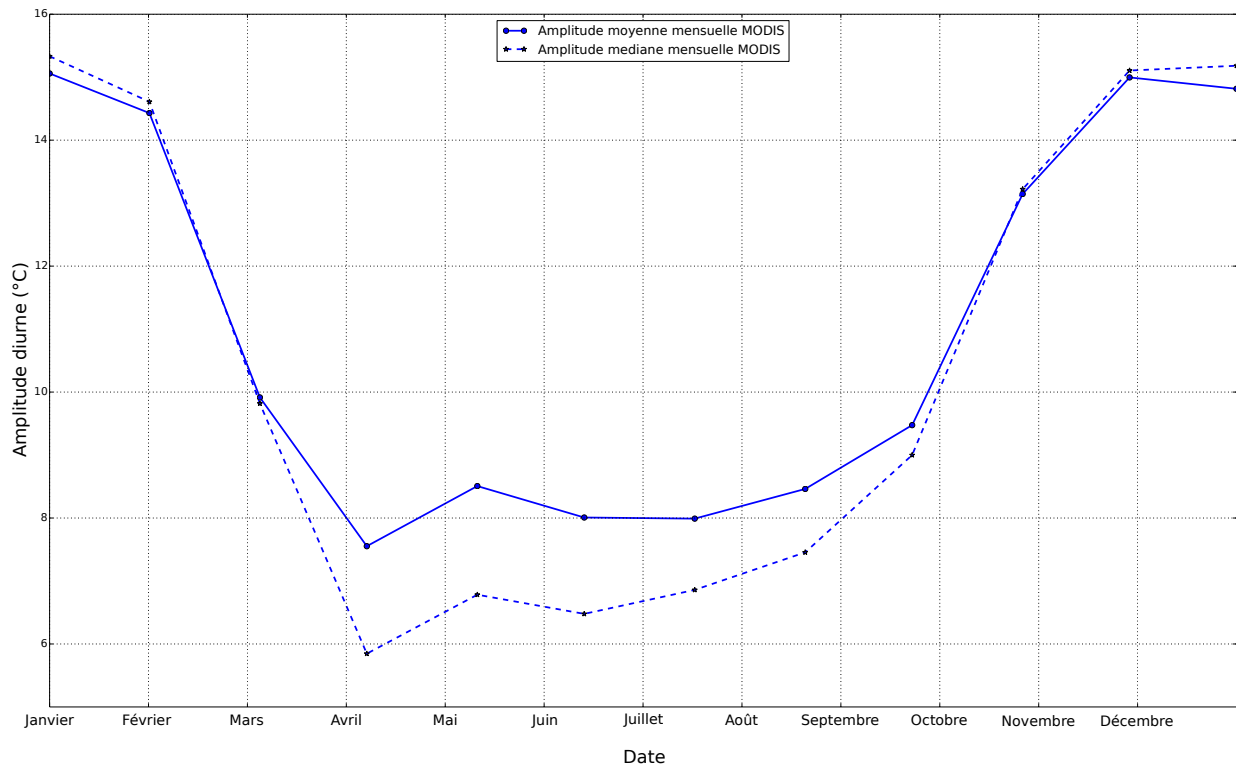


FIGURE 4.14 – Amplitude moyenne (ligne bleue) et médiane (pointillé bleu) mensuelle MODIS à Dôme C sur la période 2000-2013.

4.3.3 Analyse de trois facteurs influençant le cycle diurne de la T_s

Cette section cherche à évaluer l'impact de trois facteurs de variabilité de la T_s particulièrement importants pour notre étude : la densité de surface, le rayonnement solaire et la vitesse du vent.

Pour ce faire, des simulations du modèle de neige Crocus sont produites à Dôme C de novembre à février entre 2000 et 2013 en modifiant les forçages ERA-Interim du flux radiatif SW_{down} et de la vitesse du vent à 10 m. La T_s Crocus issue de ces modifications de forçages est ensuite étudiée et son amplitude diurne analysée. L'évaluation de l'impact de la densité de surface sur le cycle diurne de la T_s s'appuie, quant à elle, sur l'analyse d'une expérience réalisée à Dôme C en janvier 2015, durant laquelle la T_s de deux surfaces adjacentes de densité de surface différente a été mesurée simultanément pendant plus de 24h.

4.3.3.1 Sensibilité à la densité de surface

Un des objectifs de ma thèse étant de réaliser une estimation de la densité de surface basée sur la relation qu'elle entretient avec l'amplitude diurne de la T_s , cette section cherche à mettre

en évidence ce lien à partir de mesures faites à Dôme C.

C'est ainsi que l'évaluation de la sensibilité de l'amplitude diurne de la T_s à la densité de surface est étudiée via une expérience réalisée du 7 au 9 et du 15 au 16 janvier 2015 près de la station Concordia.

La T_s de deux surfaces adjacentes caractérisées chacune par une densité de surface ρ différente est mesurée pendant plus de 24h : deux capteurs IR120 orientés est-ouest mesurent simultanément la T_s d'un *dos de baleine*, zone de neige particulièrement dense ($\rho > 500 \text{ kg m}^{-3}$) de quelques mètres de large (Picard *et al.*, 2014), et la T_s d'une surface recouverte de neige soufflée située à côté du *dos de baleine* dont la densité de surface a été estimée à environ 149 kg m^{-3} . Cette valeur est le résultat de 6 mesures de la densité de surface effectuées¹⁵ dans la zone de mesure après la fin de l'expérience. Un anémomètre est également installé pour mesurer la vitesse du vent pendant l'expérience.

La figure 4.15 présente la T_s du *dos de baleine*, la T_s de la neige soufflée et la vitesse du vent à 2 m entre le 7 et le 9 janvier 2015 ; la figure 4.16 présente les mêmes mesures entre le 15 et le 16 janvier 2015.

Pour des conditions de vent et d'ensoleillement équivalentes, la comparaison entre la T_s du *dos de baleine* et la T_s de la neige soufflée montre une différence d'amplitude entre les deux cycles diurnes : 4°C pour l'expérience du 7-9 janvier 2015 et environ $3,5^\circ\text{C}$ pour l'expérience du 15-16 janvier.

Les surfaces de neige étant soumises aux mêmes forçages atmosphériques, ces biais d'amplitudes sont induits principalement par la différence de densité entre les deux surfaces : ρ supérieure à 500 kg m^{-3} pour le *dos de baleine* et ρ égale à 149 kg m^{-3} pour la neige soufflée.

La densité de la neige est liée à la variabilité de la T_s à travers le lien qu'entretiennent la densité et l'inertie apparente de la neige vis à vis des échanges d'énergie avec l'atmosphère. Une augmentation de la densité du manteau neigeux favorise le transfert de chaleur entre la neige de surface et la neige en profondeur à travers son impact sur la conductivité thermique (sections 1.4.3 et 1.4.4). L'inertie apparente de la neige, due à la fois à la capacité thermique et à la conductivité thermique de la neige, va ainsi augmenter si la densité de la neige est plus élevée (Domine *et al.*, 2011).

Le transfert de chaleur de la surface vers l'atmosphère est indirectement modifié car, hors conduction, la T_s demande un temps d'adaptation au bilan d'énergie superficiel plus long. Cela a un effet direct sur l'amplitude diurne qui diminue si le transfert de chaleur dans le manteau neigeux est favorisé, en cas de densité de surface élevée.

L'analyse conjointe de la T_s des deux surfaces et de la vitesse du vent montre également que des vents forts peuvent atténuer la différence d'amplitude diurne induite par la différence de densité entre les deux surfaces (Figure 4.15 et 4.16).

15. Ces mesures de densité de surface ont été réalisées par Roxanne Jacob, hivernante à Concordia en 2015.

4.3 Étude de la variabilité temporelle de la température de surface

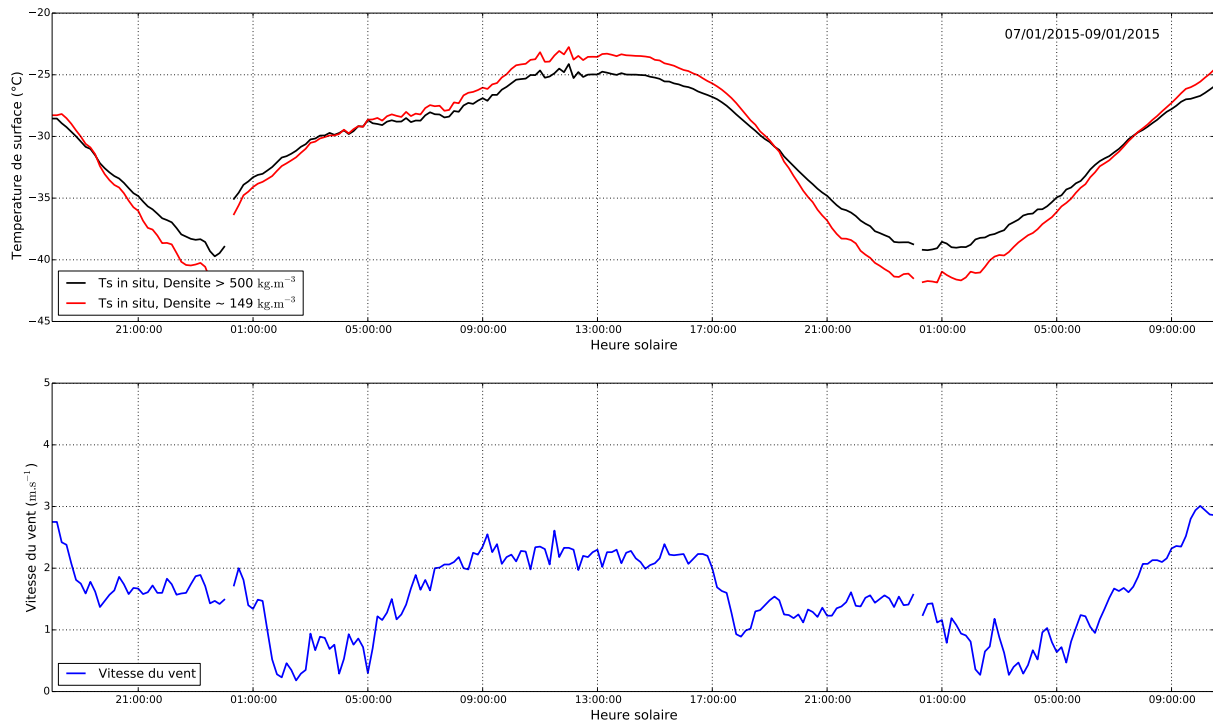


FIGURE 4.15 – (haut) Série temporelle de la T_s *in situ* mesurée sur une surface de densité faible ($\rho = 149 \text{ kg m}^{-3}$) (rouge) et de la T_s *in situ* sur une surface de densité forte ($\rho > 500 \text{ kg m}^{-3}$) (noir) du 7 au 9 janvier 2015 à Dôme C.

En effet, entre le 7 et le 9 janvier, quand le vent souffle à une vitesse légèrement supérieure à 2 m s^{-1} pendant la « journée » (de 08h à 20h heure solaire), la différence d’amplitude entre les deux surfaces est d’environ 2°C alors que pendant la « nuit », quand la vitesse du vent diminue de 1 m s^{-1} , la différence d’amplitude atteint 4°C . Le même processus apparaît de façon plus marqué entre le 15 et le 16 janvier 2015 : pendant la « journée », période pendant laquelle la vitesse du vent varie entre 3 et $4,5 \text{ m s}^{-1}$, la différence d’amplitude entre les deux surfaces est de l’ordre de $0,5^\circ\text{C}$ alors que pendant la « nuit », quand la vitesse du vent diminue jusqu’à atteindre 1 m s^{-1} , la différence d’amplitude diurne est de l’ordre de $3,5^\circ\text{C}$.

Ces différences d’amplitude montrent l’influence du vent sur la variabilité de la T_s , analysée plus en détails dans la section 4.3.3.3.

4.3.3.2 Sensibilité au rayonnement solaire

Pendant l’été, le cycle diurne du rayonnement solaire est le premier facteur de variabilité de la T_s . Nous cherchons dans cette section à évaluer la sensibilité du cycle diurne de la T_s à des variations de ce forçage. Pour cela, le flux radiatif SW_{down} du forçage ERA-interim est multiplié par 0,5, 0,75, 1,25, 1,5, 1,75 et 2.

La figure 4.17 montre les variations de la T_s Crocus en réponse à ces perturbations entre

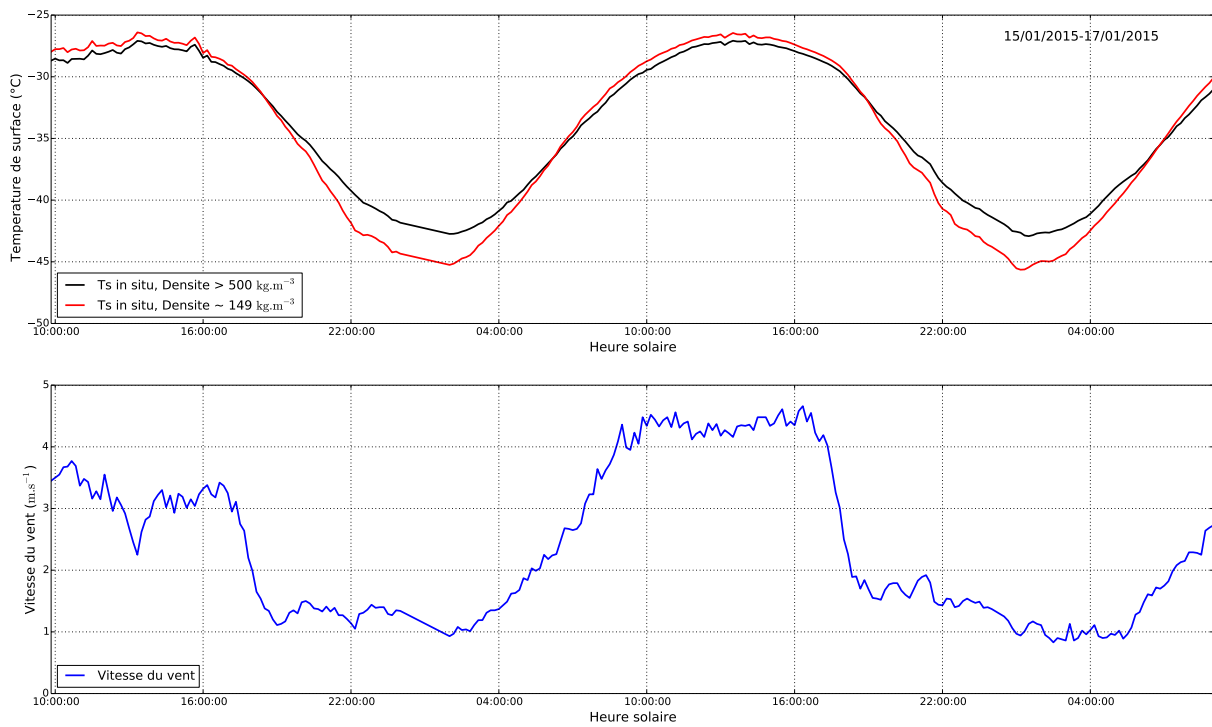


FIGURE 4.16 – (haut) Série temporelle de la T_s *in situ* mesurée sur une surface de densité faible ($\rho = 149 \text{ kg m}^{-3}$) (rouge) et de la T_s *in situ* sur une surface de densité forte ($\rho > 500 \text{ kg m}^{-3}$) (noir) du 15 au 16 janvier 2015 à Dôme C.

le 1^{er} et le 4 novembre 2009. La T_s Crocus (SW_{down} ERA-i) et l’amplitude correspondante, l’amplitude Crocus (SW_{down} ERA-i), ne subissent aucune modification de forçage et font figure de référence.

La diminution du cycle diurne du flux SW_{down} entraîne à la fois une diminution de la T_s Crocus et une diminution de l’amplitude diurne de la T_s Crocus : T_s Crocus ($0.5 \times SW_{\text{down}}$ ERA-i) varie entre -63 et -48°C , avec une amplitude diurne comprise entre 10 et 13°C , alors que T_s Crocus ($2 \times SW_{\text{down}}$ ERA-i) varie entre -57 et -43°C , avec une amplitude diurne entre 17 et 20°C .

On note que la variation de l’amplitude diurne est plus importante lors d’une diminution du cycle diurne du SW_{down} que lors de son augmentation : alors que l’amplitude Crocus ($0,5 \times SW_{\text{down}}$ ERA-i) est significativement inférieure à l’amplitude Crocus (SW_{down} ERA-i), l’amplitude Crocus ($2 \times SW_{\text{down}}$ ERA-i) égale l’amplitude (SW_{down} ERA-i) le 3 novembre 2009. Une étude effectuée sur d’autres périodes montre même parfois une amplitude Crocus ($2 \times SW_{\text{down}}$ ERA-i) inférieure à l’amplitude (SW_{down} ERA-i).

Une analyse du flux thermique ascendant (LW_{up}) et des flux turbulents de surface (H_s et LE), lors d’une augmentation du flux radiatif SW_{down} , révèle une augmentation du flux LW_{up} et une inversion du sens des échanges de chaleurs sensible et latente entre la surface et la basse

4.3 Étude de la variabilité temporelle de la température de surface

atmosphère avec des flux turbulents qui deviennent négatifs pendant la « journée » (de 8h à 20h (heure solaire)) (Figure 4.18).

Une multiplication par 2 du flux SW_{down} entraîne ainsi pendant la « journée » une diminution de l'ordre de 90 W m^{-2} du flux de chaleur sensible et une diminution de l'ordre de 3 W m^{-2} du flux de chaleur latente. Ces flux turbulents, dès lors négatifs, transfèrent la chaleur de la surface du manteau vers les basses couches atmosphériques.

Pendant la « nuit », la forte stabilité de l'atmosphère limite la turbulence : l'augmentation du flux SW_{down} a plus d'impact sur la T_s minimale qui augmente.

Pendant la « journée », les fortes valeurs du flux SW_{down} créent un régime de forte instabilité favorisant la turbulence, ce qui entraîne un important transfert de chaleur de la surface vers l'atmosphère limitant ainsi la sensibilité $\frac{\Delta T_s}{\Delta SW_{\text{down}}}$ et l'augmentation de la T_s maximale.

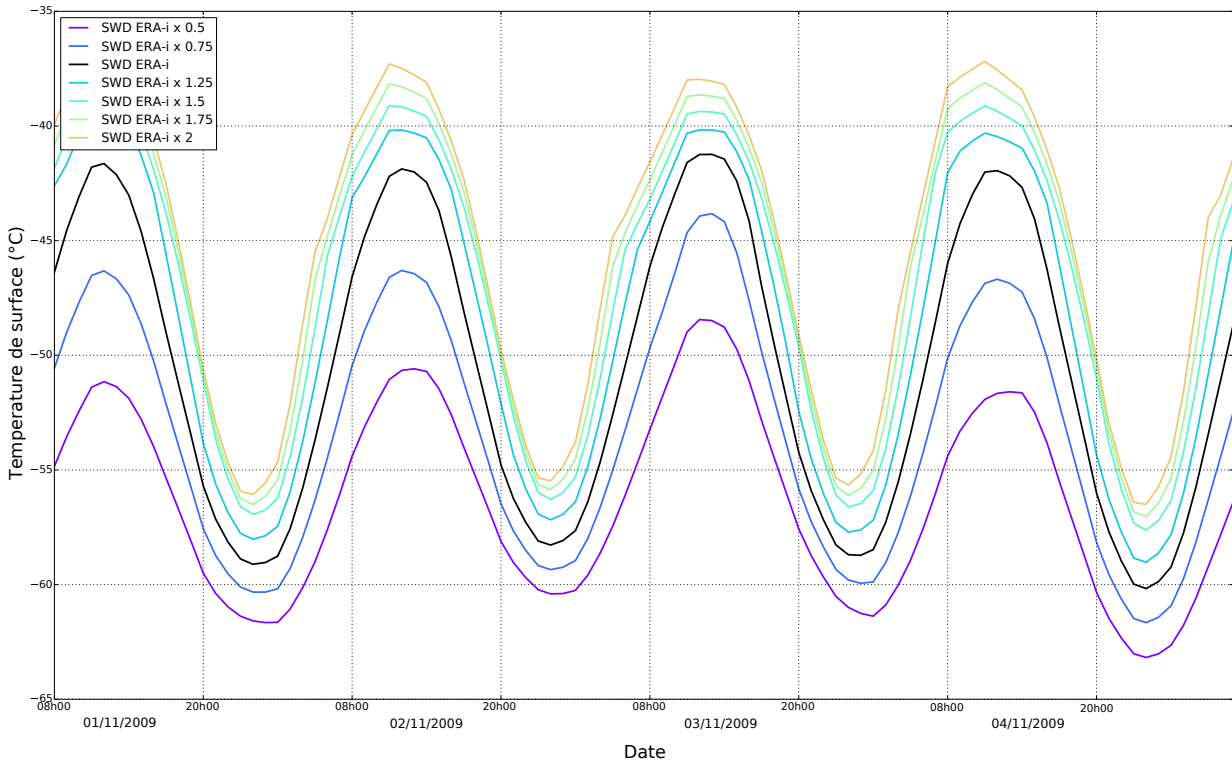


FIGURE 4.17 – Série temporelle de la T_s Crocus simulée à partir de différentes valeurs de forçage ERA-Interim du SW_{down} entre le 1^{er} et le 4 novembre 2009 à Dôme C.

Le cycle diurne du flux radiatif SW_{down} est le premier facteur de variabilité de la T_s , cependant son impact est fortement lié à l'albédo de la neige dont on évalue l'influence sur la variation de la T_s .

Pour cela, on pose deux cas de figures qui diffèrent par leur valeur d'albédo.

Pour chaque cas de figure, l'équation du bilan énergétique sur les 10 premiers centimètres s'écrit :

$$LW_{\text{down}} - LW_{\text{up}} + SW_{\text{down}} - SW_{\text{up}} = H_s + LE + Q \quad (10)$$

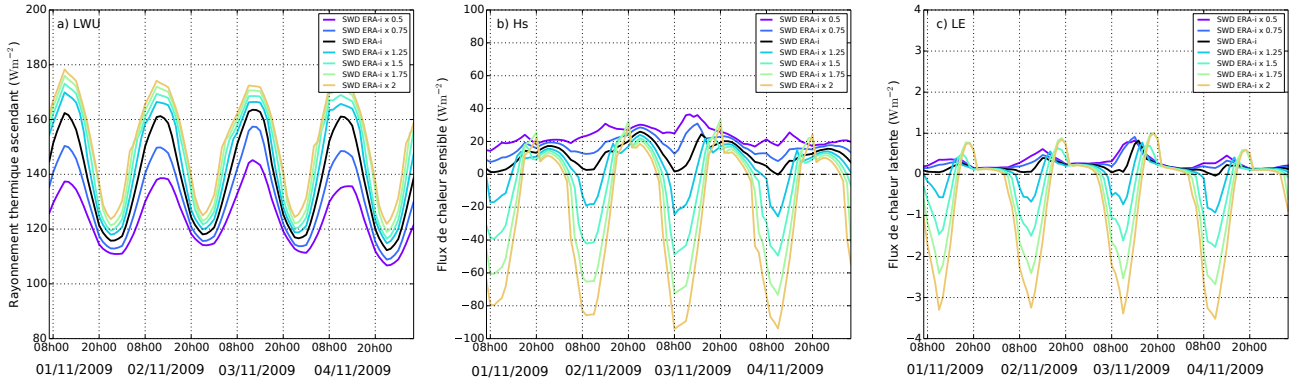


FIGURE 4.18 – Série temporelle (a) du flux thermique ascendant, (b) du flux turbulent de chaleur sensible et (c) de chaleur latente simulés à partir de différentes valeurs de forçage ERA-Interim du SW_{down} entre le 1^{er} et le 4 novembre 2009 à Dôme C.

Pour simplifier l'analyse, on considère que les flux LW_{down} , SW_{down} , LE et Q , le flux de chaleur dans le manteau neigeux, ne sont pas affectés ; on approxime le flux LW_{up} par $LW_{\text{up}} = \epsilon\sigma T_s^4$; on modélise le flux de chaleur sensible H_s par une équation Bulk du type $H_s = Cu(T_{2m} - T_s)$ avec C la capacité calorifique de l'air et u la vitesse du vent. Le flux SW_{up} est égal à αSW_{down} , avec α l'alébedo.

Après soustraction des bilans d'énergie, on obtient :

$$-(\Delta\alpha)SW_{\text{down}} = Cu\Delta T_s + \epsilon\sigma(\Delta T_s^4) \quad (11)$$

$$-(\Delta\alpha)SW_{\text{down}} \sim -\Delta T_s(Cu + 4\epsilon\sigma T_s^3) \quad (12)$$

$$\Delta T_s \sim -\frac{\Delta\alpha SW_{\text{down}}}{Cu + 4\epsilon\sigma T_s^3} \quad (13)$$

Avec $C = 0.5$, $\epsilon = 0.99$, la constante de Stefan-Boltzmann $\sigma = 5,67.10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$ la vitesse du vent à 10 m $u = 4 m s^{-1}$ et $T_s = 223 K$, valeurs moyennes des données ERA-Interim entre le 1er et le 4 novembre 2009, on obtient :

$$\Delta T_s \sim \frac{\Delta\alpha SW_{\text{down}}}{4,5}$$

Avec une valeur moyenne $SW_{\text{down}} = 300 W m^{-2}$ sur cette période, Crocus prédit une baisse d'environ $0,7^\circ C$ pour une augmentation de l'albédo de $\Delta\alpha = 0,01$. Pour une augmentation de l'albédo de $\Delta\alpha = 0,05$, la T_s diminue d'environ $-3,3^\circ C$.

On peut également évaluer l'impact d'une variation d'albédo sur l'amplitude diurne de la T_s à partir des valeurs moyennes de T_s et de vitesse de vent associées aux heures de SW_{down} maximal et minimal sur la période. On obtient une diminution de l'amplitude diurne de $1,1^\circ C$ pour une augmentation de l'albédo de $\Delta\alpha = 0,01$.

4.3 Étude de la variabilité temporelle de la température de surface

4.3.3.3 Sensibilité à la vitesse du vent

Le troisième facteur de variabilité de la T_s que nous étudions est la vitesse du vent, dont la variabilité temporelle gouverne au premier ordre la T_s , par ciel clair, en l'absence de forçage solaire (4.3).

Après avoir observé sur le terrain l'influence du vent sur l'amplitude diurne de la T_s , nous avons voulu évaluer plus précisément la sensibilité de l'amplitude diurne à l'intensité du vent, à travers son action sur le flux de chaleur sensible. Pour cela, des simulations Crocus ont été réalisées en ne prenant pas en compte la densification du manteau via le transport de la neige par le vent.

Les simulations Crocus sont produites pour une vitesse du vent à 10 m du forçage ERA-Interim, notée « vent ERA-i », multipliée par 0,5, 0,75, 1,25, 1,5, 1,75 et 2. Dans ERA-Interim, le forçage de vent est couplé avec la température de l'air à 2 m (T_{2m}). Dans cette étude, seul le forçage de vent est modifié. Modifier la vitesse du vent sans modifier la T_{2m} présente de sérieuses limites, par conséquent cette étude ne vise donc qu'à donner des ordres de grandeur.

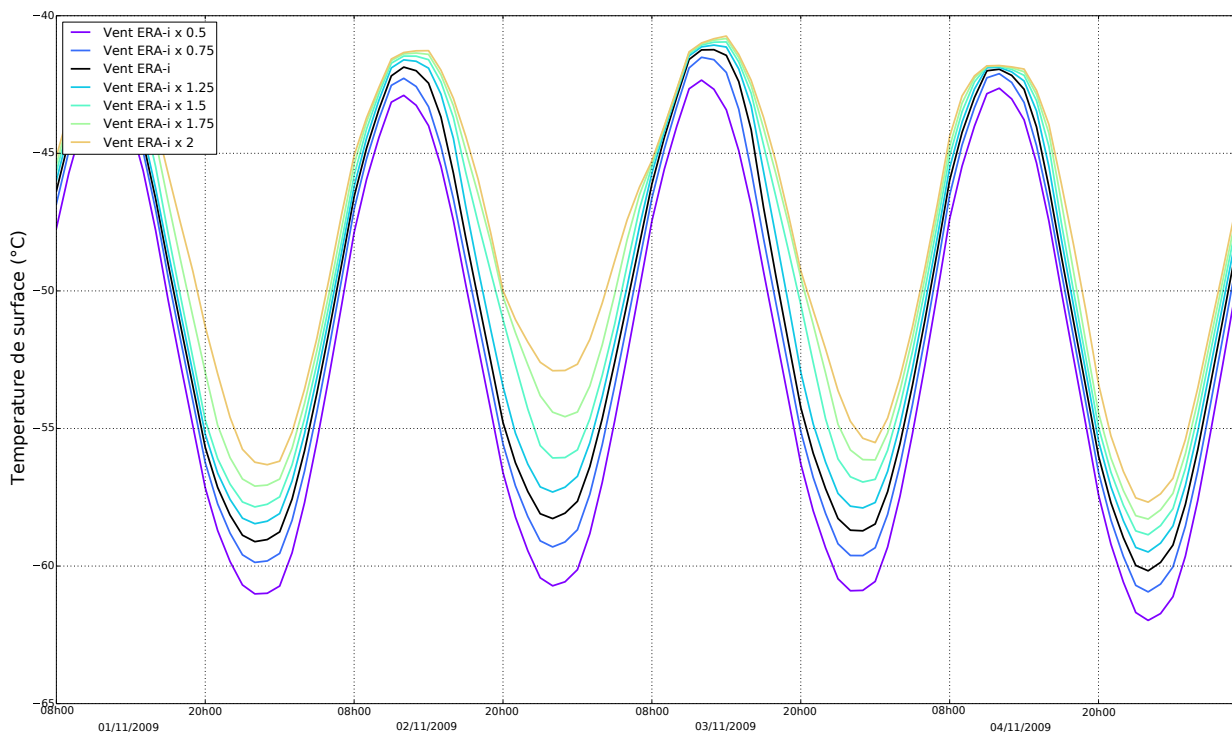


FIGURE 4.19 – Série temporelle de la T_s Crocus simulée à partir de différentes valeurs de forçage ERA-Interim de la vitesse du vent à 10 m entre le 1^{er} et le 4 novembre 2009 à Dôme C.

La figure 4.19 présente la réponse de la T_s Crocus à ces variations de la vitesse du vent pendant 4 jours du 1^{er} au 4 novembre 2009 à Dôme C. Diminuer de moitié l'intensité du vent provoque une diminution de la T_s Crocus accompagnée d'une augmentation de l'amplitude

Crocus d'environ 1°C ; augmenter de moitié l'intensité du vent conduit à l'inverse à une augmentation de la T_s Crocus et une diminution plus importante de l'amplitude Crocus de 3 à 5°C .

En s'intensifiant, le vent favorise les échanges turbulents à la surface. On observe ainsi, sur la figure 4.20a, une augmentation du flux de chaleur sensible entre 10 et 15 W m^{-2} lorsque l'intensité du vent est doublée. Une augmentation du flux de chaleur latente est visible mais beaucoup plus réduite ($+1,2\text{ W m}^{-2}$ au maximum si la vitesse du vent est doublée (Figure 4.20b)) et donc négligeable par rapport à l'augmentation du flux de chaleur sensible. La température de l'air sur le plateau antarctique étant le plus souvent supérieure à la T_s , une augmentation de la vitesse du vent entraîne en moyenne, via les échanges turbulents, un réchauffement de la surface. La T_s s'élève ainsi jusqu'à 5°C dans la simulation du 2 novembre 2009.

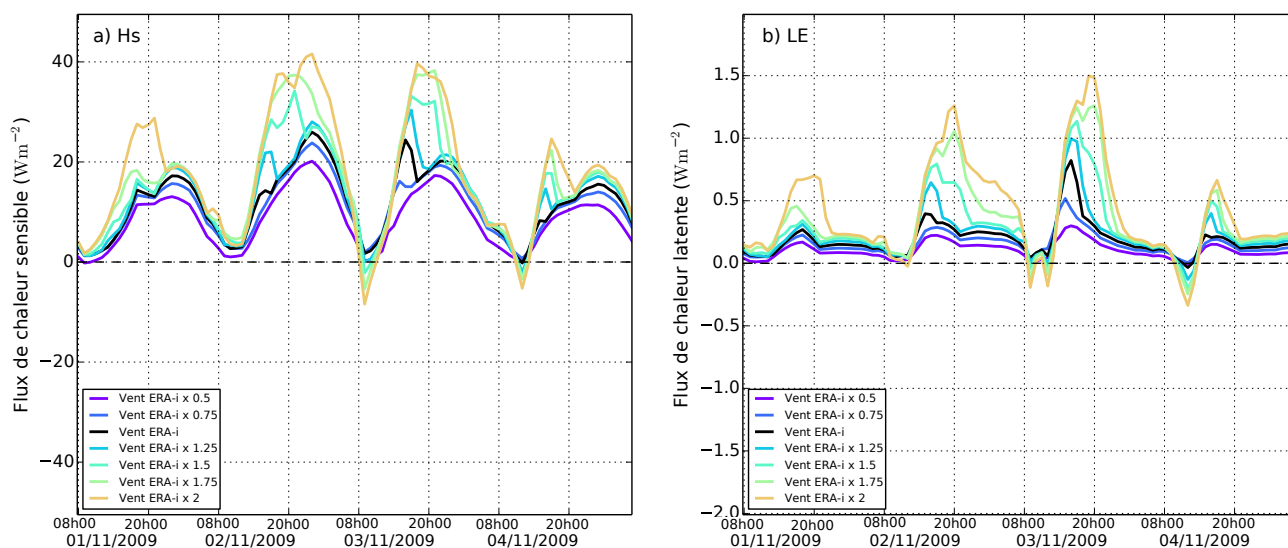


FIGURE 4.20 – Série temporelle (a) du flux turbulent de chaleur sensible et (c) du flux turbulent de chaleur latente simulés à partir de différentes valeurs de forçage ERA-Interim de la vitesse du vent à 10 m entre le 1^{er} et le 4 novembre 2009 à Dôme C.

Une analyse de la sensibilité de la T_s à la vitesse du vent à 10 m ERA-Interim v durant ces 4 jours révèle un rapport $\frac{\Delta T_s}{\Delta v} \sim 0,5^{\circ}\text{C s m}^{-1}$, signe d'une forte influence du vent sur les simulations Crocus de la T_s . Pour une même intensité de vent, l'impact du vent sur l'augmentation de la T_s est plus important la « nuit » (de 20h à 8h (heure solaire)) en raison du refroidissement de la surface, dû à une diminution de l'énergie solaire absorbée, qui entraîne, pour rester à l'équilibre, un transfert accru de la chaleur de la basse atmosphère vers la surface. Ainsi, les périodes avec les plus fortes valeurs de chaleur sensible s'observent pendant la « nuit » (Figure 4.20a).

4.4 Simulations idéalisées Crocus à Dôme C

La capacité du modèle Crocus à simuler la variabilité de la T_s , et à travers elle la variabilité de l'amplitude diurne de la T_s , pour différentes valeurs de densité, est un point critique pour l'application de notre méthode d'estimation de la densité par inversion de la relation densité/amplitude diurne. C'est ce que nous analysons dans cette section.

Libois (2014) a mis en évidence les limites de Crocus dans la représentation de processus de densification de la neige de surface par le vent avec des couches de neige de densité supérieure à 450 kg m^{-3} non reproduites par les simulations Crocus. Pour ne pas être limité par ces erreurs de Crocus dans la représentation des phénomènes de densification, des simulations idéalisées Crocus de la T_s sont produites en fixant une unique valeur de densité en surface et en profondeur, hypothèse validée par Sugiyama *et al.* (2012) qui montre que la densité est relativement constante sur les premiers mètres du manteau.

Ces simulations idéalisées Crocus sont ensuite évaluées via une comparaison avec les observations *in situ* de la T_s introduites dans la section 4.3.3.1.

4.4.1 Caractéristiques du forçage météorologique appliqué à Crocus sur Dôme C en janvier 2015

Pour simuler le plus fidèlement possible la T_s observée entre les 7 et 9 janvier 2015, puis entre les 15 et 16 janvier 2015, à Dôme C, il est crucial d'utiliser un forçage atmosphérique de bonne qualité avec une résolution temporelle et spatiale fine. Les forçages ERA-Interim extraits à $0,5^\circ$ de résolution en latitude et en longitude et présentant des défauts à Dôme C ne sont pas assez précis (Genthon *et al.*, 2013), ils sont remplacés par des forçages issus de la station météorologique du réseau AMRC, située à environ 3 km au sud de la station Concordia, et par des mesures *in situ* effectuées durant ma campagne 2014-2015 à Dôme C.

Les caractéristiques des données de forçage utilisées dans Crocus pour ces simulations idéalisées sont détaillées ci-dessous :

- la température de l'air est mesurée par la station météorologique du réseau AMRC ;
- les flux radiatifs SW_{down} et LW_{down} proviennent d'un capteur CNR4 installé par Laurent Arnaud et Ghislain Picard à proximité de la station Concordia ;
- le taux de précipitations est fixé à 0 ;
- la pression atmosphérique est fixée à 640 hPa ;
- l'humidité de l'air à 2 m est calculée à partir de la température de l'air fournie par la station météorologique du réseau AMRC pour une humidité relative fixée à 70% et une pression atmosphérique fixée à 640 hPa ;
- La vitesse du vent provient de l'anémomètre installé à proximité de la station Concordia lors de l'expérience décrite dans la section 4.3.3.1.

4.4.2 Simulations de la variabilité spatiale du cycle diurne de la T_s

Cette partie vise à étudier la réponse du modèle de neige Crocus à une variabilité spatiale du manteau neigeux, illustrée ici par une variabilité de la densité de surface.

Ce travail s'appuie sur des simulations de la T_s Crocus où la densité est uniformisée sur tout le profil vertical, c'est à dire dans les 50 couches de neige utilisées dans Crocus pour représenter le manteau. Ces simulations sont appelées simulations idéalisées Crocus. Cette simplification, consistant à ne pas distinguer la valeur de la densité de surface de celle de la densité en profondeur, nous permet de contourner les erreurs de Crocus dans la représentation des phénomènes de densification. Elle comporte toutefois des limitations par rapport à des simulations plus réalistes mais plus difficiles à mettre en oeuvre dans Crocus, où un profil variable de densité près de la surface aurait été imposé artificiellement. Fixer de la sorte la densité sur tout le profil vertical impacte la diffusion de la chaleur dans le manteau et donc le profil de température à l'intérieur du manteau. Cette étude ne s'intéressant qu'à la T_s , l'impact de cette uniformisation de la densité sur la T_s est considéré acceptable. Les simulations idéalisées Crocus correspondent à 7 densités fixées égales à 50, 150, 250, 350, 450, 550 et 700 $kg\ m^{-3}$. Les résultats de ces simulations idéalisées Crocus sont évalués par comparaison avec les observations *in situ* réalisées du 7 au 9 janvier 2015 et du 15 au 16 janvier.

Cas n°1 : du 7 au 9 janvier 2015

La figure 4.21 présente les résultats des simulations idéalisées Crocus entre le 7 et le 9 janvier 2015 à Dôme C. Le modèle Crocus prend en compte la variabilité de la densité de la neige en simulant pour chaque densité de surface fixée un cycle diurne distinct des autres cycles diurnes. On retrouve dans les simulations idéalisées Crocus comme dans les observations *in situ* des amplitudes diurnes minimales pour les densités élevées et des amplitudes diurnes maximales pour les densités faibles.

Les cycles diurnes *in situ* (en points sur la figure 4.21) se positionnent dans la fourchette représentée par le cycle diurne de la T_s Crocus ($\rho = 50\ kg\ m^{-3}$) et le cycle diurne de la T_s Crocus ($\rho = 700\ kg\ m^{-3}$), ce qui indique des résultats *a priori* raisonnables de la part des simulations idéalisées Crocus. Il existe toutefois des exceptions, par exemple le 8 janvier de minuit à 6h, où la T_s *in situ* ($\rho = 149\ kg\ m^{-3}$) et, sur des périodes plus courtes, la T_s *in situ* ($\rho > 500\ kg\ m^{-3}$) sont inférieures aux simulations idéalisées Crocus.

Les biais des T_s idéalisées Crocus calculés par rapport à la T_s *in situ* ($\rho > 500\ kg\ m^{-3}$) et à la T_s *in situ* ($\rho = 149\ kg\ m^{-3}$) sont présentés sur la figure 4.22.

La figure 4.22a montre des résultats concluants en présentant la T_s Crocus ($\rho = 450\ kg\ m^{-3}$) et la T_s Crocus ($\rho = 550\ kg\ m^{-3}$) comme les T_s idéalisées Crocus les plus proches de la T_s *in situ* ($\rho > 500\ kg\ m^{-3}$), avec pour chacune un biais compris entre -2 et +2°C.

4.4 Simulations idéalisées Crocus à Dôme C

La comparaison des T_s idéalisées Crocus avec la T_s *in situ* ($\rho = 149 \text{ kg m}^{-3}$) montre, quant à elle, des résultats plus mitigés (Figure 4.22b), avec notamment la T_s Crocus ($\rho = 150 \text{ kg m}^{-3}$) caractérisée par un biais compris entre -3 et 4°C . Les meilleurs résultats sont ceux de la T_s Crocus ($\rho = 250 \text{ kg m}^{-3}$) qui présente un biais compris entre -2 et 2°C avec la T_s Crocus ($\rho = 150 \text{ kg m}^{-3}$) sur toute la période hormis entre 19h et 00h le 08 janvier.

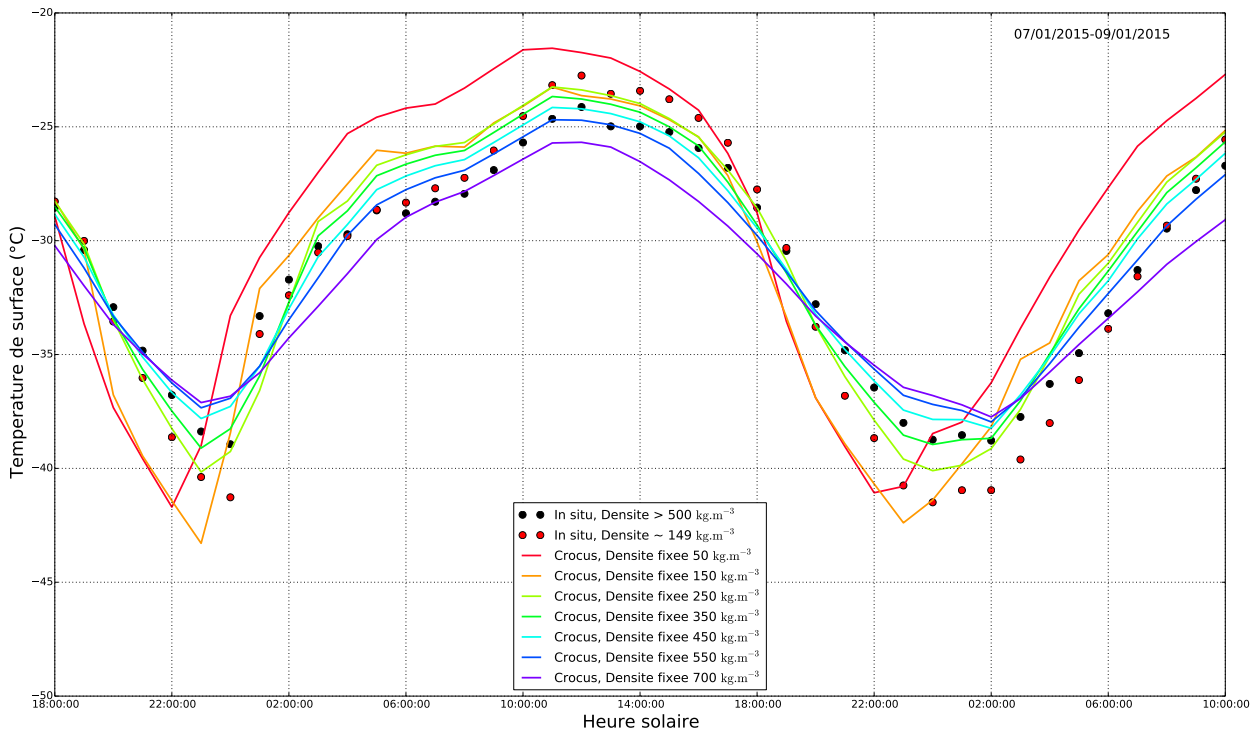


FIGURE 4.21 – T_s *in situ* mesurée sur une surface de densité faible ($\rho = 149 \text{ kg m}^{-3}$) (pointillé rouge), de la T_s *in situ* mesurée sur une surface de densité forte ($\rho > 500 \text{ kg m}^{-3}$) (pointillé noir) et de la T_s Crocus à densité fixée entre 50 et 700 kg m^{-3} du 7 au 8 janvier 2015 à Dôme C.

Cas n°2 : du 15 au 16 janvier 2015

La même étude est réalisée entre le 15 et le 16 janvier. La figure 4.23 compare la T_s des 7 simulations idéalisées Crocus à densité fixée à la T_s *in situ* mesurée sur un *dos de baleine* ($\rho > 500 \text{ kg m}^{-3}$) et sur de la neige soufflée ($\rho = 149 \text{ kg m}^{-3}$).

On retrouve sur cette figure la réponse du modèle Crocus à une variation de la densité avec la plus faible amplitude diurne ($\sim 11^\circ\text{C}$) associée à la simulation idéalisée avec la plus haute densité fixée, égale à 700 kg m^{-3} , et la plus forte amplitude diurne (jusqu'à 21°C) associée à la simulation idéalisée avec la plus faible densité fixée, égale à 50 kg m^{-3} .

De nouveau, quelques passages où la T_s *in situ* ($\rho = 149 \text{ kg m}^{-3}$) est inférieure aux simulations idéalisées Crocus de la T_s sont observés. Le biais chaud des simulations idéalisées Crocus est toutefois beaucoup plus faible que pour le cas n°1 et n'existe pas s'il est calculé à partir de T_s *in situ* ($\rho > 500 \text{ kg m}^{-3}$).

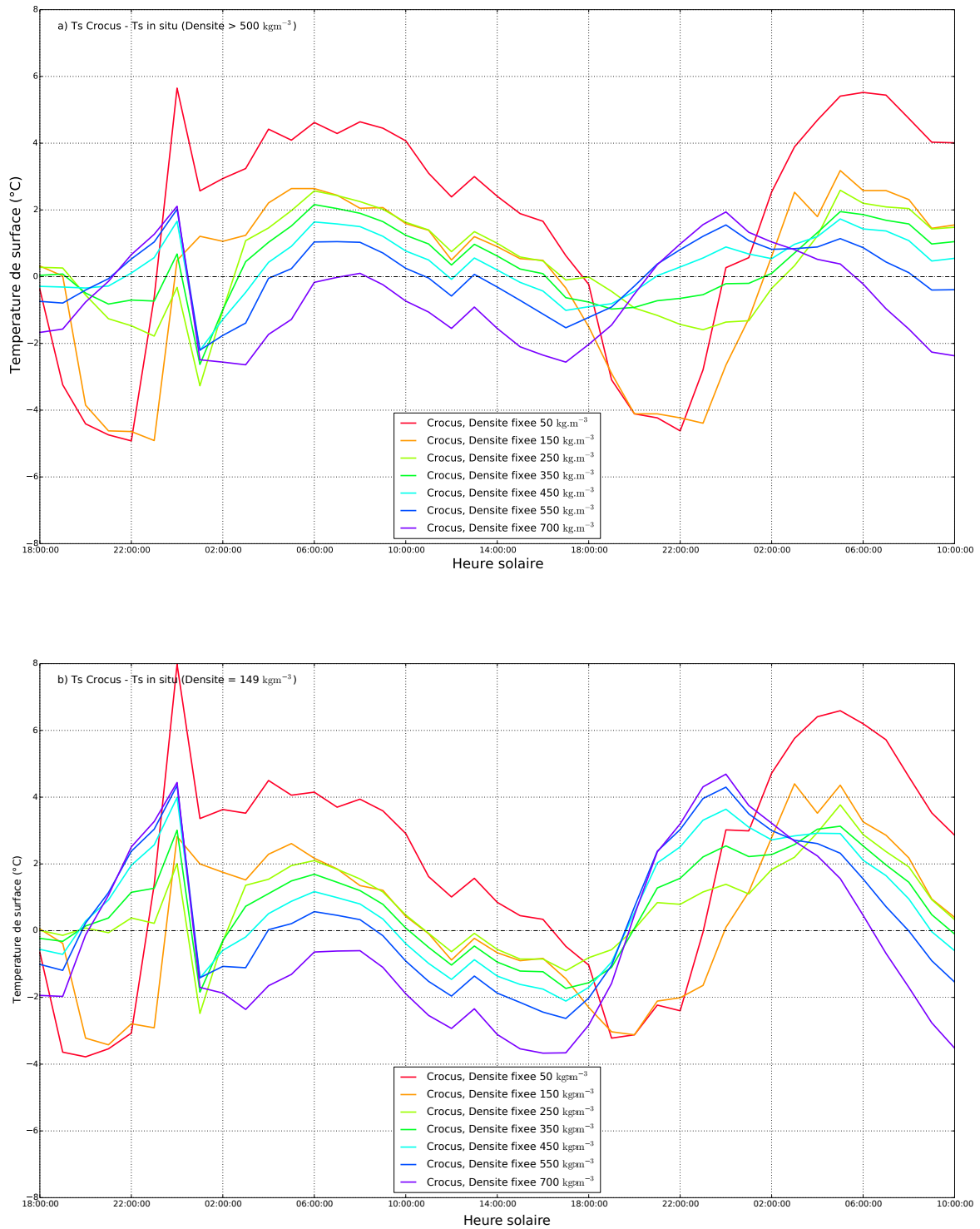


FIGURE 4.22 – T_s Crocus à densité fixée entre 50 et 700 $kg\ m^{-3}$ calculé à partir (a) de la T_s *in situ* mesurée sur une surface de densité $\rho > 500\ kg\ m^{-3}$ et (b) à partir de la T_s *in situ* mesurée sur une surface de densité $\rho = 149\ kg\ m^{-3}$, du 7 au 8 janvier 2015 à Dôme C.

4.4 Simulations idéalisées Crocus à Dôme C

De manière générale, le biais chaud des simulations idéalisées Crocus s'observe pendant la « nuit », quand l'angle solaire zénithal est le plus élevé mais également quand l'albédo de surface est aussi le plus fort (autour de 0,85 d'après Grenfell *et al.* (1994)).

Dans Crocus, l'albédo de surface est une variable pronostique qui varie avec le temps depuis une valeur initiale, fixée à 0,83, identique le « jour » et la « nuit ». La simulation de l'albédo la nuit, inférieure aux valeurs *in situ*, pourrait surestimer l'absorption d'énergie solaire dans le manteau pendant cette période et provoquer le biais chaud des simulations idéalisées. Il serait intéressant de tester une configuration de Crocus forcé en entrée par un albédo croissant avec l'angle solaire zénithal.

L'analyse des biais révèle un biais minimal, allant de -0.5 à 1.5°C , entre la T_s Crocus ($\rho = 350 \text{ kg m}^{-3}$) et la T_s *in situ* ($\rho > 500 \text{ kg m}^{-3}$) (Figure 4.24a). Le biais le plus faible calculé à partir de la T_s *in situ* ($\rho = 149 \text{ kg m}^{-3}$) est, quant à lui, associé à la T_s Crocus ($\rho = 150 \text{ kg m}^{-3}$) avec une valeur comprise entre -0.5 et 3°C (Figure 4.24b). Toutefois, même s'il y a une adéquation entre les densités de surface, la T_s Crocus ($\rho = 150 \text{ kg m}^{-3}$) présente un biais chaud non négligeable par rapport à la T_s *in situ* ($\rho = 149 \text{ kg m}^{-3}$).

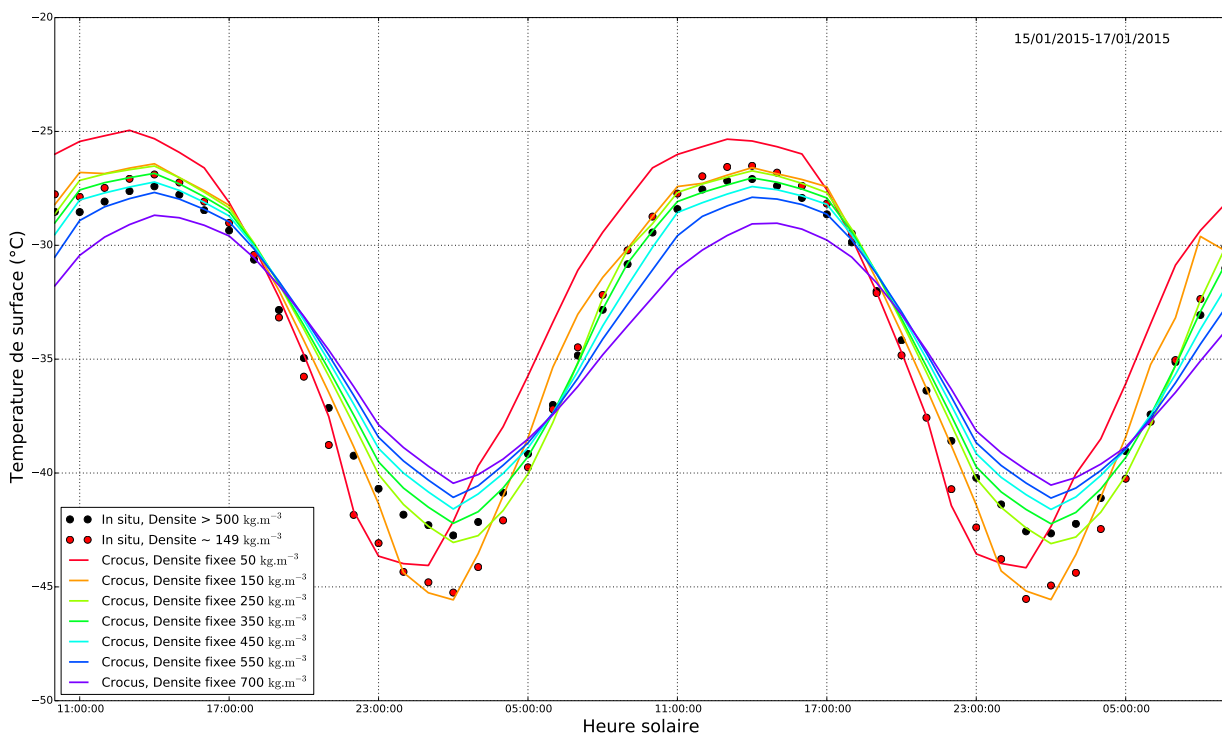


FIGURE 4.23 – T_s *in situ* mesurée sur une surface de densité faible ($\rho = 149 \text{ kg m}^{-3}$) (pointillé rouge), de la T_s *in situ* mesurée sur une surface de densité forte ($\rho > 500 \text{ kg m}^{-3}$) (pointillé noir) et de la T_s Crocus à densité fixée entre 50 et 700 kg m^{-3} du 15 au 17 janvier 2015 à Dôme C.

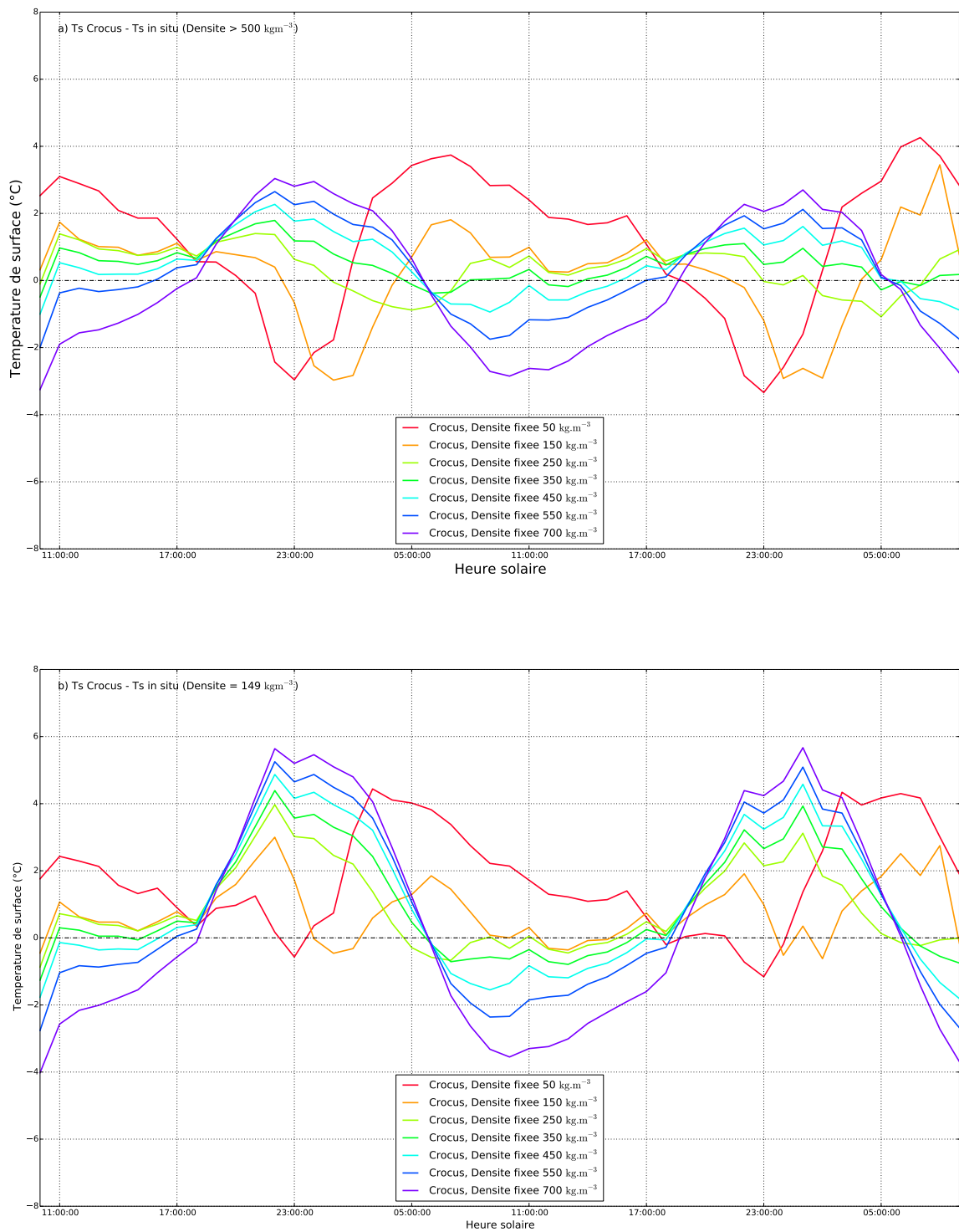


FIGURE 4.24 – T_s Crocus à densité fixée entre 50 kg m^{-3} calculé à partir (a) de la T_s *in situ* mesurée sur une surface de densité $\rho > 500 \text{ kg m}^{-3}$ et (b) à partir de la T_s *in situ* mesurée sur une surface de densité $\rho = 149 \text{ kg m}^{-3}$, du 15 au 17 janvier 2015 à Dôme C.

4.4 Simulations idéalisées Crocus à Dôme C

Après avoir évalué l'impact d'une variation de la densité de la neige sur le cycle diurne de la T_s idéalisée Crocus et l'adéquation des cycles diurnes simulés avec les observations *in situ*, nous analysons la qualité des amplitudes idéalisées Crocus le 8 janvier 2015 (Figure 4.25a) et les 15 et 16 janvier 2015 (Figure 4.25b). Les données du 7 janvier 2015 ne sont pas prises en compte car le cycle diurne ce jour là est incomplet.

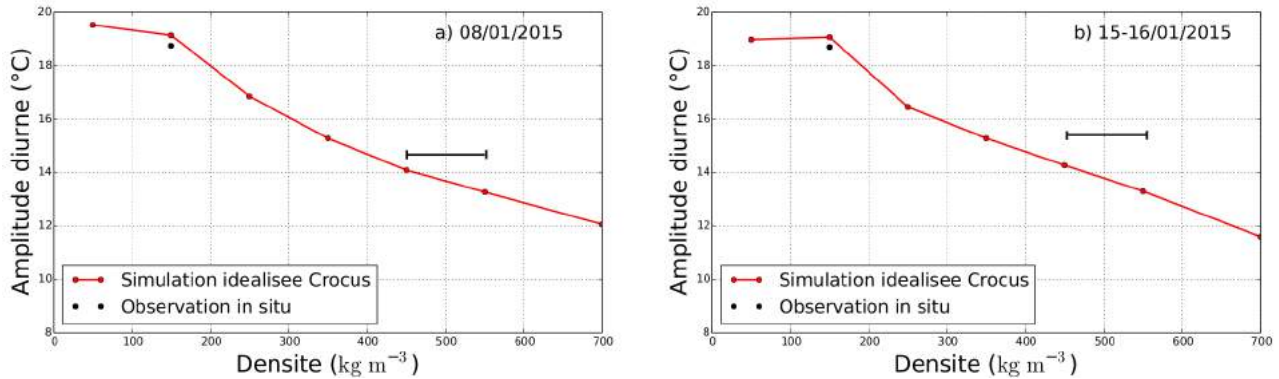


FIGURE 4.25 – Variation de l'amplitude diurne des simulations idéalisées Crocus (ligne rouge) et des observations *in situ* (noir) en fonction de la densité à Dôme C : (a) le 8 janvier 2015 et (b) en moyenne le 15 et 16 janvier 2015.

La simulation idéalisée Crocus présente, pour les deux cas, de bons résultats dans son estimation de l'amplitude diurne de la T_s associée à une surface de faible densité, de l'ordre de 150 kg m^{-3} , avec un biais inférieur à $0,5^\circ\text{C}$.

Pour une surface de densité élevée, illustrée sur la figure 4.25 par une densité comprise entre 450 et 550 kg m^{-3} , les résultats du modèle Crocus sont moins bons : l'amplitude simulée présente un biais négatif de $-1,5^\circ\text{C}$ en moyenne. L'amplitude simulée Crocus qui se rapproche le plus de l'amplitude *in situ* ($\rho > 500 \text{ kg m}^{-3}$) correspond à une densité fixée égale à 325 kg m^{-3} lors du cas n°1 et à une densité fixée égale à 400 kg m^{-3} lors du cas n°2.

Une cause possible de la différence d'amplitude entre la valeur simulée et la valeur *in situ*, pour des densités de surface supérieures à 500 kg m^{-3} , peut venir en partie de l'incertitude liée à la densité du *dos de baleine* dont la valeur a été estimée à plus de 500 kg m^{-3} d'après les valeurs trouvées dans la littérature (Picard *et al.*, 2014), la mesure n'ayant pas été possible sur le terrain.

S'ajoute aussi le fait que le *dos de baleine* était recouvert, lors de la mesure, d'une fine couche de givre de densité typique $100\text{-}200 \text{ kg m}^{-3}$. Bien qu'elles puissent avoir un large impact sur la densité de surface de la neige (Lacroix *et al.*, 2009; Brucker *et al.*, 2014), ces fines couches de givre ne sont pas reproduites par le modèle (Libois, 2014). Leur présence peut induire une nouvelle incertitude quant à la valeur de la densité de surface qui peut dès lors être inférieure à 500 kg m^{-3} .

Une autre limitation vient également du forçage météorologique utilisé dans Crocus. La surface du *dos de baleine* est légèrement surélevée par rapport à la surface moyenne, de fait les forçages atmosphériques subis par le *dos de baleine* ne sont pas exactement les mêmes que ceux subis par

la surface de neige soufflée. Le *dos de baleine* est également une surface isolée entourée de neige moins dense. Il s'ensuit des échanges d'énergie par flux turbulents entre le *dos de baleine* et les surfaces avoisinantes non décrits par la théorie de Monin-Obukhov qui tendent à rapprocher la T_s du *dos de baleine* de celle des surfaces très proches (de l'ordre du mètre) qui l'entourent, expliquant ainsi la valeur supérieure de l'amplitude *in situ*.

4.5 Vers une restitution de la densité de surface

4.5.1 Méthode d'estimation de la densité de surface

La section 4.3.3.1 a mis en évidence la relation entre la densité de surface de la neige et la variabilité de l'amplitude diurne d'une surface. En augmentant la capacité thermique et favorisant le processus de conduction, et donc la diffusivité dans le manteau, une surface dont la densité de la neige est élevée se caractérise par une amplitude diurne faible. Nous cherchons maintenant à tirer parti de ce lien pour évaluer la densité de surface de la neige à partir de valeurs de l'amplitude diurne.

Pour cela, l'amplitude idéalisée Crocus est calculée à Dôme C sur la période 2000-2013 à partir de la T_s des simulations idéalisées Crocus à densité fixée. On en déduit l'amplitude idéalisée Crocus en fonction de la densité (Figure 4.26) qui révèle une relation monotone entre les deux paramètres. Cette bijection permet de déduire, d'une valeur d'amplitude connue, la densité inconnue, toujours sous l'hypothèse d'une densité uniforme sur la verticale. Cette figure permet également d'observer la sensibilité de la densité aux cycles diurnes et de la quantifier :

$$\frac{\Delta\rho}{\Delta\text{ampl}} \sim 115 \text{ kg m}^{-3}\text{C}^{-1} \quad (14)$$

Une erreur de 1°C dans l'amplitude diurne peut ainsi provoquer une erreur de plus de 100 kg m^{-3} dans l'estimation de la densité de surface. Cette forte sensibilité constitue une limite à la capacité de déduire de valeurs individuelles d'amplitude diurne une valeur absolue de densité. Cependant, en traitant un grand nombre de données sur des périodes assez longues, comme c'est le cas pour cette étude, l'incertitude est réduite.

Disposant du modèle de neige Crocus capable de simuler la variabilité de l'amplitude diurne de la T_s (section 4.4.2) en fonction de la densité de surface, l'objectif de cette section est de déduire d'observations d'amplitudes diurnes les densités de surface correspondantes. Pour cela, notre travail s'appuie sur les amplitudes médianes calculées à partir des observations de la T_s MODIS « filtre 5H » dont l'évaluation a montré des résultats satisfaisants (section 4.3.2) ainsi que sur les simulations idéalisées Crocus à densité fixée introduites dans la section 4.4.2.

La question que nous nous posons est la suivante : pour quelle densité de surface l'amplitude simulée par Crocus diffère le moins de l'amplitude MODIS ?

Pour y répondre, la T_s idéalisée Crocus est au préalable filtrée selon la présence de la T_s MODIS « filtre 5H », de sorte que les amplitudes idéalisées Crocus de chaque jour sont calculées aux mêmes heures que les amplitudes MODIS.

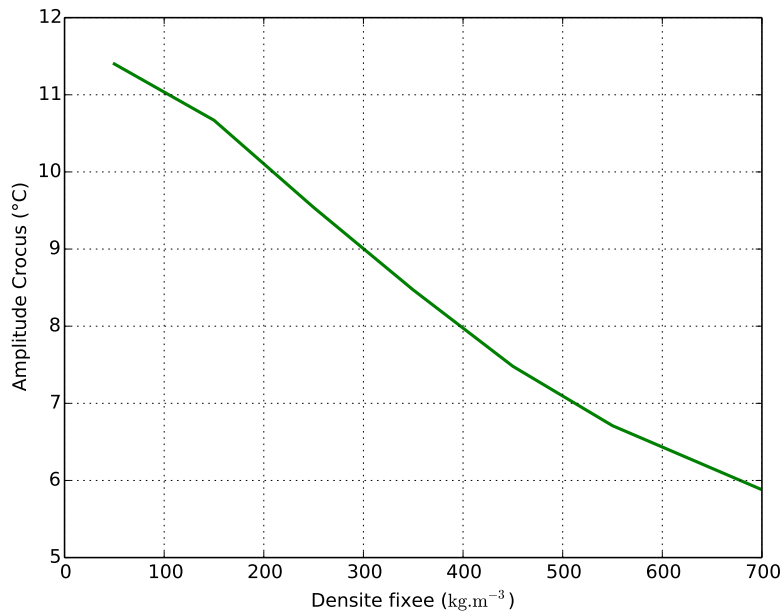


FIGURE 4.26 – Amplitude médiane Crocus en fonction de la densité entre 2000 et 2013 à Dôme C.

La figure 4.27 compare à l’amplitude MODIS l’amplitude diurne des 7 simulations idéalisées Crocus caractérisées chacune par une densité entre 50 kg m^{-3} et 700 kg m^{-3} entre le 17 novembre 2009 et le 11 décembre 2009 à Dôme C. Pendant ces 14 jours, l’amplitude MODIS évolue globalement entre l’amplitude Crocus ($\rho = 250 \text{ kg m}^{-3}$) et l’amplitude Crocus ($\rho = 350 \text{ kg m}^{-3}$). Elle montre parfois une valeur se rapprochant de l’amplitude Crocus ($\rho = 450 \text{ kg m}^{-3}$), par exemple les 20, 21 et 23 novembre 2009, et une valeur se rapprochant de l’amplitude Crocus ($\rho = 150 \text{ kg m}^{-3}$) les 10 et 11 décembre 2009.

Ces changements de densité se produisent le plus souvent lors de baisses importantes de l’amplitude MODIS dues à des événements météorologiques. En effet, du 20 novembre au 25 novembre et le 6 décembre 2009, les observations BSRN montrent une forte intensité du vent, avec une valeur supérieure à 6 m s^{-1} (Figure 4.28), qui peut induire une diminution de l’amplitude diurne et une augmentation de la densité de surface. Les 10 et 11 décembre, les fortes valeurs de LW_{down} BSRN (supérieures à 90 W m^{-2}), signature d’un épisode de forte nébulosité, ne sont *a priori* pas à l’origine de chutes de neige pouvant expliquer la diminution de la densité ; le taux de précipitation fourni par les données ERA-Interim indique une valeur nulle durant toute la période.

La comparaison entre l’amplitude idéalisée Crocus et l’amplitude MODIS, réalisée sur 14 jours (Figure 4.27), est maintenant effectuée sur 14 ans, entre 2000 et 2013, à Dôme C, via le calcul du biais d’amplitude entre les simulations idéalisées Crocus et les observations MODIS. Notre problématique revient donc à déterminer quelle densité est associée à un biais d’ampli-

4.5 Vers une restitution de la densité de surface

tude nul.

Pour calculer le biais d'amplitude, les médianes mensuelles interannuelles des amplitudes idéalisées Crocus sont soustraites aux médianes mensuelles interannuelles des amplitudes MODIS.

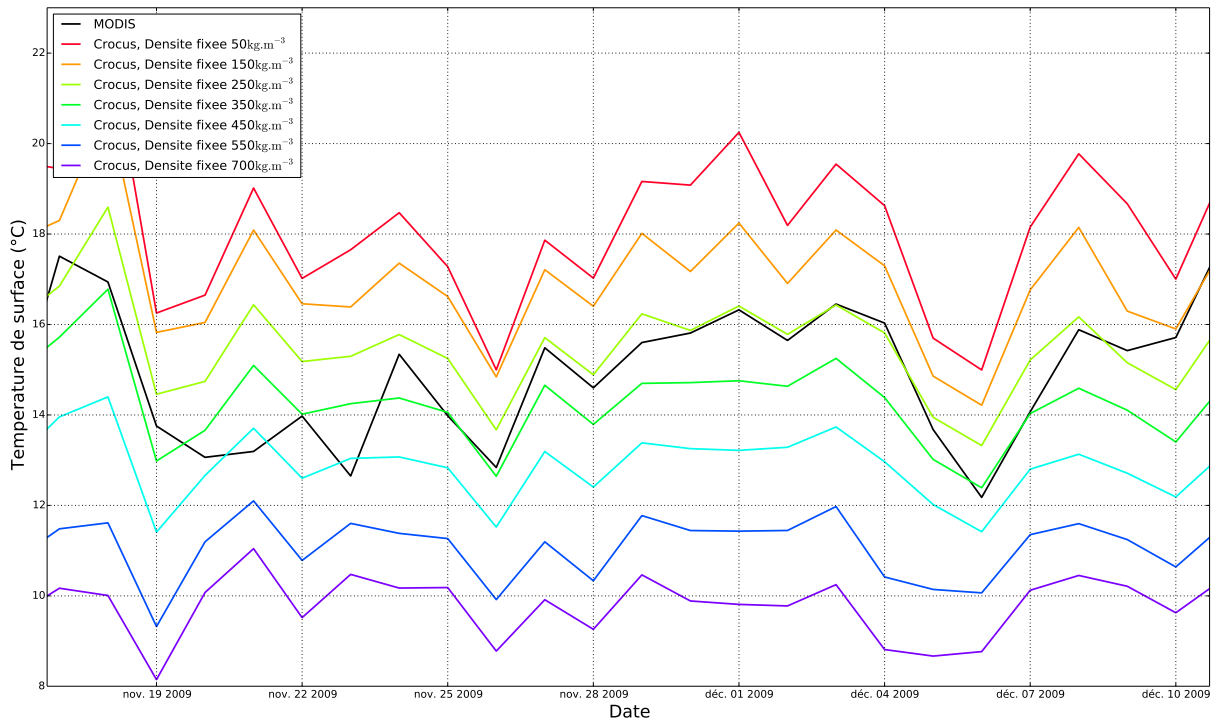


FIGURE 4.27 – Amplitudes diurnes des 7 simulations idéalisées Crocus à densité de surface fixée et de amplitude MODIS entre le 17 novembre 2009 et le 11 décembre 2009 à Dôme C.

La figure 4.29 présente pour chaque simulation idéalisée le biais d'amplitude sur la période 2000-2013 à Dôme C. De cette figure ressort qu'au delà d'une densité égale à 350 kg m^{-3} , le biais d'amplitude des simulations idéalisées Crocus ne s'annule jamais : la densité de surface de Dôme C est donc inférieure à 350 kg m^{-3} .

On note également que, quelle que soit la densité fixée, la différence d'amplitude n'est jamais nulle entre les mois de mai et septembre. Une analyse de la moyenne journalière inter-annuelle du SW_{down} ERA-i à Dôme C entre 2000 et 2013 indique un forçage solaire nul entre le 3 mai et le 11 août. Les périodes précédant et suivant la nuit polaire voient le forçage solaire augmenter mais celui-ci reste faible, comme le montrent les variations quotidiennes de la T_s MODIS à Dôme C (Figure 4.7). Durant la saison hivernale et les saisons intermédiaires, les amplitudes diurnes ne sont donc plus principalement dues aux cycles du Soleil mais issues de la variabilité synoptique de la T_s (Genthon *et al.*, 2013). Notre méthode s'appuyant sur la relation entre la densité de surface et l'amplitude diurne de surface de la neige générée par le cycle diurne du Soleil, elle n'est donc applicable que durant les mois présentant un forçage solaire suffisant : novembre, décembre, janvier et février. Cette restriction a par ailleurs l'avantage de correspondre à la période de meilleure performance des amplitudes MODIS (section 4.3.2).

Pendant ces quatre mois, la densité qui minimise le plus le biais d'amplitude est donc finalement égale à 250 kg m^{-3} avec un biais compris entre -1 et 1°C .

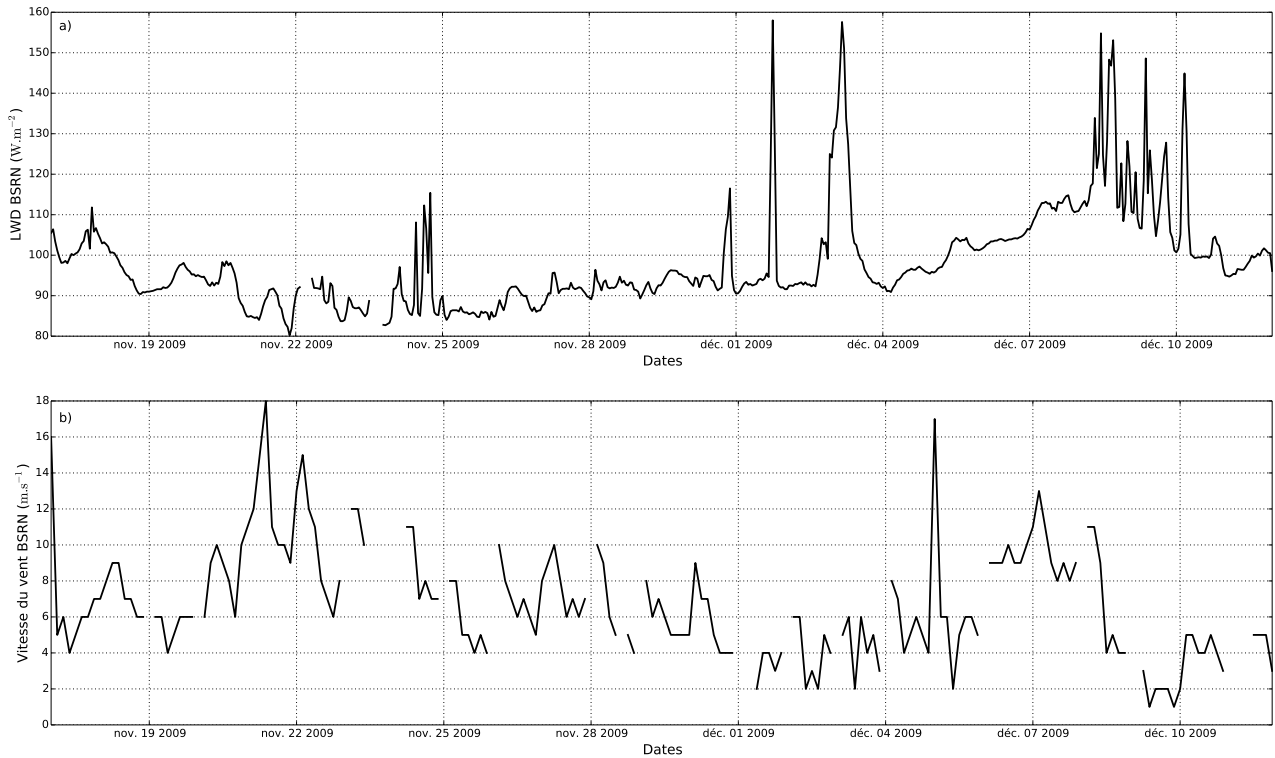


FIGURE 4.28 – (a) Rayonnement thermique descendant BSRN et (b) vitesse du vent BSRN entre le 17 novembre 2009 et le 11 décembre 2009 à Dôme C

4.5.2 Résultat

La valeur finale de la densité de la neige à Dôme C est estimée en identifiant la valeur de densité associée à un biais d'amplitude idéalisée Crocus nul. La figure 4.30 présente ainsi la variation du biais d'amplitude médian des simulations idéalisées Crocus en fonction de la densité, au cours des 4 mois d'été (novembre, décembre, janvier et février) entre 2000 et 2013 à Dôme C. La relation monotone entre le biais d'amplitude Crocus et la densité de la neige permet d'associer à un biais d'amplitude nul une densité de surface égale à 285 kg m^{-3} . Notre méthode d'inversion du cycle diurne permet ainsi d'obtenir une densité de surface de 285 kg m^{-3} à Dôme C.

4.5 Vers une restitution de la densité de surface

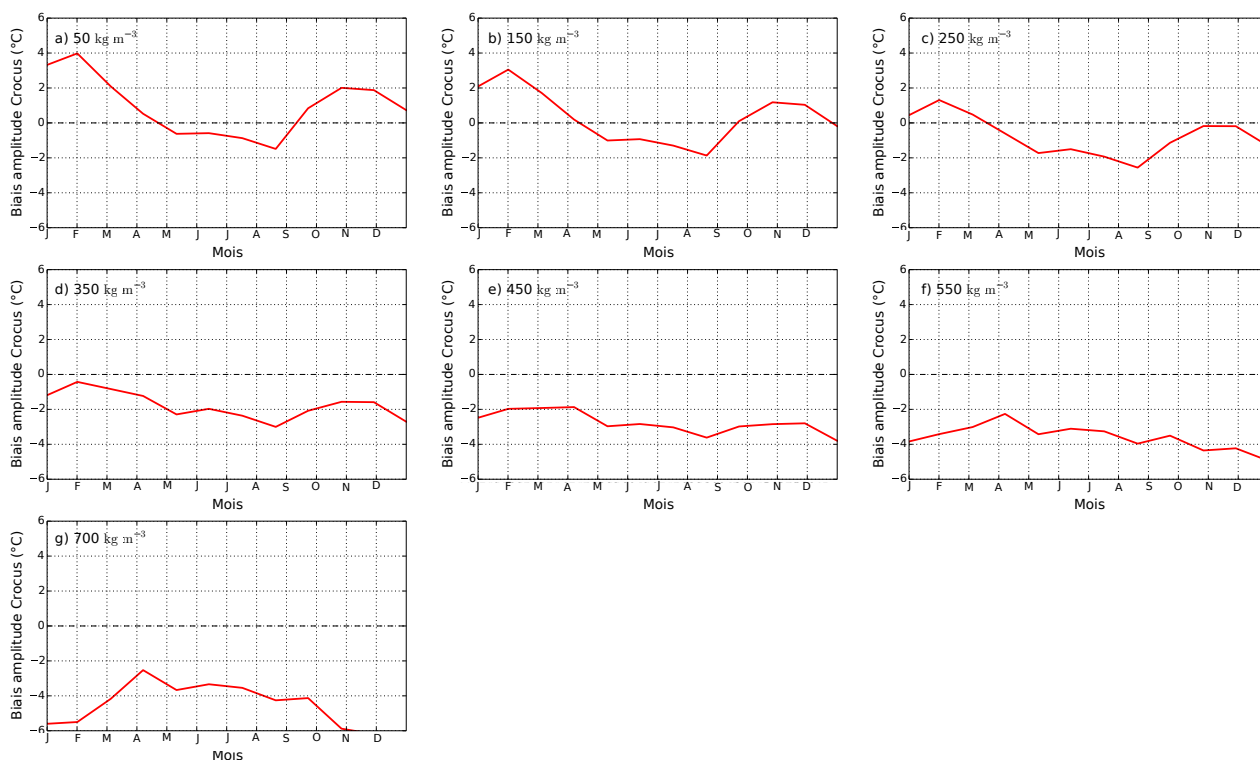


FIGURE 4.29 – Biais d’amplitude mensuelle médiane Crocus des 7 simulations à densité de surface fixée entre 50 et 700 kg m^{-3} calculé par rapport à l’amplitude mensuelle médiane MODIS à Dôme C, sur la période 2000-2013.

4.5.3 Évaluation et Limite de la méthode

Pour évaluer les résultats de cette méthode d'estimation de la densité de surface, j'ai récolté durant ma campagne d'été à Concordia un grand nombre de mesures de densité de surface sur 5 cm d'épaisseur. La figure 4.31 montre les résultats de ces mesures réalisées aléatoirement dans un périmètre de 50x100 m et étalées sur 2 mois de telle sorte que la variabilité observée combine à la fois la variabilité spatiale et la variabilité temporelle.

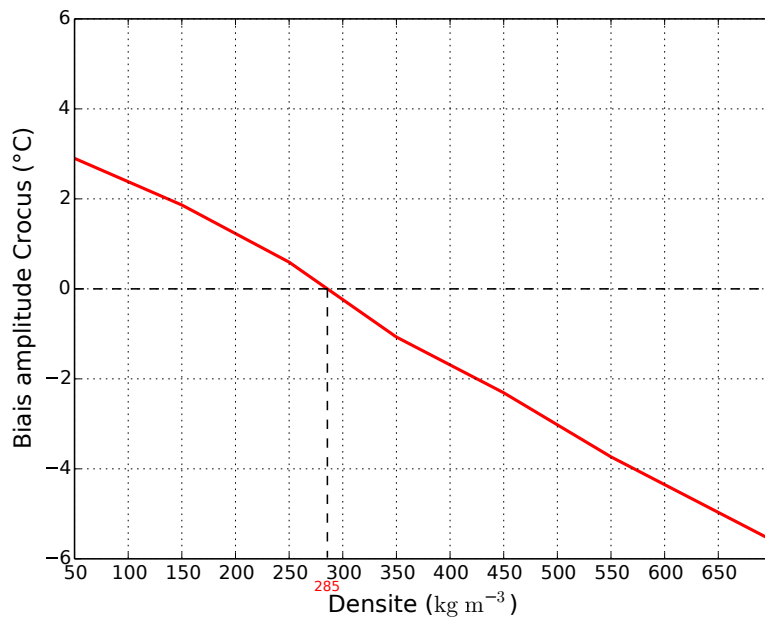


FIGURE 4.30 – Biais de l'amplitude médiane Crocus en fonction de la densité à Dôme C en été (NDJF) sur la période 2000-2013.

Les moyennes hebdomadaires de ces mesures sont également présentées. Dans les 5 premiers centimètres du manteau neigeux, on observe déjà des différences avec une densité qui augmente avec la profondeur, sous l'effet du métamorphisme de la neige, et un écart-type qui diminue avec la profondeur (45 kg m^{-3} en surface contre 31 kg m^{-3} à 2,5 cm sous la surface), signature d'une variabilité de densité beaucoup plus importante en surface. À 2,5 cm de profondeur, la moyenne hebdomadaire de la densité montre une faible variabilité temporelle avec des valeurs comprises entre 283 et 298 kg m^{-3} . La variabilité des mesures observées à 2,5 cm de profondeur est *a priori* essentiellement spatiale. À la surface, la densité est plus sensible aux conditions météorologiques : une légère diminution de densité de 4 kg m^{-3} en moyenne s'observe par jour. Une décroissance de la densité avait été également observée dans Libois (2014).

La moyenne totale de ces mesures est égale à 265 kg m^{-3} , valeur cohérente avec les études menées à Dôme C par Gallet *et al.* (2011); Libois (2014), où l'on retrouve une densité de surface de 260 kg m^{-3} . La densité de surface estimée par notre méthode d'inversion de la

4.5 Vers une restitution de la densité de surface

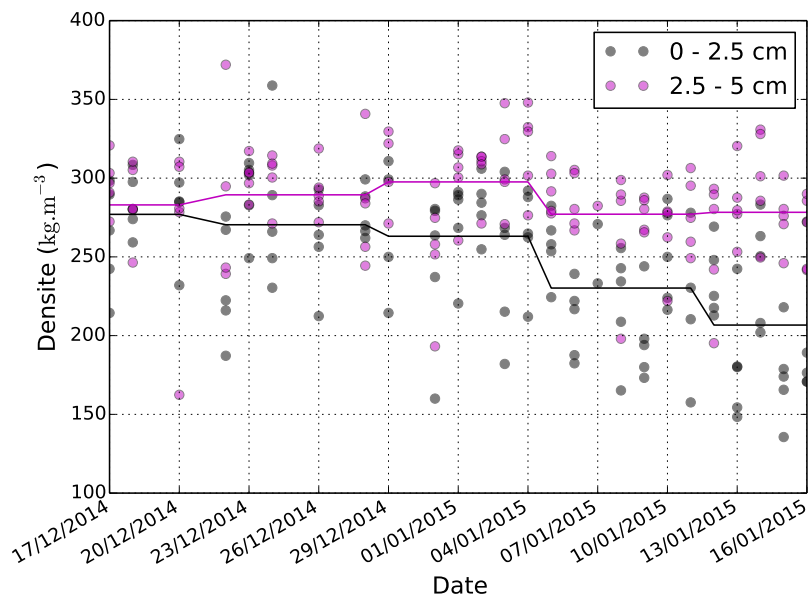


FIGURE 4.31 – Série temporelle de la densité de la neige mesurée en surface et 2,5 cm sous la surface entre le 17 décembre 2014 et 16 janvier 2015 à Dôme C. La courbe noire représente la moyenne hebdomadaire des mesures en surface, la courbe violette représente la moyenne hebdomadaire des mesures à 2,5 cm sous la surface.

relation densité/amplitude diurne égale à 285 kg m^{-3} montre donc une valeur proche de la valeur réelle compte tenu des nombreuses sources d'incertitude :

- l'incertitude de mesure de la densité généralement admise à 10% (Conger et McClung, 2009) ;
- la sous-estimation de l'amplitude MODIS en été probablement due à un manque d'observation (section 4.3.2) mais toutefois prise en compte lors de l'échantillonnage des simulations Crocus ;
- la sensibilité de la densité au cycle diurne de la T_s (section 4.3.3.1) ;
- les incertitudes des réanalyses ERA-Interim à Dôme C ;

Ce dernier point a été observé par Genthon *et al.* (2010, 2013). Dans ces études, les réanalyses ERA-Interim sont comparées aux observations mesurées à partir d'instruments situées sur la tour américaine de Concordia, pendant l'été 2008 puis en janvier et juillet 2010. Plusieurs erreurs sont alors observées :

- un biais chaud de la température de l'air ERA-i de 3-4°C par rapport aux températures de la tour, probablement dû à une sous-estimation de l'albedo (section 3.2.3.2) ;
- une atténuation du cycle diurne de la température de l'air ERAi ;
- le vent est la variable la moins bien représentée : la variabilité temporelle intra-quotidienne du vent est sous-estimée et la spirale d'Ekman n'est pas reproduite dans la direction du vent.

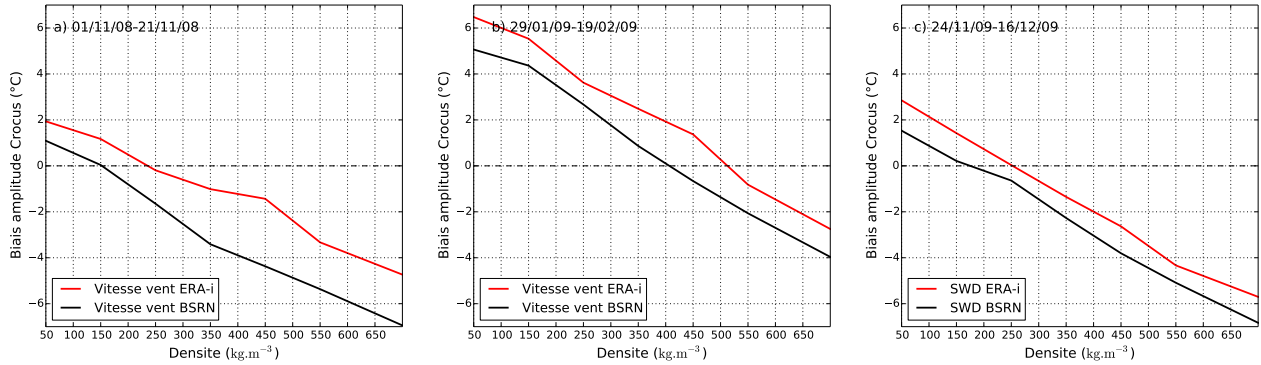


FIGURE 4.32 – Biais de l’amplitude médiane Crocus en fonction de la densité pour différents forçages (a), (b) de la vitesse du vent et (c) du flux radiatif SW_{down} à Dôme C.

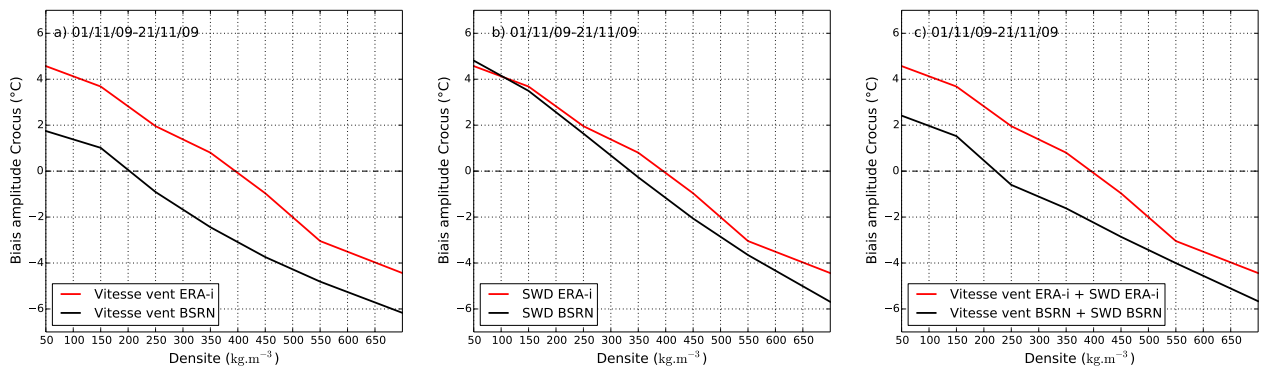


FIGURE 4.33 – Biais de l’amplitude médiane Crocus en fonction de la densité pour différents forçages (a) de la vitesse du vent, (b) du flux radiatif SW_{down} et (c) de la vitesse du vent et du flux radiatif SW_{down} à Dôme C.

4.5 Vers une restitution de la densité de surface

Afin d'évaluer l'impact du forçage sur notre estimation de la densité, nous avons remplacé certaines données ERA-Interim, utilisées comme forçage d'entrée dans le modèle Crocus, par des observations *in situ* fournies par le BSRN.

Cette méthode est toutefois très limitée car les observations *in situ* comportent beaucoup de données manquantes ou erronées en raison, entre autres, des conditions météorologiques extrêmes sur le site de Dôme C. Le modèle Crocus n'admettant pas de données manquantes dans ses données de forçage, nos comparaisons s'étalent sur des périodes d'une vingtaine de jours. Ces périodes étant très courtes, l'idée ici n'est pas d'évaluer notre méthode mais d'observer quantitativement l'influence de ce nouveau forçage sur la densité estimée.

La figure 4.32 présente les résultats du changement du forçage de la vitesse du vent à 10m entre le 1^{er} novembre 2008 et le 21 novembre 2008 (Figure 4.32a) et entre le 29 janvier 2009 et le 19 février 2009 (Figure 4.32b). La nouvelle hauteur de mesure de la vitesse du vent, à 4 m pour les données BSRN contre 10 m pour les données ERA-Interim, est prise en compte.

Les résultats d'un changement du forçage du flux radiatif SW_{down} sont présentés entre le 24 novembre 2009 et le 16 décembre 2009 sur la figure 4.32c.

Pour ces trois périodes, quel que soit le changement de la donnée de forçage opéré - vitesse du vent ou flux radiatif SW_{down} - le biais d'amplitude nul correspond à une densité plus faible si on remplace la donnée de forçage ERA-Interim par la donnée de forçage BSRN.

La figure 4.33 compare, sur une même période, l'impact sur l'estimation de la densité d'un changement de la vitesse du vent (Figure 4.33a), d'un changement du flux radiatif SW_{down} (Figure 4.33b) et d'un changement de la vitesse du vent et du flux radiatif SW_{down} (Figure 4.33c). Connaissant la sensibilité de l'amplitude diurne à l'albédo - une variation de 1% de la valeur d'albédo entraîne une baisse de l'amplitude diurne de 1,1°C (section 4.17)-, les possibles erreurs d'albédo sont à garder à l'esprit dans cette analyse. De plus, étant donné le faible nombre de jours d'observations sur lequel s'effectuent ces comparaisons, la moindre erreur dans les mesures, ou dans les forçages, provoque des variations importantes, pouvant être irréalistes, de la densité.

Comme précédemment, un remplacement dans le forçage des données ERA-Interim par des observations BSRN s'accompagne d'une diminution de la densité estimée. Pour ce cas ci, l'utilisation de la vitesse du vent BSRN seule conduit à une estimation de la densité de surface beaucoup trop faible ($\rho = 203 \text{ kg m}^{-3}$). L'utilisation combinée de la vitesse du vent et du flux radiatif BSRN permet d'obtenir une valeur de densité de surface plus réaliste ($\rho = 222 \text{ kg m}^{-3}$), bien que probablement en-dessous de la valeur réelle de densité de surface pendant cette période. Cette estimation est toutefois bien meilleure que celle issue des données ERA-Interim donnant une densité estimée égale à 395 kg m^{-3} (Figure 4.33c).

Une réponse à la surestimation de la densité de surface de notre méthode pourrait donc être l'utilisation, comme forçage du modèle Crocus, de données météorologiques plus réalistes que les réanalyses ERA-Interim.

4.6 Conclusions et perspectives

À Dôme C, Picard *et al.* (2014) a mis en évidence le lien entre la variabilité spatiale de la T_s et des zones de neige particulièrement denses, appelées *dos de baleine*. Durant ma campagne de mesures à Dôme C, j'ai moi même voulu observer cette influence des propriétés physiques de surface du manteau neigeux sur la variabilité de la T_s . Dans ce but des mesures de la T_s ont été réalisées sur un transect de 100 m. En raison d'un nombre insuffisant de mesures et de conditions météorologiques non optimales, cette expérience n'a pas donné de résultats satisfaisants. La même expérience réalisée sur un transect de 5 km a toutefois permis d'identifier la longueur caractéristique de 1 km au-delà de laquelle la moyenne de la T_s ne présente plus de variabilité importante. Ce résultat conforte pour la suite de cette étude l'utilisation de données à grande échelle, telles que les données MODIS et ERA-Interim.

Toujours dans l'objectif d'observer l'influence de la variabilité spatiale de la neige de surface sur la T_s , une autre expérience visait à observer simultanément le cycle diurne de la T_s de deux surfaces de densité différentes, à savoir un *dos de baleine* et une surface recouverte de neige soufflée. Même si le cycle diurne du flux radiatif SW_{down} est le premier facteur agissant sur la T_s en été, ces mesures *in situ* montrent l'impact du vent qui influe sur les transferts du flux de chaleur sensible et, à plus long terme, sur la densité de surface du manteau. La conjonction de ces deux processus peut expliquer les différences de variation de la T_s observées entre les deux surfaces. L'expérience a montré qu'une diminution d'au minimum 350 kg m^{-3} de la densité de surface pouvait produire une augmentation de 4°C de l'amplitude diurne. L'impact du transfert de chaleur par convection, à travers les échanges flux turbulent de chaleur sensible, a, quant à lui, pu être quantifié grâce à des simulations du modèle de neige Crocus réalisées sur 14 ans pour différentes intensités de vent ; une diminution de moitié de l'intensité du vent produit ainsi une augmentation de 5°C de l'amplitude diurne.

L'utilisation de données météorologiques mesurées *in situ* durant ma campagne à Dôme C a également permis d'évaluer la capacité de Crocus à reproduire la différence d'amplitude générée par la différence de densité des deux surfaces. Pour cela, une modification dans Crocus est opérée, consistant à uniformiser la densité sur tout le profil vertical. Les simulations Crocus produites suite à cette modification sont appelées simulations idéalisées Crocus. Imposer un profil de densité, uniforme ou non, différent d'un profil réel, comporte des limites car cela modifie les transferts d'énergie au sein du manteau neigeux. Le gradient de température est une conséquence de ces échanges mais aussi un facteur de transfert d'énergie puisqu'il intervient dans le flux de conduction.

L'étude de la qualité des simulations idéalisées Crocus a montré de bons résultats en présen-

4.6 Conclusions et perspectives

tant un biais d'amplitude inférieur à $0,5^{\circ}\text{C}$ pour une densité de surface de l'ordre de 150 kg m^{-3} . Pour des valeurs plus élevées de la densité, supérieures à 500 kg m^{-3} , les simulations Crocus présentent des biais plus importants, de l'ordre de $-1,8^{\circ}\text{C}$, par rapport à l'amplitude observée. Une partie de ce biais peut provenir de l'incertitude entourant la mesure de la densité sur le terrain et des incertitudes sur les conditions de forçage des deux surfaces. D'autre part, les conditions expérimentales, basées sur l'observation de la T_s d'une surface de type *dos de baleine* isolée et à proximité de surfaces à densités de neige plus faibles, ne permettent pas de généraliser ce résultat.

En nous appuyant sur les observations MODIS, les simulations idéalisées Crocus et les réanalyses atmosphériques ERA-Interim utilisées pour forcer Crocus, une méthode d'estimation de la densité de surface a pu être développée en minimisant l'erreur de simulation sur l'amplitude diurne.

Une valeur de densité de surface égale à 285 kg m^{-3} est obtenue. Cette densité estimée est comprise dans la fourchette d'incertitude de 10% associée à la densité mesurée. Des tests réalisés en remplaçant dans le forçage du modèle Crocus la vitesse du vent et le flux radiatif SW_{down} ERA-Interim par les données du BSRN ont montré une possible source d'erreur dans la sous-estimation par ERA-Interim de la variabilité temporelle intra-quotidienne de la vitesse du vent ou dans la surestimation du flux radiatif SW_{down} , forçant le modèle à compenser par une densité trop forte.

Ce chapitre a démontré l'influence de la densité de surface sur l'amplitude diurne de la T_s à Dôme C et le potentiel de ce lien pour estimer la densité de surface à partir d'observations satellites de la T_s : il a été exploité avec succès dans notre méthode d'estimation de la densité de surface par minimisation du biais d'amplitude. Le chapitre suivant cherche à appliquer notre méthode d'estimation de la densité au continent Antarctique en se basant sur des observations MODIS de la T_s et des simulations Crocus idéalisées réalisées sur tout le domaine.

CHAPITRE V

VARIABILITÉ SPATIALE ET TEMPORELLE DE L'AMPLITUDE DIURNE EN ANTARCTIQUE

5.1	Introduction	134
5.2	Évaluation de l'amplitude MODIS en Antarctique.	136
	5.2.1 Évaluation et interprétation de la disponibilité de l'amplitude MODIS	136
	5.2.2 Analyse de la qualité de l'amplitudes MODIS	138
5.3	Étude de la variabilité de l'amplitude diurne de la T_s	142
	5.3.1 Variabilité spatiale de l'amplitude diurne	142
	5.3.2 Variabilité temporelle de l'amplitude diurne.	144
5.4	Évaluation de l'amplitude diurne simulée en Antarctique	147
5.5	Vers une estimation de la densité de surface en Antarctique	150
	5.5.1 Application de la méthode d'estimation de la densité de surface	150
	5.5.2 Résultat	154
	5.5.3 Approche alternative	158
5.6	Conclusion	160

5.1 Introduction

Après avoir identifié le vent et la densité de la neige comme facteurs agissant sur la variabilité spatiale et temporelle de l'amplitude diurne de la T_s à Dôme C, ce chapitre cherche à évaluer leurs impacts à l'échelle du plateau antarctique.

Sur le continent antarctique, la forte uniformité de la direction du vent de surface montre le rôle prépondérant de la topographie et le rôle secondaire du forçage synoptique avec des dépressions qui entrent rarement à l'intérieur du continent (Parish, 1981). À proximité des côtes, une déviation du flux du vent de surface résulte de la force de Coriolis (Parish, 1982; King et Turner, 1997) (Figure 5.1a). Il n'est pas uniforme mais concentré dans les vallées étroites le long des côtes, zones de confluence où l'on mesure les plus fortes vitesses du vent (Figure 5.1b). Le vent a un rôle crucial car sa variabilité temporelle quotidienne induit une variation de la T_s mais également car il contrôle la densité de surface par le biais du transport de neige en particulier.

La densité de surface de la neige est un paramètre critique du bilan énergétique de surface à travers son action sur l'absorption du rayonnement solaire dans le manteau neigeux et sur le métamorphisme de la neige (section 1.4.3). Dès lors, tout processus physique susceptible de la modifier peut influencer la variabilité temporelle du cycle diurne de la T_s , et par conséquent la variabilité temporelle de l'albédo et le bilan énergétique du manteau neigeux (Libois, 2014). Pourtant, actuellement, les seules informations sur la densité de surface en Antarctique proviennent d'observations *in situ* faites à proximité de bases scientifiques ou lors de traverses, si bien que sa variabilité spatiale sur le continent reste encore peu connue.

Dans le chapitre précédent, une méthode d'estimation de la densité de surface par inversion de la relation densité/amplitude diurne a été imaginée, développée et testée à Dôme C. Des résultats encourageants ont été obtenus avec une densité de surface estimée, égale à 285 kg m^{-3} , proche de la valeur communément admise de 260 kg m^{-3} sur les 10 premiers centimètres (Libois, 2014; Gallet *et al.*, 2011).

L'objectif de ce chapitre est d'appliquer notre méthode d'estimation de la densité de surface, par inversion de la relation densité/amplitude diurne, à l'échelle du continent Antarctique. Pour ce faire, une évaluation quantitative et qualitative des amplitudes diurnes MODIS sur le plateau antarctique est effectuée dans un premier temps (section 5.2). Elle est suivie d'une étude de la variabilité spatiale et temporelle de l'amplitude diurne (section 5.3). Des simulations du modèle Crocus sont ensuite réalisées sur le domaine antarctique afin d'évaluer la capacité du modèle à simuler la variabilité spatiale et temporelle de l'amplitude diurne. Ce travail se poursuit par une analyse des différences de simulations d'amplitude entre le modèle de neige Crocus et les réanalyses ERA-Interim et leurs conséquences (section 5.4). Enfin, dans la section

5.1 Introduction

5.5, notre méthode d'estimation de la densité par inversion du cycle diurne est appliquée au plateau antarctique et ses résultats commentés.

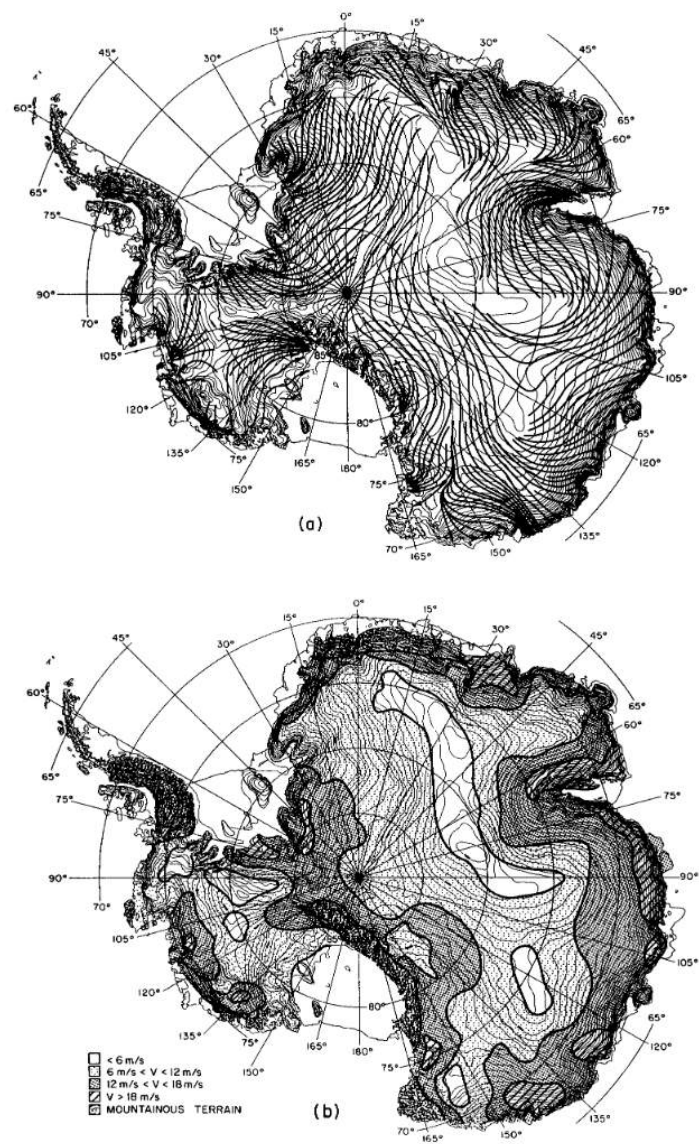


FIGURE 5.1 – Circulation catabatique moyenne en hiver : (a) Lignes de flux et (b) vitesse du vent [Source Parish and Bromwich, 2007].

5.2 Évaluation de l'amplitude MODIS en Antarctique

Le travail d'évaluation des amplitudes MODIS sur le plateau antarctique s'appuie sur les observations MODIS de la T_s effectuées sur une période de 13 ans entre 2000 et 2012.

5.2.1 Évaluation et interprétation de la disponibilité de l'amplitude MODIS

Pour calculer l'amplitude MODIS, la T_s MODIS est sélectionnée via l'application du « filtre 5H » (section 4.3.2) qui permet d'échantillonner au mieux les minimum et maximum quotidiens de la T_s .

En éliminant les jours où les observations MODIS sont manquantes pendant plus de 5 heures, le « filtre 5H » laisse néanmoins passer les jours où les observations MODIS sont rares mais dispersées, par exemple en raison d'erreurs de détection de nuages. De fait, l'application du filtre améliore l'estimation de l'amplitude diurne mais ne rend pas impossible une mauvaise estimation, comme cela a été vu à Dôme C dans le chapitre IV. L'impact du filtre sur le nombre d'observations de l'amplitude MODIS est étudié dans cette section afin d'identifier les zones présentant un nombre d'observations d'amplitude MODIS suffisamment important pour effectuer une analyse solide des amplitudes MODIS.

En raison d'une présence de nuages beaucoup plus fréquente sur les côtes et en Antarctique de l'Ouest, le « filtre 5H », appliqué sur la T_s MODIS entre 2000 et 2012, élimine un grand nombre de jours dans ces régions (Figure 5.2b).

Sur le plateau antarctique, le nombre de jours moyen par mois diminue également fortement après application du filtre passant d'une valeur supérieure à 25 à un nombre de jours par mois observés compris entre 16 et 19. Le maximum, 22 jours observés par mois, se trouve logiquement à Pôle Sud qui présentait le maximum d'observations grâce à la largeur de fauchée de MODIS (2230 km) permettant une observation de la station américaine à chaque passage (section 3.2.2.1).

Si l'on analyse l'impact du filtre sur le nombre moyen d'observations horaires par jour calculé entre 2000 et 2012 (Figures 5.2c et 5.2d), on observe une augmentation globale du nombre d'observations à l'issue du filtrage. L'impact du filtre est plus significatif à Pôle Sud et sur les régions côtières où l'on observe une augmentation du nombre d'observations horaires : de 15 à 18 observations par jour à Pôle Sud ; de 4 à 8 observations horaires sur les régions côtières. A Dôme C, le filtre n'influe quasiment pas sur le nombre d'observations horaires. On retrouve un nombre d'observations horaires moyen équivalent avant et après l'application du filtre, de l'ordre de 13 observations par jour, qui indique une majorité de jours où les périodes sans données ont une durée inférieure à 5 heures.

Sur l'ensemble du continent, l'application du « filtre 5H » a un effet positif. Elle permet, pour la suite de notre étude, de travailler avec des jours possédant un nombre d'observations horaires

5.2 Évaluation de l'amplitudes MODIS en Antarctique

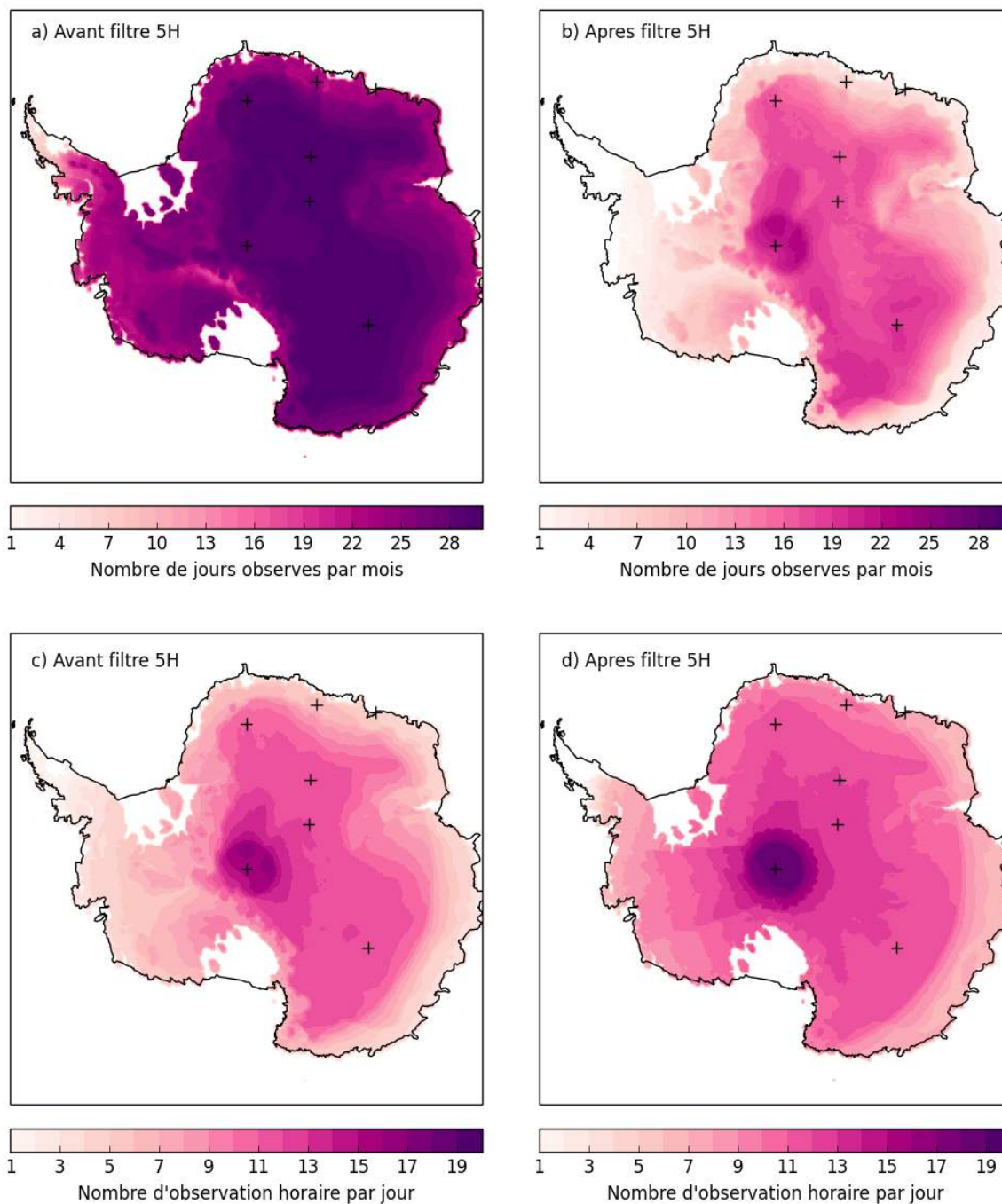


FIGURE 5.2 – (haut) Nombre de jours observés par mois moyen (a) avant et (b) après l'application du « filtre 5H » entre 2000 et 2012. (bas) Nombre d'observations horaires par jour moyen (c) avant et (d) après l'application du « filtre 5H » entre 2000 et 2012.

plus important et donc avec une probabilité plus élevée de représenter le minimum et le maximum du cycle diurne de la T_s MODIS. Toutefois, sur les côtes et en Antarctique de l'Ouest, le nombre de jour avec des données de qualité reste trop faible, c'est pourquoi nous nous concentrons par la suite sur l'étude du plateau antarctique.

5.2.2 Analyse de la qualité de l'amplitudes MODIS

L'évaluation de la qualité de l'amplitude MODIS¹⁶ est réalisée par comparaison avec l'amplitude diurne calculée à partir d'observations *in situ* de la T_s provenant de 5 stations : Pôle Sud, Kohnen, Plateau Station B, Pole of Inaccessibility et Princess Elisabeth. L'origine de la T_s *in situ* ainsi que la localisation des stations sur le continent antarctique et leur altitude sont décrites dans la section 2.3.

La figure 5.3 présente les résultats de cette évaluation effectuée sur l'ensemble des valeurs quotidiennes d'amplitude diurne en 2009. Pendant cette année, les meilleurs résultats de l'amplitude MODIS se trouvent à Kohnen avec un coefficient de détermination de 0,61 et un biais moyen de -0.05°C (Figure 5.3c). Concernant les autres stations situées sur le plateau antarctique, le coefficient de détermination de l'amplitude MODIS avec l'amplitude *in situ* varie entre 0,33 et 0,50 avec un biais entre $-0,65$ et $0,67^\circ\text{C}$ (Figures 5.3a, 5.3e et 5.3g).

Princess Elisabeth, station située sur la côte antarctique présente le plus faible coefficient de détermination (0,29) (Figure 5.3i) qui peut s'expliquer par les mauvais résultats de la T_s MODIS en ce point (section 3.2.3.1). Ce n'est pas le cas pour les autres stations où l'on s'aperçoit que même si la T_s MODIS présente une bonne corrélation et de faibles biais avec la T_s *in situ* (Figure 3.3), cela n'implique pas d'aussi bonnes corrélations entre l'amplitude MODIS et l'amplitude *in situ*. Basé sur la détermination du maximum et du minimum journalier de la T_s , le calcul de l'amplitude diurne est très sensible aux erreurs de mesures qui, le plus souvent dues à des erreurs de détection de nuages, produisent des T_s extrêmes. C'est le cas, entre autres, des erreurs de détection des nuages par MODIS qui ont une part significative dans la sous-estimation de la T_s MODIS sur le plateau antarctique (section 3.2.3.1) et des erreurs de mesure *in situ* dues au givre qui se forme fréquemment sur les instruments.

Pendant la nuit polaire, la présence de nuage et les erreurs de détection de nuage plus fréquentes (Comiso, 2000; Bromwich *et al.*, 2012) induisent un nombre plus important d'erreurs dans la T_s MODIS (section 3.2.3.1). Pourtant, l'évaluation des amplitudes diurnes de la T_s durant l'été n'améliore pas les résultats de l'amplitude MODIS, hormis à Pole of Inaccessibility où le coefficient de détermination de l'amplitude MODIS augmente de 0,33 à 0,44. Toutes les autres stations présentent un coefficient de détermination inférieur à 0,27.

Si on analyse uniquement les stations situées sur le plateau antarctique, on observe un biais négatif de l'amplitude MODIS en été pouvant s'expliquer par un cycle diurne incomplet de la

16. Dans la suite du manuscrit le terme amplitude MODIS désigne l'amplitude diurne calculée à partir de la T_s MODIS filtrée selon le « filtre 5H ».

5.2 Évaluation de l'amplitudes MODIS en Antarctique

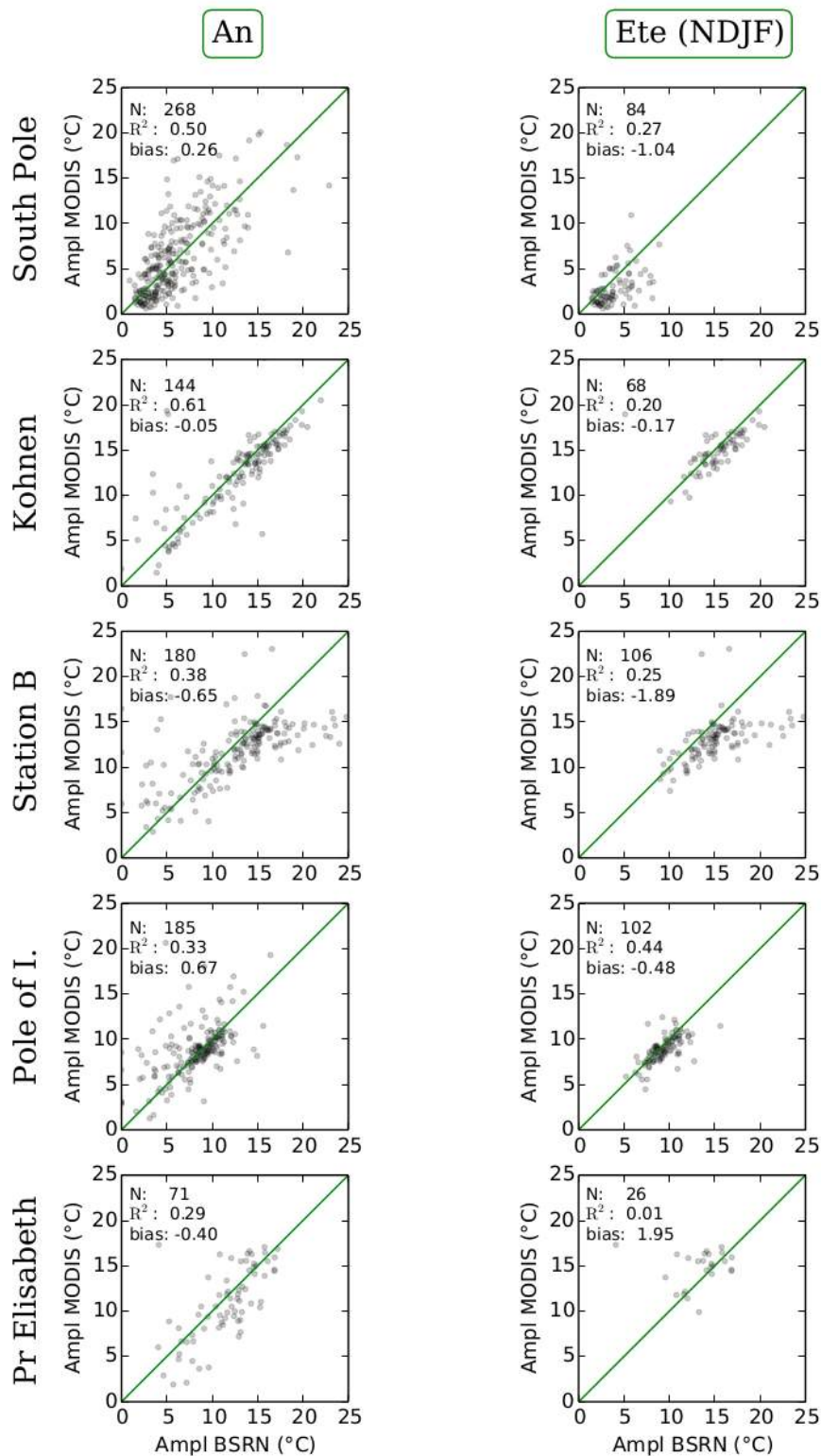


FIGURE 5.3 – Comparaison de l'amplitude MODIS et de l'amplitude observée *in situ* à (a) Pôle Sud, (c) Kohnen, (e) Plateau Station B, (g) Pole of inaccessibility et (i) Princess Elisabeth en 2009. Même comparaisons en été (NDJF) : (b) Pôle Sud, (d) Kohnen, (f) Plateau Station B, (h) Pole of inaccessibility et (j) Princess Elisabeth. Ces comparaisons s'effectuent sur l'ensemble des valeurs quotidiennes d'amplitude diurne en 2009.

T_s MODIS, par un maximum et un minimum quotidiens réels de la T_s qui ont toute chance de se produire en dehors des heures d'observation de MODIS ou encore par des erreurs de détection nuageuse induisant un minimum et maximum quotidien de la T_s MODIS surestimés.

Afin de déterminer si ces résultats sont le fait d'amplitudes extrêmes potentiellement fausses, on analyse le comportement de l'amplitude MODIS moyenne et de l'amplitude MODIS médiane pour chacune des 5 stations en 2009 (Figure 5.4). Les amplitudes MODIS médianes sont globalement inférieures aux amplitudes MODIS moyennes indiquant l'impact de valeurs élevées de l'amplitude MODIS sur le calcul de la moyenne. À Pôle Sud et Pole of Inaccessibility, les biais positifs peuvent s'expliquer par ces surestimations. Sur la saison estivale entre novembre et février, la moyenne et la médiane de l'amplitude MODIS ne montrent pas de différences significatives. Les mauvais résultats de l'amplitude MODIS en été ne sont donc pas dus à l'influence de valeurs extrêmes isolées mais à une tendance généralisée à la sous-estimation par l'amplitude MODIS. Les causes se trouvent probablement dans un cycle diurne MODIS incomplet dû à l'application du « filtre 5H » ou à une non-observation par l'instrument à l'heure où la T_s réelle est maximale. Il faut également considérer les conditions météorologiques extrêmes en Antarctique qui peuvent entraîner des imprécisions dans les mesures *in situ* produisant ainsi une surestimation de l'amplitude diurne réelle.

5.2 Évaluation de l'amplitudes MODIS en Antarctique

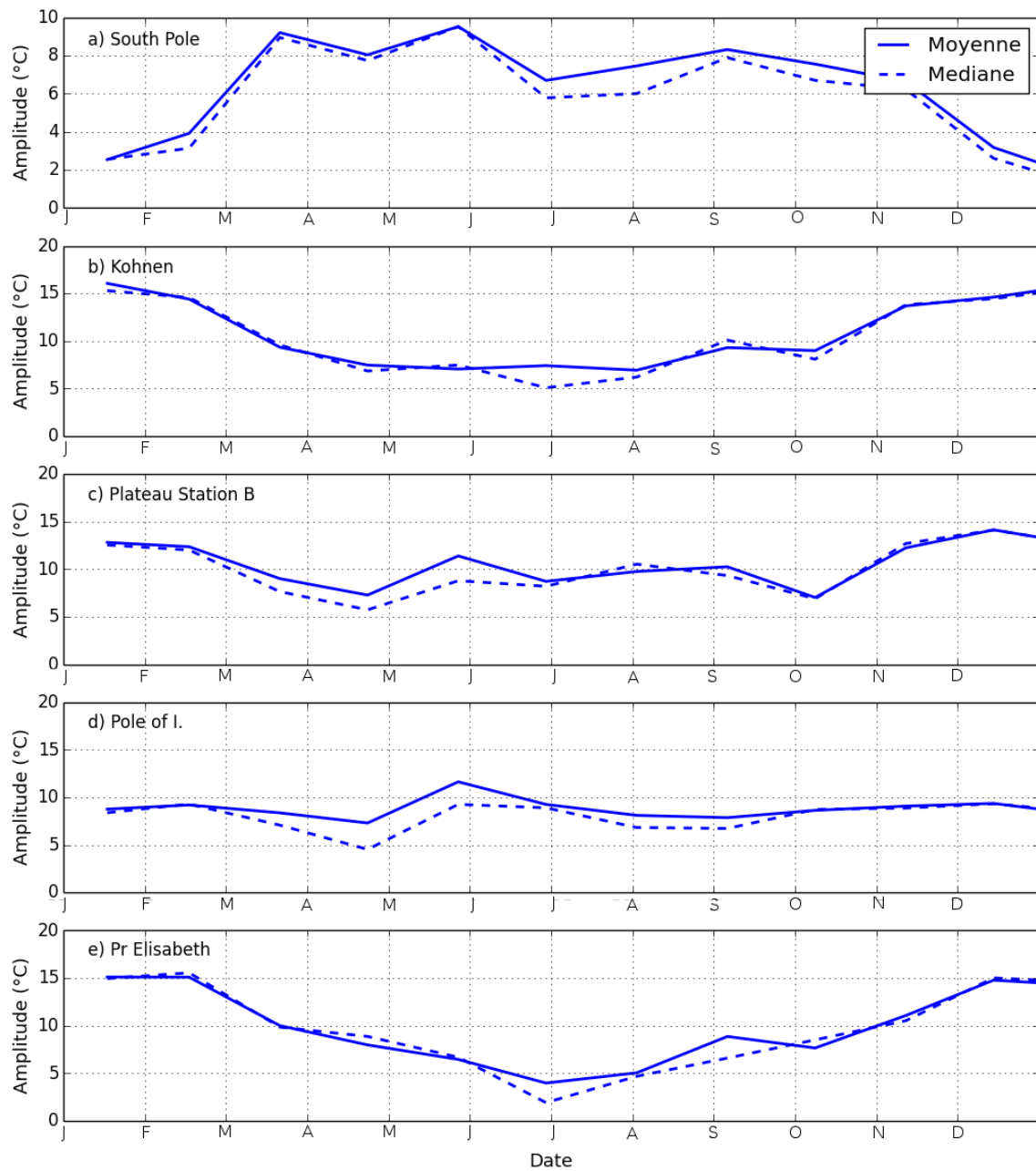


FIGURE 5.4 – Amplitude moyenne mensuelle MODIS (ligne bleue) et de l'amplitude médiane mensuelle MODIS (pointillé bleu) en 2009 à (a) Pôle Sud, (b) Kohnen, (c) Plateau Station B, (d) Pole of Inaccessibility et (e) Princess Elisabeth.

5.3 Étude de la variabilité de l'amplitude diurne de la T_s

Le travail d'évaluation de la variabilité de l'amplitude diurne de la T_s est réalisé à l'aide des observations MODIS de l'amplitude diurne entre 2000 et 2012. Il se décompose en deux parties : la première cherche à identifier les différents facteurs qui contrôlent spatialement l'amplitude diurne ; la seconde analyse la variation de l'amplitude diurne selon les saisons.

5.3.1 Variabilité spatiale de l'amplitude diurne

Après avoir évalué sa qualité, l'amplitude MODIS est utilisée pour analyser la variabilité spatiale de l'amplitude diurne sur le continent Antarctique.

Le chapitre IV a permis d'observer à Dôme C l'influence de trois facteurs sur le cycle diurne de la T_s : le cycle diurne du rayonnement solaire, la vitesse du vent et la densité de la neige. La variabilité spatiale de l'amplitude MODIS médiane sur le continent antarctique (Figure 5.5) semble être cohérente avec l'impact de ces trois facteurs de variabilité.

En effet, la figure 5.5 révèle une forte structuration spatiale de l'amplitude diurne qui ne dépend pas uniquement de la latitude. Le cycle diurne de l'ASZ dépendant de la latitude d'un site, plus une région est située près du Pôle Sud plus le cycle diurne du SW_{down} sera faible. De fait on pourrait s'attendre à ce que l'amplitude diurne de la T_s , qui diminue avec la diminution du cycle diurne du SW_{down} , baisse continuellement avec l'augmentation de la latitude (Walraven, 1978) et atteigne une valeur minimale à Pôle Sud.

Avec des amplitudes variant entre 4 et 7°C, la région autour du Pôle Sud présente bien les plus faibles amplitudes. Cependant, on observe une répartition des valeurs maximales de l'amplitude MODIS (autour de 13°C) au centre du plateau, au nord de la Terre de la Reine-Maud et sur la Terre d'Oates située entre cap Hudson et cap Williams (Figure 1.2). Quant aux valeurs minimales de l'amplitude MODIS, elles se situent globalement entre le centre du Plateau et les régions côtières.

Cette structuration spatiale de l'amplitude MODIS ne peut pas être un artefact dû au nombre de données car Pôle Sud présente le nombre maximal d'observation et le plateau antarctique dispose également d'une bonne représentativité des données MODIS avec en moyenne entre 15 et 20 jours observés par mois et 13 observations horaires par jour sur la période 2000-2012 (section 3.2.2.1).

Afin d'identifier quels facteurs entrent en jeu dans cette répartition spatiale et en s'appuyant sur les conclusions de l'impact du vent sur le cycle diurne observé à Dôme C, l'amplitude MODIS est analysée en parallèle avec la topographie du continent (Figure 5.6a) et la vitesse moyenne du vent ERA-Interim à 10 m entre 2000 et 2012. Cette analyse révèle que les amplitudes maximales au centre du plateau sont localisées au niveau des dômes et crêtes, et les valeurs minimales dans

5.3 Étude de la variabilité de l'amplitude diurne de la T_s

les régions en pente allant des sommets des dômes jusqu'aux côtes. Cette structuration spatiale de l'amplitude MODIS montre le lien avec les vents catabatiques dont l'écoulement est forcé par la pente, si faible soit elle sur le plateau. La répartition spatiale de la moyenne de la vitesse du vent à 10 m ERA-i calculée entre 2000 et 2012 (Figure 5.6b) confirme cette hypothèse avec des vents faibles au sommet des crêtes et des dômes, autour de 4 m s^{-1} , qui s'intensifient sur les régions côtières de l'Antarctique de l'Est atteignant des valeurs supérieures à 10 m s^{-1} .

La Terre d'Oates et le nord de la Terre de la Reine-Maud, régions caractérisées par des vents faibles en raison de leur localisation en dehors des principales lignes de flux du vent (Figure 5.1a), renforcent cette corrélation entre forte intensité du vent et faible amplitude diurne.

La structuration spatiale de l'amplitude MODIS sur le continent antarctique met ainsi en évidence l'impact du vent qui diminue l'amplitude diurne en favorisant non seulement le transfert de chaleur entre la surface du manteau et l'atmosphère via une augmentation des échanges turbulents mais également le transfert de chaleur par conduction dans le manteau via son action de densification de la neige.

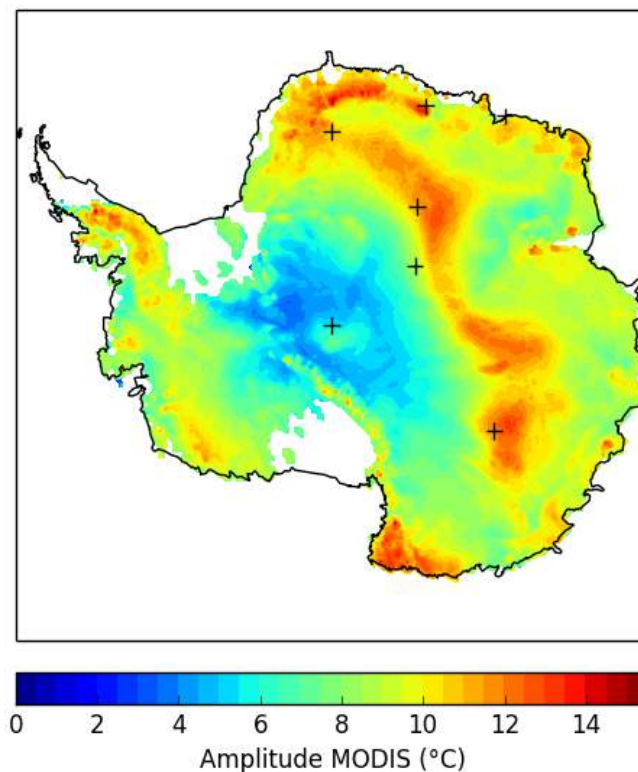


FIGURE 5.5 – Médiane de l'amplitude MODIS calculée sur la période 2000-2012.

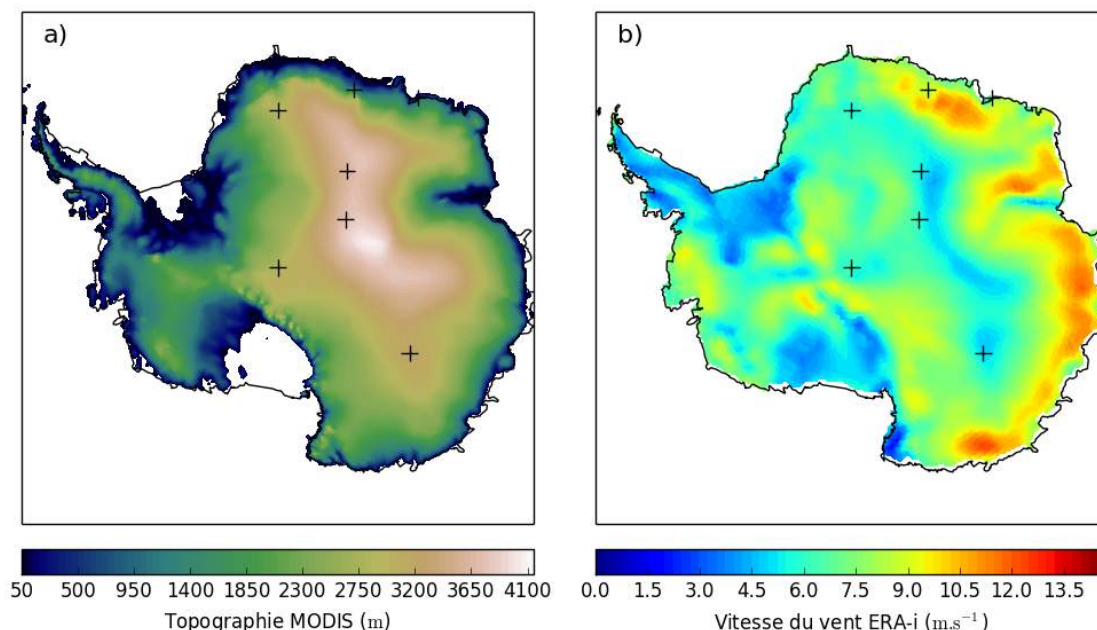


FIGURE 5.6 – (a) Topographie MODIS du continent Antarctique à partir du niveau de la mer avec une résolution spatiale de 25 km et (b) moyenne de la vitesse de vent ERA-Interim à 10 m calculée entre 2000 et 2012.

5.3.2 Variabilité temporelle de l'amplitude diurne

On cherche maintenant à analyser la variabilité de l'amplitude diurne selon la saison. L'Antarctique ne présentant pas quatre saisons clairement identifiées comme rencontrées aux moyennes latitudes, nous avons donc défini pour cette section quatre saisons de la manière suivante : l'été regroupe les mois de décembre, janvier et février ; l'automne regroupe les mois de mars, avril et mai ; l'hiver regroupe les mois de juin, juillet et août ; le printemps regroupe les mois de septembre, octobre et novembre.

L'analyse de la variabilité saisonnière de l'amplitude diurne révèle en toute logique des amplitudes plus élevées en été (DJF), avec une valeur avoisinant 13°C sur le plateau, dues aux cycles diurnes du forçage solaire les plus importants de l'année durant cette période (Figure 5.7). En automne (MAM) et en hiver (JJA), l'amplitude MODIS est plus faible, autour de 4°C sur tout le continent. Le maximum est atteint sur la crête reliant Dôme Fuji à Dôme Argus (Figure 1.2) avec une amplitude MODIS de l'ordre de 10°C . En automne et au printemps, l'angle solaire zénithal présente ses valeurs les plus importantes de l'année induisant une forte réflexion du rayonnement solaire. Toutefois, même si elle est faible, l'absorption du rayonnement solaire contribue encore à la variation de la T_s . Ce n'est pas le cas en hiver puisqu'à l'exception des derniers jours du mois d'août, la surface ne reçoit aucun forçage solaire susceptible d'induire

5.3 Étude de la variabilité de l'amplitude diurne de la T_s

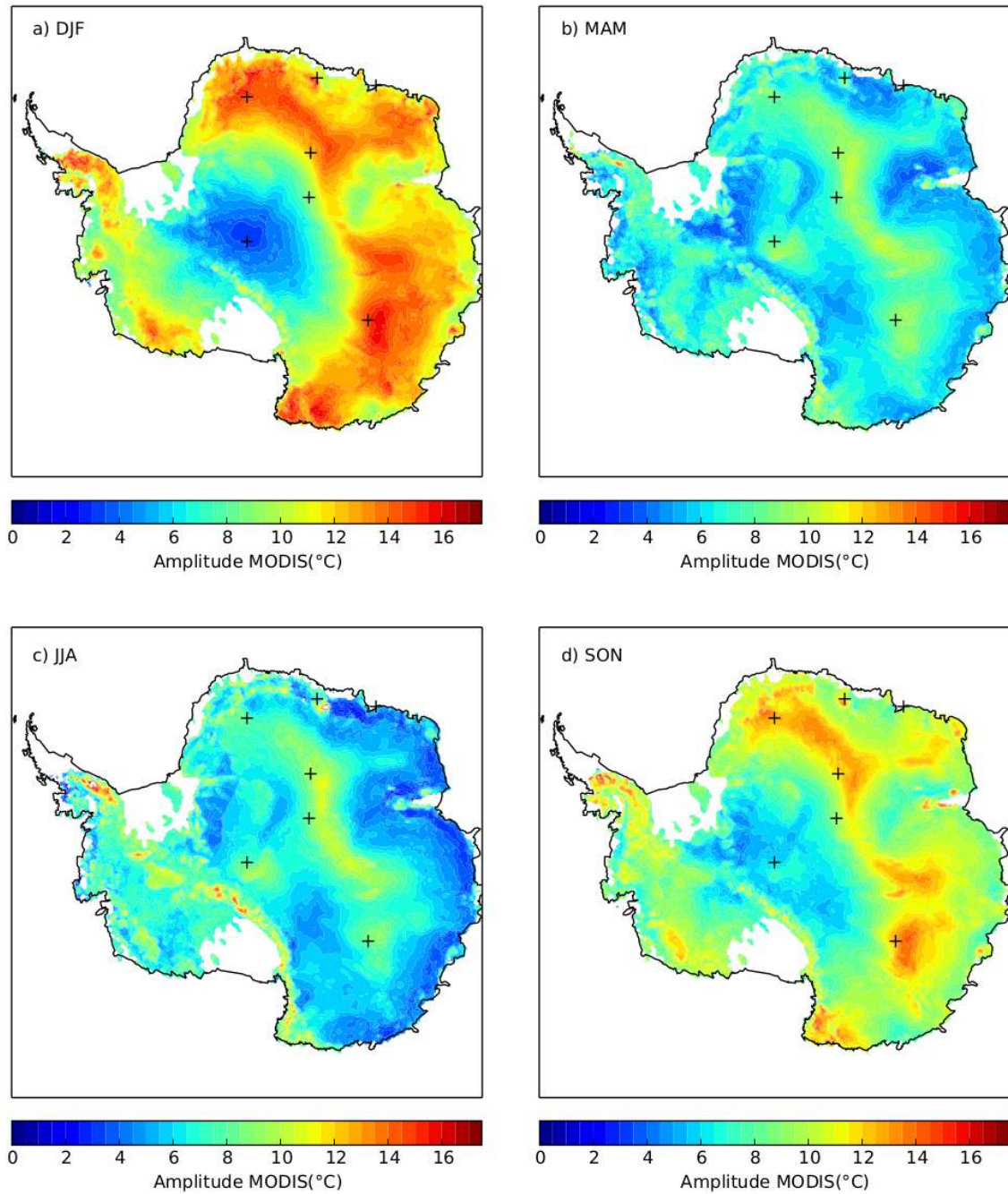


FIGURE 5.7 – Amplitude diurne médiane de la T_s MODIS calculée pour chaque saison sur la période 2000-2012.

une variation de la T_s .

Le refroidissement de la surface conduit à une production continu d'air froid, le vent catabatique. Ce refroidissement de la surface étant lié à l'absorption du rayonnement solaire dans le manteau, elle-même liée à la variabilité saisonnière de l'angle solaire zénithal, l'intensité du vent catabatique varie selon les saisons (Van den Broeke et Van Lipzig, 2003). En été, le refroidissement modéré de la surface induit un forçage catabatique plus faible qu'en hiver, laissant le forçage des gradients de pression de grande échelle, ou forçage synoptique, dominer le bilan de la couche atmosphérique superficielle.

Par ciel clair, durant la nuit polaire, la variabilité temporelle du vent devient le premier facteur de variabilité de la T_s . Le vent maintient le cisaillement nécessaire aux échanges turbulents dans la couche atmosphérique stratifiée stable et permet ainsi le transfert de chaleur entre la surface et l'atmosphère induisant une variation de la T_s à l'échelle horaire. Le vent de surface contribue également à la densification du manteau entraînant, sur une échelle de temps plus longue, de l'ordre de plusieurs jours, une augmentation de la conductivité dans le manteau qui se répercute sur la variabilité de la T_s . La densification du manteau neigeux joue un rôle en hiver mais son impact sur la variabilité de la T_s est moindre qu'en été car elle contrôle, entre autres, la profondeur de pénétration du rayonnement solaire.

L'intensité renforcée des vents de surface en hiver, qui se traduit par une augmentation de la variabilité temporelle de la vitesse du vent dans une journée, peut dès lors expliquer les fortes valeurs de l'amplitude diurne observées sur les dômes en l'absence de forçage solaire.

Dans les régions de fort vent, l'important mélange d'air par turbulence entre la surface et les basses couches atmosphériques (flux de chaleur sensible en hiver de l'ordre de 30 W m^{-2} , trois fois supérieur à celui rencontré à l'intérieur du plateau (Van den Broeke *et al.*, 2005a)) induit un gradient entre la T_s et la température des basses couches relativement faible. Par conséquent, la variabilité du vent a un léger impact sur la T_s . Les couches de neige superficielles plus denses ralentiront les variations de la T_s car l'inertie thermique apparente est plus importante en raison d'une capacité thermique réelle plus grande et d'un transfert d'énergie plus fort vers les couches profondes.

Dans les régions de vent faible avec une T_s très basse par rapport à la température des basses couches atmosphériques, la moindre intensification du vent augmente sensiblement la T_s . La variabilité intra-quotidienne de la T_s a ainsi plus de chances d'être élevée, en supposant que demeure toujours une certaine variabilité du vent liée, par exemple, à l'évacuation régulière de l'air froid et dense, produit par le bilan radiatif de la neige en surface, le long des pentes.

L'étude de la variabilité spatiale et temporelle de l'amplitude diurne met ainsi en évidence sur le continent Antarctique l'impact du vent sur la variabilité de l'amplitude diurne déjà observé à petite échelle à Dôme C (Chapitre IV).

5.4 Évaluation de l'amplitude diurne simulée en Antarctique

Dans cette section sont utilisées, sur une période s'étalant entre 2000 et 2012, l'amplitude diurne calculée à partir des simulations Crocus de la T_s , nommée amplitude Crocus, et l'amplitude diurne calculée à partir de la T_s ERA-i, nommée amplitude ERA-i.

Afin de procéder à l'évaluation de ces deux amplitudes par comparaison avec l'amplitude MODIS, la T_s Crocus et la T_s ERA-i sont préalablement filtrées selon la présence des données MODIS. L'amplitude MODIS, l'amplitude Crocus et l'amplitude ERA-i s'appuient donc sur les mêmes instants horaires.

La figure 5.8 compare l'amplitude Crocus médiane et l'amplitude ERA-i médiane à l'amplitude MODIS médiane sur l'ensemble de la période 2000-2012 (Figures 5.8a, 5.8d et 5.8g), pendant l'hiver (juin, juillet et août) (Figures 5.8b, 5.8e et 5.8h) et pendant l'été (novembre, décembre, janvier et février) (Figures 5.8c, 5.8f et 5.8i).

L'évaluation de l'amplitude Crocus révèle une sous-estimation globale de l'amplitude diurne sur l'ensemble de la période (Figures 5.8a et 5.8d), provoquée en grande partie par une mauvaise simulation de l'amplitude diurne par Crocus en hiver (Figures 5.8d et 5.8e).

Pendant la période hivernale, l'amplitude Crocus présente des valeurs maximales autour de 4°C alors que l'amplitude MODIS atteint 10°C. Cette sous-estimation de l'amplitude Crocus est moins marquée en été. Durant la période estivale, Crocus montre de bons résultats en reproduisant correctement la structuration spatiale de l'amplitude diurne.

Concernant l'amplitude ERA-i, on observe d'importantes différences avec l'amplitude MODIS et l'amplitude Crocus. La médiane calculée sur l'ensemble des données d'amplitude diurne montre une amplitude ERA-i inférieure à 5°C sur l'ensemble du domaine, alors que l'amplitude MODIS varie entre 5 et 15°C (Figures 5.8a et 5.8g), résultat d'une amplitude ERA-i quasiment nulle en hiver (Figure 5.8h).

Cette forte sous-estimation de l'amplitude ERA-i est en grande partie la conséquence d'une mauvaise reproduction de la variabilité de la T_s en hiver avec la T_s ERA-i qui présente un biais chaud dû à une surestimation du flux de chaleur sensible lors de conditions atmosphériques stables (Figure 3.10). Crocus étant forcé en entrée par la vitesse du vent à 10 m d'ERA-Interim, la sous-estimation de l'amplitude Crocus en hiver peut s'expliquer par la sous-estimation de la variabilité du vent ERA-i sur tout le continent (Rodrigo *et al.*, 2013).

Remarquées à Dôme C, les différences d'amplitude diurne entre Crocus et ERA-Interim se retrouvent sur l'ensemble du domaine, alors que Crocus est forcé en entrée par les données ERA-Interim. A titre d'exemple, en été, l'amplitude maximale simulée par Crocus au sommet des dômes atteint 19°C contre 10°C dans les réanalyses ERA-Interim (Figures 5.8f et 5.8i).

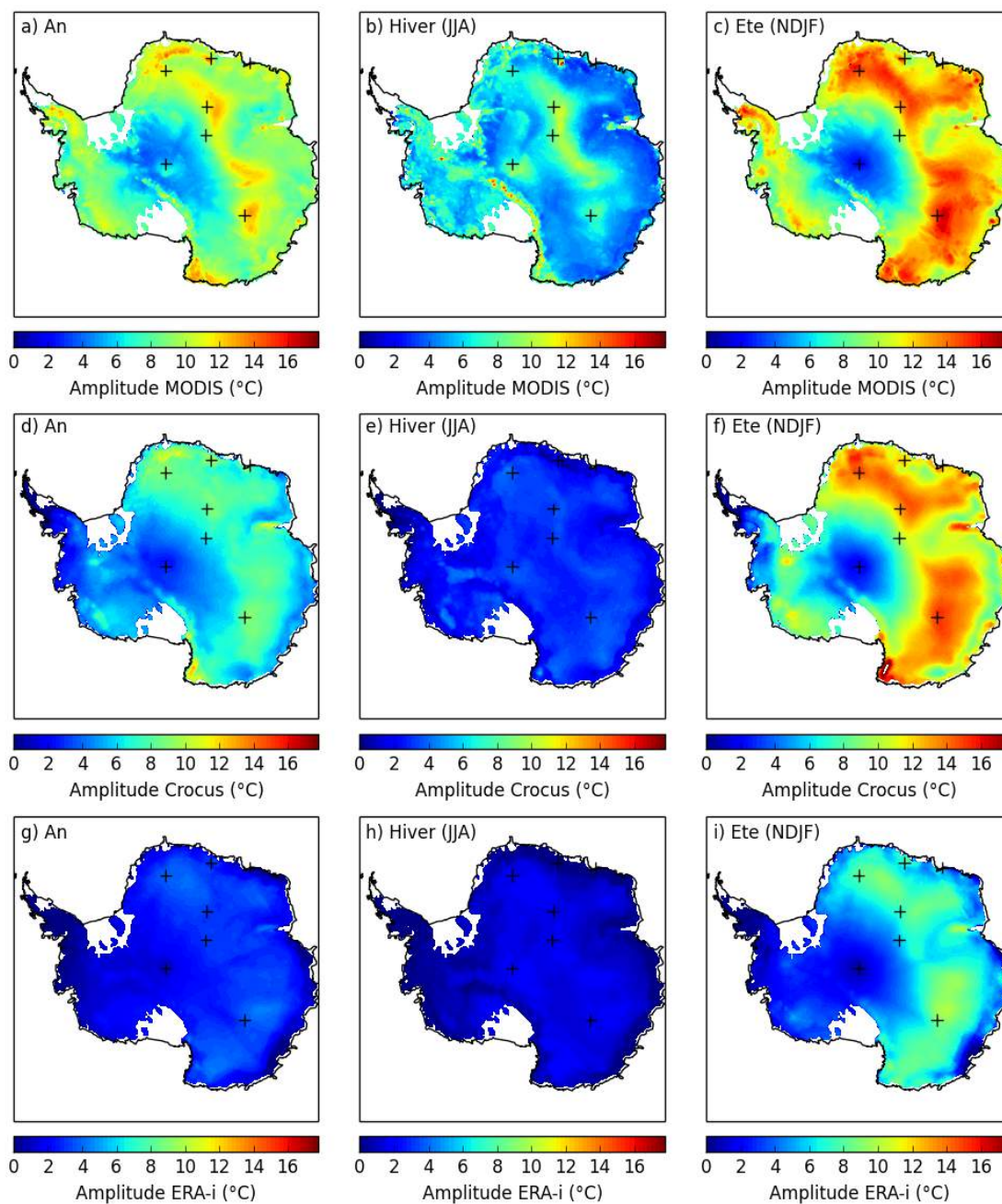


FIGURE 5.8 – Amplitude MODIS médiane (a) annuelle, (b) en hiver (JJA) et en été (NDJF) calculée sur la période 2000-2012. (d)(e)(f) Idem pour les amplitudes Crocus. (g)(h)(i) Idem pour les amplitudes ERA-i.

5.4 Évaluation de l'amplitude diurne simulée en Antarctique

Cette observation renforce l'analyse faite à Dôme C qui implique majoritairement les différences de paramétrisation des flux turbulents lors de conditions stables entre Crocus et IFS. Les différences entre le schéma de neige d'ERA-Interim et celui du modèle de neige Crocus, dont la principale originalité vient de sa capacité à simuler la stratigraphie du manteau neigeux, peuvent également alimenter ces différences d'amplitude diurne (section 4.3.2).

5.5 Vers une estimation de la densité de surface en Antarctique

La structuration spatiale de l'amplitude diurne, observée section 5.3.1, résulte en partie de l'action à grande échelle du vent sur les flux de chaleur sensible entre la surface et la basse atmosphère mais aussi de son impact à plus long terme sur la densification de la neige. Ce dernier résultat encourage l'application de notre méthode d'estimation de la densité de surface au domaine antarctique.

5.5.1 Application de la méthode d'estimation de la densité de surface

Notre méthode d'estimation de la densité repose essentiellement sur une constation : la relation monotone entre la densité de surface et l'amplitude diurne simulée par Crocus pour un forçage météorologique donné présentant une variation diurne de l'ensoleillement suffisante. Une vérification de cette relation pour différentes stations est un préalable à l'application de notre méthode au continent Antarctique.

Pour ce faire, des simulations idéalisées Crocus ont été produites sur tout le continent antarctique en uniformisant la densité sur l'ensemble des couches du manteau neigeux à 50 kg m^{-3} , 150 kg m^{-3} , 250 kg m^{-3} , 450 kg m^{-3} , 550 kg m^{-3} et 700 kg m^{-3} (section 4.4.2). Le résultat est présenté par la figure 5.9. On constate une bonne linéarité entre l'amplitude Crocus et la densité du manteau neigeux, pour chacune des six stations, qu'elle soit située à l'intérieur du plateau comme Dôme C ou sur la côte comme Princess Elisabeth. Cette homogénéité encourage à extrapoler notre méthode d'estimation de la densité sur le continent Antarctique.

La variation de l'amplitude Crocus en fonction de la densité présentée par la figure 5.9 permet également de quantifier le degré de sensibilité pour chacune des six stations pendant les mois d'été (NDJF) (tableau 5.1).

On obtient ainsi une sensibilité élevée de la densité avec un rapport $\frac{\Delta \rho}{\Delta \text{amplitude}}$ supérieur à $50 \text{ kg m}^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ pour toutes les stations. La valeur maximale se trouve à Pôle Sud où une erreur d' 1°C dans l'estimation de l'amplitude diurne peut entraîner une différence de 380 kg m^{-3} dans l'estimation de la densité de surface. Ceci est dû au fait que l'amplitude quotidienne du rayonnement solaire, les jours sans nuage, y est toujours très faible. La méthode ne peut donc s'appliquer dans un domaine proche du pôle. La figure 5.10 qui présente la sensibilité de la densité sur tout le domaine antarctique confirme cette observation en montrant une sensibilité supérieure à $200 \text{ kg m}^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ dans la région de Pôle Sud et en Antarctique de l'Ouest. Par ailleurs, sur une large partie de la péninsule antarctique, la sensibilité atteint une valeur nulle (zone blanche), indiquant les limites de la méthode d'estimation de la densité dans ces régions.

5.5 Vers une estimation de la densité de surface en Antarctique

La forte probabilité d'erreur d'estimation de la densité dans ces régions devra être gardée à l'esprit dans l'analyse de notre méthode d'inversion.

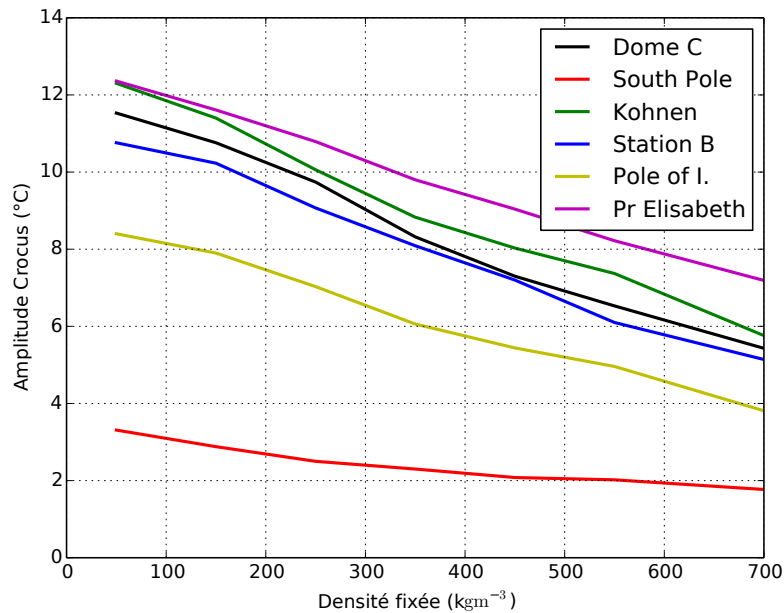


FIGURE 5.9 – Variation de l'amplitude Crocus médiane estivale(NDJF) en fonction de la densité à Dôme C, Pôle Sud, Kohnen, Plateau Station B, Pole of Inaccessibility et Princess Elisabeth entre 2000 et 2012.

Station	Dôme C	Pôle Sud	Kohnen	Station B	Pole of I.	Pr. Elisabeth
$\frac{\Delta\rho}{\Delta amplitude}$	-50	-380	-53	-69	-103	-72

TABLE 5.1 – Rapport $\frac{\Delta\rho}{\Delta amplitude}$ calculé à Dôme C, Pôle Sud, Kohnen, Plateau Station B, Pole of Inaccessibility et Princess Elisabeth sur la période estivale (NDJF) entre 2000 et 2012. L'unité est exprimée en $kg\ m^{-3}\ ^\circ C^{-1}$.

La prochaine étape de notre méthode consiste à déterminer pour quelle densité l'amplitude Crocus se rapproche le plus de l'amplitude MODIS, et ce pour chaque point de grille. Le calcul du biais d'amplitude Crocus est ainsi calculé par rapport à l'amplitude MODIS sur tout le domaine antarctique.

La figure 5.11 présente le biais d'amplitude Crocus calculé pour chacune des 7 simulations idéalisées entre 2000 et 2012. L'application de notre méthode à Dôme C avait démontré ses limites pendant la nuit polaire, faute d'un forçage solaire suffisant (section 4.5.1). S'appuyant sur ce résultat, le biais de l'amplitude Crocus n'est calculé que sur la période adéquate, de novembre à février.

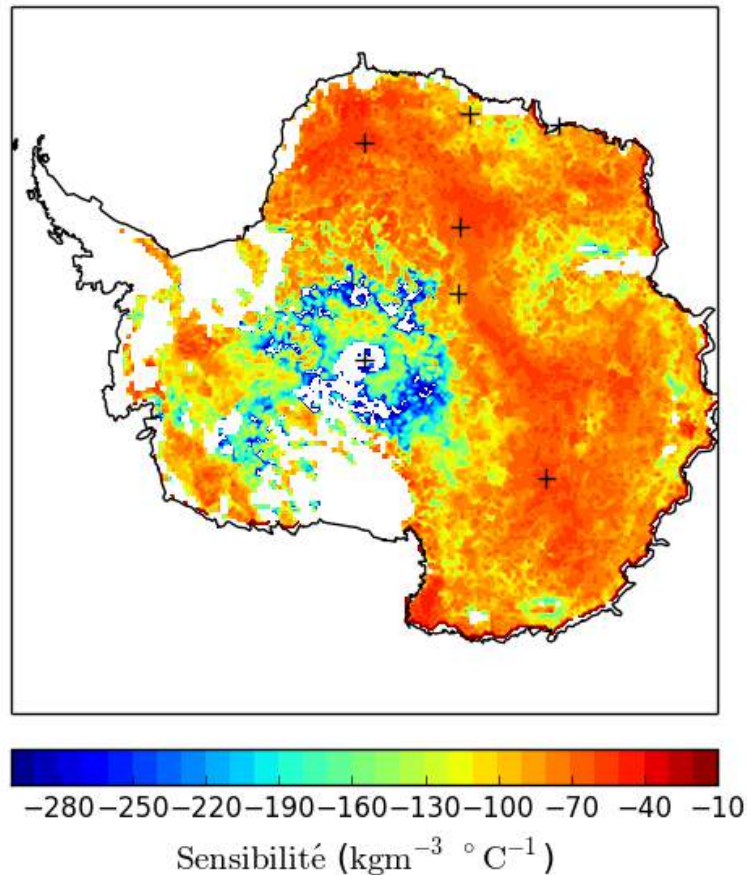


FIGURE 5.10 – Sensibilité de la densité à une variation d’amplitude diurne. La sensibilité est déterminé à partir de l’amplitude Crocus médiane estivale (NDJF) sur la période 2000-2012.

L’augmentation de la densité dans Crocus induisant une diminution de l’amplitude (section 4.3.3.1), on obtient un biais positif de l’amplitude Crocus, de 4 à 6°C, sur le plateau antarctique pour les densités les plus faibles correspondant à 50 et 150 kg m^{-3} et un biais négatif, de l’ordre de -7°C, pour les densités les plus élevées au-delà de 550 kg m^{-3} .

On retrouve sur le biais d’amplitude la structuration spatiale constatée pour l’amplitude diurne. Ainsi, le biais d’amplitude Crocus est, par exemple, minimisé sur la crête reliant Dôme Fuji à Dôme Argus pour une densité autour de 250 kg m^{-3} . Sur les régions en pente en aval des crêtes, un biais nul correspond plutôt à une densité supérieure à 250 kg m^{-3} . Sur certaines zones, par exemple la région sur la côte Est entre la Terre Adélie et la Terre de Guillaume II (Whilhem II land) (Figure 1.2), le biais d’amplitude Crocus n’est jamais positif et la méthode d’estimation ne pourra donc pas s’appliquer correctement.

5.5 Vers une estimation de la densité de surface en Antarctique

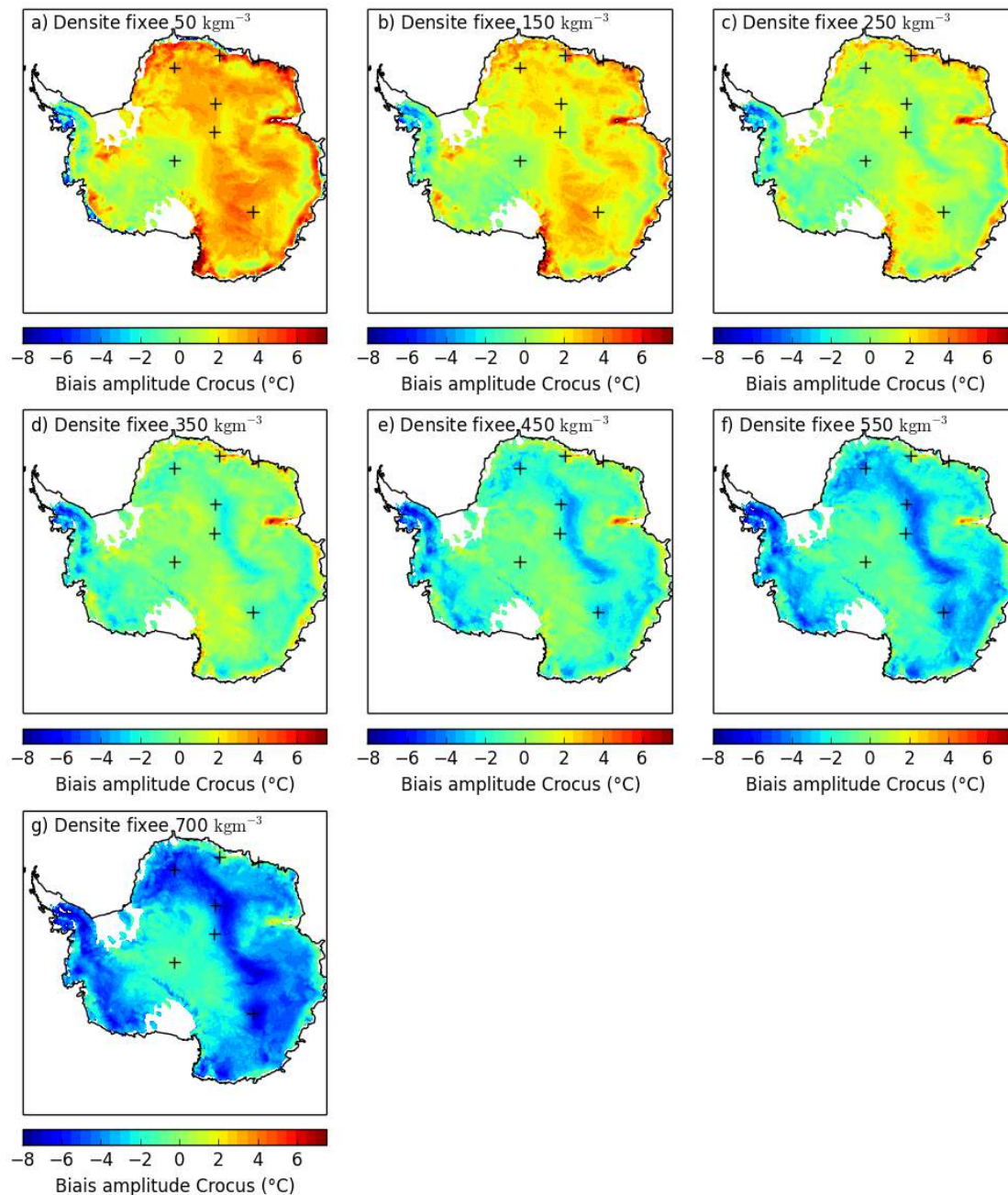


FIGURE 5.11 – Biais de l’amplitude Crocus médiane calculé à partir de l’amplitude MODIS médiane estivale (NDJF) entre 2000 et 2012 pour chacune des simulations idéalisées : (a) 50 kg m^{-3} , (b) 150 kg m^{-3} , (c) 250 kg m^{-3} , (d) 350 kg m^{-3} , (e) 450 kg m^{-3} , (f) 550 kg m^{-3} et (g) 700 kg m^{-3} .

La figure 5.12 montre le résultat de la méthode pour six stations. La valeur de la densité estimée correspond à un biais d'amplitude nul. On obtient ainsi pour les stations situées sur le plateau antarctique, à l'exception de Pôle Sud, des densités estimées comprises entre 250 et 300 $kg\ m^{-3}$. Pôle Sud et Princess Elisabeth présente des densités plus faibles proches de 100 $kg\ m^{-3}$ laissant apparaître un défaut de la méthode, déjà entrevu à Pôle Sud dans l'analyse de la sensibilité.

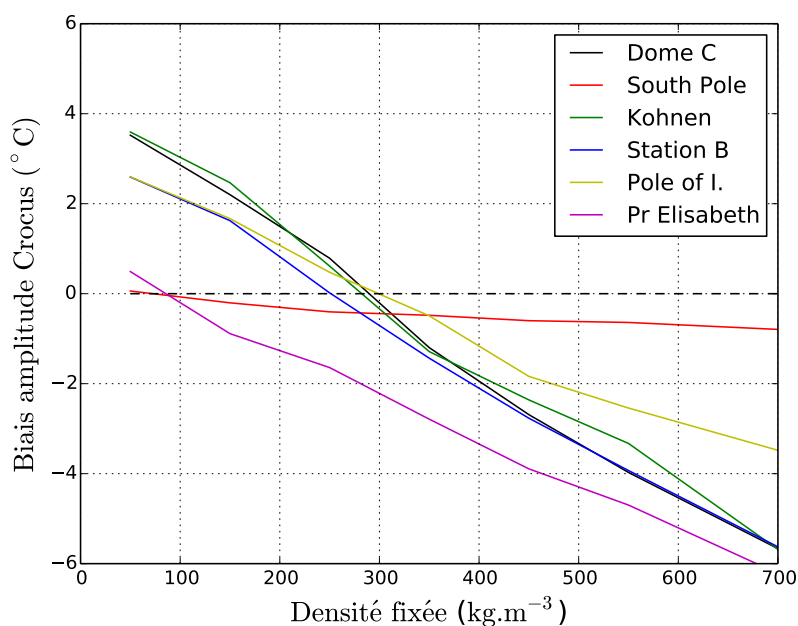


FIGURE 5.12 – Biais de l'amplitude Crocus médiane estivale (NDJF) en fonction de la densité sur la période novembre-février entre 2000 et 2012 selon différentes stations : Dôme C, Pôle Sud, Kohnen, Plateau Station B, Pole of Inaccessibility et Princess Elisabeth.

5.5.2 Résultat

La densité de surface estimée est déterminée en annulant en chaque point de grille le biais d'amplitude des simulations Crocus. Une carte de densité estimée est ainsi obtenue à partir d'une carte de biais d'amplitude (Figure 5.13).

Plusieurs points positifs s'observent sur cette carte. On retrouve une structuration spatiale de la densité avec une valeur minimale sur les crêtes, de l'ordre de 180 $kg\ m^{-3}$ au minimum, une valeur plus élevée sur les régions en pente en aval de ces crêtes entre 250 et 350 $kg\ m^{-3}$, et une valeur maximale supérieure à 400 $kg\ m^{-3}$ sur les côtes.

Plus précisément Takahashi et Kameda (2007) a réalisé une campagne de mesure de densité à Dôme Fuji. Sur une profondeur de 10 cm, cette étude présente une densité moyenne de 280 $kg\ m^{-3}$. Selon notre méthode, la densité estimée de Plateau Station B située sur le Dôme Fuji présente une densité avoisinant 250 $kg\ m^{-3}$ proche de la valeur mesurée par Takahashi et Kameda (2007) (tableau 5.2).

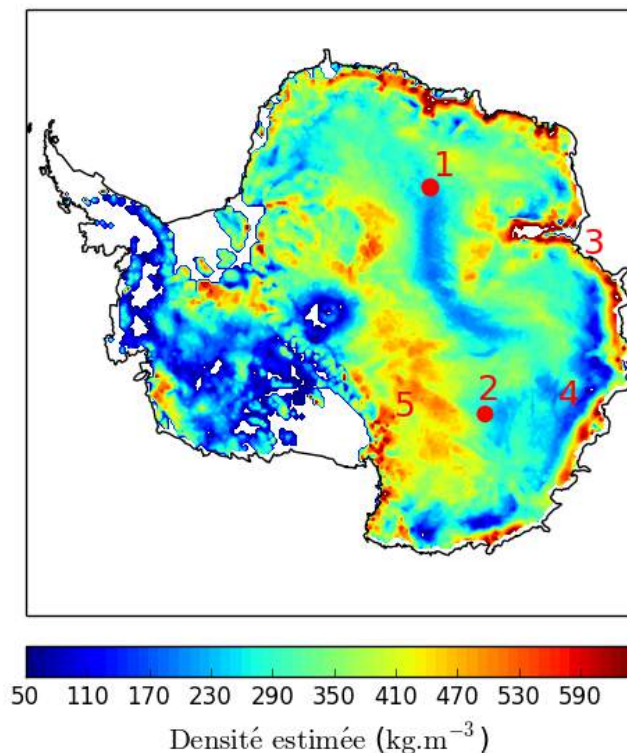


FIGURE 5.13 – Densité estimée selon la méthode d’inversion de la relation densité/amplitude diurne. Les sites numérotés sont listés dans le tableau 5.2

No.	Lieu	Densité estimée ($kg\ m^{-3}$)	Densité observée ($kg\ m^{-3}$)
1	Dôme Fuji	~ 250	~ 280
2	Dôme C	~ 285	~ 260
3	Lambert glacier bassin	> 550	850 - 880
4	Côte est	~ 100	~ 450
5	Zone de mégadunes	400 - 500	240 - 500

TABLE 5.2 – Comparaison des valeurs de densité estimée selon la méthode d’inversion de la relation densité/amplitude aux valeurs de densité observée dans 5 régions du continent. Les chiffres de la première colonne se réfèrent aux sites de la figure 5.13.

Dans la région du Lambert Glacier Bassin, on note une valeur élevée de la densité estimée supérieure à 550 kg m^{-3} . Cette région est caractérisée par de la glace bleue (Fricker et Scambos, 2009) qui se forme par sublimation (Bintanja, 1999). Cette glace apparaît bleue en raison de la forte absorption du rayonnement solaire aux longueurs d'ondes associées à la couleur rouge du spectre visible et sa réflexion dans le bleu (Winther, 1994). Les bulles d'air emprisonnées dans la glace lui donne d'ailleurs une teinte bleue pâle. La présence de bulles suppose aussi que la glace bleue est moins dense que la glace solide (917 kg m^{-3}) (Bintanja, 1999). Des mesures de densité de la glace bleue (Weller, 1968; Bintanja et Van den Broeke, 1995) indiquent une valeur variant entre 850 et 880 kg m^{-3} .

En raison du plafonnement de nos densités fixées à 700 kg m^{-3} combiné au fait qu'il n'y a pas de glace bleue sur l'ensemble du pixel, il est impossible d'obtenir de telles densités selon notre méthode.

Une autre zone se démarque sur la carte. Située sur le plateau antarctique en Terre Victoria entre Dôme C et la chaîne transantarctique, elle présente une densité estimée variant spatialement entre 400 et 500 kg m^{-3} . Cette zone spécifique de l'Antarctique se caractérise par la présence de mégadunes, reliefs à la surface du manteau pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres, qui apparaissent dans les régions à faible taux d'accumulation où les conditions climatiques permettent une re-cristallisation de la neige et une dispersion des rayonnements micro-ondes (Frezzotti *et al.*, 2002; Courville *et al.*, 2007). L'orientation des mégadunes est perpendiculaire à la direction des vents catabatiques, intenses dans cette région (Parish et Bromwich, 1991) (Figure 5.1a).

Des mesures effectuées sur un mètre de profondeur indiquent une densité variant entre 240 et 500 kg m^{-3} (Albert *et al.*, 2004). Bien que notre estimation de la densité soit significativement supérieure à la valeur minimale de densité mesurée dans cette région, elle se situe néanmoins dans l'intervalle des densités mesurées.

La carte de densité estimée montre toutefois plusieurs erreurs d'estimation dans certaines régions comme la péninsule antarctique, la région de Pôle sud ou encore la côte Est avec des valeurs irréalistes inférieures à 100 kg m^{-3} , 50 kg m^{-3} . Ces valeurs correspondent à des zones où aucun biais d'amplitude Crocus nul n'a pu être calculé quelle que soit la densité fixée dans Crocus.

La densité de la neige surface du Pôle Sud est de l'ordre de 340 kg m^{-3} (Giovinetto et Schwerdtfeger, 1965; Brandt et Warren, 1997), valeur plus de quatre fois supérieure à notre densité estimée à 73 kg m^{-3} .

Plusieurs raisons peuvent expliquer une si large différence. Le forçage diurne très faible à Pôle sud induit une faible variation de la T_s pendant la journée et limite la performance de notre méthode basée sur le cycle diurne de la T_s . Cela conduit également à une sensibilité extrême de la densité au cycle diurne. À Pôle Sud, existent également des phénomènes de turbulence impor-

5.5 Vers une estimation de la densité de surface en Antarctique

tants proches de la surface provoqués par une variabilité spatio-temporelle à petite échelle du vent (Aristidi *et al.*, 2005) que le vent à 10 m d'ERA-Interim, avec lequel Crocus est forcé toutes les 6h, ne reproduit pas. À cause de cette variabilité haute fréquence du vent, l'amplitude MODIS observée chaque jour est plus forte que l'amplitude simulée Crocus, si bien que la médiane de l'amplitude MODIS est également plus forte, ce qui conduit à une densité estimée très faible.

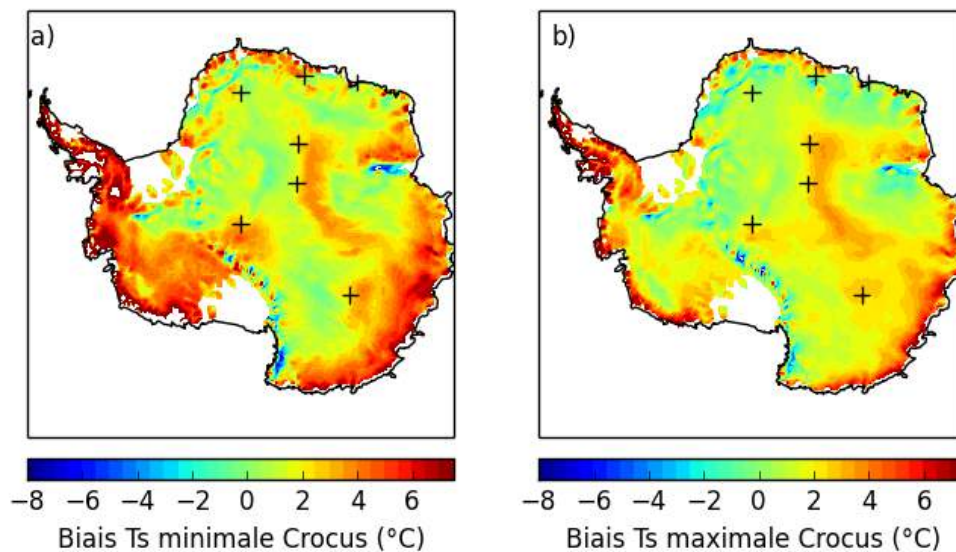


FIGURE 5.14 – Biais moyens du (a) minimum quotidien et du (b) maximum quotidien de la T_s Crocus calculés, respectivement, à partir du minimum et du maximum quotidiens de la T_s MODIS sur la période estivale (NDJF) entre 2000 et 2012.

La faible densité, autour de 100 kg m^{-3} , estimée sur la côte Est entre la Terre Adélie et la Terre de Guillaume II (Whilhem II land) semble irréaliste (Figure 1.2). Ces régions soumises à de forts vents de surface présentent en réalité des densités autour de 450 kg m^{-3} (Gallet *et al.*, 2011; Verfaillie *et al.*, 2012). Cette densité trop faible vient de la sous-estimation de l'amplitude diurne par Crocus (Figure 5.11), produisant un biais d'amplitude Crocus négatif quelle que soit la densité fixée (Figure 5.12). Dans un tel cas de figure, la valeur par défaut de la densité estimée est fixée par notre méthode à 50 kg m^{-3} .

L'origine de ces amplitudes Crocus trop faibles peut être la sous-estimation de la variabilité temporelle intra-quotidienne du vent ERA-Interim sur le continent, accentuée sur les côtes, notamment dans les zones de convergence des vents catabatiques (Rodrigo *et al.*, 2012). Elle peut également s'expliquer par un biais chaud de la T_s Crocus dans cette zone (Figure 3.4f), conséquence de valeurs surestimées de la T_{2m} ERA-i dues à la surestimation des flux turbulents ERA-Interim (section 3.2.3.2). Du fait d'une plus forte stabilité atmosphérique lors des

minimum de la T_s , ce biais chaud est plus fort dans une journée pour la T_s Crocus minimale (Figure 5.14a) que pour la T_s Crocus maximale (Figure 5.14b) et crée par conséquent une sous-estimation de l'amplitude Crocus.

5.5.3 Approche alternative

Afin d'améliorer les résultats, une nouvelle approche est testée. Elle vise à améliorer l'estimation de l'amplitude MODIS en reconstituant un cycle diurne de la T_s MODIS complet sur lequel baser notre calcul de l'amplitude. Pour cela, une reconstruction du cycle diurne, par ajustement d'une sinusoïde, à la médiane horaire de la T_s MODIS est réalisée pour les mois d'été (NDJF) entre 2000 et 2012 en chaque point du domaine et en chaque heure UTC. De ce cycle diurne complet reconstruit, l'amplitude diurne est déduite.

Les mêmes structures spatiales de l'amplitude diurne, révélées par la méthode originale, sont retrouvées par cette nouvelle méthode (non montré). Elles sont cependant perturbées, dans certaines régions, par des valeurs non fiables de l'amplitude diurne MODIS reconstituée correspondant à un faible nombre d'observations. En effet, les horaires de fauchée MODIS induisent un faible échantillonnage en début d'après-midi, notamment aux basses latitudes, visible sur la variation quotidienne du nombre d'observation MODIS (non montré). Pour éliminer les points aberrants construits sur peu d'observations, on calcule en chaque point du domaine la sinusoïde qui minimise les écarts au cycle diurne en pondérant par le nombre d'observations ayant servis pour chaque heure à reconstruire la médiane de la T_s MODIS. La même méthode est appliquée aux données Crocus préalablement filtrées par la présence des données MODIS.

La suite de cette nouvelle approche rejoint ensuite la méthode originale : la densité est estimée à partir du biais d'amplitude Crocus calculé à partir de l'amplitude MODIS. La carte de densité produite (Figure 5.15) montre moins de bruit près des côtes. On remarque également une augmentation de la densité estimée en s'approchant du Pôle Sud, contrairement au résultat de la méthode originale mais tout aussi incorrect. De nouveau, les erreurs sur la densité estimée peuvent venir d'une mauvaise représentation de la variation temporelle intra quotidienne du vent réel dans ERA-Interim. Avec la méthode originale, la variabilité du vent sous-estimée par ERA-Interim conduisait à une valeur de l'amplitude médiane Crocus inférieure à l'amplitude médiane MODIS quelle que soit la densité fixe appliquée, ce qui avait pour conséquence une estimation trop faible de la densité à Pôle Sud. Dans ce cas ci, les variations de la T_s dues à la variance du vent, a priori réparties aléatoirement dans la journée, viennent probablement atténuer le cycle diurne MODIS reconstruit, alors que le cycle diurne de la T_s Crocus garde une bonne signature diurne malgré une très faible amplitude près du Pôle Sud. Le biais d'amplitude Crocus fortement positif, quelle que soit la densité fixée, induit alors une estimation trop forte de la densité.

Cette approche alternative ne permet pas d'améliorer l'estimation de la densité selon notre méthode d'inversion.

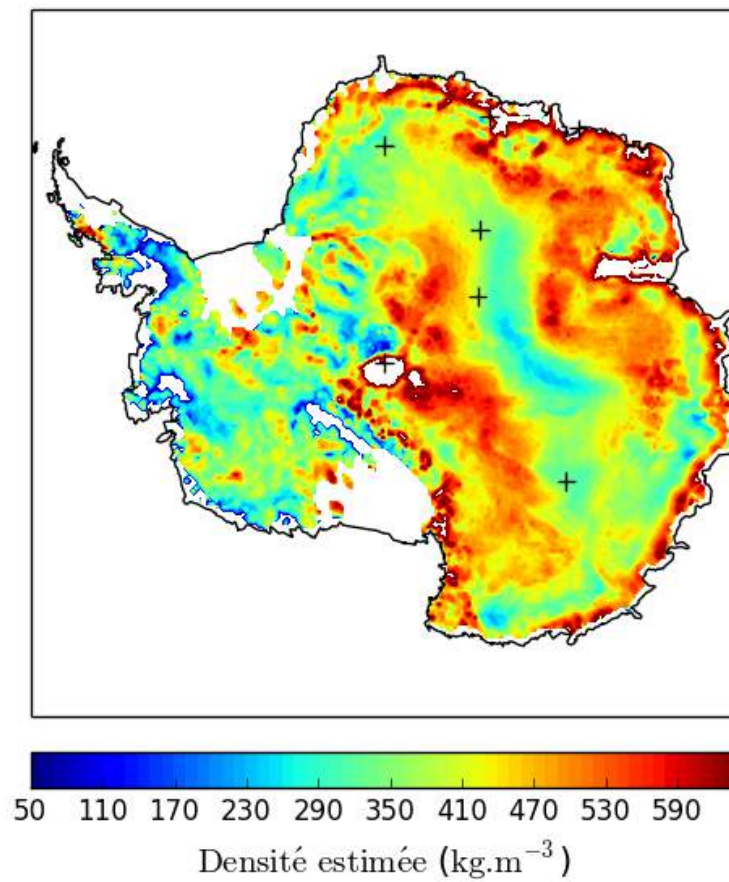


FIGURE 5.15 – Densité estimée à partir du calcul de la sinusoïde de la T_s MODIS médiane et de la sinusoïde de la T_s Crocus médiane.

5.6 Conclusion

L'évaluation des amplitudes MODIS effectuée pour les quatre stations du plateau antarctique - South Pole, Kohnen, Plateau Station et Pole of Inaccessibility - montre une faible corrélation des amplitudes MODIS avec les amplitudes observées *in situ*, comprise entre 0,33 et 0,5, et un biais moyen entre -0,65 et 0,67 °C. Ces résultats peuvent s'expliquer par la méthode de calcul de l'amplitude diurne basée sur la détermination des extrêmes quotidiens de la T_s pouvant être le résultat d'un cycle diurne de la T_s MODIS incomplet, d'erreurs de mesures dues à une mauvaise détection des nuages par MODIS ou encore d'erreurs de mesures *in situ* dues au givre. Pour palier l'effet d'amplitudes MODIS extrêmes qui peuvent être erronées, cette étude utilise l'amplitude MODIS médiane.

L'analyse de la variabilité spatiale et temporelle de l'amplitude diurne, faite à partir des données MODIS sur le continent Antarctique, révèle une forte structuration spatiale tout au long de l'année, indiquant l'influence d'un autre facteur que le rayonnement solaire sur l'amplitude diurne de la T_s . Une étude conjointe de l'amplitude diurne, de la topographie du continent et des champs de vents ERA-Interim montre une forte corrélation entre la vitesse du vent et l'amplitude diurne. En augmentant les échanges turbulents entre la surface et l'atmosphère et en densifiant le manteau neigeux, le vent diminue l'amplitude diurne de la T_s et justifie la présence de fortes amplitudes diurnes au sommet des dômes et celle de faibles amplitudes en aval.

L'évaluation de l'amplitude simulée par Crocus révèle une sous-estimation dont l'origine provient très probablement des forçages ERA-Interim de la vitesse du vent à 10 m et de la T_{2m} utilisés par Crocus. Quant à l'amplitude ERA-Interim, elle montre la plus forte sous-estimation de l'amplitude diurne, notamment marquée en hiver, période pendant laquelle la T_s ERA-i présente une variabilité quotidienne très faible due à la surestimation du flux de chaleur sensible dont l'impact sur la variabilité de la T_s est amplifié en l'absence de forçage solaire. L'erreur de paramétrisation des échanges turbulents dans ERA-Interim s'observe également à travers les différences d'amplitude observées entre les données Crocus et les données ERA-Interim. Ces différences peuvent aussi être favorisées par les schémas de neige différents de Crocus et IFS .

Malgré ses limitations, la méthode d'estimation de la densité par inversion de la relation densité/amplitude diurne, présentée dans le chapitre IV, est appliquée à l'échelle du continent Antarctique. Au préalable, une vérification de la relation monotone entre l'amplitude Crocus et la densité, sur laquelle s'appuie notre méthode d'inversion, est réalisée à South Pole, Kohnen, Plateau Station B, Pole of Inaccessibility et Princess Elisabeth. Elle montre des résultats positifs qui permettent de poursuivre l'application de notre méthode et

5.6 Conclusion

déterminer pour chaque point de grille quelle densité minimise le biais entre l'amplitude Crocus et l'amplitude MODIS. À partir d'une carte de biais d'amplitude Crocus, cette approche permet de produire une estimation de la densité de surface du continent Antarctique.

On retrouve sur cette carte de densité estimée des structures marquées liées à des variations d'amplitude diurne. Une comparaison en plusieurs points entre la densité estimée selon notre méthode et des mesures de densités fournies par littérature révèle des densités estimées du même ordre de grandeur que les densités observées. C'est le cas du sommet des crêtes et des dômes, de la région de l'Antarctique de l'Est, présentant des mégadunes, et des régions côtières.

Cependant plusieurs erreurs apparaissent, notamment dans les régions de la péninsule antarctique, du Pôle Sud et d'une partie de la côte Est, où les densités estimées peuvent être quatre fois inférieures aux densités trouvées dans la littérature, et montrent, dans ces régions, la limite de notre méthode d'estimation de la densité basée uniquement sur une inversion du cycle diurne.

Les origines de ces erreurs sont multiples :

- l'imprécision de l'amplitude MODIS et la sous-estimation de l'amplitude Crocus observées dans leurs évaluations pouvant induire d'importantes erreurs dans l'estimation de la densité en raison de l'extrême sensibilité de la densité au cycle diurne de notre méthode ;
- l'incertitude des réanalyses ERA-Interim observée à Dôme C dans le chapitre IV et confirmée sur le reste du continent avec une forte sous-estimation de l'amplitude diurne due à une absence de variation intra-quotidienne de la T_s ERA-i en hiver, conséquence d'erreurs dans la paramétrisation des flux turbulents.

À ce stade, ni les simulations avec la version standard de Crocus, ni notre méthode d'inversion de simulations idéalisées à densité fixe ne permettent d'obtenir une estimation réaliste de la densité de surface sur l'ensemble du continent antarctique.

CHAPITRE VI

CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES

L'évolution du climat est fortement liée aux régions polaires. Les grandes calottes glaciaires influencent les composantes du système climatique telles que le cycle de l'eau en emprisonnant ou libérant d'immenses quantités d'eau douce, le bilan radiatif grâce au fort albédo de la glace et des surfaces enneigées et la circulation thermohaline à travers l'apport d'eau douce dans les océans par la fonte ou le vêlage d'icebergs.

Un des enjeux des sciences du climat est donc de mieux comprendre la dynamique des calottes glaciaires et leurs réponses aux changements climatiques récents et futurs.

Depuis la fin de la dernière période glaciaire, les dernières grandes calottes glaciaires se trouvent en Antarctique et au Groënland. Les observations satellites, nombreuses depuis quelques années, et les simulations climatiques montrent une perte de masse de glace significative au Groënland. La situation en Antarctique est plus complexe. Continent peu connu car isolé géographiquement, les processus qui contrôlent son bilan de masse sont encore mal compris. Avec une incertitude de l'ordre de $0,1 \text{ mm an}^{-1}$ (McMillan *et al.*, 2014), le bilan de masse de l'Antarctique représente un défi important pour l'étude du climat antarctique.

Dans ce contexte, l'étude de la T_s du plateau antarctique connaît un intérêt grandissant de la part de la communauté scientifique. En effet, en contrôlant fortement la température de la neige jusqu'à des dizaines, voire des centaines, de mètres sous la surface, la T_s influence l'état thermique de la calotte du plateau antarctique, sa dynamique et, par conséquent, son bilan de masse. De plus, en agissant sur les émissions de flux thermiques infrarouges et sur les flux turbulents de chaleurs sensibles et latents, la T_s est directement liée au bilan énergétique de surface du plateau antarctique.

L'analyse de la T_s et l'étude des processus physiques à l'origine de sa variabilité participent à l'amélioration de la compréhension du bilan énergétique de surface, étape nécessaire pour déterminer l'état actuel de sa calotte et faire des prévisions sur sa potentielle contribution à l'élévation du niveau des mers.

Ma thèse participait à cet effort en s'intéressant aux différents facteurs contribuant à la variabilité spatiale et temporelle du cycle diurne de la T_s en Antarctique.

Une observation du cycle diurne de la T_s , réalisée durant ma campagne d'été 2014-2015 à Concordia, a permis d'identifier la densité de surface parmi ces facteurs de variabilité. La relation entre l'amplitude diurne de la T_s et la densité de surface s'explique par l'effet du vent qui, en densifiant la surface du manteau neigeux, via le transport de la neige, favorise la conductivité effective à l'intérieur du manteau, avec pour conséquence l'augmentation de l'inertie apparente de la neige.

La densité de surface de la neige est une propriété physique essentielle pour le bilan d'énergie du manteau neigeux car elle agit sur la profondeur de pénétration du rayonnement solaire et la conductivité thermique du manteau. Cependant, la densité de surface ne peut actuellement être estimée qu'à partir d'observations *in situ*, trop éparses pour permettre une cartographie de densité sur le continent Antarctique.

Cette thèse cherchait ainsi à développer une méthode permettant d'estimer la densité de surface à partir d'observations satellitaires de la T_s , en se basant sur la relation monotone qu'entretiennent la densité de surface et l'amplitude diurne de la T_s , et produire ainsi une carte de densité de surface du continent Antarctique.

Réaliser une estimation de la densité de surface à partir d'une analyse de la variabilité de la T_s nécessitait avant toute chose des données satellitaires de T_s fiables et un modèle capable de simuler correctement la T_s . Un travail d'évaluation de plusieurs jeux de données a donc été engagé et a permis d'identifier la T_s MODIS et la T_s du modèle de neige Crocus comme données de qualité sur lesquelles s'appuyer pour la suite de notre étude. Il a également mis en évidence le biais chaud, de 3 à 6°C, de la T_s ERA-Interim sur le plateau antarctique dû à une surestimation des flux turbulents de chaleur sensible ERA-Interim en conditions stables. Cette étude, réalisant une évaluation des paramétrisations de surface de modèles météorologiques et de réanalyses à partir d'une utilisation extensive d'observations satellitaires instantanées de la T_s , a donné lieu à une publication : Fréville *et al.* (2014).

Au vue de l'importance, dans notre méthode, de simuler correctement l'impact de la densité de surface sur l'amplitude diurne de la T_s , une évaluation de la sensibilité des simulations Crocus à une variation de la densité de surface fut nécessaire. Une précédente étude, réalisée à Dôme C par Libois (2014), avait mis en évidence une limite du modèle de neige Crocus ne parvenant pas à simuler la formation de couches de neige à forte densité ($\rho > 400 \text{ kg m}^{-3}$) en surface et mettait en cause une représentation de l'effet du vent sur le manteau inadéquate dans Crocus. Pour contourner les erreurs de Crocus dans la représentation des phénomènes de densification, des simulations idéalisées Crocus consistant à ne pas distinguer la valeur de la densité de surface de celle de la densité en profondeur, ont été produites.

L'évaluation de la sensibilité des simulations Crocus a été réalisée par comparaison avec des observations *in situ* du cycle diurne de la T_s en janvier 2015, ce qui a nécessité une modification du forçage atmosphérique dans Crocus avec un remplacement des données ERA-Interim par des observations *in situ*. Le modèle Crocus a reproduit avec succès l'amplitude diurne d'une surface de densité de l'ordre de 150 kg m^{-3} .

Pour une surface de densité élevée, comprise entre 450 et 550 kg m^{-3} , les simulations idéalisées Crocus ont été comparées aux mesures de la T_s réalisées sur un *dos de baleine* et ont montré un biais négatif de l'amplitude diurne, d'environ -1.5°C en moyenne, dont l'origine peut s'expliquer par l'incertitude entourant la mesure de la densité *in situ* et les incertitudes liées aux conditions de forçage au sommet du *dos de baleine*.

Les résultats positifs de l'évaluation de la sensibilité des simulations idéalisées Crocus à une variation de la densité de surface ont permis l'application de notre méthode d'estimation de la densité par inversion de la relation densité/amplitude diurne. Celle-ci consiste en l'identification dans Crocus de la densité fixée associée à un biais d'amplitude nul des simulations idéalisées Crocus calculé par rapport aux données MODIS.

Pour s'affranchir de problèmes liés à un forçage solaire insuffisant, la minimisation du biais d'amplitude a été effectuée de novembre à janvier, pendant l'été austral.

Dans un premier temps réalisée à Dôme C, notre méthode a estimé avec succès la densité de surface, avec une valeur estimée égale à 285 kg m^{-3} , proche de la valeur mesurée *in situ* (260 kg m^{-3}).

Appliquée à l'échelle du continent Antarctique, elle a permis de remplir l'objectif de ma thèse en produisant une carte de densité de surface. Son analyse montre des résultats positifs aux sommets des crêtes et des dômes, dans certaines régions côtières et dans une zone de l'Antarctique de l'Est présentant des mégadunes. Première cartographie de la densité en Antarctique, ce résultat offre à la communauté scientifique un produit spatialisé de la densité de surface à l'échelle du continent. Par la suite, si l'on parvient à améliorer notre méthode d'estimation de la densité en résolvant les limites qui la contraignent, cette carte pourrait servir comme condition initiale de densité de surface pour le modèle Crocus et, via l'influence de la densité de surface sur la conductivité dans le manteau neigeux, permettre de meilleures simulations de la T_s .

En effet des erreurs ont été constatées dans la péninsule antarctique, dans la région du Pôle Sud et sur une partie de la côte Est menant à une réflexion sur les différentes voies d'amélioration de notre méthode d'estimation de la densité.

L'étude de cas à Dôme C a révélé l'effet positif de l'utilisation de mesures *in situ* comme forçage atmosphérique dans Crocus, mais étant très rarement disponibles sur le continent, elles ne permettent pas de remplacer les forçages fournis par les réanalyses. Pour pouvoir espérer produire une bonne cartographie de la densité de surface, notre méthode nécessite un forçage atmosphérique de qualité du continent, ce qui reste encore un défi pour les modèles météorologiques. Notamment, il serait intéressant de tester notre méthode une fois achevée l'étude, initiée

au CEPMMT suite à la publication de Fréville *et al.* (2014), visant à résoudre la surestimation du flux de chaleur sensible sur le continent antarctique dans les réanalyses ERA-Interim (Dutra, ECMWF technical report, 2015).

Les origines des sous-estimations de la vitesse du vent et de sa variabilité temporelle intra-quotidienne dans les réanalyses ERA-Interim, déjà évoquées dans plusieurs études (Genthon *et al.*, 2010, 2013; Rodrigo *et al.*, 2013), mériteraient également d'être analysées. Un remplacement des champs de vent ERA-Interim, utilisés comme forçage dans Crocus, serait également envisageable. Un travail d'évaluation de différents champs de vents avait d'ailleurs été réalisé dans ce sens, mais actuellement les réanalyses ERA-Interim du CEPMMT présentent les meilleurs résultats (Dee *et al.*, 2011).

Une autre piste serait de forcer le modèle Crocus à une fréquence plus élevée, passant d'un pas de temps de 3h à 1h. Cette modification aurait l'avantage de mieux prendre en compte les variations du flux radiatif SW_{down} en évitant les lissages fait toutes les 3 heures et ainsi mieux estimer le maximum et le minimum quotidiens de la T_s sur lesquels se base notre estimation de l'amplitude diurne.

Une voie ambitieuse serait également l'assimilation dans le modèle de neige Crocus d'observations satellitaires de la T_s , par exemple par le codage d'un filtre de Kalman univarié, qui permettrait de mieux évaluer la densité de surface, voire les profils superficiels de la densité, sur une dizaine de profondeur.

Enfin, cette nouvelle application des observations satellitaires de la T_s pour estimer la densité superficielle grâce à un ajustement de simulations numériques idéalisées pourrait être étendue à d'autres surfaces continentales dont on connaît mal la capacité et la conduction. Une telle extrapolation ne serait possible qu'après mise en évidence d'une relation bijective entre les propriétés de surface et l'amplitude diurne de T_s .

BIBLIOGRAPHIE

- ABERMANN, J., KINNARD, C. et MACDONELL, S. (2014). Albedo variations and the impact of clouds on glaciers in the chilean semi-arid andes. *Journal of Glaciology*, 60(219):183–191.
- ADOLPHS, U. et WENDLER, G. (1995). A pilot study on the interactions between katabatic winds and polynyas at the adélie coast, eastern antarctica. *Antarctic Science*, 7(03):307–314.
- ALBERT, M., SHUMAN, C., COURVILLE, Z., BAUER, R., FAHNESTOCK, M. et SCAMBOS, T. (2004). Extreme firn metamorphism : impact of decades of vapor transport on near-surface firn at a low-accumulation glazed site on the east antarctic plateau. *Annals of Glaciology*, 39(1):73–78.
- ALLEY, R., SALTZMAN, E., CUFFEY, K. et FITZPATRICK, J. (1990). Summertime formation of depth hoar in central greenland. *Geophysical Research Letters*, 17(13).
- ANDERSON, J. R. (1976). A land use and land cover classification system for use with remote sensor data. 964.
- ANDERSON, P. et NEFF, W. (2006). Boundary layer physics over snow and ice. *Atmos. Chem. Phys.*, 8:3563–3582.
- ARISTIDI, E., AGABI, K., AZOUIT, M., FOSSAT, E., VERNIN, J., TRAVOUILLON, T., LAWRENCE, J., MEYER, C., STOREY, J., HALTER, B. *et al.* (2005). An analysis of temperatures and wind speeds above dome c, antarctica. *Astronomy & Astrophysics*, 430(2):739–746.
- ARMSTRONG, R. et BRUN, E. (2008). *Snow and Climate*. Cambridge University Press, ISBN-13 :9780521854542.
- ARTHERN, R. J., WINEBRENNER, D. P. et VAUGHAN, D. G. (2006). Antarctic snow accumulation mapped using polarization of 4.3-cm wavelength microwave emission. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 111(D6).
- AUGUST, T., KLAES, D., SCHLÜSSEL, P., HULTBERG, T., CRAPEAU, M., ARRIAGA, A., O’CARROLL, A., COPPENS, D., MUNRO, R. et CALBET, X. (2012). Iasi on metop-a : Operational level 2 retrievals after five years in orbit. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 113(11):1340–1371.
- BALSAMO, G., ALBERGEL, C., BELJAARS, A., BOUSSETTA, S., BRUN, E., CLOKE, H., DEE, D., DUTRA, E., PAPPENBERGER, F., de ROSNAY, P., MUÑOZ-SABATER, J., STOCKDALE, T. et VITART, F. (2012). Era-interim/land : A global land-surface reanalysis based on era-interim meteorological forcing, era report series, ecmwf, shinfield park. *Reading*.

- BALSAMO, G., BELJAARS, A., SCIPAL, K., VITERBO, P., van den HURK, B., HIRSCHI, M. et BETTS, A. K. (2009). A revised hydrology for the ecmwf model : Verification from field site to terrestrial water storage and impact in the integrated forecast system. *Journal of hydrometeorology*, 10(3):623–643.
- BALSAMO, G., PAPPENBERGER, F., DUTRA, E., VITERBO, P. et Van den HURK, B. (2011). A revised land hydrology in the ecmwf model : a step towards daily water flux prediction in a fully-closed water cycle. *Hydrological Processes*, 25(7):1046–1054.
- BAMBER, J. et GOMEZ-DANS, J. L. (2005). The accuracy of digital elevation models of the antarctic continent. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(3):516–523.
- BARKER, D. (2005). Southern high-latitude ensemble data assimilation in the antarctic mesoscale prediction system. *Monthly weather review*, 133(12):3431–3449.
- BARRY, R. G. (1996). The parameterization of surface albedo for sea ice and its snow cover. *Progress in Physical Geography*, 20(1):63–79.
- BARTELT, P. et LEHNING, M. (2002). A physical snowpack model for the swiss avalanche warning : Part i : numerical model. *Cold Regions Science and Technology*, 35(3):123–145.
- BAZILE, E., MARQUET, P., BOUTELOUP, Y. et BOUYSSSEL, F. (2011). The turbulent kinetic energy (tke) scheme in the nwp models at météo-france. pages 7–10.
- BECKER, F. (1987). The impact of spectral emissivity on the measurement of land surface temperature from a satellite. *International Journal of Remote Sensing*, 8(10):1509–1522.
- BELJAARS, A., BROWN, A. R. et WOOD, N. (2004). A new parametrization of turbulent orographic form drag. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(599):1327–1347.
- BENVENISTE, J., ROCA, M., LEVRINI, G., VINCENT, P., BAKER, S., ZANIFE, O., ZELLI, C. et BOMBACI, O. (2001). The radar altimetry mission : Ra-2, mwr, doris and lrr. *ESA bulletin*, 106:25101–25108.
- BINTANJA, R. (1999). On the glaciological, meteorological, and climatological significance of antarctic blue ice areas. *Reviews of Geophysics*, 37(3):337–359.
- BINTANJA, R. et VAN DEN BROEKE, M. (1995). The surface energy balance of antarctic snow and blue ice. *J. Appl. Meteor.*, 34(4):902–926.
- BLANC, T. V. (1985). Variation of bulk-derived surface flux, stability, and roughness results due to the use of different transfer coefficient schemes. *Journal of physical oceanography*, 15(6):650–669.

Bibliographie

- BLUMTHALER, M. et AMBACH, W. (1988). Solar uvb-albedo of various surfaces. *Photochemistry and Photobiology*, 48(1):85–88.
- BLYTH, E., DOLMAN, A. et WOOD, N. (1993). Effective resistance to sensible-and latent-heat flux in heterogeneous terrain. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 119(511):423–442.
- BOHREN, C. F. (1987). Multiple scattering of light and some of its observable consequences. *Am. J. Phys*, 55(6):524–533.
- BOHREN, C. F. et BARKSTROM, B. R. (1974). Theory of the optical properties of snow. *Journal of Geophysical Research*, 79(30):4527–4535.
- BONY, S., COLMAN, R., KATSOV, V. M., ALLAN, R. P., BRETHERTON, C. S., DUFRESNE, J.-L., HALL, A., HALLEGATTE, S., HOLLAND, M. M., INGRAM, W. *et al.* (2006). How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? *Journal of Climate*, 19(15):3445–3482.
- BOUCHARD, A., RABIER, F., GUIDARD, V. et KARBOU, F. (2010). Enhancements of satellite data assimilation over antarctica. *Monthly Weather Review*, 138(6):2149–2173.
- BRANDT, R. E. et WARREN, S. G. (1993). Solar-heating rates and temperature profiles in antarctic snow and ice. *Journal of Glaciology*, 39(131):99–110.
- BRANDT, R. E. et WARREN, S. G. (1997). Temperature measurements and heat transfer in near-surface snow at the south pole. *Journal of Glaciology*, 43(144).
- BROMWICH, D. H., NICOLAS, J. P., HINES, K. M., KAY, J. E., KEY, E. L., LAZZARA, M. A., LUBIN, D., MCFARQUHAR, G. M., GORODETSKAYA, I. V., GROSVENOR, D. P., LACHLAN-COPE, T. et van LIPZIG, N. P. M. (2012). Tropospheric clouds in antarctica. *Reviews of Geophysics*, 50(1):doi : 10.1029/2011RG000363.
- BROMWICH, D. H., NICOLAS, J. P. et MONAGHAN, A. J. (2011). An assessment of precipitation changes over antarctica and the southern ocean since 1989 in contemporary global reanalyses*. *Journal of Climate*, 24(16):4189–4209.
- BROMWICH, D. H., NICOLAS, J. P., MONAGHAN, A. J., LAZZARA, M. A., KELLER, L. M., WEIDNER, G. A. et WILSON, A. B. (2013). Central west antarctica among the most rapidly warming regions on earth. *Nature Geoscience*, 6(2):139–145.
- BRUCKER, L., DINNAT, E. P., PICARD, G. et CHAMPOLLION, N. (2014). Effect of snow surface metamorphism on aquarius l-band radiometer observations at dome c, antarctica. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 52(11):7408–7417.

- BRUCKER, L., PICARD, G., ARNAUD, L., BARNOLA, J.-M., SCHNEEBELI, M., BRUNJAIL, H., LEFEBVRE, E. et FILY, M. (2011). Modeling time series of microwave brightness temperature at dome c, antarctica, using vertically resolved snow temperature and microstructure measurements. *Journal of Glaciology*, 57(201):171–182.
- BRUN, E., DAVID, P., SUDUL, M. et BRUNOT, G. (1992). A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, 38(128):13 – 22.
- BRUN, E., MARTIN, E., SIMON, V., GENDRE, C. et COLÉOU, C. (1989). An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, 35(121):333–342.
- BRUN, E., MARTIN, E. et SPIRIDONOV, V. (1997). The coupling of a multi-layered snow model with a gcm. *Ann. Glaciol.*, 25:66–72.
- BRUN, E., SIX, D., PICARD, G., VIONNET, V., ARNAUD, L., BAZILE, E., BOONE, A., BOUCHARD, A., GENTHON, C., GUIDARD, V., LE MOIGNE, P., RABIER, F. et SEITY, Y. (2011). Snow/atmosphere coupled simulation at dome c, antarctica. *J. Glaciol.*, 52(204):721–736.
- BRUN, E., VIONNET, V., BOONE, A., DECHARME, B., PEINGS, Y., VALETTE, R., KARBOU, F. et MORIN, S. (2013). Simulation of Northern Eurasian Local Snow Depth, Mass, and Density Using a Detailed Snowpack Model and Meteorological Reanalyses. *Journal of Hydrometeorology*, 14:203–219.
- BRUNET, Y., NUNEZ, M. et LAGOUARDE, J.-P. (1991). A simple method for estimating regional evapotranspiration from infrared surface temperature data. *ISPRS journal of photogrammetry and remote sensing*, 46(6):311–327.
- CAI, W., SHI, G., COWAN, T., BI, D. et RIBBE, J. (2005). The response of the southern annular mode, the east australian current, and the southern mid-latitude ocean circulation to global warming. *Geophysical Research Letters*, 32(23).
- CAMPBELL, I. B. et CLARIDGE, G. (1987). *Antarctica : Soils, Weathering Processes and Environment : Soils, Weathering Processes and Environment*, volume 16. Elsevier.
- CAPELLE, V., CHÉDIN, A., PÉQUIGNOT, E., SCHLÜSSEL, P., NEWMAN, S. M. et SCOTT, N. A. (2012). Infrared continental surface emissivity spectra and skin temperature retrieved fromiasi observations over the tropics. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51(6): 1164–1179.
- CARMAGNOLA, C., DOMINE, F., DUMONT, M., WRIGHT, P., STRELLIS, B., BERGIN, M., DIBB, J., PICARD, G., LIBOIS, Q., ARNAUD, L. et al. (2013). Snow spectral albedo at summit, greenland : measurements and numerical simulations based on physical and chemical properties of the snowpack. *The Cryosphere*, 7(4):1139–1160.

Bibliographie

- CARROLL, J. J. et FITCH, B. W. (1981). Effects of solar elevation and cloudiness on snow albedo at the south pole. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 86(C6):5271–5276.
- CAYLA, F.-R. (2001). L'interféromètre iasi-un nouveau sondeur satellitaire haute résolution. *La Météorologie*, 8.
- CAZENAVE, A. et LLOVEL, W. (2010). Contemporary sea level rise. *Annual review of marine science*, 2:145–173.
- CHAMPOLLION, N., PICARD, G., ARNAUD, L., LEFEBVRE, E. et FILY, M. (2013). Hoar crystal development and disappearance at dome c, antarctica : observation by near-infrared photography and passive microwave satellite. *The Cryosphere*, 7(4):1247–1262.
- CHEDIN, A., SCOTT, N., WAHICHE, C. et MOULINIER, P. (1985). The improved initialization inversion method : A high resolution physical method for temperature retrievals from satellites of the tiros-n series. *Journal of climate and applied meteorology*, 24(2):128–143.
- CHOUDHURY, J. (1981). Remote sensing of soil moisture content over bare field at 1.4 ghz frequency. *J. Geophys. Res.*, 86:5277–5282.
- COLBECK, S. (1982). An overview of seasonal snow metamorphism. *Reviews of Geophysics*, 20(1):45–61.
- COLBECK, S. (1983). Theory of metamorphism of dry snow. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 88(C9):5475–5482.
- COLBECK, S. (1989). Snow-crystal growth with varying surface temperatures and radiation penetration. *Journal of Glaciology*, 35(119):23–29.
- COLBECK, S. (1993). The vapor diffusion coefficient for snow. *Water resources research*, 29(1):109–115.
- COLBECK, S., AKITAYA, E., ARMSTRONG, R., GUBLER, H., LAFEUILLE, J., LIED, K., MCCLUNG, D. et MORRIS, E. (1990). The international classification for seasonal snow on the ground, 23 pp. *Int. Comm. on Snow and Ice of the Int. Assoc. of Sci. Hydrol., Gentbrugge, Belgium*.
- COLBECK, S. C. (1973). Theory of metamorphism of wet snow.
- COMISO, J. (1994). Surface temperatures in the polar regions from nimbus 7 temperature humidity infrared radiometer. *J. Geophys. Res.*, 99(C3):5181–5200.
- COMISO, J. (2000). Variability and trends in antarctic surface temperatures from in situ and satellite infrared measurements. *J. Climate*, 13(10):1674–1696.

- CONGER, S. M. et MCCLUNG, D. M. (2009). Comparison of density cutters for snow profile observations. *Journal of Glaciology*, 55(189):163–169.
- CONNOLLEY, W. (1996). The antarctic temperature inversion. *International Journal of Climatology*, 16(12):1333–1342.
- COURVILLE, Z., ALBERT, M., FAHNESTOCK, M., CATHLES, L. et SHUMAN, C. (2007). Impacts of an accumulation hiatus on the physical properties of firn at a low-accumulation polar site. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface (2003–2012)*, 112(F2).
- DALRYMPLE, P. C. (1966). A physical climatology of the antarctic plateau. *Studies in Antarctic Meteorology*, 9:195–231.
- DANG, H., GENTHON, C. et MARTIN, E. (1997). Numerical modeling of snow cover over polar ice sheets. *J. Glaciol.*, 25:170–176.
- DEARDORFF, J. W. (1968). Dependence of air-sea transfer coefficients on bulk stability. *Journal of Geophysical Research*, 73(8):2549–2557.
- DEE, D., UPPALA, S., SIMMONS, A., BERRISFORD, P., POLI, P., KOBAYASHI, S., ANDRAE, U., BALMASEDA, M., BALSAMO, G., BAUER, P., BECHTOLD, P., BELJAARS, A. C. M., van de BERG, L., BIDLOT, J., BORMANN, N., DELSOL, C., DRAGANI, R., FUENTES, M., GEER, A. J., HAIMBERGER, L., HEALY, S. B., HERSBACH, H., HÓLM, E. V., ISAKSEN, L., KÅLLBERG, P., KÖHLER, M., MATRICARDI, M., McNALLY, A. P., MONGE-SANZ, B. M., MORCRETTE, J. J., PARK, B. K., PEUBEY, C., de ROSNAY, P., TAVOLATO, C., THÉPAUT, J. N. et VITART, F. (2011). The era-interim reanalysis : Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656): 553–597.
- DENOY, A., SEIDENBUSCH, W., BLUMTHALER, M., KIRCHLECHNER, P. et AMBACH, W. (1979). Study of water drainage from columns of snow.
- DÉQUÉ, M., DREVEYTON, C., BRAUN, A. et CARIOLLE, D. (1994). The arpege/ifs atmosphere model : a contribution to the french community climate modelling. *Climate Dynamics*, 10(4-5):249–266.
- DESCHAMPS, P. et PHULPIN, T. (1980). Atmospheric correction of infrared measurements of sea surface temperature using channels at 3.7, 11 and 12 μm . *Boundary-Layer Meteorology*, 18(2):131–143.
- DESLER, T., RABIER, F., BOUCHARD, A., BRUN, E., DOERENBECHER, A., GUEDJ, S., GUIDARD, V., KARBOU, F., PEUCH, V.-H., AMRAOUI, L. *et al.* (2010). The concordiasi project in antarctica. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(1):69.

Bibliographie

- DOMINE, F., ALBERT, M., HUTHWELKER, T., JACOBI, H.-W., KOKHANOVSKY, A., LEHNING, M., PICARD, G. et SIMPSON, W. (2008). Snow physics as relevant to snow photochemistry. *Atmospheric chemistry and physics*, 8(2):171–208.
- DOMINE, F., BOCK, J., MORIN, S. et GIRAUD, G. (2011). Linking the effective thermal conductivity of snow to its shear strength and density. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface (2003–2012)*, 116(F4).
- DOZIER, J. et WARREN, S. (1982). Effect of viewing angle on the infrared brightness temperature of snow. *Water Resources Res.*, 18(5):1424–1434.
- DUTRA, E., BALSAMO, G., VITERBO, P., MIRANDA, P. M., BELJAARS, A., SCHÄR, C. et ELDER, K. (2010). An improved snow scheme for the ecmwf land surface model : description and offline validation. *Journal of Hydrometeorology*, 11(4):899–916.
- DUTTON, E. G. et ENDRES, D. J. (1991). Date of snowmelt at barrow, alaska, usa. *Arctic and Alpine Research*, pages 115–119.
- ESSERY, R. et ETCHEVERS, P. (2004). Parameter sensitivity in simulations of snowmelt. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 109(D20):doi : 10.1029/2004JD005036.
- FAHNESTOCK, M. A., ABDALATI, W. et SHUMAN, C. A. (2002). Long melt seasons on ice shelves of the antarctic peninsula : an analysis using satellite-based microwave emission measurements. *Annals of Glaciology*, 34(1):127–133.
- FLANNER, M. G. et ZENDER, C. S. (2005). Snowpack radiative heating : Influence on tibetan plateau climate. *Geophysical research letters*, 32(6).
- FLANNER, M. G. et ZENDER, C. S. (2006). Linking snowpack microphysics and albedo evolution. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 111(D12).
- FLANNER, M. G., ZENDER, C. S., RANDERSON, J. T. et RASCH, P. J. (2007). Present-day climate forcing and response from black carbon in snow. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 112(D11).
- FORTUIN, J. et OERLEMANS, J. (1990). Parameterization of the annual surface temperature and mass balance of antarctica. *Ann. Glaciol.*, 14(7).
- FRANCE, J., REAY, H., KING, M., VOISIN, D., JACOBI, H., DOMINE, F., BEINE, H., ANASTASIO, C., MACARTHUR, A. et LEE-TAYLOR, J. (2012). Hydroxyl radical and nox production rates, black carbon concentrations and light-absorbing impurities in snow from field measurements of light penetration and nadir reflectivity of onshore and offshore coastal alaskan snow. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 117(D14).

- FRÉVILLE, H., BRUN, E., PICARD, G., TATARINOVA, N., ARNAUD, L., LANCONELLI, C., REIJMER, C. et van den BROEKE, M. (2014). Using modis land surface temperatures and the crocus snow model to understand the warm bias of era-interim reanalyses at the surface in antarctica. *The Cryosphere*, 8(4):1361–1373.
- FREZZOTTI, M., GANDOLFI, S. et URBINI, S. (2002). Snow megadunes in antarctica : sedimentary structure and genesis. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 107(D18):ACL–1.
- FREZZOTTI, M., POURCHET, M., FLORA, O., GANDOLFI, S., GAY, M., URBINI, S., VINCENT, C., BECAGLI, S., GRAGNANI, R., PROPOSITO, M. *et al.* (2004). New estimations of precipitation and surface sublimation in east antarctica from snow accumulation measurements. *Climate Dynamics*, 23(7-8):803–813.
- FREZZOTTI, M., POURCHET, M., FLORA, O., GANDOLFI, S., GAY, M., URBINI, S., VINCENT, C., BECAGLI, S., GRAGNANI, R., PROPOSITO, M. *et al.* (2005). Spatial and temporal variability of snow accumulation in east antarctica from traverse data. *Journal of Glaciology*, 51(172):113–124.
- FRICKER, H. A. et SCAMBOS, T. (2009). Connected subglacial lake activity on lower mercer and whillans ice streams, west antarctica, 2003–2008. *Journal of Glaciology*, 55(190):303–315.
- FUJITA, K., SAKAI, A., NUIMURA, T., YAMAGUCHI, S. et SHARMA, R. R. (2009). Recent changes in imja glacial lake and its damming moraine in the nepal himalaya revealed by in situ surveys and multi-temporal aster imagery. *Environmental Research Letters*, 4(4):045205.
- GALLÉE, H. et GORODETSKAYA, I. V. (2010). Validation of a limited area model over dome c, antarctic plateau, during winter. *Climate dynamics*, 34(1):61–72.
- GALLÉE, H., GUYOMARC'H, G. et BRUN, E. (2001). Impact of snow drift on the antarctic ice sheet surface mass balance : possible sensitivity to snow-surface properties. *Bound.-Layer Meteorol.*, 99:1–19.
- GALLET, J.-C. (2010). La neige du plateau antarctique. surface spécifique et applications.
- GALLET, J.-C., DOMINE, F., ARNAUD, L., PICARD, G. et SAVARINO, J. (2011). Vertical profile of the specific surface area and density of the snow at dome c and on a transect to dumont d'urville, antarctica - albedo calculations and comparison to remote sensing products. *The Cryosphere*, 5:631–649.
- GENTHON, C., KRINNER, G. et CASTEBRUNET, H. (2009). Antarctic precipitation and climate-change predictions : horizontal resolution and margin vs plateau issues. *Annals of Glaciology*, 50(50):55–60.

Bibliographie

- GENTHON, C., SIX, D., FAVIER, V., LAZZARA, M. et KELLER, L. (2011). Atmospheric temperature measurement biases on the antarctic plateau. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 28(12):1598–1605.
- GENTHON, C., SIX, D., GALLÉE, H., GRIGIONI, P. et PELLEGRINI, A. (2013). Two years of atmospheric boundary layer observations on a 45-m tower at dome c on the antarctic plateau. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(8):3218–3232.
- GENTHON, C., TOWN, M. S., SIX, D., FAVIER, V., ARGENTINI, S. et PELLEGRINI, A. (2010). Meteorological atmospheric boundary layer measurements and ecmwf analyses during summer at dome c, antarctica. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 115(D5):doi : 10.1029/2009JD012741.
- GILLESPIE, A., ROKUGAWA, S., MATSUNAGA, T., COTHERN, J. S., HOOK, S. et KAHLE, A. B. (1998). A temperature and emissivity separation algorithm for advanced spaceborne thermal emission and reflection radiometer (aster) images. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 36(4):1113–1126.
- GIOVINETTO, M., BROMWICH, D. et WENDLER, G. (1992). Atmospheric net transport of water vapor and latent heat across 70°s. *J Geophys Res*, 97:917–930.
- GIOVINETTO, M. B. et SCHWERDTFEGER, W. (1965). Analysis of a 200 year snow accumulation series from the south pole. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie A*, 15(2):227–250.
- GOODWIN, I. D. (1990). Snow accumulation and surface topography in the katabatic zone of eastern wilkes land, antarctica. *Antarctic Science*, 2(03):235–242.
- GORODETSKAYA, I. V., VAN LIPZIG, N., BROEKE, M., MANGOLD, A., BOOT, W. et REIJMER, C. (2013). Meteorological regimes and accumulation patterns at utsteinen, dronning maud land, east antarctica : Analysis of two contrasting years. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118:1700–1715.
- GOW, A. J. (1965). Snow studies in antarctica.
- GRENFELL, T. C., WARREN, S. G. et MULLEN, P. C. (1994). Reflection of solar radiation by the antarctic snow surface at ultraviolet, visible, and near-infrared wavelengths. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 99(D9):18669–18684.
- GROOT ZWAFTINK, C., CAGNATI, A., CREPAZ, A., FIERZ, C., MACELLONI, G., VALT, M. et LEHNING, M. (2013). Event-driven deposition of snow on the antarctic plateau : analyzing field measurements with snowpack. *The Cryosphere*, 7(1):333–347.
- GUBLER, H. (1985). Model for dry snow metamorphism by interparticle vapor flux. *J. Geophys. Res*, 90(08):8081–8092.

- GUEDJ, S., KARBOU, F. et RABIER, F. (2011). Land surface temperature estimation to improve the assimilation of sevir radiances over land. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 116(D14).
- GUYOMARC'H, G. et MÉRINDOL, L. (1998). Validation of an application for forecasting blowing snow. *Ann. Glaciol.*, 26:138–143.
- HAIGH, J. D. (1996). The impact of solar variability on climate. *Science*, 272(5264):981–984.
- HALL, D. K., BOX, J. E., CASEY, K. A., HOOK, S. J., SHUMAN, C. A. et STEFFEN, K. (2008). Comparison of satellite-derived and in-situ observations of ice and snow surface temperatures over greenland. *Remote Sensing of Environment*, 112(10):3739–3749.
- HALL, D. K., COMISO, J. C., DIGIROLAMO, N. E., SHUMAN, C. A., KEY, J. R. et KOENIG, L. S. (2012). A satellite-derived climate-quality data record of the clear-sky surface temperature of the greenland ice sheet. 25:4785–4798.
- HALL, D. K., COMISO, J. C., DIGIROLAMO, N. E., SHUMAN, C. A., BOX, J. E. et KOENIG, L. S. (2013). Variability in the surface temperature and melt extent of the greenland ice sheet from modis. *Geophysical Research Letters*, 40:2114–2120.
- HOBBS, P. (1968). The metamorphism of dry snow at a uniform temperature. *International Union of Geodesy and Geophysics, International Association of Scientific Hydrology, Commission of Snow and Ice, General Assembly of Bern, 25 Sept-7Oct, Pub*, 79:392–402.
- HOLTSLAG, A. et DE BRUIN, H. (1988). Applied modeling of the nighttime surface energy balance over land. *Journal of Applied Meteorology*, 27(6):689–704.
- HOLTSLAG, A., SVENSSON, G., BAAS, P., BASU, S., BEARE, B., BELJAARS, A., BOSVELD, F., CUXART, J., LINDVALL, J., STEENEVELD, G., TJERNSTRÖM, M. et van de WIEL, B. J. H. (2013). Stable atmospheric boundary layers and diurnal cycles-challenges for weather and climate models. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94:1691–1706.
- HOOK, S. J., GABELL, A. R., GREEN, A. A. et KEALY, P. S. (1992). A comparison of techniques for extracting emissivity information from thermal infrared data for geologic studies. *Remote Sensing of Environment*, 42(2):123–135.
- HUDSON, S. R., WARREN, S. G., BRANDT, R. E., GRENFELL, T. C. et SIX, D. (2006). Spectral bidirectional reflectance of antarctic snow : Measurements and parameterization. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 111(D18).
- HÖGSTRÖM, U. (1988). Non-dimensional wind and temperature profiles in the atmospheric surface layer : A re-evaluation. 42:55–78.

Bibliographie

- IACONO, M. J., DELAMERE, J. S., MLAWER, E. J., SHEPHARD, M. W., CLOUGH, S. A. et COLLINS, W. D. (2008). Radiative forcing by long-lived greenhouse gases : Calculations with the aer radiative transfer models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 113(D13).
- JACOBS, S. S., HELLMER, H. H. et JENKINS, A. (1996). Antarctic ice sheet melting in the southeast pacific. *Geophysical Research Letters*, 23(9):957–960.
- JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C. et SOBRINO, J. A. (2003). A generalized single-channel method for retrieving land surface temperature from remote sensing data. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 108(D22).
- JONES, P. et HARPHAM, C. (2013). Estimation of the absolute surface air temperature of the earth. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118:3213–3217.
- JORDAN, R. (1991). A one-dimensional temperature model for a snow cover : Technical documentation for sntherm. *Special Rep.U.S. Army Cold Reg. Res. and Eng. Lab.*, (91-16).
- JOUGHIN, I. et ALLEY, R. B. (2011). Stability of the west antarctic ice sheet in a warming world. *Nature Geoscience*, 4(8):506–513.
- JUDSON, A. et DOESKEN, N. (2000). Density of freshly fallen snow in the central rocky mountains. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81(7):1577–1587.
- KARBOU, F., GÉRARD, É. et RABIER, F. (2006). Microwave land emissivity and skin temperature for amsu-a and-b assimilation over land. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132(620):2333–2355.
- KARBOU, F. et PRIGENT, C. (2005). Calculation of microwave land surface emissivity from satellite observations : validity of the specular approximation over snow-free surfaces. *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, 2(3):311–314.
- KENNEDY, A. D. (1993). Water as a limiting factor in the antarctic terrestrial environment : a biogeographical synthesis. *Arctic and Alpine Research*, pages 308–315.
- KERR, Y. H., LAGOUARDE, J. P. et IMBERNON, J. (1992). Accurate land surface temperature retrieval from avhrr data with use of an improved split window algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 41(2):197–209.
- KERR, Y. H., LAGOUARDE, J. P., NERRY, F. et OTTLÉ, C. (2004). Land surface temperature retrieval techniques and applications. *Thermal remote sensing in land surface processes*, pages 33–109.
- KING, J. C. et TURNER, J. (1997). *Antarctic meteorology and climatology*. Cambridge University Press.

- KOH, G. et JORDAN, R. (1995). Sub-surface melting in a seasonal snow cover. *Journal of Glaciology*, 41(139):474–482.
- KONDO, J. (1975). Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions. *Boundary-Layer Meteorology*, 9(1):91–112.
- KUIPERS MUNNEKE, P., PICARD, G., den BROEKE, M., LENAERTS, J. et MEIJGAARD, E. v. (2012). Insignificant change in antarctic snowmelt volume since 1979. *Geophysical Research Letters*, 39(1).
- KUIPERS MUNNEKE, P., REIJMER, C. H., van den BROEKE, M. R., KÖNIG-LANGLO, G., STAMMES, P. et KNAP, W. H. (2008). Analysis of clear-sky antarctic snow albedo using observations and radiative transfer modeling. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 113(D17).
- KUIPERS MUNNEKE, P., VAN DEN BROEKE, M., REIJMER, C., HELSEN, M., BOOT, W., SCHNEEBELI, M. et STEFFEN, K. (2009). The role of radiation penetration in the energy budget of the snowpack at summit, greenland. *The Cryosphere*, 3:155–165.
- KUMAI, M. (1976). Identification of nuclei and concentrations of chemical species in snow crystals sampled at the south pole. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33(5):833–841.
- KUROIWA, D. (1968). Liquid permeability of snow. *General Assembly*, pages 380–391.
- LACHAPPELLE, E. R. (1969). Field guide to snow crystals.
- LACROIX, P., LEGRESY, B., REMY, F., BLAREL, F., PICARD, G. et BRUCKER, L. (2009). Rapid change of snow surface properties at vostok, east antarctica, revealed by altimetry and radiometry. *Remote Sensing of Environment*, 113(12):2633–2641.
- LAGOUARDE, J., KERR, Y. et BRUNET, Y. (1995). An experimental study of angular effects on surface temperature for various plant canopies and bare soils. *Agricultural and Forest Meteorology*, 77(3):167–190.
- LAMBERT, F., DELMONTE, B., PETIT, J.-R., BIGLER, M., KAUFMANN, P. R., HUTTERLI, M. A., STOCKER, T. F., RUTH, U., STEFFENSEN, J. P. et MAGGI, V. (2008). Dust-climate couplings over the past 800,000 years from the epica dome c ice core. *Nature*, 452(7187):616–619.
- LÉCUYER, C., GILLET, P. et ROBERT, F. (1998). The hydrogen isotope composition of seawater and the global water cycle. *Chemical Geology*, 145(3):249–261.
- LENAERTS, J., DEN BROEKE, M., BERG, W., MEIJGAARD, E. v. et KUIPERS MUNNEKE, P. (2012). A new, high-resolution surface mass balance map of antarctica (1979–2010) based on regional atmospheric climate modeling. *Geophysical Research Letters*, 39(4).

Bibliographie

- LEROUX, C. et FILY, M. (1998). Modeling the effect of sastrugi on snow reflectance. *Journal of Geophysical Research : Planets (1991–2012)*, 103(E11):25779–25788.
- LI, L. et POMEROY, J. W. (1997). Estimates of threshold wind speeds for snow transport using meteorological data. *Journal of Applied Meteorology*, 36(3):205–213.
- LI, Z.-L., TANG, B.-H., WU, H., REN, H., YAN, G., WAN, Z., TRIGO, I. F. et SOBRINO, J. A. (2013). Satellite-derived land surface temperature : Current status and perspectives. *Remote Sensing of Environment*, 131:14–37.
- LIBBRECHT, K. G. (2005). The physics of snow crystals. *Reports on progress in physics*, 68(4):855.
- LIBOIS, Q. (2014). Evolution des propriétés physiques de neige de surface sur le plateau antarctique. observations et modélisation du transfert radiatif et du métamorphisme.
- LISTON, G. E., HAEHNEL, R. B., STURM, M., HIEMSTRA, C. A., BEREZOVSKAYA, S. et TABLER, R. D. (2007). Instruments and methods simulating complex snow distributions in windy environments using snowtran-3d. *Journal of Glaciology*, 53(181):241–256.
- LOEB, N. (1997). In-flight calibration of noaa avhrr visible and near-ir bands over greenland and antarctica. *International Journal of Remote Sensing*, 18(3):477–490.
- LOUIS, J. (1979). A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound.-Layer Meteorol.*, 17:187–202.
- LYTHE, M. B., VAUGHAN, D. G., LAMBRECHT, A., MILLER, H., NIXDORF, U., OERTER, H., STEINHAGE, D., HUYBRECHTS, P. *et al.* (2001). Bedmap : A new ice thickness and subglacial topographic model of antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 106 (B6), 11, 335.
- MACELLONI, G., BROGIONI, M., PAMPALONI, P. et CAGNATI, A. (2007). Multifrequency microwave emission from the dome-c area on the east antarctic plateau : temporal and spatial variability. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 45(7):2029–2039.
- MARSHALL, G. J., ORR, A. et TURNER, J. (2013). A predominant reversal in the relationship between the sam and east antarctic temperatures during the twenty-first century. *Journal of Climate*, 26(14):5196–5204.
- MARTIN, E. et LEJEUNE, Y. (1998). Turbulent fluxes above the snow surface. *Ann. Glaciol.*, 26:179–183.
- MASCART, P., NOILHAN, J. et GIORDANI, H. (1995). A modified parameterization of flux-profile relationships in the surface layer using different roughness length values for heat and momentum. *Boundary-Layer Meteorology*, 72(4):331–344.

- MASSON, V., MOIGNE, P. L., MARTIN, E., FAROUX, S., ALIAS, A., ALKAMA, R., BELAMARI, S., BARBU, A., BOONE, A., BOUYSSSEL, F. *et al.* (2013). The surfexv7. 2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development*, 6(4):929–960.
- MAYER, B., et KYLLING, A. (2005). Technical note : The libradtran software package for radiative transfer calculations-description and examples of use. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5(7):1855–1877.
- MCMILLAN, M., SHEPHERD, A., SUNDAL, A., BRIGGS, K., MUIR, A., RIDOUT, A., HOGG, A. et WINGHAM, D. (2014). Increased ice losses from antarctica detected by cryosat-2. *Geophysical Research Letters*, 41(11):3899–3905.
- MLAWER, E. J., TAUBMAN, S. J., BROWN, P. D., IACONO, M. J. et CLOUGH, S. A. (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres : Rrtm, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 102(D14):16663–16682.
- MÖLG, T. et KASER, G. (2011). A new approach to resolving climate-cryosphere relations : Downscaling climate dynamics to glacier-scale mass and energy balance without statistical scale linking. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 116(D16).
- MORCRETTE, J., BARKER, H., COLE, J., IACONO, M. et PINCUS, R. (2008). Impact of a new radiation package, mcrad, in the ecmwf integrated forecasting system. *Monthly Weather Review*, 136(12):4773–4798.
- MUSHKIN, A., BALICK, L. K. et GILLESPIE, A. R. (2005). Extending surface temperature and emissivity retrieval to the mid-infrared (3–5 μm) using the multispectral thermal imager (mti). *Remote Sensing of Environment*, 98(2):141–151.
- MUSZYNSKI, I. et BIRCHFIELD, G. (1985). The dependence of antarctic accumulation rates on surface temperature and elevation. *Tellus A*, 37(2).
- NICOLAS, J. P. et BROMWICH, D. H. (2014). New reconstruction of antarctic near-surface temperatures : Multidecadal trends and reliability of global reanalyses*,+. *Journal of Climate*, 27(21):8070–8093.
- NORDENG, T. E., BRUNET, G. et CAUGHEY, J. (2007). Improvement of weather forecasts in polar regions. *Bulletin of the World Meteorological Organization*, 56(4):250–256.
- OHMURA, A., GILGEN, H., HEGNER, H., MÜLLER, G., WILD, M., DUTTON, E. G., FORGAN, B., FRÖHLICH, C., PHILIPONA, R., HEIMO, A., KÖNIG-LANGLO, G., MCARTHUR, B., PINKER, R., WHITLOCK, C. H. et DEHNE, K. (1998). Baseline surface radiation network (bsrn/wcrp) : New precision radiometry for climate research. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79(10):2115–2136.

Bibliographie

- OTTLÉ, C. et VIDAL-MADJAR, D. (1992). Estimation of land surface temperature with noaa9 data. *Remote Sensing of Environment*, 40(1):27–41.
- PAHAUT, E. (1976). La métamorphose des cristaux de neige (snow crystal metamorphosis), vol. 96 of monographies de la météorologie nationale. *Météo France*.
- PALM, S. P., FROMM, M. et SPINHIRNE, J. (2005). Observations of antarctic polar stratospheric clouds by the geoscience laser altimeter system (glas). *Geophysical research letters*, 32(22).
- PARISH, T. R. (1981). The katabatic winds of cape denison and port martin. *Polar Record*, 20(129):525–532.
- PARISH, T. R. (1982). Surface airflow over east antarctica. *Monthly weather review*, 110(2):84–90.
- PARISH, T. R. et BROMWICH, D. H. (1991). Continental-scale simulation of the antarctic katabatic wind regime. *Journal of Climate*, 4(2):135–146.
- PARISH, T. R. et WALKER, R. (2006). A re-examination of the winds of adélie land, antarctica. *Australian Meteorological Magazine*, 55(2).
- PARRENIN, F., BARNOLA, J.-M., BEER, J., BLUNIER, T., CASTELLANO, E., CHAPPELLAZ, J., DREYFUS, G., FISCHER, H., FUJITA, S., JOUZEL, J. *et al.* (2007). The edc3 chronology for the epica dome c ice core. *Climate of the Past*, 3(3):485–497.
- PAVOLONIS, M. J. et KEY, J. R. (2003). Antarctic cloud radiative forcing at the surface estimated from the avhrr polar pathfinder and isccp d1 datasets, 1985-93. *Journal of Applied Meteorology*, 42(6):827–840.
- PÉQUIGNOT, E., CHÉDIN, A. et SCOTT, N. (2008). Infrared continental surface emissivity spectra retrieved from airs hyperspectral sensor. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(6):1619–1633.
- PETIT, J., JOUZEL, J., POURCHET, M. et MERLIVAT, L. (1982). A detailed study of snow accumulation and stable isotope content in dome c (antarctica). *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 87(C6):4301–4308.
- PETTRÉ, P. et PÉRIARD, C. (1996). Aspects du climat de dumont-d’urville et de l’antarctique. *Rubrique : Climatologie*.
- PHILLPOT, H. et ZILLMAN, J. (1970). The surface temperature inversion over the antarctic continent. *Journal of Geophysical Research*, 75(21):4161–4169.
- PICARD, G., BRUCKER, L., FILY, M., GALLÉE, H. et KRINNER, G. (2009). Modeling time series of microwave brightness temperature in antarctica. *J. Glaciol.*, 55(191).

- PICARD, G. et FILY, M. (2006). Surface melting observations in antarctica by microwaves radiometers : Correcting 26-year time series from changes in acquisition hours. *Remote Sensing of Environment*, 104:325–336.
- PICARD, G., ROYER, A., ARNAUD, L. et FILY, M. (2014). Influence of meter-scale wind-formed features on the variability of the microwave brightness temperature around dome c in antarctica. *The Cryosphere*, 8(3):1105–1119.
- PIRAZZINI, R. (2004). Surface albedo measurements over antarctic sites in summer. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 109(D20).
- PRICE, J. C. (1983). Estimating surface temperatures from satellite thermal infrared data—a simple formulation for the atmospheric effect. *Remote Sensing of Environment*, 13(4):353–361.
- PRICE, J. C. (1984). Land surface temperature measurements from the split window channels of the noaa 7 advanced very high resolution radiometer. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 89(D5):7231–7237.
- PRITCHARD, H., LIGTENBERG, S., FRICKER, H., VAUGHAN, D., Van den BROEKE, M. et PADMAN, L. (2012). Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves. *Nature*, 484(7395):502–505.
- PRITCHARD, H. D. et VAUGHAN, D. G. (2007). Widespread acceleration of tidewater glaciers on the antarctic peninsula. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface (2003–2012)*, 112(F3).
- RABIER, F., BOUCHARD, A., BRUN, E., DOERENBECHER, A., GUEDJ, S., GUIDARD, V., KARBOU, F., PEUCH, V.-H., EL AMRAOUI, L., PUECH, D., GENTHON, C., PICARD, G and Town, M., HERTZOG, A., VIAL, F., COCQUEREZ, P., COHN, S. A., HOCK, T., FOX, J., COLE, H., PARSONS, D., POWERS, J., ROMBERG, K., VANANDEL, J., DESHLER, T., MERCER, J., HAASE, J. S., AVALONE, L., KALNAJS, L., MECHOSO, C. R., TANGBORN, A., PELLEGRINI, A., FRENOT, Y., THÉPAUT, J. N., McNALLY, A., BALSAMO, G. et STEINLE, P. (2010). The concordiasi project in antarctica. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 91(1):69–86.
- RABIER, F., JARVINEN, H., KLINKERAND, E., MAHFOUF, J.-F. et SIMMONS, A. (2000). The ecmwf operational implementation of fourdimensional variational assimilation. i : Experimental results with simplified physics. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126:1143–1170.
- RANDEL, W. J. et WU, F. (1999). Cooling of the arctic and antarctic polar stratospheres due to ozone depletion. *Journal of Climate*, 12(5):1467–1479.
- RAYMOND, C. F. et TUSIMA, K. (1979). Grain coarsening of water-saturated snow. *Journal of Glaciology*, 22:83–105.

Bibliographie

- REIJMER, C. et OERLEMANS, J. (2002). Temporal and spatial variability of the surface energy balance in dronning maud land, east antarctica. *Journal of geophysical research*, 107(D24): ACL 9–1–ACL 9–12.
- RÉMY, F. (2003). *l'Antarctique*.
- RÉMY, F., SHAEFFER, P. et LEGRÉSY, B. (1999). Ice flow physical processes derived from the ers-1 high-resolution map of the antarctica and greenland ice sheets. *Geophysical Journal International*, 139(3):645–656.
- RICHE, F. et SCHNEEBELI, M. (2013). Thermal conductivity of snow measured by three independent methods and anisotropy considerations. *The Cryosphere*, 7(1):217–227.
- RIGNOT, E., BOX, J., BURGESS, E. et HANNA, E. (2008). Mass balance of the greenland ice sheet from 1958 to 2007. *Geophysical Research Letters*, 35(20).
- RIGNOT, E., CASASSA, G., GOGINENI, P., KRABILL, W., RIVERA, A. u. et THOMAS, R. (2004). Accelerated ice discharge from the antarctic peninsula following the collapse of larsen b ice shelf. *Geophysical Research Letters*, 31(18).
- RIGNOT, E., VELICOGNA, I., Van den BROEKE, M., MONAGHAN, A. et LENAERTS, J. (2011). Acceleration of the contribution of the greenland and antarctic ice sheets to sea level rise. *Geophysical Research Letters*, 38(5):L05503. doi :10.1029/2011GL046583.
- RODRIGO, J. S., BUCHLIN, J.-M., van BEECK, J., LENAERTS, J. T. et van den BROEKE, M. R. (2012). Evaluation of the antarctic surface wind climate from era reanalyses and racmo2/ant simulations based on automatic weather stations. *Climate dynamics*, 40(1-2):353–376.
- RODRIGO, J. S., BUCHLIN, J.-M., van BEECK, J., LENAERTS, J. T. et van den BROEKE, M. R. (2013). Evaluation of the antarctic surface wind climate from era reanalyses and racmo2/ant simulations based on automatic weather stations. *Climate dynamics*, 40(1-2):353–376.
- SALISBURY, J. W. et D'ARIA, D. M. (1994). Emissivity of terrestrial materials in the 3–5 μm atmospheric window. *Remote Sensing of Environment*, 47(3):345–361.
- SCAMBOS, T., FREZZOTTI, M., HARAN, T., BOHLANDER, J., LENAERTS, J., VAN DEN BROEKE, M., JEZEK, K., LONG, D., URBINI, S., FARNES, K. *et al.* (2012). Extent of low-accumulation 'wind glaze' areas on the east antarctic plateau : implications for continental ice mass balance. *Journal of glaciology*, 58(210):633–647.
- SCAMBOS, T. A., BOHLANDER, J., SHUMAN, C. u. et SKVARCA, P. (2004). Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the larsen b embayment, antarctica. *Geophysical Research Letters*, 31(18).

- SCHLATTER, T. W. (1972). The local surface energy balance and subsurface temperature regime in antarctica. *Journal of Applied Meteorology*, 11(7):1048–1062.
- SCHNEIDER, D. P., STEIG, E. J. et COMISO, J. C. (2004). Recent climate variability in antarctica from satellite-derived temperature data. *Journal of Climate*, 17(7):1569–1583.
- SCHRÖDER, D., FELTHAM, D. L., FLOCCO, D. et TSAMADOS, M. (2014). September arctic sea-ice minimum predicted by spring melt-pond fraction. *Nature Climate Change*, 4(5):353–357.
- SERGENT, C., CHEVRAND, P., LAFEUILLE, J. et MARBOUTY, D. (1987). Caractérisation optique de différents types de neige. extinction de la lumière dans la neige. *Le Journal de Physique Colloques*, 48(C1):C1–361.
- SHEPHERD, A., WINGHAM, D., PAYNE, T. et SKVARCA, P. (2003). Larsen ice shelf has progressively thinned. *Science*, 302(5646):856–859.
- SIX, D., FILY, M., ALVAIN, S., HENRY, P. et BENOIST, J.-P. (2004). Surface characterisation of the dome concordia area (antarctica) as a potential satellite calibration site, using spot 4/vegetation instrument. *Remote Sensing of Environment*, 89(1):83–94.
- SLATER, A., PITMAN, A. J. et DESBOROUGH, C. (1998). The validation of a snow parameterization designed for use in general circulation models. *International journal of climatology*, 18(6):595–617.
- SOMMERFELD, R. et LACHAPPELLE, E. (1970). The classification of snow metamorphism. *Journal of Glaciology*, 9:3–17.
- SPINHIRNE, J. D., PALM, S. P., HART, W. D., HLAVKA, D. L. et WELTON, E. J. (2005). Cloud and aerosol measurements from glas : Overview and initial results. *Geophysical Research Letters*, 32(22).
- STANTON, T., SHAW, W., TRUFFER, M., CORR, H., PETERS, L., RIVERMAN, K., BINDSCHADLER, R., HOLLAND, D. et ANANDAKRISHNAN, S. (2013). Channelized ice melting in the ocean boundary layer beneath pine island glacier, antarctica. *Science*, 341(6151):1236–1239.
- STEIG, E. J., SCHNEIDER, D. P., RUTHERFORD, S. D., MANN, M. E., COMISO, J. C. et SHINDELL, D. T. (2009). Warming of the antarctic ice-sheet surface since the 1957 international geophysical year. *Nature*, 457(7228):459–462.
- STOCKER, T., QIN, D., PLATTNER, G.-K., TIGNOR, M., ALLEN, S. K., BOSCHUNG, J., NAUELS, A., XIA, Y., BEX, V. et MIDGLEY, P. M. (2014). Climate change 2013 : The physical science basis.

Bibliographie

- STURM, M., HOLMGREN, J., KÖNIG, M. et MORRIS, K. (1997). The thermal conductivity of seasonal snow. *Journal of Glaciology*, 43(143):26–41.
- SUGIYAMA, S., ENOMOTO, H., FUJITA, S., FUKUI, K., NAKAZAWA, F., HOLMLUND, P. et SURDYK, S. (2012). Snow density along the route traversed by the japanese–swedish antarctic expedition 2007/08. *Journal of Glaciology*, 58(209):529–539.
- SUKORIANSKY, S., GALPERIN, B. et PEROV, V. (2006). A quasi-normal scale elimination model of turbulence and its application to stably stratified flows. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 13:9–22.
- TAKAHASHI, S. et KAMEDA, T. (2007). Instruments and methods snow density for measuring surface mass balance using the stake method. *Journal of Glaciology*, 53(183):677–680.
- TEDESCO, M., ABDALATI, W. et ZWALLY, H. (2007). Persistent surface snowmelt over antarctica (1987–2006) from 19.35 ghz brightness temperatures. *Geophysical Research Letters*, 34(18).
- THOMAS, S. M., HEIDINGER, A. K. et PAVOLONIS, M. J. (2004). Comparison of noaa’s operational avhrr-derived cloud amount to other satellite-derived cloud climatologies. *Journal of climate*, 17(24):4805–4822.
- THOMPSON, D. W. et SOLOMON, S. (2002). Interpretation of recent southern hemisphere climate change. *Science*, 296(5569):895–899.
- TOMLINSON, C. J., CHAPMAN, L., THORNES, J. E. et BAKER, C. (2011). Remote sensing land surface temperature for meteorology and climatology : a review. *Meteorological Applications*, 18(3):296–306.
- TONOOKA, H. (2001). An atmospheric correction algorithm for thermal infrared multispectral data over land—a water-vapor scaling method. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 39(3):682–692.
- TOWN, M., WADDINGTON, E., WALDEN, V. et WARREN, S. (2008). Subsurface temperatures, heating rates, and vapor pressures in the nearsurface snow of east antarctica. *J. Glaciol.*, 54(186):487– 498.
- TOWN, M. et WALDEN, V. (2009). Surface energy budget over the south pole and turbulent heat fluxes as a function of an empirical bulk richardson number. *J. Geophys. Res.*, 114(D22107): D22107, doi : 10.1029/2009JD011888.
- TREMBLIN, P., MINIER, V., SCHNEIDER, N., DURAND, G. A., ASHLEY, M., LAWRENCE, J., LUONG-VAN, D., STOREY, J., DURAND, G. A., REINERT, Y. *et al.* (2011). Site testing for submillimetre astronomy at dome c, antarctica. *Astronomy & Astrophysics*, 535:A112.

- TURNER, J., COLWELL, S. R., MARSHALL, G. J., LACHLAN-COPE, T. A., CARLETON, A. M., JONES, P. D., LAGUN, V., REID, P. A. et IAGOVKINA, S. (2005). Antarctic climate change during the last 50 years. *International journal of Climatology*, 25(3):279–294.
- VAN DE BERG, W., VAN DEN BROEKE, M. et VAN MEIJGAARD, E. (2008). Spatial structures in the heat budget of the antarctic atmospheric boundary layer. *The Cryosphere*, 2:1–12.
- Van den BROEKE, M., BAMBER, J., ETTEMA, J., RIGNOT, E., SCHRAMA, E., Van de BERG, W. J., van MEIJGAARD, E., VELICOGNA, I. et WOUTERS, B. (2009). Partitioning recent greenland mass loss. *science*, 326(5955):984–986.
- Van den BROEKE, M., REIJMER, C., VAN AS, D., Van de WAL, R. et OERLEMANS, J. (2005a). Seasonal cycles of antarctic surface energy balance from automatic weather stations. *Annals of Glaciology*, 41(1):131–139.
- Van den BROEKE, M., REIJMER, C. et Van de WAL, R. (2004a). Surface radiation balance in antarctica as measured with automatic weather stations. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 109(D9).
- Van den BROEKE, M., VAN AS, D., REIJMER, C. et Van de WAL, R. (2004b). Assessing and improving the quality of unattended radiation observations in antarctica. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 21(9):1417–1431.
- Van den BROEKE, M., VAN AS, D., REIJMER, C. et Van de WAL, R. (2005b). Sensible heat exchange at the antarctic snow surface : a study with automatic weather stations. *International journal of climatology*, 25(8):1081–1101.
- Van den BROEKE, M. et VAN LIPZIG, N. (2003). Factors controlling the near-surface wind field in antarctica*. *Monthly Weather Review*, 131(4):733–743.
- Van den BROEKE, M. R. (1997). Spatial and temporal variation of sublimation on antarctica : Results of a high-resolution general circulation model. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 102(D25):29765–29777.
- Van den BROEKE, M. R. (1998). The semi-annual oscillation and antarctic climate. part 1 : Influence on near surface temperatures (1957–79). *Antarctic Science*, 10(02):175–183.
- Van den BROEKE, M. R. (2000). On the interpretation of antarctic temperature trends. *Journal of Climate*, 13(21):3885–3889.
- Van den BROEKE, M. R. et VAN LIPZIG, N. P. (2004). Changes in antarctic temperature, wind and precipitation in response to the antarctic oscillation. *Annals of Glaciology*, 39(1):119–126.

Bibliographie

- VAN LIPZIG, N., KING, J., LACHLAN-COPE, T. et Van den BROEKE, M. (2004). Precipitation, sublimation, and snow drift in the antarctic peninsula region from a regional atmospheric model. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 109(D24).
- VAN LOON, H. (1967). The half-yearly oscillations in middle and high southern latitudes and the coreless winter. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 24(5):472–486.
- VAUGHAN, D., COMISO, J., ALLISON, I., CARRASCO, J., KASER, G., KWOK, R., MOTE, P., MURRAY, T., PAUL, F., REN, J. *et al.* (2013). Observations : Cryosphere climate change 2013 : the physical science basis. contribution of working group i to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change ed tf stocker et al. *Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA*, 1(1):1–2.
- VAUGHAN, D. G., MARSHALL, G. J., CONNOLLEY, W. M., PARKINSON, C., MULVANEY, R., HODGSON, D. A., KING, J. C., PUDSEY, C. J. et TURNER, J. (2003). Recent rapid regional climate warming on the antarctic peninsula. *Climatic change*, 60(3):243–274.
- VAZQUEZ, D. P., REYES, F. O. et ARBOLEDAS, L. A. (1997). A comparative study of algorithms for estimating land surface temperature from avhrr data. *Remote sensing of environment*, 62(3):215–222.
- VERFAILLIE, D., FILY, M., LE MEUR, E., MAGAND, O., JOURDAIN, B., ARNAUD, L. et FAVIER, V. (2012). Snow accumulation variability derived from radar and firn core data along a 600 km transect in adielie land, east antarctic plateau. *The Cryosphere*, 6:1345–1358.
- VERSEGHY, D. L. (1991). Class—a canadian land surface scheme for gcms. i. soil model. *International Journal of Climatology*, 11(2):111–133.
- VINCENSINI, A. (2013). Contribution de iasi à l'estimation des paramètres des surfaces continentales pour la prévision numérique du temps.
- VINCENSINI, A., BOUCHARD, A., RABIER, F., GUIDARD, V., FOURRIÉ, N. et TRAUILLÉ, O. (2012). Iasi retrievals over concordia within the framework of the concordiasi program in antarctica. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 50(8):2923–2933.
- VIONNET, V., BRUN, E., MORIN, S., BOONE, A., FAROUX, S., MOIGNE, P. L., MARTIN, E. et WILLEMET, J.-M. (2012). The detailed snowpack scheme crocus and its implementation in surfex v7. 2. *Geoscientific Model Development*, 5(3):773–791.
- WAKAHAMA, G. (1968). The metamorphism of wet snow. *IAHS Publication*, 79:370–379.
- WALRAVEN, R. (1978). Calculating the position of the sun. *Solar Energy*, 20(5):393–397.
- WAN, Z. (2014). New refinements and validation of the collection-6 modis land-surface temperature/emissivity product. *Remote Sensing of Environment*, 140:36–45.

- WAN, Z. et DOZIER, J. (1996). A generalized split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from space. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 34(4):892–905.
- WANG, X. et ZENDER, C. S. (2011). Arctic and antarctic diurnal and seasonal variations of snow albedo from multiyear baseline surface radiation network measurements. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface (2003–2012)*, 116(F3).
- WANG, Y., WANG, M. et ZHAO, J. (2013). A comparison of modis lst retrievals with in situ observations from aws over the lambert glacier basin, east antarctica. *International Journal of Geosciences*, 4:611–617.
- WARREN, S. (1982). Optical properties of snow. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20(1):67–89.
- WARREN, S., DADIC, R., MULLEN, P., SCHNEEBELI, M. et BRANDT, R. (2012). Albedo of bare ice near the trans-antarctic mountains to represent sea-glaciers on the tropical ocean of snowball earth. 1:06.
- WARREN, S. G. et WISCOMBE, W. J. (1980). A model for the spectral albedo of snow. ii : Snow containing atmospheric aerosols. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(12):2734–2745.
- WELLER, G. (1968). Heat-energy transfer through a four-layer system : Air, snow, sea ice, sea water. *Journal of Geophysical Research*, 73(4):1209–1220.
- WENDLER, G., GILMORE, D. et CURTIS, J. (1997). On the formation of coastal polynyas in the area of commonwealth bay, eastern antarctica. *Atmospheric research*, 45(1):55–75.
- WINTHER, J.-G. (1994). Spectral hi-directional reflectance of snow and glacier measured in dronning maud land, antarctica. *Annals of Glaciology*, 20(1):1–5.
- WISCOMBE, W. J. et WARREN, S. G. (1980). A model for the spectral albedo of snow. i : Pure snow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(12):2712–2733.
- WOLFF, E., BARBANTE, C., BECAGLI, S., BIGLER, M., BOUTRON, C., CASTELLANO, E., DE ANGELIS, M., FEDERER, U., FISCHER, H., FUNDEL, F. *et al.* (2010). Changes in environment over the last 800,000 years from chemical analysis of the epica dome c ice core. *Quaternary Science Reviews*, 29(1):285–295.
- WONG, P. P., LOSADA, I., GATTUSO, J., HINKEL, J., KHATTABI, A., MCINNES, K., SAITO, Y. et SALLENGER, A. (2014). Coastal systems and low-lying areas. *Climate change*, pages 361–409.
- YAMANOUCHI, T., SUZUKI, K. et KAWAGUCHI, S. (1987). Detection of clouds in antarctica from infrared multispectral data of avhrr. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 65(6):949–962.
- YEN, Y.-C. (1981). Review of thermal properties of snow, ice and sea ice.

TABLE DES FIGURES

1.1	Variation temporelle de la température depuis 17 000 ans [source : Conference reignites climate change debate, Philip Foster]	3
1.2	L'Antarctique [source : Landsat Image Mosaic of Antarctica]	5
1.3	Bilan énergétique de surface en Antarctique.	8
1.4	Description schématique des différents types de métamorphoses conduisant à la formation des principaux types de neige saisonnière, identifiés selon l'ancienne classification internationale de la neige (Colbeck <i>et al.</i> , 1990).	13
1.5	Profils de densité mesurés durant la campagne d'été 2014-2015 à Dôme C.	14
2.1	Horaires de passage des satellites Aqua (gauche) et Terra (droite) au-dessus de l'Antarctique le 26 août 2015.	21
2.2	Principe de sondage de l'atmosphère en cas de ciel clair ou de ciel nuageux [source The Comet Program]	23
2.3	Localisation des 7 stations de mesures utilisées. Les noms des stations et leurs coordonnées sont listés dans le tableau 2.1.	25
2.4	(gauche) Mesure de la variabilité spatiale à petite échelle de la T_s à l'aide du capteur thermique IR120. (droite) Mesure de la vitesse du vent par un anémomètre et du cycle diurne de la T_s en deux points par deux capteurs thermiques IR120.	29
2.5	Mesure de la densité à Dôme C durant ma campagne de mesure 2014-2015 : (gauche) mesure de la densité d'échantillons de neige prélevés en surface ; (droite) mesure d'un profil de densité.	29
2.6	Variables d'état du modèle Crocus et principaux processus physiques simulés.	31
3.1	Comparaisons d'observations de la T_s de la neige à Dôme C : T_s BSRN (noir), thermomètre infrarouge (bleu), mesures manuelles (vert), T_s MODIS (rouge)	40
3.2	Averaged number of hours per day with high quality data (2000-2011) : (a) annual mean, (b) winter mean (JJA) and (c) summer mean (DJF). Averaged MODIS T_s (2000-2011) : (d) annual mean,(e) winter mean (JJA) and (f) summer mean (DJF). « Pole of I.» shows the location of Pole of Inaccessibility station.	44

3.3 Comparisons of MODIS T_s and in situ T_s at (a) South Pole, (b) Syowa, (c) Kohnen base (AWS9), (d) Plateau Station B (AWS12), (e) Pole of inaccessibility (AWS13), (f) Princess Elisabeth station (AWS16), (g) Dome C in 2009 and (h) Dome C in 2012. « Pole of I.» means Pole of Inaccessibility and « Pr Elisabeth » means Princess Elisabeth. The number N of simultaneous MODIS T_s and in situ T_s used in the evaluation primarily depends upon satellite overpasses and cloudiness. In AWS stations, N also depends upon the filter used to select data not affected by riming. The green line represents the 1 :1 line. 48

3.4 (a) 2000-2011 averaged ERA-i T_s bias, (b) ERA-i T_s bias in winter (JJA) and (c) ERA-i T_s bias in summer (DJF), with respect to MODIS T_s . (d) 2000-2011 averaged Crocus T_s bias, (e) Crocus T_s bias in winter (JJA) and (f) Crocus T_s bias in summer (DJF), with respect to MODIS T_s 50

3.5 (a) 2000-2011 averaged ERA-i T_s RMSE, (b) ERA-i T_s RMSE in winter (JJA) and (c) ERA-i T_s RMSE in summer (DJF), with respect to MODIS T_s . (d) 2000-2011 averaged Crocus T_s RMSE, (e) Crocus T_s RMSE in winter (JJA) and (f) Crocus T_s RMSE in summer (DJF), with respect to MODIS T_s 51

3.6 Comparisons of ERA-i T_s and in situ T_s at (a) Dome C, (c) South Pole, (e) Plateau Station B and (g) Pole of Inaccessibility. Same comparisons but only when MODIS T_s are available at the same time : (b) Dome C, (d) South Pole, (f) Plateau Station B and (h) Pole of Inaccessibility. The green line represents the 1 :1 line. 52

3.7 Comparisons of Crocus T_s and in situ T_s at (a) Dome C, (c) South Pole, (e) Plateau Station B and (g) Pole of Inaccessibility. Same comparisons but only when MODIS T_s are available at the same time : (b) Dome C, (d) South Pole, (f) Plateau Station B and (h) Pole of Inaccessibility. The green line represents the 1 :1 line. 53

3.8 Left column : comparisons of ERA-i T_{2m} and in situ T_{air} at (a) Kohnen (2892 m.a.s.l., $z_{ERA-i} = 2867$ m), (c) Plateau Station B (3619 m.a.s.l, $z_{ERA-i} = 3617$ m), (d) Pole of Inaccessibility (3718 m.a.s.l., $z_{ERA-i} = 3746$ m) and (f) Princess Elisabeth (1372 m.a.s.l, $z_{ERA-i} = 1316$ m) during 2009. Right column : comparisons of ERA-i T_{2m} and in situ T_{2m} at (b) Kohnen, (d) Plateau Station B and (g) Princess Elisabeth during 2009. The green line represents the 1 :1 line. 55

3.9	(a) Comparison between different observations of surface temperature at South Pole : BSRN T_s (solid black curve), Crocus T_s (solid pink curve), ERA-i T_s (red point), LST MODIS (solid blue curve) and ERA-i/land T_s (green point). (b) Comparison between thermal radiations : BSRN LW_{down} (solid black curve), ERA-i LW_{down} (red point) and ERA-i $LW_{\text{down_cloud}}$ (blue point). ERA-i $LW_{\text{down_cloud}}$ was obtained by the difference between ERA-i LW_{down} and ERA-i clear-sky LW_{down} . (c) Comparison between turbulent fluxes of sensible heat : Crocus H (violet point), ERA-i H (red point) and ERA-i sub-surface flux (blue point).	56
3.10	Averaged ERA-i sensible heat fluxes from the atmosphere towards the surface in August 2009.	58
3.11	Exemple de fauchée du capteur IASI passant au-dessus de Dôme C (point rouge) le 4 novembre 2009.	62
3.12	(haut) Série temporelle de la T_s BSRN (ligne noire), la T_s MODIS (ligne bleue), la T_s L2 IASI (point rouge) et (bas) du rayonnement thermique infrarouge LW_{down} BSRN à Dôme C pour les mois de (a) novembre 2009, (b) décembre 2009 et (c) janvier 2010. La figure (d) est un zoom sur la période 11 au 21 novembre 2009.	63
3.13	(haut) Série temporelle de la T_s BSRN (ligne noire), la T_s MODIS (ligne bleue), la T_s L2 IASI (point rouge) et (bas) du rayonnement thermique infrarouge LW_{down} BSRN à Pôle Sud pour les mois de (a) novembre 2009, (b) décembre 2009 et (c) janvier 2010. La figure (d) est un zoom sur la période 21 au 28 décembre 2009.	65
3.14	(gauche) Le masque nuageux AVHRR d'Eumetsat utilisé pour la T_s L2 IASI vs (droite) le masque nuageux de MODIS. Les zones bleues correspondent à un ciel clair et les zones rouges à un ciel nuageux.	67
3.15	(a) (b) T_s L2 IASI et (c) (d) T_s MODIS en fonction de la T_s BSRN à Dôme C (colonne gauche) et Pôle Sud (colonne droite) entre novembre 2009 et janvier 2010.	69
3.16	(haut) (a) T_s MODIS moyenne, (b) T_s L2 IASI moyenne et (c) T_s L2 IASI moyenne après application du filtre selon la présence des données MODIS entre le 21mai 2013 et le 21 juillet 2013. (bas) Nombre d'observations cumulées des données (d) MODIS, (e) IASI L2 et (f) IASI L2 filtrée sur la même période.	70
3.17	Répartition par classes de la T_s : (a) données IASI L2 et (b) données IASI L2 après application du filtre selon la présence de données MODIS entre le 21mai 2013 et le 21 juillet 2013.	71
3.18	Biais moyen de la T_s L2 IASI filtrée selon la présence des données MODIS entre le 21 mai 2013 et le 21 juillet 2013. Le biais est calculé par rapport aux données MODIS.	71

3.19	T_s restituée IASI en fonction de la T_s du BSRN (a) à Dôme C et (b) à Pôle Sud entre novembre 2009 et janvier 2010.	73
3.20	(haut) Série temporelle de la T_s BSRN (ligne noire), T_s MODIS (ligne bleue), T_s L2 IASI (point rouge), T_s restituée IASI (point vert) et (bas) du rayonnement thermique infrarouge LW_{down} BSRN à Dôme C pour les mois de (a) novembre 2009, (b) décembre 2009 et (c) janvier 2010. La figure (d) est un zoom sur la période 18 au 30 novembre 2009.	75
3.21	(haut) Série temporelle de la T_s BSRN (ligne noire), T_s MODIS (ligne bleue), T_s L2 IASI (point rouge), T_s restituée IASI (point vert) et (bas) du rayonnement thermique infrarouge LW_{down} BSRN à Pôle Sud pour les mois de (a) novembre 2009, (b) décembre 2009 et (c) janvier 2010. La figure (d) est un zoom sur la période 22 au 29 décembre 2009.	76
3.22	Nuages de points représentant (a) (b) la T_s restituée IASI avant le filtrage et (c) (d) la T_s restituée IASI après le filtrage selon les données MODIS en fonction de la T_s du BSRN à Dôme C (gauche) et Pôle Sud (droite) entre novembre 2009 et janvier 2010.	77
3.23	Moyennes du biais et du RMSE de T_s calculées à partir de la T_s MODIS sur la période du 3 juillet au 31 août 2013 : (a)(d) T_s ARPEGE, (b)(e) T_s IFS et (c)(f) T_s ERA-i.	79
4.1	Vue de la surface de la calotte antarctique depuis le sommet de la tour américaine (45 m) à Dôme C.	87
4.2	T_s mesurée sur trois transects de 5 km à Dôme C les 10, 13 et 17 janvier 2015.	89
4.3	T_s mesurée par un capteur infrarouge installé sur une station météorologique fixe à Dôme C les (a) 10, (b) 13 et (c) 17 janvier 2015.	90
4.4	Moyenne glissante de la T_s mesurée (a) le 10 janvier (transect n°1) et (b) le 13 janvier 2015 (transect n°2). La moyenne glissante de la T_s est calculée sur différents intervalles : 200 m, 400 m, 1000 m et 2000 m.	91
4.5	T_s mesurée sur un transect de 100 m à Dôme C : (a) le 3 janvier 2015, (b) le 7 janvier 2015 et (c) le 9 janvier 2015. Le 3 janvier 2015, les mesures ont été réalisées entre 9h43 et 10h34 pour le transect 1 et entre 10h38 et 11h29 pour le transect 2. Le 7 janvier 2015, les mesures ont été réalisées entre 9h56 et 10h46 pour le transect 1 et entre 10h50 et 11h40 pour le transect 2. Le 9 janvier 2015, les mesures ont été réalisées entre 14h23 et 15h13 pour le transect 1 et entre 15h17 et 16h07 pour le transect 2. Les heures sont en heure solaire.	92
4.6	T_s mesurée par un capteur infrarouge installé sur une station météorologique fixe à Dôme C les (a) 3, (b) 7 et (c) 9 janvier 2015.	93

4.7	T_s MODIS pluri-annuelle et de la moyenne quotidienne de la T_s MODIS pluri-annuelle mesurée à Dôme C et moyennée sur la période 2000-2013. La T_s MODIS pluri-annuelle est calculée en moyennant sur la période 2000-2013 la T_s MODIS de chaque heure de chacun des jours d'une année. La moyenne journalière pluri-annuelle de la T_s MODIS est calculée en moyennant sur la période 2000-2013 la T_s MODIS de chaque jour d'une année.	96
4.8	Série temporelles de la T_s BSRN (noir), du SW_{down} BSRN (jaune) et du LW_{down} BSRN rouge à Dôme C entre le 11 décembre 2009 et le 15 décembre 2009. . . .	97
4.9	(a) Nombre de jours observés moyen et (b) nombre d'observations par jour avant et après le « filtre 5H » à Dôme C entre 2000 et 2013.	99
4.10	(a) Série temporelle de l'amplitude diurne de la T_s MODIS (bleu), T_s Crocus (rose), T_s ERA-i (rouge) et T_s BSRN (noir) à Dôme C en 2009. (b) Zoom entre janvier et avril 2009. (c) Zoom entre mai et août 2009. (d) Zoom entre septembre et décembre 2009.	100
4.11	(a)(b) Amplitude MODIS, (c)(d) amplitude Crocus et (e)(f) amplitude ERA-i en fonction de l'amplitude BSRN en 2009 (gauche) et durant l'été 2009 (droite) à Dôme C. L'été regroupe les mois de novembre, décembre, janvier et février. . . .	102
4.12	Climatologie de l'amplitude diurne pluri-annuelles de la T_s MODIS (bleu), de la T_s Crocus (rose) et de la T_s ERA-i (rouge) à Dôme C sur la période 2000-2013. .	103
4.13	Répartition par classes de l'amplitude MODIS entre 2000 et 2013 à Dôme C : (a) entre décembre et février, (b) entre mars et mai, (c) entre juillet et août et (d) entre septembre et novembre.	104
4.14	Amplitude moyenne (ligne bleue) et médiane (pointillé bleu) mensuelle MODIS à Dôme C sur la période 2000-2013.	105
4.15	(haut) Série temporelle de la T_s <i>in situ</i> mesurée sur une surface de densité faible ($\rho = 149 \text{ kg m}^{-3}$) (rouge) et de la T_s <i>in situ</i> sur une surface de densité forte ($\rho > 500 \text{ kg m}^{-3}$) (noir) du 7 au 9 janvier 2015 à Dôme C.	107
4.16	(haut) Série temporelle de la T_s <i>in situ</i> mesurée sur une surface de densité faible ($\rho = 149 \text{ kg m}^{-3}$) (rouge) et de la T_s <i>in situ</i> sur une surface de densité forte ($\rho > 500 \text{ kg m}^{-3}$) (noir) du 15 au 16 janvier 2015 à Dôme C.	108
4.17	Série temporelle de la T_s Crocus simulée à partir de différentes valeurs de forçage ERA-Interim du SW_{down} entre le 1 ^{er} et le 4 novembre 2009 à Dôme C.	109
4.18	Série temporelle (a) du flux thermique ascendant, (b) du flux turbulent de chaleur sensible et (c) de chaleur latente simulés à partir de différentes valeurs de forçage ERA-Interim du SW_{down} entre le 1 ^{er} et le 4 novembre 2009 à Dôme C.	110

4.19	Série temporelle de la T_s Crocus simulée à partir de différentes valeurs de forçage ERA-Interim de la vitesse du vent à 10 m entre le 1 ^{er} et le 4 novembre 2009 à Dôme C.	111
4.20	Série temporelle (a) du flux turbulent de chaleur sensible et (c) du flux turbulent de chaleur latente simulés à partir de différentes valeurs de forçage ERA-Interim de la vitesse du vent à 10 m entre le 1 ^{er} et le 4 novembre 2009 à Dôme C.	112
4.21	T_s <i>in situ</i> mesurée sur une surface de densité faible ($\rho = 149 \text{ kg m}^{-3}$) (pointillé rouge), de la T_s <i>in situ</i> mesurée sur une surface de densité forte ($\rho > 500 \text{ kg m}^{-3}$) (pointillé noir) et de la T_s Crocus à densité fixée entre 50 et 700 kg m^{-3} du 7 au 8 janvier 2015 à Dôme C.	115
4.22	T_s Crocus à densité fixée entre 50 et 700 kg m^{-3} calculé à partir (a) de la T_s <i>in situ</i> mesurée sur une surface de densité $\rho > 500 \text{ kg m}^{-3}$ et (b) à partir de la T_s <i>in situ</i> mesurée sur une surface de densité $\rho = 149 \text{ kg m}^{-3}$, du 7 au 8 janvier 2015 à Dôme C.	116
4.23	T_s <i>in situ</i> mesurée sur une surface de densité faible ($\rho = 149 \text{ kg m}^{-3}$) (pointillé rouge), de la T_s <i>in situ</i> mesurée sur une surface de densité forte ($\rho > 500 \text{ kg m}^{-3}$) (pointillé noir) et de la T_s Crocus à densité fixée entre 50 et 700 kg m^{-3} du 15 au 17 janvier 2015 à Dôme C.	117
4.24	T_s Crocus à densité fixée entre 50 et 700 kg m^{-3} calculé à partir (a) de la T_s <i>in situ</i> mesurée sur une surface de densité $\rho > 500 \text{ kg m}^{-3}$ et (b) à partir de la T_s <i>in situ</i> mesurée sur une surface de densité $\rho = 149 \text{ kg m}^{-3}$, du 15 au 17 janvier 2015 à Dôme C.	118
4.25	Variation de l'amplitude diurne des simulations idéalisées Crocus (ligne rouge) et des observations <i>in situ</i> (noir) en fonction de la densité à Dôme C : (a) le 8 janvier 2015 et (b) en moyenne le 15 et 16 janvier 2015.	119
4.26	Amplitude médiane Crocus en fonction de la densité entre 2000 et 2013 à Dôme C.	122
4.27	Amplitudes diurnes des 7 simulations idéalisées Crocus à densité de surface fixée et de amplitude MODIS entre le 17 novembre 2009 et le 11 décembre 2009 à Dôme C.	123
4.28	(a) Rayonnement thermique descendant BSRN et (b) vitesse du vent BSRN entre le 17 novembre 2009 et le 11 décembre 2009 à Dôme C	124
4.29	Biais d'amplitude mensuelle médiane Crocus des 7 simulations à densité de surface fixée entre 50 et 700 kg m^{-3} calculé par rapport à l'amplitude mensuelle médiane MODIS à Dôme C, sur la période 2000-2013.	125
4.30	Biais de l'amplitude médiane Crocus en fonction de la densité à Dôme C en été (NDJF) sur la période 2000-2013.	126

4.31	Série temporelle de la densité de la neige mesurée en surface et 2,5 cm sous la surface entre le 17 décembre 2014 et 16 janvier 2015 à Dôme C. La courbe noire représente la moyenne hebdomadaire des mesures en surface, la courbe violette représente la moyenne hebdomadaire des mesures à 2,5 cm sous la surface.	127
4.32	Biais de l'amplitude médiane Crocus en fonction de la densité pour différents forçages (a), (b) de la vitesse du vent et (c) du flux radiatif SW_{down} à Dôme C.	128
4.33	Biais de l'amplitude médiane Crocus en fonction de la densité pour différents forçages (a) de la vitesse du vent, (b) du flux radiatif SW_{down} et (c) de la vitesse du vent et du flux radiatif SW_{down} à Dôme C.	128
5.1	Circulation catabatique moyenne en hiver : (a) Lignes de flux et (b) vitesse du vent [Source Parish and Bromwich, 2007].	135
5.2	(haut) Nombre de jours observés par mois moyen (a) avant et (b) après l'application du « filtre 5H » entre 2000 et 2012. (bas) Nombre d'observations horaires par jour moyen (c) avant et (d) après l'application du « filtre 5H » entre 2000 et 2012.	137
5.3	Comparaison de l'amplitude MODIS et de l'amplitude observée <i>in situ</i> à (a) Pôle Sud, (c) Kohnen, (e) Plateau Station B, (g) Pole of inaccessibility et (i) Princess Elisabeth en 2009. Même comparaisons en été (NDJF) : (b) Pôle Sud, (d) Kohnen, (f) Plateau Station B, (h) Pole of inaccessibility et (j) Princess Elisabeth. Ces comparaisons s'effectuent sur l'ensemble des valeurs quotidiennes d'amplitude diurne en 2009.	139
5.4	Amplitude moyenne mensuelle MODIS (ligne bleue) et de l'amplitude médiane mensuelle MODIS (pointillé bleu) en 2009 à (a) Pôle Sud, (b) Kohnen, (c) Plateau Station B, (d) Pole of Inaccessibility et (e) Princess Elisabeth.	141
5.5	Médiane de l'amplitude MODIS calculée sur la période 2000-2012.	143
5.6	(a) Topographie MODIS du continent Antarctique à partir du niveau de la mer avec une résolution spatiale de 25 km et (b) moyenne de la vitesse de vent ERA-Interim à 10 m calculée entre 2000 et 2012.	144
5.7	Amplitude diurne médiane de la T_s MODIS calculée pour chaque saison sur la période 2000-2012.	145
5.8	Amplitude MODIS médiane (a) annuelle, (b) en hiver (JJA) et en été (NDJF) calculée sur la période 2000-2012. (d)(e)(f) Idem pour les amplitudes Crocus. (g)(h)(i) Idem pour les amplitudes ERA-i.	148
5.9	Variation de l'amplitude Crocus médiane estivale(NDJF) en fonction de la densité à Dôme C, Pôle Sud, Kohnen, Plateau Station B, Pole of Inaccessibility et Princess Elisabeth entre 2000 et 2012.	151

5.10	Sensibilité de la densité à une variation d'amplitude diurne. La sensibilité est déterminé à partir de l'amplitude Crocus médiane estivale (NDJF) sur la période 2000-2012.	152
5.11	Biais de l'amplitude Crocus médiane calculé à partir de l'amplitude MODIS médiane estivale (NDJF) entre 2000 et 2012 pour chacune des simulations idéalisées : (a) 50 kg m^{-3} , (b) 150 kg m^{-3} , (c) 250 kg m^{-3} , (d) 350 kg m^{-3} , (e) 450 kg m^{-3} , (f) 550 kg m^{-3} et (g) 700 kg m^{-3}	153
5.12	Biais de l'amplitude Crocus médiane estivale (NDJF) en fonction de la densité sur la période novembre-février entre 2000 et 2012 selon différentes stations : Dôme C, Pôle Sud, Kohnen, Plateau Station B, Pole of Inaccessibility et Princess Elisabeth.	154
5.13	Densité estimée selon la méthode d'inversion de la relation densité/amplitude diurne. Les sites numérotés sont listés dans le tableau 5.2	155
5.14	Biais moyens du (a) minimum quotidien et du (b) maximum quotidien de la T_s Crocus calculés, respectivement, à partir du minimum et du maximum quotidiens de la T_s MODIS sur la période estivale (NDJF) entre 2000 et 2012.	157
5.15	Densité estimée à partir du calcul de la sinusoïde de la T_s MODIS médiane et de la sinusoïde de la T_s Crocus médiane.	159

LISTE DES TABLEAUX

2.1	Liste des 7 stations de mesure dont les données sont utilisées dans ce manuscrit. Les chiffres de la première colonne du tableau se réfèrent aux sites de la figure 2.3.	26
4.1	Nombre d'observations et écart-type de la T_s mesurée pour chaque transect. . .	90
4.2	Nombre d'observations et écart-type de la T_s pour chaque transect.	93
4.3	Coefficient de détermination, biais et RMSE moyens des différences entre la T_s mesurée lors du premier passage et la T_s mesurée lors du second.	93
4.4	Nombre de jour observés total et nombre d'observation horaire moyen par jour avant et après application du « filtre 5H » à Dôme C sur la période 2000-2013. .	99
5.1	Rapport $\frac{\Delta\rho}{\Delta amplitude}$ calculé à Dôme C, Pôle Sud, Kohnen, Plateau Station B, Pole of Inaccessibility et Princess Elisabeth sur la période estivale (NDJF) entre 2000 et 2012. L'unité est exprimée en $kg\ m^{-3}C^{-1}$	151
5.2	Comparaison des valeurs de densité estimée selon la méthode d'inversion de la relation densité/amplitude aux valeurs de densité observée dans 5 régions du continent. Les chiffres de la première colonne se réfèrent aux sites de la figure 5.13.	155

Observation et simulation de la température de surface en Antarctique : application à l'estimation de la densité superficielle de la neige

La situation en Antarctique est complexe. Continent peu connu et isolé géographiquement, les processus qui contrôlent son bilan de masse et son bilan d'énergie sont encore mal compris. Dans ce contexte, l'étude de la température de surface connaît un intérêt grandissant de la part de la communauté scientifique.

En effet, en contrôlant fortement la température de la neige jusqu'à des dizaines, voire des centaines, de mètres sous la surface, la température de surface influence l'état thermique de la calotte du plateau antarctique, sa dynamique et, par conséquent, son bilan de masse. De plus, en agissant sur les émissions de flux thermiques infrarouges et sur les flux turbulents de chaleurs sensibles et latents, la température de surface est directement liée au bilan énergétique de surface du plateau antarctique.

L'analyse de la température de surface et l'étude des processus physiques à l'origine de sa variabilité participent à l'amélioration de la compréhension du bilan énergétique de surface, étape nécessaire pour déterminer l'état actuel de sa calotte et faire des prévisions sur sa potentielle contribution à l'élévation du niveau des mers.

Ce travail de thèse participe à cet effort en s'intéressant au cycle diurne de la température de surface et aux différents facteurs contribuant à sa variabilité spatiale et temporelle sur le plateau antarctique.

Il débute par une évaluation de différentes données entre 2000 et 2012 montrant le bon potentiel de la température de surface MODIS qui peut, dès lors, être utilisée comme donnée de référence pour l'évaluation des modèles et réanalyses. Un biais chaud systématique de 3 à 6°C de la température de surface dans la réanalyse ERA-interim est ainsi mis en évidence sur le plateau antarctique.

L'observation du cycle diurne de la température de surface a, quant à elle, permis d'identifier la densité superficielle parmi ses facteurs de variabilité. Sur les premiers centimètres du manteau neigeux où se concentrent la majorité des échanges de masse et d'énergie entre l'atmosphère et la calotte antarctique, la densité de la neige est une donnée cruciale car elle agit sur l'absorption du rayonnement solaire dans le manteau neigeux mais également sur la conductivité thermique du manteau et donc sur la propagation de la chaleur entre la surface et les couches en profondeur. La densité superficielle de la neige présente cependant de nombreuses incertitudes sur sa variabilité spatio-temporelle et sur les processus qui la contrôlent. De plus, ne pouvant être mesurées qu'*in situ*, les données de densité superficielle en Antarctique sont restreintes géographiquement.

Cette thèse explore une nouvelle application de la température de surface consistant à estimer la densité superficielle de la neige via une méthode d'inversion de simulations numériques. Une carte de densité superficielle en Antarctique a ainsi pu être produite en minimisant l'erreur de simulation sur l'amplitude diurne.