Université de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Institut National Polytechnique de Toulouse (INP Toulouse)

Discipline ou spécialité :

Océan, Atmosphère et surfaces continentales

Présentée et soutenue par :

Mme ANAÏS VINCENSINI

le jeudi 19 décembre 2013

Titre :

CONTRIBUTION DU SONDEUR IASI A L'ESTIMATION DES PARAMETRES DES SURFACES CONTINENTALES POUR LA PREVISION NUMERIQUE DU TEMPS.

Ecole doctorale :

Sciences de l'Univers de l'Environnement et de l'Espace (SUEE)

Unité de recherche :

Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM)

Directeur(s) de Thèse :

MME FLORENCE RABIER

MME NADIA FOURRIÉ

Rapporteurs :

Mme CATHY CLERBAUX, UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE

M. THOMAS AUGUST, EUMETSAT

Membre(s) du jury :

M. JEAN LUC ATTIE, UNIVERSITE TOULOUSE 3, Président

M. ERIC PEQUIGNOT, CENTRE NATIONAL D'ETUDES SPATIALES CNES, Membre

M. JEAN-NOËL THEPAUT, ECMWF READING, Membre

Mme CHANTAL CLAUD, ECOLE POLYTECHNIQUE, Membre

Mme NADIA FOURRIÉ, CENTRE NATIONAL RECHERCHE METEOROLOGIQUE, Membre

M. VINCENT GUIDARD, METEO FRANCE TOULOUSE, Membre

Remerciements

Je souhaite tout d'abord remercier Nadia Fourrié et Florence Rabier, mes directrices de thèse, ainsi que Vincent Guidard qui ont encadré mon travail durant ces trois années. Ils m'ont offert leur confiance et l'opportunité de réaliser cette thèse. Je les remercie pour leur expertise, leur rigueur, leurs conseils avisés, leur disponibilité, leur patience et leur enthousiasme. Ils m'ont permis de réaliser cette thèse de façon productive et agréable. Ils ont su me redonner confiance à des moments où j'ai pu avoir quelques doutes. Je les remercie pour le temps qu'ils m'ont accordé, pour leur aide mais également pour les multiples relectures de ce manuscrit.

Je souhaite ensuite remercier toute l'équipe du GMAP pour son accueil et sa bonne humeur. J'ai passé de très bons moments en leur compagnie. L'ambiance joyeuse et conviviale du GMAP a fortement contribué à l'avancement de ce travail de thèse. Je tiens à remercier tout particulièrement notre fameux secrétaire Jean Maziejewski, pour son aide administrative, ses relectures d'article, mais surtout pour sa personnalité hors du commun (et c'est peu dire). Merci également à Yann Michel, mon co-bureau durant une grande partie de cette thèse, qui m'a fait partager son expérience et avec qui j'ai passé de très bons moments. Merci à Stéphanie Guedj, ma référence, pour son aide précieuse tout au long de ma thèse. Je souhaite aussi remercier l'équipe OLIVE ainsi que tous ceux qui ont pu m'aider, de près ou de loin, dans ce travail de thèse et lors de la préparation de la soutenance. Un gigantesque merci à tout le GMAP (et à d'autres) pour avoir contribué à mon pot de thèse, c'était vraiment super !

Je tiens également à remercier Fatima Karbou et Eric Péquignot, membres de mon comité de thèse, qui m'ont apporté leur expertise et des conseils sur mon travail. Merci également à Eric Brun et Natalia Tatarinova avec qui j'ai pu intéragir et collaborer dans des études liées à la campagne Concordiasi.

Je souhaite remercier les deux rapporteurs, Cathy Clerbaux et Thomas August, pour leur lecture attentive de mon manuscrit et leurs remarques qui ont permis d'en améliorer la qualité. Merci aux examinateurs, Chantal Claud, Jean-Noël Thépaut, Eric Péquignot, pour l'intérêt qu'ils ont montré à l'égard de mon travail de thèse. Je remercie également Jean-Luc Attié d'avoir accepté de présider ce jury.

Un grand merci à tous les copaings de la météo avec qui j'ai partagé ces trois années de vie : les Sodex, les Cougar Break, les soirées animées, les week-ends en montagne (c'est nul le ski de rando Alex ! !). Merci aux "jeun's" du GMAP : Stephy Goudj, Fab Voitus, Hub Varella, Yann Michel, Alex Mary, Raph Legrand, Benjamin Ménétrier, Jérémy Guerbette, Pauline Martinet, Emilie Bresson, Cassandre Jany, Charles dit le stagiaire devenu thésard, à ceux de la DCLIM : Marie Minvielle, François Besson, Julien Lemond, Lola Corre et Anne-Lise Beaulant ainsi qu'à Ludo Bouilloud. Merci également à Tuuli Perttula avec qui j'ai bien ri lors de ses séjours au

GMAP. Je tiens aussi à remercier mes amis toulousaings qui ont toujours répondu à l'appel lorsque j'avais besoin de me changer les idées : Vaness, Maxou, Tom, PA, Antho, Béné, Pascale, Chris, Greg... je ne cite pas tout le monde mais je pense à vous. Je n'oublie pas non plus Bob le baobab, Bango le bananier et Berthe la plante verte qui ont apporté une ambiance plus chaleureuse dans notre bureau pendant ces trois ans.

Enfin, je remercie tendrement Antoine, qui m'a toujours épaulé et qui a parfois dû faire preuve de patience durant cette fin de thèse. Merci pour tes attentions, ton soutien, et tes bons petits plats.

Résumé

Le sondeur infrarouge hyperspectral IASI (Interféromètre Atmosphérique de Sondage Infrarouge), développé conjointement par le CNES et EUMETSAT et à bord du satellite européen Metop, permet, entre autres, le sondage de la température, de l'humidité ainsi que la restitution de paramètres de surface. Bien que l'on tire le meilleur parti de ces données sur la mer, leur utilisation est encore limitée au dessus des terres dans le contexte de la prévision numérique du temps, à cause de l'incertitude plus grande sur l'émissivité et la température de surface (Ts). Ces erreurs se répercutent sur la qualité des simulations de transfert radiatif et empêche l'utilisation de ces mesures dans les modèles de prévision numérique du temps. Seuls les canaux non sensibles à la surface terrestre sont assimilés de façon opérationnelle, limitant ainsi le potentiel de sondage des instruments aux couches atmosphériques les plus élevées. Cette thèse a pour but l'amélioration de la description des paramètres de surface dans le modèle global ARPEGE de Météo-France en vue de l'assimilation des données du sondeur IASI sur les continents.

Dans un premier temps, nous avons cherché à améliorer la modélisation de la surface (émissivité et Ts) sur les continents dans le modèle ARPEGE. Pour cela, différents atlas d'émissivité ont été intégrés dans ce modèle : l'un a été calculé à partir des données MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer) par l'Université du Wisconsin et le second a été construit à partir des produits IASI de niveau 2 (L2) développés par EUMETSAT. La Ts a ensuite été restituée à partir de canaux de surface IASI en profitant d'une meilleure connaissance de l'émissivité de surface donnée par ces atlas. Ces Ts ont été évaluées par comparaison avec les produits MODIS de la NASA et les produits IASI L2 d'EUMETSAT. Ces comparaisons nous ont permis de sélectionner une combinaison de canaux qui fournit les meilleures estimations de Ts. L'utilisation d'une modélisation de surface réaliste a contribué à l'amélioration de la qualité des simulations de transfert radiatif pour les canaux sensibles à la surface.

Les radiances IASI sensibles à la surface ont alors pu être assimilées sur les continents dans le modèle ARPEGE en condition de ciel clair en utilisant la paramétrisation de surface définie précédemment. Les impacts sur la qualité des analyses et des prévisions ont été étudiés. La prise en compte d'une émissivité et d'une Ts précises a permis d'augmenter significativement le nombre d'observations assimilées. Les principales améliorations concernent les prévisions de géopotentiel et de température pour des pressions inférieures à 400 hPa (en dehors des tropiques et de la stratosphère).

Enfin, dans un cadre plus spécifique et de surveillance du climat, nous nous sommes intéressés à la validation de l'utilisation des données IASI en Antarctique durant la campagne Concordiasi. Cette étude a permis d'améliorer les profils inversés de température et de vapeur d'eau par comparaison avec les profils provenant du modèle. L'amélioration est particulièrement importante pour la température de surface. Dans ce cadre, les Ts restituées dans cette thèse ont été évaluées à Concordia et au Pôle Sud par comparaison avec des mesures in-situ. Ces estimations de Ts se sont révélées particulièrement précises à Concordia.

Abstract

The Infrared Atmospheric Sounding Interferometer (IASI), on-board the EUMETSAT Polar System Metop satellite, is developed by CNES in the framework of a co-operation agreement with EUMETSAT. IASI enables, amongst other, infrared soundings of temperature, moisture and retrievals of surface parameters. However in the numerical weather prediction context, these observations are not as intensively used over land as they are over sea because of uncertainties about land emissivity and land surface temperature (LST). These uncertainties have an impact on the quality of radiative transfer simulation and hinder the use of these measurements in numerical weather prediction models. Only channels that are not sensitive to the surface are currently assimilated in operations, which limits the potential of sounding instruments to the highest atmospheric layers. This PhD aims to improve the description of land surface parameters in the ARPEGE global model of Météo-France to assimilate IASI data over land.

First of all, we tried to improve the surface modelling (surface emissivity and LST) over land in the ARPEGE model. To this end, two emissivity atlases were integrated in this model. The first one is the emissivity climatology computed from the IASI Level-2 products from EUMETSAT and the second one is the global high spectral resolution infrared land surface emissivity database developed by the Space Science and Engineering Center at University of Wisconsin. Hence, the LST was retrieved from IASI surface channels using these atlases as input parameters in the radiative transfer model. These LSTs were compared to other LST products : the MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer) products from the NASA and the IASI Level-2 products from EUMETSAT. These comparisons enabled us to choose the IASI channel combination that provided the best LST estimates. The use of a realistic surface modelling contributed to improving the quality of radiative transfer simulations for surface sensitive channels.

Then, surface sensitive IASI radiances were assimilated over land in ARPEGE in clear sky conditions using the surface parameters as previously defined. The impact on analysis and forecast quality was studied. The use of good estimates of surface emissivity and LST significantly increased the number of assimilated observations. The main improvements are for geopotential and temperature forecasts for pressure levels lower than 400 hPa (except in the tropics and in the stratosphere).

Finally, from a climatological point of view and within the more specific framework of the Concordiasi campaign, we assessed and validated the use of IASI data in Antarctica. The temperature and humidity retrieved in this particular study proved of better quality than the model profiles, as assessed against the sonde measurements. The improvement is particularly striking for surface temperature. In this framework, the LST retrieved in this PhD were compared with in situ measurements at Concordia and at South Pole station. These estimates are of a great accuracy at Concordia.

Table des matières

1 Introduction **3**

2 De l'observation à l'assimilation **11**

2.1 Le sondage satellitaire . . . 12

2.1.1 Les satellites météorologiques . . . 12

2.1.2 Le transfert radiatif . . . 16

2.1.3 Le sondeur IASI . . . 24

2.2 L'assimilation de données pour la PNT . . . 27

2.2.1 Notations et hypothèses . . . 27

2.2.2 Formalisme . . . 28

2.2.3 Le 4D-Var . . . 29

2.2.4 Le modèle ARPEGE . . . 31

2.2.5 Le contrôle des données . . . 35

2.2.6 Étapes de l'assimilation de données des sondeurs hyperspectraux . . . 38

2.3 Conclusion . . . 41

3 L'importance d'une bonne estimation des paramètres de surface sur les continents **43**

3.1 Introduction . . . 44

3.2 Pourquoi est-il essentiel de bien connaître les paramètres de surface sur les continents ? . . . 45

3.2.1 Une émissivité réaliste pour une bonne estimation de la température de surface . . . 45

3.2.2 Pour améliorer les modèles de prévision numérique du temps . . . 45

3.3 L'émissivité de surface . . . 48

3.3.1 La difficulté de l'estimation de l'émissivité . . . 48

3.3.2 Les méthodes de restitution de l'émissivité . . . 49

3.4 La température de surface . . . 54

3.4.1 Les méthodes de restitution de la température de surface avec une émissivité connue . . . 55

3.4.2 Les méthodes de restitution de la température de surface avec une émissivité inconnue . . . 62

3.5 Conclusion . . . 67

4 Impacts des paramètres de surface sur les simulations de température de brillance dans ARPEGE 69
4.1 Introduction . . . 70
4.2 Vers une meilleure estimation de l'émissivité de surface . . . 70
4.2.1 L'atlas UWIREMIS . . . 70
4.2.2 L'atlas des produits IASI L2 d'EUMETSAT . . . 72
4.2.3 Comparaison des 2 atlas . . . 74
4.2.4 Impact sur les simulations de température de brillance . . . 76
4.3 Évaluation des températures de surface . . . 78
4.3.1 La restitution de la température de surface . . . 78
4.3.2 Les produits de température de surface utilisés pour l'évaluation des Ts restituées . . . 78
4.3.3 Évaluation des Ts restituées . . . 82
4.3.4 Impact des paramètres de surface sur les simulations de température de brillance . . . 105
4.4 Conclusion . . . 113

5 Assimilation des radiances IASI au-dessus des surfaces continentales dans ARPEGE 115
5.1 Introduction . . . 116
5.2 État actuel de l'assimilation de IASI . . . 116
5.3 Configurations et réglages préparatoires . . . 117
5.4 Impact de la modification des paramètres de surface sur l'assimilation et les prévisions . . . 121
5.4.1 Impact sur l'analyse . . . 121
5.4.2 Impact sur les prévisions . . . 127
5.4.3 La correction de biais . . . 131
5.5 Vers une augmentation du nombre de canaux assimilés sur terre . . . 136
5.5.1 Utilisation sur terre de la sélection de canaux sur mer . . . 136
5.5.2 Expérience avec discrimination du relief et rejet des canaux de surface sur terre . . . 149
5.5.3 Comparaison de ces deux configurations . . . 156
5.6 Conclusion . . . 158

6 Amélioration de la description des profils atmosphériques et des paramètres de surface par inversion des données IASI en Antarctique 163
6.1 Introduction . . . 163

6.2 Inversions des radiances IASI à Concordia avec un schéma 1D-Var dans le cadre du projet Concordiasi en Antarctique . . . 164
6.2.1 Contexte de l'étude . . . 164
6.2.2 Mise en place de l'expérience . . . 167
6.2.3 Les expériences 1D-Var . . . 169
6.2.4 Résumé des principaux résultats . . . 174
6.2.5 Publication associée . . . 175
6.3 Evaluation des Ts restituées par inversion du modèle de transfert radiatif à Concordia et au Pôle Sud . . . 187
6.3.1 Contexte de l'étude . . . 187
6.3.2 Les données utilisées . . . 187
6.3.3 Les résultats de comparaison à DomeC et au Pôle Sud . . . 188
6.3.4 Résumé des principaux résultats . . . 193
6.4 Conclusion . . . 193

7 Conclusions et perspectives 195

Bibliographie 215

Liste des acronymes

1D-VAR 1D-VAR Assimilation VARiationnelle uni-dimensionnelle
3D-VAR 3D-VAR Assimilation VARiationnelle tri-dimensionnelle
4D-VAR 4D-VAR Assimilation VARiationnelle quadridimensionnelle
AIRS Atmospheric Infrared Sounder
ALADIN Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNational
AMSU Advanced Microwave Sounding Unit
AROME Applications de la Recherche à l'Opérationnel à MésoEchelle
ARPEGE Action de Recherche Petite Echelle Grande Échelle
ASCAT Advanced Scatterometer
ASTER Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
ATOVS Advanced TIROS Operational Vertical Sounder
AVHRR Advanced Very High Resolution Radiometer
BSRN Baseline Surface Radiation Network
CEPMMT Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme
CIMSS Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies
CMS Centre de Météorologie Spatiale
CNES Centre National d'Étude spatiale
CNR Conseil National de la Recherche (Italie)
CNRS Conseil National de la Recherche Scientifique
CrIS Cross-track Infrared Sounder
DFS Degrees of Freedom for Signal
DMSP Defense Meteorological Satellite Program
EPS Eumetsat Polar System
EQM Écart Quadratique Moyen
EUMETSAT European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
GENLN2 General Line-by-line Atmospheric Transmittance and Radiance Model
GRAS Global Navigation Satellite System Receiver for Atmospheric Sounding
HIRS High Resolution Infrared Radiation Sounder
HSB Humidity Sounder for Brazil
IASI Interféromètre Atmosphérique de Sondage Infrarouge
IIS Integrated Imager Subsystem
IFS Integrated Forecasting System

ISAC Institut des Sciences Atmosphériques et Climatiques (Italie)
kCarta kCompressed Atmospheric Radiative Transfer Algorithm
LBLRTM Line-By-Line Radiative Transfer Model
Metop Meteorological Operational satellite
MHS Microwave Humidity Sounder
MODIS Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer
MSG Météosat Seconde Génération
NASA National Aeronautics and Space Administration
NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration
NPP National Polar-orbiting Partnership
OSCAT Oceansat-2 Scatterometer
PNT Prévision Numérique du Temps
PPF Product Processing Facility
RTM Radiative Transfer Model
RTTOV Radiative Transfer for TOVS
SAF Satellite Applications Facility
SEVIRI Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager
SSMI/S Special Sensor Microwave Imager/Sounder
TIROS Television Infrared Observation Satellite
TOVS TIROS Operational Vertical Sounder
VIIRS Visible Infrared Imaging Radiometer Suite

Chapitre 1

Introduction

L'étude du changement climatique repose sur l'analyse de l'évolution d'un grand nombre de variables climatiques, issues notamment d'observations de satellites ou de ré-analyses météorologiques. Parmi les champs météorologiques, la température de surface représente un des paramètres clés dans le suivi du changement climatique. Cette température peut être observée à l'aide d'instruments satellitaires à l'échelle du globe terrestre. Le sondeur IASI (Interféromètre avancé de sondage atmosphérique) a été développé conjointement par le CNES (Centre National d'Études spatiales) et EUMETSAT (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites) pour la météorologie opérationnelle et se trouve à bord des satellites opérationnels européens à orbite polaire de la série Metop. Cette série assurera le suivi de l'atmosphère et de la surface terrestre sur une quinzaine d'années. En effet, le premier satellite (Metop-A) a été lancé en 2006, suivi en 2012 par la mise sur orbite de Metop-B. Le troisième est prévu pour 2018. De plus, il a permis des avancées significatives en terme de capacités de sondage par télédétection pour la prévision numérique du temps (PNT) et le monitoring de la composition atmosphérique ([Hilton *et al.*, 2012]). IASI apparaît donc particulièrement prometteur pour fournir un jeu de données de grande qualité pour les études climatologiques. Certaines d'entre elles reposent en partie sur des champs atmosphériques de réanalyses comme ERA-Interim (ECMWF ReAnalysis, [Dee *et al.*, 2011]) menée au Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT) qui utilisent des modèles de prévision numérique. La première étape pour tirer profit de IASI au-dessus des surfaces continentales est d'estimer la température de surface et de développer l'utilisation de cet instrument au-dessus des continents dans les modèles de prévision numérique.

La prévision numérique du temps

La prévision du temps repose en partie sur des modèles numériques qui représentent le comportement du système atmosphérique à partir d'équations mathématiques issues de la mécanique des fluides et de la thermodynamique : il s'agit de la prévision numérique du temps. Les modèles de PNT permettent de représenter de façon réaliste le comportement futur de l'atmosphère. Leur qualité repose sur une compréhension et une description précises des lois selon lesquelles un état de l'atmosphère se développe à partir d'un autre. Du fait de l'augmentation

de la puissance de calcul et des progrès théoriques importants réalisés dans les domaines de l'analyse numérique et de la météorologie, la PNT s'améliore continuellement. Les modèles de PNT ont besoin d'un état initial utilisé comme point de départ des simulations numériques. Cependant il n'est pas possible de déterminer de manière exacte l'état de l'atmosphère en chaque point du globe. C'est pourquoi on cherche à estimer l'état le plus probable, appelé analyse. Pour cela, on utilise toutes les informations disponibles au moment de l'analyse, en particulier les observations et une connaissance a priori de l'état de l'atmosphère (en général une prévision à courte échéance, appelée ébauche). L'étape d'estimation à partir de ces deux sources d'information, connaissant leurs erreurs respectives, est appelée assimilation de données.

L'assimilation de données et les observations

Les méthodes d'assimilation de données ont beaucoup évolué au cours du temps et se sont progressivement adaptées aux caractéristiques et à la densité des observations utilisées. L'arrivée des méthodes variationnelles multi-dimensionnelles a permis d'étendre la diversité et le nombre d'observations assimilables en prenant mieux en compte leur dimension temporelle. Ces méthodes permettent de définir un état initial du modèle en minimisant une fonction coût qui optimise à la fois la distance à l'ébauche et aux observations. L'assimilation variationnelle tridimensionnelle (3D-Var) considère toutes les informations disponibles à un instant donné pour effectuer l'analyse ([Courtier *et al.*, 1998], [Rabier *et al.*, 1998]). La prise en compte de l'aspect temporel devient possible dans la formulation quadri-dimensionnelle (4D-Var) de l'assimilation variationnelle. Le 4D-Var considère toutes les observations contenues dans une fenêtre temporelle (6h pour le modèle global de Météo-France ou 12h au CEPMMT) et permet d'optimiser la trajectoire du modèle dans cette fenêtre ([Janisková *et al.*, 1999], [Rabier *et al.*, 2000], [Gauthier et Thépaut, 2001]). L'assimilation variationnelle permet également d'assimiler des observations ayant une relation faiblement non-linéaire avec les variables de contrôle du modèle (c'est-à-dire les paramètres fournis par le système d'assimilation), ce qui n'était pas possible auparavant.

À partir des années 1960, un nouveau type d'observations météorologiques a fait son apparition : les observations satellitaires. Les données satellitaires offrent une excellente couverture spatiale et temporelle, notamment au-dessus des zones pauvres en observations in-situ (océans, déserts, pôles, etc.). Ainsi, ces observations jouent un rôle essentiel dans le calcul de l'analyse atmosphérique. Les instruments satellitaires deviennent de plus en plus performants et nombreux au fil des années. Au cours des années 2000, sont apparus les sondeurs infrarouges hyperspectraux, tels que AIRS (Atmospheric InfraRed Sounder), IASI (Interféromètre Atmosphérique de Sondage Infrarouge) ou CrIS (Cross-track Infrared Sounder), qui offrent une meilleure ré-

solution spectrale et un bruit radiométrique plus faible que les instruments précédents. La figure 1.1 présente l'évolution du cumul mensuel du nombre d'observations conventionnelles et satellitaires utilisées entre juin 2002 et juin 2013 dans le modèle global ARPEGE (Action de Recherche Petite Echelle Grande Échelle) de Météo-France. On peut voir que les données satellitaires représentent un volume de données important en comparaison des données conventionnelles. De plus, cette quantité de données ne cesse d'augmenter très fortement au cours du temps et elle a doublé en 2013. Cela s'explique par l'inclusion des données IASI sur Metop-B dans ARPEGE.

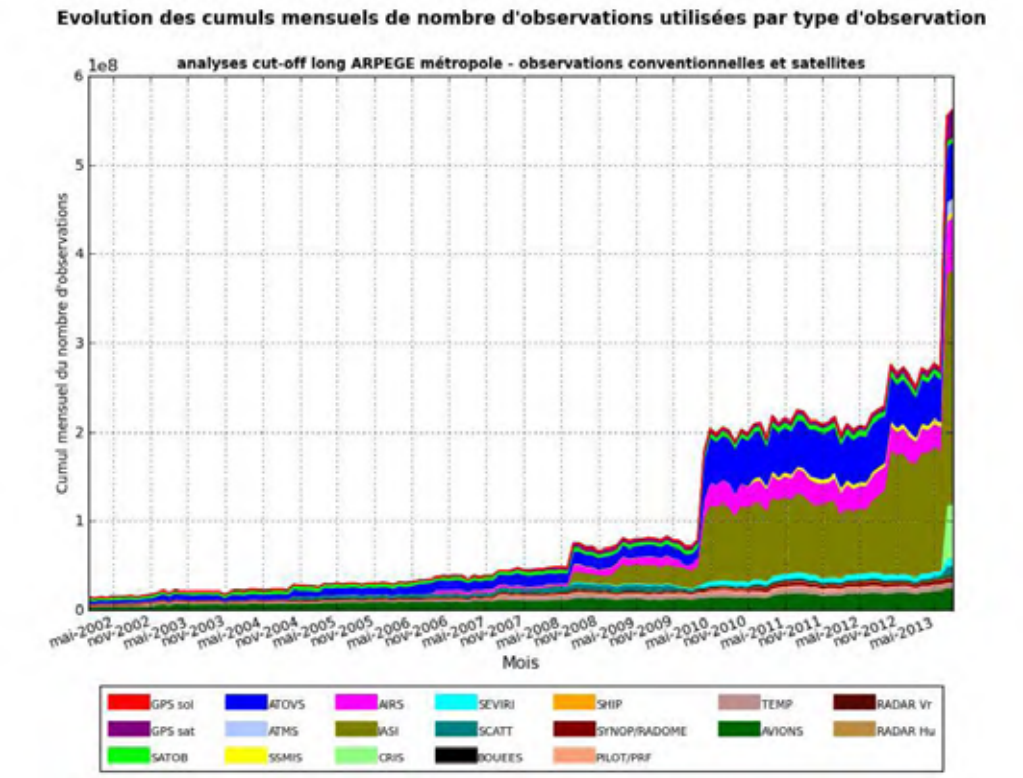


FIGURE 1.1 – Cumul mensuel du nombre d'observations conventionnelles et satellitaires utilisées entre juin 2002 et juin 2013. Les observations conventionnelles sont : les stations synoptiques (SYNOP), les radiosondages (TEMP), les bateaux (SHIP), les capteurs profileurs (PILOT/PRF), les avions, les bouées, les stations terrestres receptionnant le signal GPS (GPS sol). Les observations satellitaires proviennent des satellites géostationnaires et défilants SATOB, des sondeurs ou imageurs ATOVS, AIRS, IASI, SSMI/S, SEVIRI, CRIS, ATMS, des diffusiomètres SCATT, de la radio-occultation du signal GPS (GPS sat).

Toutefois, l'utilisation de ces données pour la PNT est encore loin d'être optimale. Les instruments à bord des satellites mesurent le rayonnement électromagnétique émis par différentes couches atmosphériques et par la surface terrestre dans les domaines du visible, de l'infrarouge

ou des micro-ondes. La radiance spectrale (ou luminance) ainsi mesurée est la combinaison de différents processus d'émission, d'absorption, de réflexion et de diffusion. L'équation du transfert radiatif représente la relation existant entre l'état de l'atmosphère et la radiance atteignant le sommet de l'atmosphère mesurée par le sondeur satellitaire. On appelle opérateur d'observation l'ensemble des transformations nécessaires pour simuler une observation à partir des champs du modèle atmosphérique. Le « problème inverse » qui consiste à caractériser l'état de l'atmosphère à partir des radiances observées est mal posé car plusieurs états atmosphériques peuvent conduire à la même simulation de des radiances observées.

Afin de contraindre le système sans perturber les prévisions du modèle de PNT qui en découlent, une radiance ne peut être assimilée que si la radiance simulée et celle observée ont un écart inférieur à un seuil donné. Ainsi, les données grossièrement erronées ou en trop gros désaccord avec le modèle sont rejetées en amont du système d'assimilation. C'est le cas de la plupart des observations contaminées par les nuages ou sensibles aux surfaces continentales dont les effets sont mal modélisés dans l'ébauche ou non pris en compte dans l'opérateur d'observation.

Alors que les micro-ondes sont peu sensibles aux nuages, les observations infrarouges sont fortement affectées par la présence des hydrométéores. Le rejet des observations contaminées par les nuages dans les systèmes d'assimilation provient en partie du fait que leur présence fait intervenir des processus non-linéaires et de très petite échelle (en général inférieure à la taille du pixel). Ces processus sous-mailles sont difficiles à modéliser et introduisent des erreurs importantes dans les simulations de radiance. Dans le cadre de cette thèse, je me suis concentrée sur les observations infrarouges en ciel clair et sur les continents. Sur les surfaces continentales, une modélisation réaliste de la surface est alors nécessaire à la simulation et l'assimilation de radiances.

Vers une meilleure description des surfaces continentales

Lorsque le signal radiométrique provient des basses couches de l'atmosphère, la contribution de la surface peut être significative. Elle est caractérisée par la température de surface (Ts) et l'émissivité de surface. Au-dessus des océans, l'émissivité et la Ts sont connues avec suffisamment de précision pour permettre l'assimilation des observations sensibles à la surface. Au-dessus des continents, leur exploitation est encore insuffisante malgré les efforts déployés dans plusieurs centres de prévision du temps. La figure 1.2 représente le nombre de canaux assimilés le 19 septembre 2010 dans chaque pixel IASI dans le modèle global ARPEGE de Météo-France. On constate qu'il y a plus de canaux assimilés sur mer que sur terre. De plus, compte tenu de la quantité d'information fournie par IASI (figure 1.1), peu de données sont

assimilées.

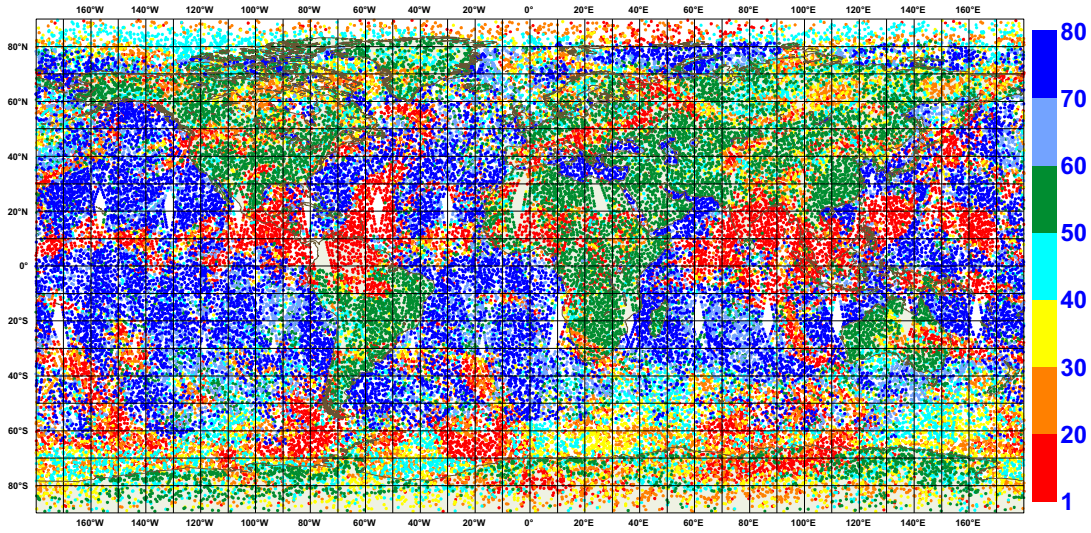


FIGURE 1.2 – Nombre de canaux assimilés le 19 septembre 2010 dans chaque pixel IASI dans le modèle global ARPEGE de Météo-France. (Source : [Guidard *et al.*, 2011]).

Si peu d'observations sensibles à la surface sont utilisées au-dessus des continents, c'est en partie parce que les modèles de prévision peinent à représenter de manière réaliste les paramètres de surface. La forte variabilité spectrale et spatio-temporelle de l'émissivité et de la Ts fait appel à des processus superficiels ayant une échelle plus fine que la maille du modèle et que la résolution des observations. Or une mauvaise modélisation de la surface se répercute sur la qualité des simulations de transfert radiatif et peut donc conduire au rejet des observations en amont du système d'assimilation ([Borbas et Ruston, 2010], [Vogel *et al.*, 2011]). De plus, si la Ts et l'émissivité de surface sont erronées, l'assimilation des observations sensibles à la surface peut conduire à une dégradation du système ([English, 2008]).

Il est toutefois possible de restituer ces paramètres de surface avec une précision suffisante à partir des observations satellitaires. Les simulations de transfert radiatif sont améliorées lorsqu'on utilise des paramètres de surface réalistes ([Borbas et Ruston, 2010]). [Karbou *et al.*, 2006] et [Guedj *et al.*, 2011] ont respectivement assimilé les données des sondeurs micro-onde AMSU (Advanced microwave sounding unit) et infrarouge SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) dans les modèles de prévision numérique du temps de Météo-France. Une meilleure estimation des paramètres de surface leur a alors permis d'augmenter le nombre de canaux assimilés au-dessus des continents et d'obtenir une meilleure description des champs atmosphériques.

Objectifs et organisation de la thèse

Actuellement, les observations du sondeur infrarouge IASI sont sous-exploitées au-dessus des continents du fait d'une mauvaise description de la surface dans les modèles de PNT. À Météo-France, les observations IASI sensibles à la surface ne sont pas assimilées au-dessus des terres. Au Met Office, des travaux récents ont permis de commencer à assimiler ces données mais sous certaines conditions [Pavelin et Candy, 2013]. Dans la continuité des travaux de [Karbou *et al.*, 2006] et [Guedj *et al.*, 2011] dans les modèles de PNT de Météo-France, cette thèse a pour objectif de développer l'assimilation des données du sondeur infrarouge IASI sur les continents dans le modèle global ARPEGE de Météo-France.

Dans ce contexte, ce travail de thèse a plusieurs objectifs :

1. Il faudra tout d'abord décrire l'émissivité et la température de surface de façon plus réaliste.
2. Les radiances IASI sensibles à la surface pourront alors être assimilées sur les continents dans le modèle ARPEGE.
3. Puis dans un cadre plus spécifique, nous nous intéresserons à la validation de l'utilisation des données IASI en Antarctique durant la campagne Concordiasi, notamment pour la température de surface.

Ce manuscrit est organisé en 5 chapitres.

Le second chapitre présente les notions générales permettant le traitement des observations satellitaires dans le cadre de l'assimilation de données. Après avoir décrit le sondage satellitaire, nous présenterons les méthodes d'assimilation de données ainsi que le modèle ARPEGE. Nous verrons qu'il est important de bien modéliser la surface (émissivité et Ts) pour pouvoir assimiler des observations qui y sont sensibles.

Le troisième chapitre décrit l'importance d'une bonne estimation des paramètres de surface sur les continents. Un état de l'art des différentes méthodes de restitutions de l'émissivité et de la Ts sera ensuite présenté, afin de déterminer les méthodes de restitution utilisées dans cette thèse.

Le quatrième chapitre s'attache à mieux décrire les paramètres de surface sur les continents. Différents atlas globaux d'émissivité de surface à haute résolution spectrale ont été intégrés dans ARPEGE afin d'obtenir une description réaliste de l'émissivité. Ces atlas sont présentés dans ce chapitre. La Ts a ensuite été restituée à partir de plusieurs canaux IASI en profitant d'une meilleure connaissance de l'émissivité de surface. Ces Ts ont alors été évaluées par comparaison avec différents produits de Ts : les produits IASI de niveau 2 d'EUMETSAT et les produits MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer) de la NASA (National Aeronautics

and Space Administration). L'impact de ces paramètres sur les simulations de transfert radiatif a ensuite été étudié.

Le cinquième chapitre présente les premiers résultats d'assimilation des données du sondeur IASI dans ARPEGE sur les continents à partir d'une meilleure description de la surface. Différentes expériences ont été réalisées afin d'étudier l'impact de la prise en compte de paramètres de surface réalistes sur les analyses et sur les prévisions, tout d'abord dans la configuration opérationnelle (sans ajout de canaux), puis en ajoutant des canaux sensibles à la surface à la sélection de canaux opérationnelle.

Le sixième chapitre s'inscrit dans un contexte de surveillance du climat. Dans le cadre de la campagne Concordiasi en Antarctique, nous avons cherché à valider l'utilisation des données IASI. Pour cela, nous nous sommes intéressés à l'inversion des profils atmosphériques et des paramètres de surface à Concordia à partir des radiances IASI. Ce chapitre présente également l'évaluation des Ts restituées dans le troisième chapitre par comparaison avec des mesures in-situ à Concordia et Pôle Sud.

Dans le dernier chapitre, je résume les conclusions principales et je donne quelques perspectives pour ce travail.

Chapitre 2

De l'observation à l'assimilation

Sommaire

2.1 Le sondage satellitaire 12
2.1.1 Les satellites météorologiques 12
2.1.2 Le transfert radiatif 16
2.1.2.1 Bases théoriques du transfert radiatif 17
La théorie du corps noir. 17
L'émissivité. 18
Les différents types de réflexion. 18
La transmittance. 19
Les fonctions de poids. 20
2.1.2.2 L'équation du transfert radiatif 22
2.1.2.3 Les modèles de transfert radiatif 23
2.1.3 Le sondeur IASI 24
2.2 L'assimilation de données pour la PNT 27
2.2.1 Notations et hypothèses 27
Notations. 27
Les erreurs 28
Les hypothèses. 28
2.2.2 Formalisme 28
2.2.3 Le 4D-Var 29
2.2.4 Le modèle ARPEGE 31
2.2.4.1 Présentation du modèle 31
2.2.4.2 L'analyse de surface 32
2.2.4.3 Les observations utilisées 33
2.2.5 Le contrôle des données 35
2.2.5.1 Le monitoring 35
2.2.5.2 La correction de biais 35
Méthode statique. 36

La correction de biais variationnelle. 37
2.2.5.3 Le contrôle de qualité 37
2.2.6 Étapes de l'assimilation de données des sondeurs hyperspectraux 38
2.2.6.1 La sélection d'information en vue de l'assimilation 38
L'échantillonnage des observations. 38
La sélection de canaux. 38
2.2.6.2 La détection nuageuse 40
2.3 Conclusion 41

Les satellites météorologiques ont pour mission de recueillir les données utilisées pour la surveillance du temps et du climat de la Terre. Pour chaque nouvelle génération de satellite, les capteurs utilisés sont plus performants et capables d'effectuer des mesures sur un plus grand nombre de canaux. Les instruments utilisés sur les plateformes satellitaires mesurent le rayonnement électromagnétique sortant de l'atmosphère. Les observations qu'ils fournissent ont un rôle essentiel dans les systèmes d'assimilation de données. En effet, il s'agit des seules observations permettant de fournir une couverture spatiale globale avec une répétitivité temporelle relativement élevée. Cette propriété est d'autant plus bénéfique au-dessus des zones inhabitées qui sont généralement dépourvues d'observations conventionnelles (provenant des stations de surface, radiosondages, avions, bouées...), c'est le cas des océans, des zones désertiques, des régions polaires, etc. Les progrès réalisés ces dernières années dans le domaine de l'assimilation de données permettent de mieux tirer profit de ces mesures spatiales. Les méthodes d'assimilation variationnelle, associées à un modèle de transfert radiatif, permettent d'assimiler directement les données de radiances satellitaires. Ces observations ont la capacité de mieux contraindre les champs analysés (c'est-à-dire les conditions initiales) des modèles de prévision numérique du temps.

Ce chapitre présente l'intérêt des observations de télédétection pour la PNT ainsi que les méthodes d'assimilation de ces données.

2.1 Le sondage satellitaire

2.1.1 Les satellites météorologiques

Le premier satellite météorologique, le Vanguard 2, a été lancé en 1959, suivi de TIROS-1 (Television InfraRed Observation Satellite) en 1960. Depuis, plusieurs pays lancent, maintiennent et exploitent des réseaux de satellites météorologiques. Ces satellites sont munis de radiomètres qui mesurent le rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi par la Terre dans

les domaines du visible (VIS), de l'infrarouge (IR) et des micro-ondes (MO) et fournissent ainsi des informations indirectes sur l'état de l'atmosphère et la surface. Il existe deux familles de satellites météorologiques : les géostationnaires et les défilants.

Les satellites défilants

Les satellites défilants (ou satellites à orbite polaire) utilisés en météorologie tournent autour de la Terre sur une orbite quasi circulaire passant près des pôles, à une altitude avoisinant les 700-800 km. Ces satellites mettent près de 100 minutes pour faire le tour de la Terre. Au total, environ 14 orbites journalières permettent d'obtenir une couverture globale de la Terre deux fois par jour. Pour la majeure partie d'entre eux, l'orbite est héliosynchrone, ce qui signifie que le plan de l'orbite suit le déplacement apparent du Soleil autour de la Terre. Ainsi, les points de la Terre situés sur un même parallèle sont tous survolés à la même heure solaire. Les principaux instruments utilisés sur ces satellites dans le cadre de cette thèse sont les imageurs et les sondeurs. Ces deux types d'instruments mesurent le rayonnement arrivant au satellite et provenant d'un élément de la surface et de l'atmosphère terrestres. L'imageur a typiquement une résolution spatiale élevée et une faible résolution spectrale. Il permet d'analyser finement les scènes observées (nuages, surface). C'est le cas des instruments MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer) et VIIRS (Visible Infrared Imaging Radiometer Suite). L'imageur AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), à bord de nombreux satellites polaires et notamment des satellites Metop (Meteorological Operational), est muni de 6 canaux opérant dans le visible et l'infrarouge. Sa résolution horizontale au nadir est de 1 km. Ce radiomètre permet de cartographier la végétation et les formations nuageuses, de déterminer la température de surface des océans, etc. Les données fournies par cet imageur seront utilisées dans le cadre de cette thèse afin d'identifier les conditions nuageuses. Il existe également des imageurs micro-ondes, c'est le cas d'une partie des canaux de SSMI/S (Special Sensor Microwave Imager/Sounder).

Les sondeurs possèdent, quant à eux, un grand nombre de canaux (mais une moins bonne résolution spatiale), ce qui leur permet d'analyser finement la répartition du rayonnement selon la longueur d'onde. De cette analyse en longueur d'onde, on peut déduire les profils verticaux de température et d'humidité dans l'atmosphère. Les zones balayées par les instruments embarqués ont une largeur de l'ordre de 2000 km. Dans le domaine des micro-ondes, les sondeurs AMSU (Advanced Microwave Sounding Unit, depuis 1997) à bord des satellites NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) permettent le sondage de la température et de l'humidité. Le sondeur AMSU est composé de deux intruments : AMSU-A et AMSU-B. AMSU-A est utilisé pour mesurer les températures atmosphériques. Il est composé de 15 canaux dont les fréquences sont comprises entre 23.8 et 89 GHz. Sa résolution spatiale est de 45 km au nadir.

AMSU-B permet le sondage de l'humidité. Il est constitué de 5 canaux entre 89 et 183.3 GHz et a une résolution de 15 km au nadir. AMSU-B a ensuite été remplacé par un instrument similaire, MHS (Microwave Humidity Sounder) sur NOAA-18, NOAA-19 et Metop, HSB (Humidity Sounder for Brazil) sur Aqua. Le sondeur infrarouge HIRS (High Resolution Infrared Radiation Sounder) est utilisé conjointement avec AMSU-A et AMSU-B (ou MHS). Ensemble, ces trois intruments forment ATOVS (Advanced TIROS Operational Vertical Sounder). L'intrument SSMI/S, en plus de ces capacités d'imageur, permet également le sondage de la température et de l'humidité dans le domaine des micro-ondes.

Pour répondre à la demande de la météorologie opérationnelle, ces sondeurs sont de plus en plus précis. Disposant d'un grand nombre de canaux, ils offrent une fine résolution verticale, en présentant des fonctions de poids (voir partie 2.1.2.1) très étroites, tout en maintenant un bruit acceptable, et offrir des canaux permettant d'avoir une fine résolution spectrale. C'est l'objectif des sondeurs IASI sur Metop (voir partie 2.1.3), AIRS sur Aqua et CrIS (Cross-track Infrared Sounder) sur Suomi NPP.

Le sondeur AIRS (Atmospheric Infrared Sounder) a été lancé en 2002 à bord du satellite Aqua. Sa résolution spatiale au nadir est d'environ 13.5 km. Il est constitué de 2378 canaux entre 3.74 μm et 15.4 μm avec une résolution spectrale comprise entre 0.25 et 1 cm^{-1}. Ces bandes spectrales sont particulièrement adaptées à la mesure des profils de température, d'humidité et de couverture nuageuse.

Le sondeur infrarouge CrIS à bord du satellite Suomi NPP (National Polar-orbiting Partnership) est un spectromètre par transformée de Fourier constitué de 1305 canaux compris entre 3.92 μm et 15.38 μm. Sa résolution spatiale au nadir est de 14 km. Il est également destiné à fournir des profils de température et d'humidité de l'atmosphère.

Les satellites défilants fournissent également des données issues de diffusiomètres, et obtenues par radio-occultation du signal GPS. Les diffusiomètres sont des instruments actifs de type radar qui permettent notamment de restituer des mesures de vent sur les surfaces océaniques ; c'est le cas d'ASCAT (Advanced Scatterometer) sur Metop ou OSCAT (Oceansat-2 Scatterometer) sur Oceansat-2. La technique de radio-occultation permet de mesurer les caractéristiques de l'atmosphère d'une planète à travers l'exploitation du phénomène de réfraction d'un signal radio-électrique lorsqu'il traverse l'atmosphère. Le récepteur GPS GRAS (Global Navigation Satellite System Receiver for Atmospheric Sounding) sur Metop mesure l'atténuation du signal au cours de la traversée des hautes couches de l'atmosphère.

Les satellites géostationnaires

Les satellites géostationnaires tournent autour de la Terre sur une orbite située dans le plan de l'équateur à près de 36000 km d'altitude. Ils tournent à la même vitesse angulaire que

la Terre autour de l'axe des pôles. Ainsi, ils surplombent toujours la même partie du globe terrestre. Leur altitude élevée et leur position fixe par rapport à la Terre leur permettent de délivrer des images couvrant une grande surface à un rythme soutenu. Le satellite géostationnaire constitue pour les météorologistes un outil irremplaçable de surveillance et de prévision immédiate du temps. Les principaux instruments utilisés sur les satellites géostationnaires sont les imageurs.

La couverture globale

Pour obtenir une couverture complète et continue de la planète, il faut un grand nombre de satellites météorologiques (géostationnaires et défilants). La figure 2.1 représente le réseau mondial des satellites météorologiques opérationnels.

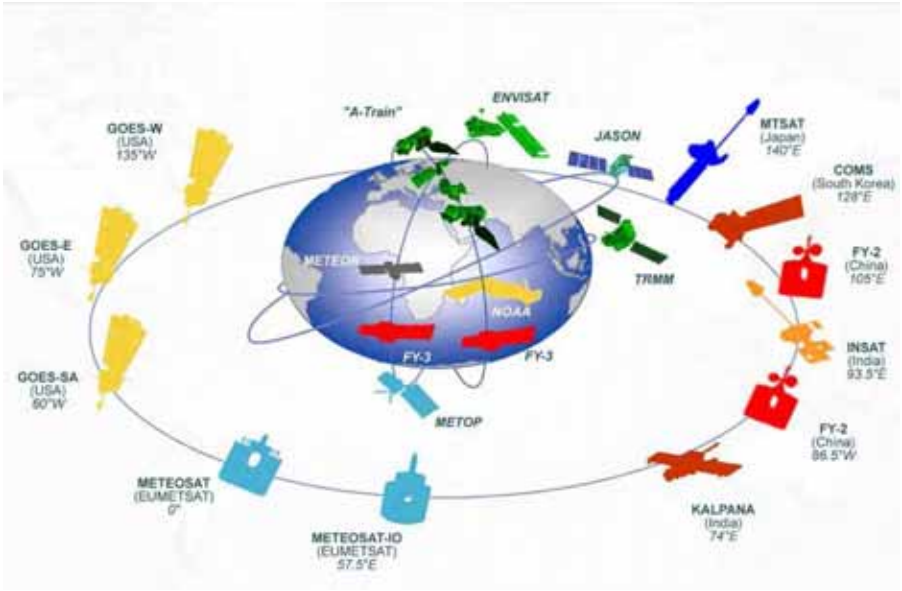


FIGURE 2.1 – Réseau mondial des satellites météorologiques. (Source : http ://www.wmo.int)

Même si la plupart des très grands pays (Russie, Chine, Inde...) lancent des satellites météo, seuls les États-Unis, l'Europe et le Japon participent de façon continue et sur le long-terme, à l'heure actuelle, au réseau mondial. L'accord pour un système initial polaire conjoint (IJPS), signé en 1998, a pour objectif d'améliorer et de garantir la continuité des observations par les satellites météorologiques en orbite polaire sur le long terme. En 2013, alors que le satellite Météosat Seconde Génération MSG-3 est opérationnel sous le nom de Météosat 10, avec MSG-1 (Météosat 8) et MSG-2 (Météosat 9) en secours ou en complément, le réseau mondial opérationnel des satellites météo comprend cinq principaux satellites géostationnaires (figure 2.2 et tableau 2.1) et des satellites défilants : NOAA (USA), Metop (EUROPE), Aqua (USA),

Terra (USA), Suomi NPP (USA), DMSP (Defense Meteorological Satellite Program, USA).

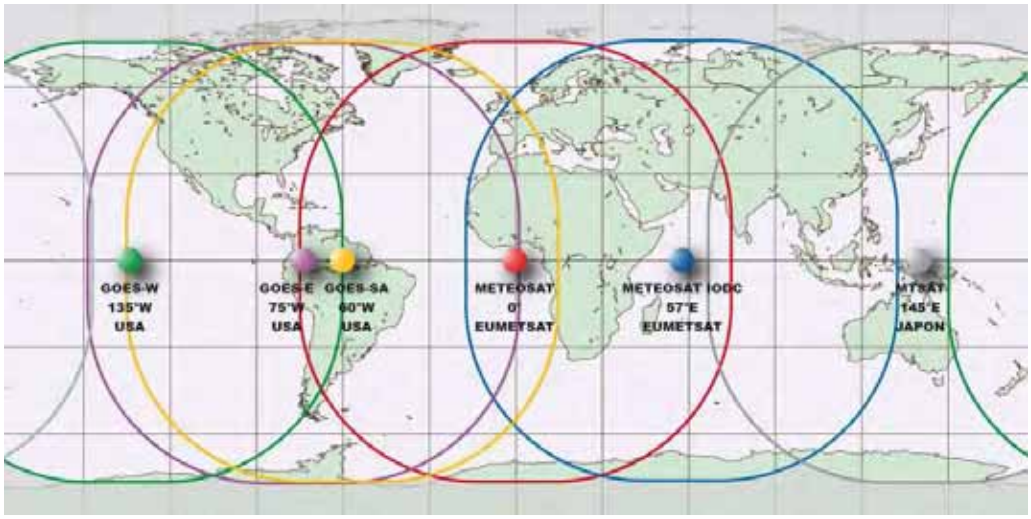


FIGURE 2.2 – Couverture globale opérée par les satellites à orbites géostationnaires en 2013. (Source : CMS)

TABLE 2.1 – Les satellites géostationnaires contribuant au réseau mondial, leur position et les zones surveillées. Situation en 2013.

Satellites	Positions	Zones surveillées
Météosat 10 (MSG 3)	0 ° est/ouest	Europe, Afrique, Atlantique est
Météosat 7	57.5 ° est	Océan Indien, Asie
Goes ouest	135 ° ouest	Pacifique central
Goes central	75.5 ° ouest	Pacifique central
Goes est	60 ° ouest	Atlantique ouest, Amériques, Pacifique est
MTSAT	140 ° est	Extrême-Orient, Océanie, Pacifique ouest
METSAT	83 ° est	Inde
FY-2	105 ° est	Chine

Les radiomètres fournissent des observations indirectes de l'atmosphère et de la surface terrestre. L'exploitation de ces mesures repose sur l'utilisation de modèles de transfert radiatif pour la restitution de paramètres météorologiques.

2.1.2 Le transfert radiatif

Une bonne compréhension des interactions entre le rayonnement électromagnétique et les composants de l'atmosphère et la surface est indispensable à l'exploitation des mesures satellitaires. Les capteurs spatiaux reçoivent des rayonnements électromagnétiques qui sont, soit directs, c'est-à-dire originaires de la surface et de l'atmosphère, soit indirects, c'est-à-dire,

réfléchis ou diffusés. Les modèles de transfert radiatif permettent la simulation des mesures radiométriques dans des intervalles spectraux sensibles aux caractéristiques physiques de l'atmosphère et/ou de la surface.

2.1.2.1 Bases théoriques du transfert radiatif

Avant de définir l'équation du transfert radiatif, il est important de définir certaines notions telles que le corps noir, l'émissivité, les différents types de réflexion, la transmittance et les fonctions de poids.

La théorie du corps noir. Elle permet d'appréhender le rayonnement atmosphérique de manière physique. Un corps noir est un corps parfait qui absorbe et émet du rayonnement dans toutes les directions et à toutes les longueurs d'onde. Établie par Planck en 1901, cette théorie démontre que, pour un corps noir en équilibre thermodynamique à une température donnée, la distribution spectrale du rayonnement émis ne dépend que de la température du milieu et de la longueur d'onde. Ainsi pour chaque luminance de fréquence ν, la fonction de Planck est donnée par :

$$L_\nu(T) = \frac{2h\nu^3 c}{\exp \frac{h\nu c}{\kappa T} - 1} \tag{2.1}$$

où T est la température (en Kelvin), h la constante de Planck ($h = 6.6237 \times 10^{-34} J.s.$), κ la constante de Boltzmann ($\kappa = 1.381 \times 10^{-23} J.K^{-1}$) et c la vitesse de la lumière dans le vide ($299\ 792\ 458\ m.s^{-1}$).

De la fonction de Planck découle directement la loi de déplacement de Wien :

$$\lambda_{max} = \frac{A}{T} \tag{2.2}$$

où λ_{max} est la longueur d'onde du maximum de luminance spectrale, T est la température et A est une constante, $A = 2898\ \mu m.K$.

Cette loi permet d'obtenir, pour une température donnée, la valeur de la longueur d'onde où le flux est maximal. Le soleil, dont l'enveloppe externe a une température autour de 6000 K, a donc un maximum d'émission situé dans le visible (jaune) à 0.5 μm. On pourra toutefois noter que le soleil est très proche d'un corps noir car il absorbe bien tout le rayonnement incident mais la température à laquelle le rayonnement est émis ne varie que légèrement suivant la longueur d'onde. Pour des températures typiques de la Terre d'environ 300 K, le maximum d'émission est situé dans l'infrarouge vers 10 μm, et le rayonnement émis dans les longueurs d'ondes visibles est à peu près nul.

La notion de corps noir permet de définir celle de température de brillance. Un corps naturel avec une température physique T émet une énergie moins importante que celle émise par le corps noir à la même température physique (car l'émissivité du corps naturel est inférieure à 1). On définit alors la température de brillance Tb qui est associée au corps naturel comme la température d'un corps noir ayant la même luminance spectrale que le corps naturel à la même température physique.

L'émissivité. La plupart des éléments naturels ne se comportent pas comme des corps noirs parfaitement absorbants. L'émission d'un corps naturel ne suit donc pas la loi de Planck. Le rayonnement émis par une surface réelle est différent du rayonnement émis par un corps noir à la même température. En général, l'intensité émise n'est pas isotrope, elle dépend de la direction d'émission.

L'émissivité directionnelle monochromatique est le rapport entre l'énergie directionnelle monochromatique émise par la surface et l'énergie directionnelle monochromatique émise par un corps noir à la même température. Cette émissivité dépend généralement de la direction d'émission, de la température de la surface, de la longueur d'onde ainsi que d'autres propriétés de la surface telles que l'indice de réfraction, la texture, la composition chimique, etc. L'émissivité varie entre 0 et 1. Lorsque l'émissivité d'une surface est égale à 1, cette surface est un corps noir. Si une surface a une émissivité directionnelle monochromatique constante inférieure à 1 alors il s'agit d'un corps gris. La loi de Kirchhoff permet d'établir une relation entre l'émission directionnelle monochromatique et l'absorption à l'équilibre thermodynamique local. Pour les surfaces continentales, elle s'écrit $\varepsilon_\nu = 1 - \rho_\nu$ où ρ_ν est la réflectance spectrale à la fréquence ν. La réflectance est définie comme le rapport entre l'énergie réfléchie et l'énergie incidente en fonction de la longueur d'onde. Elle est comprise entre 0 (corps noir) et 1 (tout est réfléchi).

Lorsque l'émission se fait dans plusieurs directions, on définit l'émissivité hémisphérique monochromatique comme étant l'émissivité moyenne sur l'ensemble des directions d'émission. Elle se définit comme précédemment mais en faisant le rapport des énergies émises intégrées sur la direction.

Les différents types de réflexion. Le rayonnement de la surface n'est pas réfléchi de la même manière selon les caractéristiques de la surface, la longueur d'onde et l'angle d'observation. Il existe deux types principaux de réflexion : la réflexion directionnelle (dite spéculaire) et la réflexion diffuse (dite lambertienne).

La réflexion spéculaire est le mode de réflexion pour lequel l'énergie qui est réfléchie par la surface continue son trajet dans une seule direction et l'angle de réflexion est égal à l'angle d'incidence. Ce type de réflexion est observé sur un miroir par exemple. Elle se produit lorsque les irrégularités géométriques de la surface sont très petites par rapport à la longueur d'onde du

rayonnement incident. Dans le cas contraire, lorsque la dimension caractéristique des éléments réfléchissants est de l'ordre de grandeur ou supérieure à la longueur d'onde du rayonnement, la réflexion est diffuse. L'énergie réfléchie est divisée ou diffusée dans toutes les directions. Ces réflexions sont représentées sur la figure 2.3.

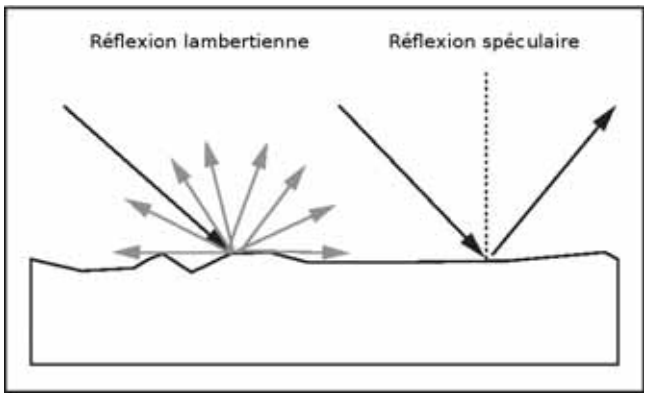


FIGURE 2.3 – Les différents types de réflexion

La transmittance. La propagation des ondes électromagnétiques dans l'atmosphère est principalement influencée par les constituants de l'atmosphère (composants gazeux, hydrométéores et aérosols). Le signal reçu par un capteur est affecté par les différentes couches atmosphériques qui contiennent divers gaz et qui absorbent une partie de l'énergie radiative qui les traversent et la réemettent dans toutes les directions. Selon les gammes de fréquences, les composants constituant l'atmosphère intéragissent de façon différente avec le rayonnement électromagnétique.

La transmittance (ou transmission) est la fraction de l'énergie incidente qui traverse l'atmosphère. Elle est comprise entre 0 (absorption totale) et 1 (absorption nulle). Dans l'hypothèse d'une atmosphère plane et parallèle et d'un milieu non diffusant, la transmittance Γ à une fréquence ν quittant l'atmosphère vers l'espace avec un angle θ et à l'altitude z s'écrit :

$$\begin{aligned} \Gamma_\nu(z,\theta) &= \exp \frac{-\tau(z, z_{sat})}{\cos(\theta)}, \\ \tau(z, z_{sat}) &= \int_z^{z_{sat}} \alpha(z) dz, \\ \alpha(z) &= k_\nu(z) c_\nu(z) \rho(z), \end{aligned} \tag{2.3}$$

où τ est l'opacité du milieu, z_{sat} est l'altitude du satellite et α le coefficient d'extinction. L'opacité du milieu τ est la somme des absorptions (qui correspond au coefficient d'extinction α) associées au profil de densité atmosphérique ρ, au rapport de mélange de gaz absorbant c_ν

et au coefficient d'absorption k_ν intégré sur le parcours dz (z, z_{sat}).

Le sondage atmosphérique à partir de données satellites repose sur l'interprétation des mesures radiométriques dans des intervalles spectraux spécifiques sensibles à certaines caractéristiques physiques de l'atmosphère. Ainsi l'usage auquel un instrument est destiné détermine le choix des plages fréquentielles utilisées. La figure 2.4 représente les variations de transmittance en fonction de la longueur d'onde et des interactions avec certains gaz. Un agrandissement met en évidence les transmittances dans le domaine de l'infrarouge.

En se plaçant à proximité de bandes d'absorption de gaz dont la concentration est bien connue, les grandeurs physiques associées pourront être déduites. Ainsi, si l'on souhaite obtenir des informations sur les profils de température, on se placera dans les bandes d'absorption du CO_2 (régions infrarouges situées vers 15 μm et 4.3 μm par exemple). On supposera pour cela une concentration de CO_2 constante et connue (puisqu'elle n'est pas retrouvée). Pour des mesures d'humidité ou d'ozone, les plages spectrales dans lesquelles ces gaz sont des absorbants potentiels doivent être choisies (bande autour de 6 μm pour l'humidité et autour de 9.6 μm et 5 μm pour l'ozone).

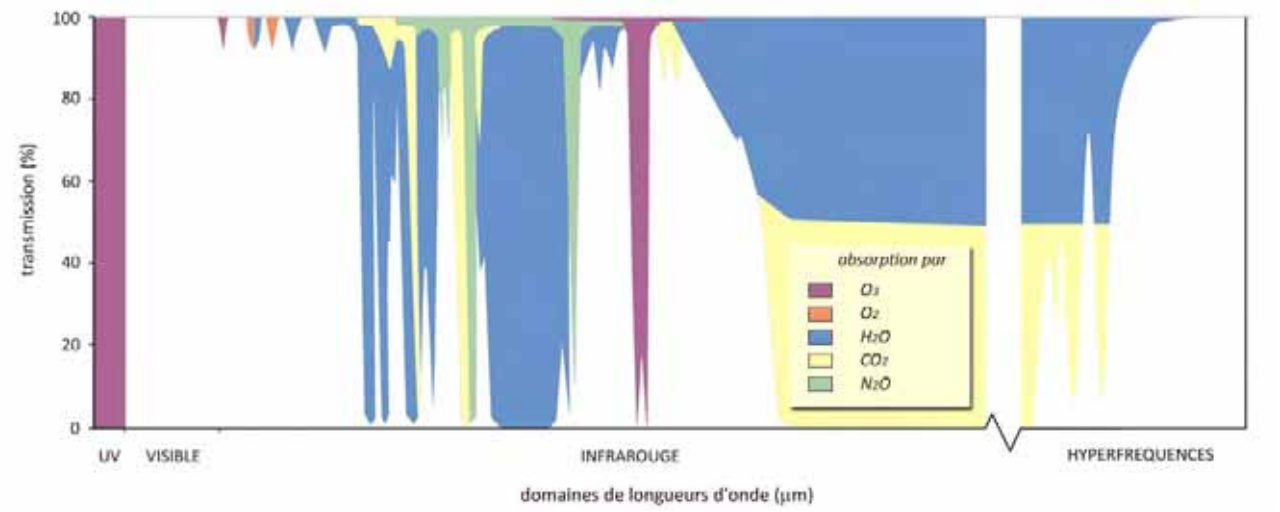
Les longueurs d'onde pour lesquelles le rayonnement électromagnétique est peu ou pas absorbé constituent ce que l'on appelle les fenêtres de transmission atmosphériques. Dans ces fenêtres, pratiquement tout le rayonnement est transmis. Les capteurs satellitaires dédiés à l'observation de la Terre utilisent ces fenêtres pour observer la surface terrestre et celle des océans. Ainsi, pour obtenir des informations sur les surfaces continentales, on utilisera ces fenêtres atmosphériques. On pourra toutefois noter que cette notion est théorique. Pour l'infrarouge, la transmittance peut chuter à 60 % dans les fenêtres en bande 1 dans les tropiques à cause du continuum de la vapeur d'eau.

Les fonctions de poids. La fonction de poids $K_\nu(z)$ à la fréquence ν et à l'altitude z est la dérivée du profil de transmission atmosphérique, elle s'écrit donc :

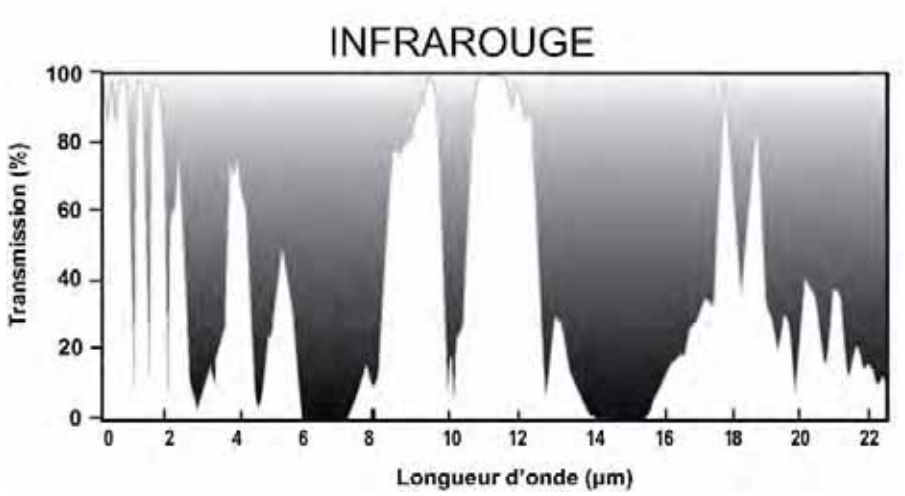
$$K_\nu(z) = \frac{d\Gamma(z,\theta)}{dz}, \tag{2.4}$$

où $\Gamma(z,\theta)$ est la transmistance à l'altitude z pour un angle d'incidence θ (voir équations 2.3).

La fonction de poids présente des pics de sensibilité de la mesure à une grandeur physique bien déterminée à une altitude donnée correspondant au maximum d'absorption. Ainsi la fonction de poids croît jusqu'à une altitude z_{max} qui correspond à l'altitude du maximum de sensibilité, puis elle décroît jusqu'au sommet de l'atmosphère. En connaissant les altitudes du maximum de sensibilité, on peut identifier les couches atmosphériques qui ont le plus contribué au signal reçu par le satellite. Ces fonctions de poids peuvent également présenter plusieurs



(a)



(b)

FIGURE 2.4 – (a) Variations de la transmittance en fonction de la longueur d'onde et des composés gazeux de l'atmosphère. La figure (b) est un agrandissement dans le domaine de l'infrarouge. Les fenêtres de transmission atmosphérique sont en blanc sur les figures. (Source : e-cours.univ-paris1.fr)

pics de sensibilité.

2.1.2.2 L'équation du transfert radiatif

Un capteur passif à bord d'un satellite mesure le rayonnement électromagnétique émergeant au sommet de l'atmosphère. La radiance spectrale (ou luminance) ainsi mesurée est la combinaison de différents processus d'émission, d'absorption, de réflexion et de diffusion. Dans le cas d'un instrument observant la Terre avec un angle θ par rapport au nadir, l'équation du transfert radiatif est résolue depuis le sol jusqu'au satellite en supposant une atmosphère plane et parallèle afin de simplifier le problème. Dans cette configuration, le capteur reçoit à la fois : (1) l'émission naturelle de la surface en partie atténuée par l'atmosphère, (2) le rayonnement émis par l'ensemble des couches atmosphériques et enfin (3) le rayonnement descendant réfléchi par la surface et atténué par l'atmosphère (figure 2.5).

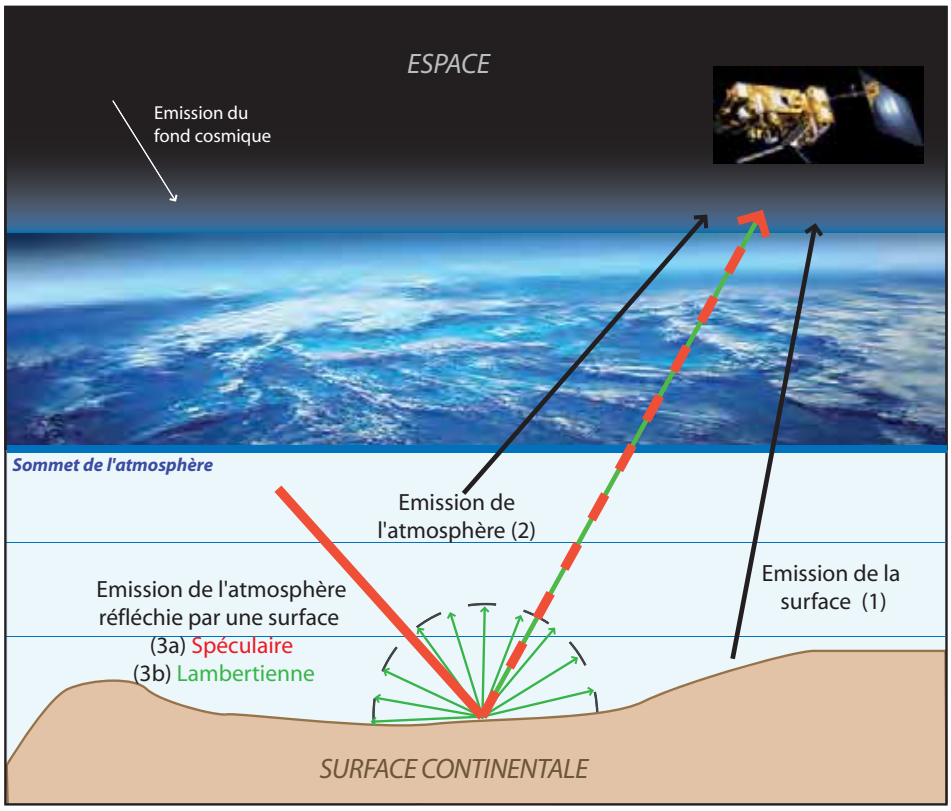


FIGURE 2.5 – Sources de rayonnement intervenant dans le transfert radiatif. (Source : [Guedj *et al.*, 2011])

Ainsi, la radiance monochromatique R_ν de fréquence ν quittant l'atmosphère vers l'espace est obtenue grâce à l'équation suivante :

$$R_\nu(\theta) = \overbrace{\varepsilon_\nu(\theta) L_\nu(Ts)\Gamma_\nu(\theta)}^{1} + \overbrace{L_\nu^{\uparrow}(\theta)}^{2} + \overbrace{(1-\varepsilon_\nu(\theta))\Gamma_\nu(\theta)L_\nu^{\downarrow}(\theta)}^{3}, \tag{2.5}$$

où ε_ν et Γ_ν représentent l'émissivité de surface et la transmission atmosphérique. $L_\nu^{\uparrow}$, $L_\nu^{\downarrow}$ et $L_\nu(Ts)$ sont le rayonnement montant, le rayonnement descendant et la température de la surface exprimée dans l'espace des radiances.

2.1.2.3 Les modèles de transfert radiatif

L'équation du transfert radiatif permet le passage de l'état de l'atmosphère aux radiances reçues par les intruments embarqués à bord des satellites. Il s'agit du "problème direct". Différents modèles de transfert radiatif (RTM) sont utilisés par la communauté scientifique. Nous pouvons distinguer les modèles raie par raie des modèles rapides.

Les RTM raie par raie représentent le spectre électromagnétique tel qu'il est observé par le spectromètre. Le spectre est ainsi discrétisé le plus finement possible et la transmittance est calculée pour chaque raie monochromatique du spectre. Ces modèles sont très précis mais sont très coûteux en temps de calcul, leur utilisation n'est donc pas adaptée aux utilisations opérationnelles. Ils sont surtout utiles aux travaux de recherche ainsi qu'à la validation ou à l'apprentissage des modèles rapides, mieux adaptés aux contraintes opérationnelles et de temps réel.

Les RTM sont utilisés pour le suivi et le traitement des radiances satellitaires. Afin d'optimiser les temps de calculs de ces traitements, la communauté scientifique a développé des RTM rapides. Les modèles rapides évaluent les transmittances par bande spectrale. Ils considèrent une valeur moyenne de la transmittance pour chaque bande en supposant qu'elle varie faiblement sur toute la bande. Le modèle rapide RTTOV 9, Radiative Transfer for TIROS Operational Vertical sounder ([Saunders *et al.*, 2007a], [Matricardi, 2009], [Saunders, 2010]), est l'un des plus utilisés dans la communauté de la PNT et en particulier à Météo-France au début de ma thèse. Il sera utilisé tout au long de cette thèse. Cet outil est développé, maintenu et distribué dans le cadre du SAF (Satellite Applications Facility) pour la Prévision Numérique du Temps d'EUMETSAT. RTTOV permet le calcul rapide du transfert radiatif pour un grand nombre d'instruments satellitaires dans les spectres infrarouge et micro-onde. La couverture spectrale du modèle est 3-20 microns dans l'infrarouge. Il calcule les radiances au nadir puis les adapte en fonction de l'angle de visée. RTTOV est basé sur les modèles raie par raie GENLN2 ([Edwards, 1992]) ou kCarta ([Clough *et al.*, 1992]) ou LBLRTM ([Strow *et al.*, 1998]). Pour chaque canal, des régressions linéaires basées sur les variables d'entrée de RTTOV permettent de déterminer l'épaisseur optique. Ces variables d'entrée sont les profils de température et d'humidité, l'émissivité et la température de surface et éventuellement les concentrations de

gaz variables.

2.1.3 Le sondeur IASI

Le Centre national d'études spatiales (CNES) et EUMETSAT ont développé conjointement le sondeur satellitaire infrarouge à haute résolution spectrale IASI pour répondre aux besoins de la météorologie opérationnelle. Le premier modèle de vol a été lancé en 2006 à bord du premier satellite météorologique Européen en orbite polaire, Metop-A. Le deuxième instrument, monté sur le satellite Metop-B, a été lancé en septembre 2012. Le troisième instrument sera monté sur le satellite Metop-C dont le lancement est prévu en 2018. Dans cette thèse, les données issues de IASI sur Metop-A ont été utilisées.

IASI a été conçu pour des sondages météorologiques opérationnels avec une très grande précision (spécifications de la précision de la température : 1 K pour 1 km et 10 % pour l'humidité) dédiée à l'amélioration des prévisions météorologiques à moyen terme. Il est aussi conçu pour la chimie de l'atmosphère à des fins climatologiques dans le but d'estimer et de suivre les gaz traces tels que l'ozone, le méthane ou le monoxyde de carbone à l'échelle mondiale.

La technique de mesure est basée sur la télédétection infrarouge passive utilisant un spectromètre à transformée de Fourier. IASI est composé de 8461 canaux couvrant l'intervalle [645 cm^{-1},2760 cm^{-1}] (ou [3.62 μm,15.5 μm]) avec un intervalle d'échantillonnage de 0.25 cm^{-1} et une résolution spectrale de 0.5 cm^{-1} après apodisation. IASI observe dans trois bandes : la bande B1 de 645 à 1210 cm^{-1}, la bande B2 de 1210 à 2000 cm^{-1} et la bande B3 de 2000 à 2 760 cm^{-1}. La bande B3 a un faible rapport signal sur bruit et peut difficilement être exploitée de jour car la composante solaire est mal simulée. La figure 2.6 présente les principales régions spectrales de IASI ainsi que les applications associées. Un spectre clair de IASI est représenté sur la figure 2.7.

L'axe optique de IASI balaie l'espace dans un plan perpendiculaire à la trace au sol du satellite (figure 2.8). Le balayage est discontinu, avec un déplacement rapide entre les positions de visée et un arrêt pendant la visée (acquisition de l'interférogramme). Il y a 30 positions de visée sur la ligne de mesure, écartées d'environ 3.3 $^\circ$ et symétriques par rapport à la verticale. L'axe optique se déplace donc de $\pm$48.3 $^\circ$ par rapport au nadir. Le balayage d'une ligne inclut, en plus des 30 visées vers le sol, les visées sur les cibles d'étalonnage et le retour à la position de départ, il dure en tout 8 secondes. Metop est en orbite à une altitude d'environ 817 km, la fauchée de IASI (longueur de la ligne de mesure au sol) est de 2200 km environ. Il y a deux passages quotidiens de IASI par jour à 9h30 et 21h30 (heures locales) à l'équateur.

Le champ angulaire total de IASI est conique avec un angle au sommet de 3.3 $^\circ$. Il est analysé par une matrice de 2x2 cellules circulaires correspondant à un angle de 1.25 $^\circ$. La résolution spatiale au nadir est d'environ 12 km et augmente ensuite sur les bords de la fauchée

Nom	Région spectrale	Absorbants concernés	Applications de Iasi
R1	650 à 770 cm^{-1}	Bande d'absorption de CO_2	Profil de température
R2	790 à 980 cm^{-1}	Fenêtre atmosphérique	Propriétés des surfaces et des nuages
R3	1 000 à 1 070 cm^{-1}	Bande d'absorption de O_3	Sondage de O_3
R4	1 080 à 1 150 cm^{-1}	Fenêtre atmosphérique	Propriétés des surfaces et des nuages
R5	1 210 à 1 650 cm^{-1}	Bande d'absorption de H_2O	Profil de vapeur d'eau - Contenu en CH_4 et N_2O
R6	2 100 à 2 150 cm^{-1}	Bande d'absorption de CO	Contenu en CO
R7	2 150 à 2 250 cm^{-1}	Bandes d'absorption de N_2O et de CO_2	Profil de température - Contenu en N_2O
R8	2 350 à 2 420 cm^{-1}	Bande d'absorption de CO_2	Profil de température
R9	2 420 à 2 700 cm^{-1}	Fenêtre atmosphérique	Propriétés des surfaces et des nuages
R10	2 700 à 2 760 cm^{-1}	Bande d'absorption de CH_4	Contenu en CH_4

FIGURE 2.6 – Principales régions spectrales utilisées par l'instrument IASI. (Source : [Cayla, 2001])

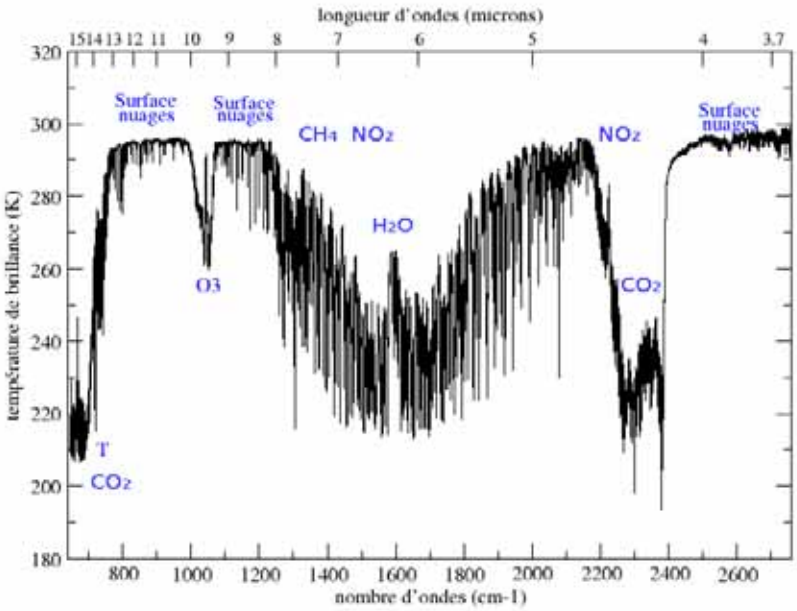


FIGURE 2.7 – Exemple de spectre IASI en ciel clair.

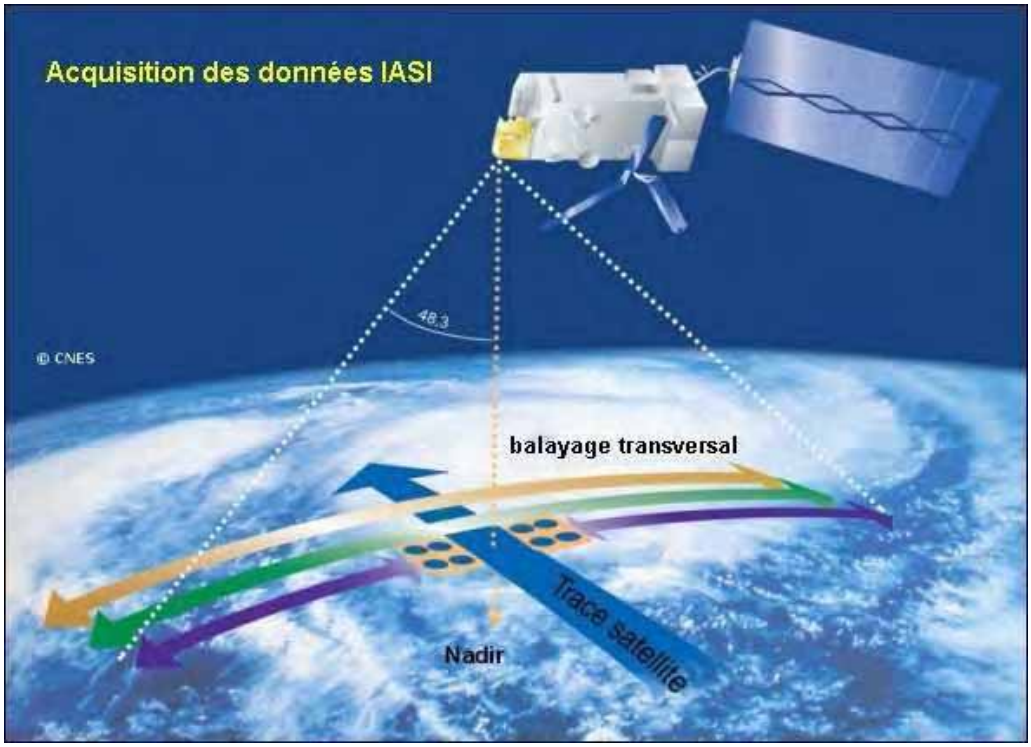


FIGURE 2.8 – Principe de l'acquisition des données IASI par balayage transversal à la trace du satellite. (Source : CNES)

(figure 2.8).

L'instrument IASI comporte également un radiomètre imageur infrarouge (IIS, Integrated Imager Subsystem) qui permet de superposer les sondages interférométriques avec les images du radiomètre AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) embarqué sur Metop. Cet imageur permet de faciliter le traitement des régions partiellement nuageuses, à l'aide d'une analyse des propriétés des nuages présents dans le champ de IASI.

La continuation du programme IASI est en cours de préparation, avec un concept d'instrument amélioré, IASI-NG (lancement à l'horizon 2021). IASI-NG est destiné à être embarqué sur la plate-forme Metop-Second Generation du programme EPS-SG (Eumetsat Polar system - Second Generation) d'Eumetsat, faisant suite au programme européen de météorologie EPS. Le sondeur infrarouge IASI-NG aura un rôle central dans l'estimation des profils verticaux de température et de vapeur d'eau. Il devra assurer la continuité de la fourniture des données actuellement générées par l'instrument IASI, sur Metop, au sein d'EPS, pour couvrir les besoins en météorologie opérationnelle, mesurer la composition atmosphérique et son évolution, en lien avec le climat, et suivre en quasi temps réel le développement d'épisodes de pollution. Les performances doublées de IASI-NG par rapport à IASI (bruit radiométrique et résolution

spectrale divisés par 2) permettront d'améliorer les observations actuelles et d'ouvrir un champ de nouvelles possibilités d'applications.

2.2 L'assimilation de données pour la PNT

Les prévisions réalisées par les modèles de PNT ont besoin d'un état initial. Il n'est pourtant pas possible de déterminer l'état réel de l'atmosphère en chaque point du globe. On cherche donc à estimer l'état le plus probable, appelé analyse. Cette estimation se base sur les informations qui sont disponibles au moment de l'analyse. En PNT, deux sources d'information sont principalement utilisées : les observations et une connaissance a priori de l'état de l'atmosphère, en général une prévision à courte échéance, appelée ébauche. L'étape d'estimation à partir de ces deux sources d'information, connaissant leurs erreurs respectives, est appelée assimilation de données.

Dans le cas des radiances observées, il faut résoudre le "problème inverse" du transfert radiatif. En se basant sur l'équation du transfert radiatif, des outils ont donc été développés pour réaliser des inversions de profils de température et d'humidité à partir des températures de brillance. Cependant, une multitude d'états atmosphériques peuvent conduire aux mêmes observations. Il est donc nécessaire d'estimer l'état probable de l'atmosphère (à partir de l'ébauche) avant de le comparer aux radiances mesurées. Pour cela, et grâce à des interpolations depuis la grille du modèle vers les observations, l'opérateur d'observation transforme les variables du modèle de PNT en simulations d'observations. Cet opérateur d'observation utilise le modèle de tranfert radiatif RTTOV.

2.2.1 Notations et hypothèses

Notations.

- $\mathbf{x}$ est le vecteur d'état, état de l'atmosphère que l'on cherche à estimer. On ne souhaite pas forcément ajuster toutes les variables contenues dans le vecteur d'état, soit parce qu'aucune relation évidente entre les observations et ces variables n'existe, soit pour diminuer le coût en mémoire et en temps de calcul de l'assimilation. Les variables que l'on souhaite modifier lors de l'assimilation de données sont regroupées dans le vecteur de contrôle qui est un sous-ensemble du vecteur d'état.
- $\mathbf{x}_t$ est la réalité exprimée dans l'espace du vecteur d'état.
- $\mathbf{x}_b$ et $\mathbf{y}$ sont l'ébauche et le vecteur regroupant les observations.
- $\mathbf{x}_a$ est l'analyse.
- $\mathcal{H}$ est l'opérateur d'observation. Cet opérateur d'observation permet de passer de l'espace du vecteur d'état à l'espace des observations. En effet, les observations ne mesurent pas

forcément des variables contenues dans le vecteur d'état (c'est le cas pour IASI qui mesure un rayonnement au sommet de l'atmosphère et alors que le vecteur d'état est constitué de la température, du vent, de l'humidité, etc.). D'autre part, des interpolations horizontales et verticales peuvent être nécessaires. $\mathcal{H}$ est un opérateur a priori non linéaire.
- $\mathbf{d} = \mathbf{y} - \mathcal{H}(\mathbf{x}_b)$ est l'innovation, qui est la différence entre les observations et l'ébauche ; la différence entre les observations et l'analyse $\mathbf{y} - \mathcal{H}(\mathbf{x}_a)$ est appelée résidu.

Les erreurs On peut définir les erreurs des sources d'information par rapport à la réalité :
- l'erreur d'ébauche $\varepsilon_b = \mathbf{x}_b - \mathbf{x}_t$
- l'erreur d'observation $\varepsilon_o = \mathbf{y} - \mathcal{H}(\mathbf{x}_t)$

Si l'on note $\mathbf{y}_t$ la réalité exprimée dans l'espace des observations, on peut décomposer :

$$\varepsilon_o = \mathbf{y} - \mathbf{y}_t + \mathbf{y}_t - \mathcal{H}(\mathbf{x}_t)$$

faisant apparaître $\mathbf{y} - \mathbf{y}_t$, un terme d'erreur instrumental, et $\mathbf{y}_t - \mathcal{H}(\mathbf{x}_t)$, un terme d'erreur lié à l'opérateur d'observation et d'erreur de représentativité (différences d'échelle entre le modèle et l'observation).

La matrice des covariances des erreurs d'ébauche $\mathbf{B}$ est définie par : $\mathbf{B} = E\left(\varepsilon_b \varepsilon_b^T\right)$, où E représente l'espérance mathématique.

La matrice des covariances des erreurs d'observation $\mathbf{R}$ est définie par : $\mathbf{R} = E\left(\varepsilon_o \varepsilon_o^T\right)$. Les erreurs instrumentales et les erreurs de représentativité liées à l'opérateur d'observation sont a priori non corrélées entre elles, on peut donc écrire $\mathbf{R}$ sous la forme $\mathbf{R} = \mathbf{O} + \mathbf{F}$, où $\mathbf{O}$ est la matrice des covariances des erreurs instrumentales (qui peuvent être fournies par les constructeurs des instruments) et $\mathbf{F}$ est la matrice des covariances des erreurs de modélisation directe (représentativité et opérateur d'observation).

Les hypothèses. Trois hypothèses sont généralement faites en assimilation de données :
- les erreurs sont non biaisées, i.e. $E(\varepsilon_b) = 0$ et $E(\varepsilon_o) = 0$;
- les erreurs ont des covariances connues ;
- les sources d'information ont des erreurs qui ne sont pas corrélées entre elles.

2.2.2 Formalisme

La recherche de l'état à estimer peut être vue avec différentes approches qui sont équivalentes sous certaines conditions (linéarité, erreurs gaussiennes) : la minimisation de la variance de l'erreur d'estimation, la résolution d'un problème des moindres carrés pondérés ou la recherche

du maximum de vraisemblance. Nous choisissons de décrire ici le problème des moindres carrés pondérés.

L'état analysé $\mathbf{x}_a$ est l'état qui minimise la fonction coût J, constituée d'un terme de rappel à l'ébauche et d'un terme de rappel aux observations, définie par :

$$J(\mathbf{x}) = \frac{1}{2}(\mathbf{x}_b - \mathbf{x})^T \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x}_b - \mathbf{x}) + \frac{1}{2}(\mathbf{y} - \mathcal{H}(\mathbf{x}))^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y} - \mathcal{H}(\mathbf{x})) \tag{2.6}$$

La recherche de l'état analysé $\mathbf{x}_a$ est parfois faite sous forme d'un incrément à apporter à l'ébauche ([Courtier *et al.*, 1994]), qui peut être recherché à une résolution spatiale plus faible pour réduire les coûts de calcul, i.e. on peut écrire $\mathbf{x} = \mathbf{x}_b + \delta\mathbf{x}$. Dans ce cas, $\mathcal{H}(\mathbf{x})$ peut être développé sous la forme : $\mathcal{H}(\mathbf{x}) = \mathcal{H}(\mathbf{x}_b) + \mathbf{H}\delta\mathbf{x}$, où $\mathbf{H}$ est l'opérateur d'observation linéarisé de $\mathcal{H}$ au voisinage de l'ébauche $\mathbf{x}_b$. On peut alors ré-écrire la fonction de coût sous la forme :

$$J(\delta\mathbf{x}) = \frac{1}{2}\delta\mathbf{x}^T \mathbf{B}^{-1}\delta\mathbf{x} + \frac{1}{2}(\mathbf{d} - \mathbf{H}\delta\mathbf{x})^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{d} - \mathbf{H}\delta\mathbf{x}) \tag{2.7}$$

Le gradient de la fonction de coût par rapport à $\delta\mathbf{x}$ s'écrit :

$$\nabla J(\delta\mathbf{x}) = \mathbf{B}^{-1}\delta\mathbf{x} - \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{d} - \mathbf{H}\delta\mathbf{x}) \tag{2.8}$$

L'élément $\delta\mathbf{x}_a$ qui minimise J s'écrit donc : $\delta\mathbf{x}_a = \mathbf{K}\mathbf{d}$, où $\mathbf{K}$ est appelée matrice de gain et peut s'écrire :

$$\mathbf{K} = \left(\mathbf{B}^{-1} + \mathbf{H}^T\mathbf{R}^{-1}\mathbf{H}\right)^{-1}\mathbf{H}^T\mathbf{R}^{-1} = \mathbf{B}\mathbf{H}\left(\mathbf{H}^T\mathbf{B}\mathbf{H} + \mathbf{R}\right)^{-1} \tag{2.9}$$

Le meilleur estimateur linéaire non biaisé (BLUE en anglais) est donc donné par :

$$\mathbf{x}_a = \mathbf{x}_b + \mathbf{K}\mathbf{d} \tag{2.10}$$

La matrice de covariances des erreurs d'estimation $\mathbf{A}$ peut s'écrire :

$$\mathbf{A} = \left(\mathbf{B}^{-1} + \mathbf{H}^T\mathbf{R}^{-1}\mathbf{H}\right)^{-1} = (\mathbf{I} - \mathbf{K}\mathbf{H})\mathbf{B} \tag{2.11}$$

2.2.3 Le 4D-Var

La méthode d'assimilation variationnelle quadri-dimensionnelle, notée 4D-Var, ne vise pas à obtenir l'état optimal à un instant donné, mais la trajectoire optimale sur une fenêtre de temps donnée. En effet, si on se place sur une fenêtre temporelle d'observation (de 6h dans le modèle global à Météo-France et 12h au CEPMMT (Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme)), la trajectoire du modèle définie comme la prévision du

modèle issue de l'instant t_0 sur toute la fenêtre d'assimilation, est recalculée en tenant compte des dimensions spatiales et temporelles des observations. Le 4D-Var permet la propagation de l'information apportée par les observations jusqu'à l'instant initial de la fenêtre d'assimilation. La figure 2.9 schématise la procédure pour enchaîner des phases d'analyse avec le 4D-Var.

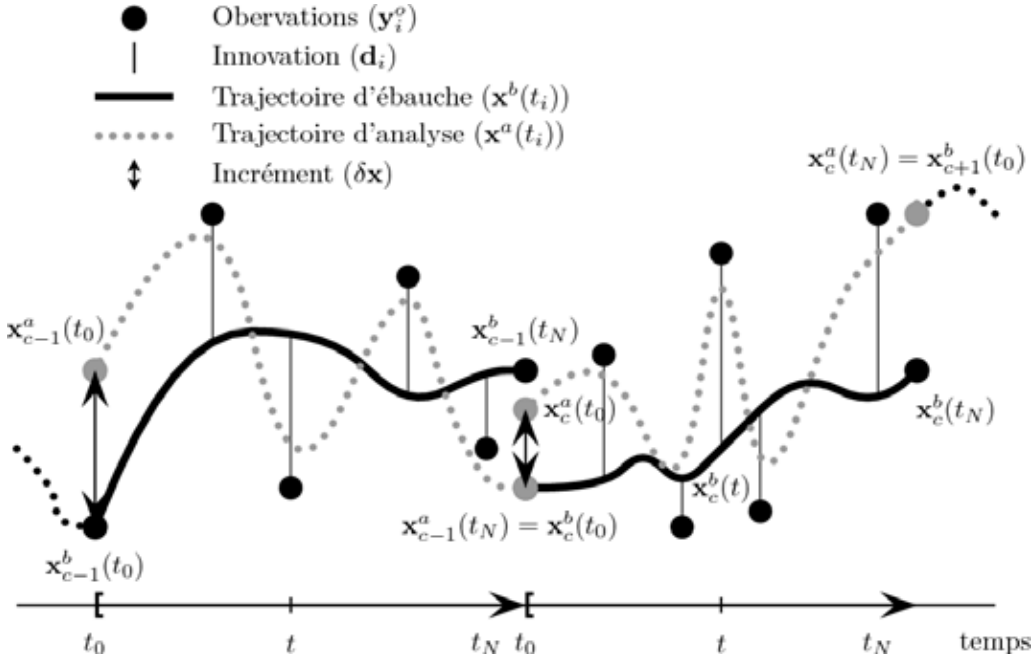


FIGURE 2.9 – Procédure pour cycler le 4D-Var. Pour chaque cycle c, le modèle d'évolution est intégré de t_0 à t_N à partir de l'état initial $\mathbf{x}_c^b(t_0)$ (courbe noire pleine) et le vecteur d'innovation $\mathbf{d}_i$ est calculé pour les différentes observations $\mathbf{y}_i^0$ avec $i = 1, N$ (ligne fine verticale). La trajectoire analysée (courbe grise pointillée) minimise au mieux l'écart aux observations tout au long du cycle d'assimilation (t_0 à t_N). L'état analysé $\mathbf{x}_c^a(t_N)$ est ensuite utilisé comme état initial d'ébauche pour le cycle suivant. (Source : [Daget, 2007])

Si l'on découpe la fenêtre d'assimilation en N+1 intervalles de temps, l'équation 2.6 devient alors :

$$J(\mathbf{x}) = \frac{1}{2}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b)^T \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b) + \frac{1}{2}\sum_{i=0}^{N}(\mathbf{y}_i - \mathcal{H}_i(\mathbf{x}(t_i)))^T \mathbf{R}_i^{-1}(\mathbf{y}_i - \mathcal{H}_i(\mathbf{x}(t_i))) \tag{2.12}$$

où $\mathcal{H}_i$ est l'opérateur d'observation pour l'intervalle de temps i, $\mathbf{y}_i$ les observations pour l'intervalle i, $\mathbf{x}(t_i)$ l'état du modèle au temps t_i et R_i la matrice de covariance d'erreur d'observations pour l'intervalle i. La matrice $\mathbf{B}$ quant à elle n'est définie qu'une fois à l'instant initial. L'ébauche $\mathbf{x}_b$ est une estimation a priori à l'instant initial. L'état du modèle $\mathbf{x}_i$ pour un instant donné i résulte de la propagation de son état depuis l'instant initial t_0 jusqu'à t_i par l'opérateur

a priori non-linéaire. Soit $M_{0\to i}$ l'opérateur a priori non-linéaire qui permet de propager l'état du système $\mathbf{x}$ de t_0 à t_i :

$$\forall i, \mathbf{x}(t_i) = M_{0\to i}(\mathbf{x})$$

La fonction coût J du 4D-Var se décompose, comme pour l'équation 2.6, en un terme J_b lié à l'ébauche et un terme J_o lié aux observations. Les observations $\mathbf{y}_i$ sont comparées à leur équivalent modèle $\mathcal{H}_i(\mathbf{x}(t_i))$ à chaque instant d'observation. Le calcul du terme J_o nécessite l'intégration du modèle d'évolution de t_0 à t_N. Le vecteur d'état $\mathbf{x}$ est ainsi propagé par le modèle numérique $M_{0\to N}$ de t_0 à t_N où N est le nombre de pas de temps de l'intégration du modèle à l'intérieur d'un cycle d'assimilation. L'état optimal x_a, qui minimise la fonction coût J, est obtenu quand le gradient de cette fonction est nulle.

Le terme d'ébauche de la fonction coût peut être évalué directement pour tout état de la variable d'état $\mathbf{x}$. L'évaluation du terme lié aux observations J_o est, par contre, plus ardue. Chaque évaluation de J_o requiert l'intégration du modèle sur la fenêtre d'assimilation. Le gradient de la fonction coût ∇J peut être estimé de manière très efficace par la méthode adjointe.

Le 4D-Var permet donc d'ajouter la connaissance de l'évolution du système comme information pour l'analyse. Cette propriété constitue un avantage considérable par rapport aux autres systèmes d'assimilation, notamment pour l'assimilation des observations satellitaires qui ont une distribution temporelle très hétérogène. De plus, le 4D-Var permet de linéariser $\mathcal{H}$ plus finement et à l'heure des observations, autorisant ainsi l'utilisation avancée d'observations pour lesquelles $\mathcal{H}$ est plus fortement non linéaire. Les améliorations ainsi apportées, conjuguées au fort développement des moyens de calculs, font que le 4D-Var, en dépit de ses coûts de calcul importants, est venu remplacer le 3D-Var dans les modèles globaux de prévision du CEPMMT en 1997 et de Météo-France en 2000, puis ailleurs dans le monde.

2.2.4 Le modèle ARPEGE

2.2.4.1 Présentation du modèle

ARPEGE (Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle) est le modèle global de prévision numérique du temps à Météo-France utilisé opérationnellement depuis le début des années 1990 ([Courtier *et al.*, 1991]). Il permet de prévoir l'évolution temporelle des principaux champs météorologiques grâce à la résolution des équations primitives qui régissent l'atmosphère. Il fait partie intégrante du logiciel ARPEGE-IFS (Integrated Forecasting System) conçu, développé et maintenu en coopération avec le CEPMMT. Avec une nouvelle version tous les ans environ,

ce code est en constante évolution afin d'exploiter au mieux la puissance des supercalculateurs, assimiler les données des nouveaux systèmes d'observation et améliorer les composantes du modèle de prévision. Ce modèle couvre l'ensemble du globe avec une maille de 10 km sur la France et de 60 km aux antipodes. Sa résolution verticale est de 70 niveaux, avec un premier niveau à 17 m au dessus de la surface et un niveau supérieur à 70 km environ. ARPEGE fournit quatre prévisions par jour réalisées à 0, 6, 12 et 18h UTC. Ces prévisions servent de conditions aux limites latérales aux modèles de prévision à aire-limitée à plus fine résolution AROME (Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Echelle) et ALADIN (Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNational).

Les conditions initiales du modèle ARPEGE sont déterminées par une assimilation variationnelle quadri-dimensionnelle (4D-Var) intégrant une très grande quantité et variété d'observations conventionnelles et issues de la télédétection.

Les variables pronostiques du modèle pour la partie atmosphérique sont les composantes horizontales du vent, la pression de surface, la température, les humidités spécifiques de la vapeur d'eau et de quatre catégories d'hydrométéores (gouttelettes liquides, cristaux de glace, pluie, neige) et l'énergie cinétique turbulente. Plusieurs variables pronostiques caractérisent les conditions de surface et du sol superficiel (températures, contenus en eau liquide et solide, etc.). La partie physique du modèle permet d'évaluer l'ensemble des processus qui jouent un rôle significatif dans l'évolution de l'état du fluide atmosphérique. Elle est traitée en point de grille. Elle comprend une paramétrisation sur la thermodynamique, le rayonnement, la couche limite de surface et les échanges verticaux, les ondes de relief, les précipitations résolues par le modèle et les précipitations sous-mailles, la modélisation du sol, l'interface océan-atmosphère, l'orographie et les nuages.

2.2.4.2 L'analyse de surface

Les variables du sol (contenu en vapeur d'eau et température du sol) influencent de façon significative les prévisions numériques du temps pour les courtes et moyennes échéances. Leur initialisation reste cependant assez simple par rapport à celle des variables atmosphériques. Un schéma d'analyse de surface a été développé pour le schéma de surface terrestre ISBA ([Noilhan et Planton, 1989]), qui est utilisé dans les modèles de PNT de Météo-France pour décrire la température, l'humidité, et les échanges de quantité de mouvement entre les surfaces continentales et la couche limite de surface. Le schéma d'analyse de surface opérationnel est décrit dans [Giard et Bazile, 2000]. Dans ce schéma, on calcule l'analyse en corrigeant l'ébauche par un incrément issu d'une analyse de température et d'humidité à 2 mètres. L'analyse des températures de surface T_s et dans le sol T_2 sur les continents s'écrit :

$$T_s^a = T_s^b + \mu(T_{2m}^a - T_{2m}^b) \qquad (2.13)$$
$$T_2^a = T_2^b + \nu(T_{2m}^a - T_{2m}^b)$$

où a et b indiquent respectivement les analyses et les ébauches, T_{2m} la température à 2 mètres, μ et ν sont respectivement des constantes fixées à 1 et $\frac{1}{2\Pi}$ ([Coiffier *et al.*, 1987]). La température à 2 mètres analysée est générée par un système d'interpolation optimale, CANARI (Code d'Analyse Nécessaire à ARPEGE pour ses Rejets et son Initialisation, [Taillefer, 2002]) qui spatialise les observations provenant, sur terre, du réseau global d'observations en surface (SYNOP). La température de surface analysée est donc calculée à partir de la température de surface prévue par le schéma ISBA et de l'incrément d'analyse CANARI de température à 2 mètres.

Finalement, la température de surface analysée utilise uniquement des observations de température atmosphérique à 2 m au-dessus des continents pour corriger la prévision du modèle ARPEGE. Ce schéma d'analyse peut donc conduire à des estimations peu précises de la température de surface, d'autant plus que la couverture des observations de surface n'est pas homogène sur le globe.

2.2.4.3 Les observations utilisées

Pour initialiser le modèle, il est nécessaire de rassembler toutes les observations disponibles à travers le monde autour d'un instant t, et de combiner l'ensemble de ces informations afin de construire un état de l'atmosphère qui fournira l'état initial de la PNT. Les observations utilisées par le modèle ARPEGE sont des données conventionnelles et des données satellitaires. Elles sont de natures variées comme on peut le voir sur la figure 2.10.

Il existe différents types d'observations conventionnelles. Certaines fournissent des données de surface provenant de stations synoptiques (SYNOP) et de bouées, et comprenant des mesures de pression, de vent, de température, de température de la surface de la mer ou d'humidité en surface. Les radiosondages (TEMP) et les bateaux (SHIP) mesurent des profils atmosphériques (température, humidité, géopotentiel, vent). Les avions de ligne fournissent des informations relatives aux températures et aux vents à leur niveau de vol et lors des décollages/atterrissages. Des capteurs (profileurs) positionnés en divers endroits (PILOT/PRF) permettent également d'enregistrer des profils de vents. Des stations terrestres réceptionnant le signal GPS (GPS sol) fournissent des données sur l'humidité intégrée de l'atmosphère.

Les données satellitaires permettent quant à elles d'avoir une couverture globale de la Terre. Elles sont utilisées de façon importante et fournissent :

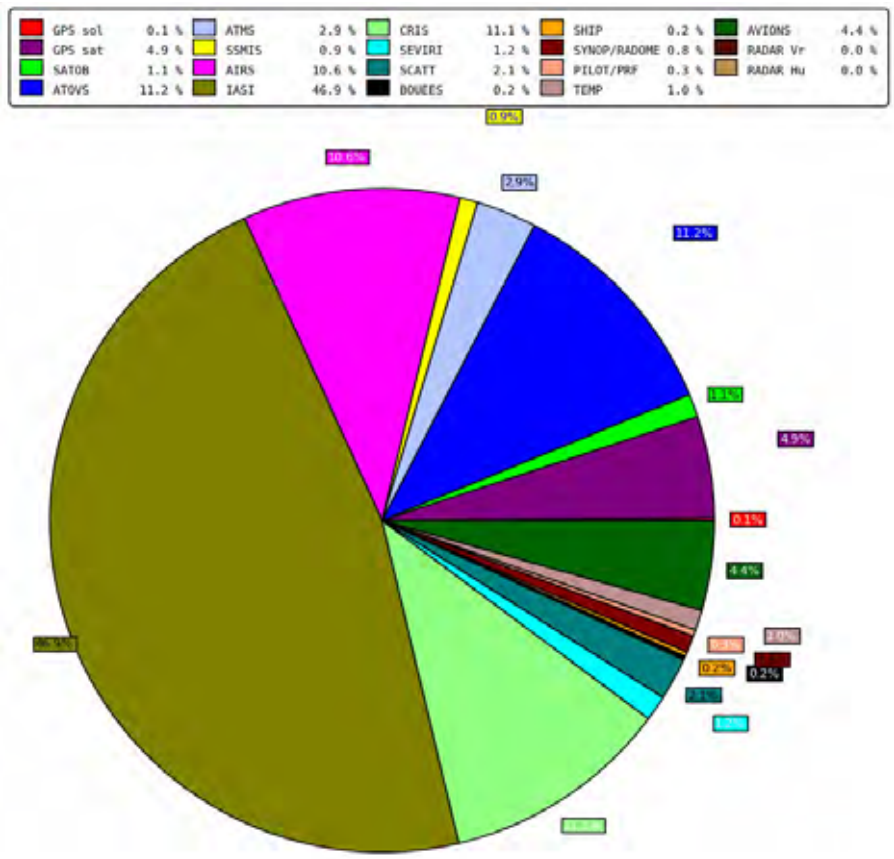


FIGURE 2.10 – Proportions du nombre d'observations utilisées par type d'observation pour juillet 2013 dans ARPEGE. Cumul mensuel du nombre d'observations utilisées pour cette période : 554 152 865.

- les vents calculés à partir des images provenant des satellites géostationnaires et défilants (SATOB),
- des données quasi brutes issues des sondeurs ou imageurs (ATOVS, AIRS, IASI, SSMI/S, SEVIRI et CRIS),
- les vents à la surface des océans reconstitués grâce aux diffusiomètres (SCATT) embarqués sur les satellites défilants,
- des données de température et d'humidité dans la haute troposphère et stratosphère obtenues par radio-occulation du signal GPS (GPS sat).

La figure 2.10 représente la proportion du nombre d'observations utilisées par type d'observation pour le mois de juillet 2013 dans le modèle global ARPEGE. On constate que, pour cette période, les observations satellitaires représentent 93 % des observations utilisées (seulement 7 % sont des observations conventionnelles). 80.7 % des observations assimilées proviennent des satellites défilants (ATOVS, SSMI/S, AIRS, IASI, CRIS) tandis que IASI fournit à lui seul

46.9 % des observations.

2.2.5 Le contrôle des données

Nous allons nous intéresser ici uniquement aux températures de brillance. Les modèles atmosphériques sont très sensibles aux conditions initiales. Ainsi, en amont du processus d'assimilation, un certain nombre d'étapes préparatoires sont mises en œuvre afin d'identifier la qualité des observations et les principales sources d'incertitudes qui leur sont associées. Dans un premier temps, les observations "de bonne qualité" sont sélectionnées à partir des simulations de température de brillance (Tb) de l'ébauche. Leur contribution potentielle dans l'analyse dépend de l'estimation de leurs erreurs. Les hypothèses associées aux systèmes d'assimilation variationnelle doivent également être respectées : les erreurs d'observation doivent être non biaisées et décorrélées de celles de l'ébauche.

2.2.5.1 Le monitoring

Dans un premier temps, les statistiques de différences entre la Tb observée (vecteur $\mathbf{y}$) et son équivalent modèle ou ébauche ($\mathcal{H}(\mathbf{x}_b)$) sont estimées. Lors de l'introduction de nouvelles observations satellitaires, le suivi temporel de l'écart à l'ébauche (c'est-à-dire l'innovation) est une étape essentielle. À travers la phase de monitoring, une estimation a priori des caractéristiques des erreurs est réalisée afin de mieux assimiler les données. Ces erreurs peuvent provenir de processus physiques mal représentés dans le modèle (présence de nuages, etc.), de l'intrument de mesure lui-même (dérive orbitale du satellite, défauts de calibration, etc.), du modèle de transfert radiatif (performances de l'opérateur d'observations, mauvaise estimation des paramètres de surface, etc.). Il n'est pas toujours évident de distinguer ces différentes sources d'erreurs. L'outil de monitoring assure un suivi quotidien réseau par réseau des observations satellitaires. Les statistiques des écarts entre observations et modèle sont calculées par canal, par classe de couverture nuageuse (ciel clair ou nuageux) ou suivant le type de surface. Ce suivi permet de mettre en place une correction de biais qui sera appliquée au moment de l'analyse.

2.2.5.2 La correction de biais

L'assimilation de données repose sur l'hypothèse que ses sources d'information ne sont pas biaisées. En effet, une observation biaisée peut rendre l'analyse sous-optimale et ainsi endommager le schéma d'assimilation de données et à terme la qualité du système de PNT. Ces biais peuvent être dus à des dérives lentes du modèle qui s'accumulent lorsqu'il n'y a pas suffisamment d'observations pour le contrôler, des dérives du capteur, des erreurs de mesure provoquant une dérive des analyses, ainsi qu'à des erreurs systématiques dans les simulations

du RTM (spectroscopie, variables statiques...). Il n'est pas toujours facile de décider si un biais provient des ébauches ou des observations, cette méthode peut donc contribuer à corriger une partie de l'erreur modèle. La qualité de la correction de biais est essentielle car elle peut faire la différence entre un réseau d'observations utile ou au contraire nuisible à la qualité des analyses.

Méthode statique. Le schéma de correction statique est basé sur la méthode décrite par [Eyre, 1992] et [Harris et Kelly, 2001]. La paramétrisation statique utilisée pour modéliser les biais des observations est une régression linéaire multiple basée sur N prédicteurs $p_i(\mathbf{x})$ avec leurs coefficients β_i associés :

$$b = \sum_{i=0}^{N} (\beta_i p_i(\mathbf{x})) \tag{2.14}$$

L'utilisation de prédicteurs issus du modèle (et non des radiances observées) permet de corriger les données observées. Les prédicteurs utilisés sont les suivants :

- une constante pour chaque canal (offset),
- des prédicteurs de masse d'air variant géographiquement en fonction de la zone considérée,
- une correction en fonction de l'angle de visée,
- des paramètres de surface.

La correction de biais étant appliquée aux innovations, on peut écrire l'opérateur d'observation sous la forme :

$$H(\mathbf{x}, \beta) = H(\mathbf{x}) + \sum_{i=0}^{N} (\beta_i p_i(\mathbf{x})) \tag{2.15}$$

L'apprentissage de la correction de biais consiste à déterminer le vecteur des coefficients β permettant de minimiser l'écart entre l'ébauche et les observations. On cherche alors à minimiser la fonction coût :

$$J(\beta) = \frac{1}{2}[\mathbf{y} - H(\mathbf{x}, \beta)]^T [\mathbf{y} - H(\mathbf{x}, \beta)] \tag{2.16}$$

Le vecteur β optimal est calculé pour un jeu d'observations supposées représentatives du véritable biais. Le vecteur d'état $\mathbf{x}$ correspond à l'ébauche $\mathbf{x}_b$ provenant d'une expérience de contrôle. Les coefficients sont ensuite fixés et appliqués dans toutes les analyses successives. Les coefficients des prédicteurs doivent être recalculés fréquemment afin de capter une dérive potentielle du biais. Cependant une correction rapide est impossible du fait de la longue période d'apprentissage. Cette méthode est difficile à appliquer dans le cas des sondeurs hyperspectraux (tels que AIRS et IASI) qui produisent une quantité importante d'information. La méthode statique a longtemps été utilisée dans le modèle ARPEGE avant d'être remplacée par une méthode adaptative, touefois elle reste utilisée dans d'autres centres de prévision.

La correction de biais variationnelle. Les méthodes variationnelles permettent de faire varier automatiquement la correction de biais pour chaque nouvelle analyse. Le choix des prédicteurs dans leur forme paramétrique est le même que pour la correction de biais statique. À Météo-France, le schéma de correction de biais variationnel VarBC ([Auligné *et al.*, 2007]) est utilisé pour corriger les biais systématiques dans la chaîne opérationnelle d'ARPEGE depuis 2008. Il cherche à minimiser les innovations systématiques des radiances tout en préservant les écarts entre l'ébauche et les autres observations dans le système d'analyse. Pour cela, les coefficients de régression sont intégrés dans le vecteur de contrôle de l'analyse variationnelle de manière à ce qu'ils soient ajustés en même temps que les autres variables de l'analyse à partir des informations disponibles. Cet ajustement est optimal s'il respecte les incertitudes à la fois sur les observations et sur l'ébauche. Dans le cas du VarBC, la fonction coût est minimisée par rapport à l'état du modèle de PNT, $\mathbf{x}$, mais également par rapport aux coefficients de biais β :

$$J(\mathbf{x},\beta) = \frac{1}{2}[\mathbf{y} - H(\mathbf{x},\beta)]^T \mathbf{R}^{-1}[\mathbf{y} - H(\mathbf{x},\beta)] + \frac{1}{2}(\beta - \beta_b)^T \mathbf{B}_\beta^{-1}(\beta - \beta_b) + \frac{1}{2}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b)^T \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b) \tag{2.17}$$

où $\mathbf{B}_\beta$ est la matrice de covariance d'erreurs des coefficients de biais. Cette matrice agit comme un terme de rappel vers l'ébauche. Elle ne caractérise pas une erreur mais plutôt une latence.

2.2.5.3 Le contrôle de qualité

Il est réalisé en amont du processus d'analyse mais après la modélisation statistique des erreurs et la correction de biais. Ce contrôle automatique vise à détecter puis rejeter les observations pouvant dégrader le système d'assimilation. Il conserve uniquement les observations supposées de bonne qualité, c'est-à-dire non biaisées et étant relativement proches du modèle. En effet, les modèles atmosphériques sont très sensibles aux conditions initiales et l'assimilation d'observations trop différentes de l'ébauche (qu'elles soient fausses ou non) peut avoir un impact important sur la prévision. On définit alors un seuil de rejet à partir duquel on considère que l'écart entre les observations et le modèle est trop important. Ce seuil de rejet dépend des covariances d'erreurs d'observation et d'ébauche puisque c'est un multiple de la combinaison de leurs écarts-types respectifs :

$$|\mathbf{y} - H(\mathbf{x}_b,\beta)| \leq \lambda\sqrt{\sigma_b^2 + \sigma_o^2}, \tag{2.18}$$

où λ est une constante fixée empiriquement pour chaque type d'observation, et σ_o et σ_b sont les écarts-types des erreurs d'observation et d'ébauche. Ce contrôle de qualité élimine uniquement les données grossièrement erronnées, telles que les observations infrarouges contaminées par les nuages et qui passent au travers du filtre nuageux, ou les cas où la Ts de l'ébauche (et

l'emissivité supposée) est trop fausse.

2.2.6 Étapes de l'assimilation de données des sondeurs hyperspectraux

Un certain nombre d'étapes supplémentaires doivent être considérées pour l'assimilation de données des sondeurs hyperspectraux. Ces sondeurs permettent d'étudier l'atmosphère avec une meilleure résolution que les autres sondeurs mais ils fournissent un volume considérable d'informations. Il est alors nécessaire de compresser et sélectionner l'information qui va être utilisée. De plus, les nuages présentent une grande opacité au rayonnement infrarouge thermique (contrairement aux données micro-ondes qui traversent les nuages). Il est donc important de prendre en compte un schéma de détection nuageuse.

2.2.6.1 La sélection d'information en vue de l'assimilation

L'échantillonnage des observations. L'échantillonnage des observations satellitaires consiste à réduire leur densité horizontale afin de diminuer les coûts de calcul mais également d'optimiser leur utilisation dans les systèmes d'assimilation. [Liu et Rabier, 2002] ont montré qu'il existe un seuil en-dessous duquel la résolution de l'observation n'apporte plus (ou très peu) d'information dans un système d'assimilation. Si ces corrélations ne sont pas bien représentées, alors elles peuvent même dégrader l'analyse. [Bormann et Bauer, 2010] ont montré que les erreurs d'observation sont plus fortement corrélées horizontalement sur terre que sur mer pour les canaux sensibles à la surface des observations ATOVS. Pour compenser l'impact de la corrélation d'erreur d'observations, on peut augmenter de manière empirique l'écart-type d'erreur d'observation ([Liu et Rabier, 2002]).

L'écrémage des observations consiste à ne sélectionner qu'un seul pixel par boîte géographique d'une taille donnée, en veillant à respecter une distance minimale entre deux points. Différentes méthodes permettent de sélectionner l'observation dans une boîte. Pour IASI, à Météo-France, seules les données fournies par le détecteur 1 (sur les 4 disponibles) sont traitées dans le modèle global ARPEGE, ce détecteur étant le moins bruité ; AROME utilise les données des détecteurs 1 et 3. Toutefois, d'ici 2015, il est prévu d'utiliser les détecteurs 1 et 3 dans ARPEGE et les détecteurs 1 à 4 dans AROME.

La sélection de canaux. À l'heure actuelle, il est impossible d'utiliser toute l'information fournie par les sondeurs infrarouges hyperspectraux qui possèdent des milliers de canaux. L'utilisation de toutes ces données entraînerait des coûts importants en temps de calcul et

en stockage, et l'information pourrait être redondante du fait des corrélations inter-canaux. La sélection de canaux consiste à réduire le nombre de canaux à assimiler dans les modèles de prévision numérique. Différentes techniques basées sur la théorie de l'estimation linéaire optimale ([Rodgers, 1996]) ont été utilisées pour IASI et AIRS ([Rabier *et al.*, 2002], [Fourrié et Thépaut, 2003]). La sélection adaptative, fournie par une méthode itérative, sélectionne séquentiellement les canaux ayant le plus fort contenu en information. Pour IASI, [Collard, 2007] a réalisé une sélection constante de 300 canaux pour la PNT, à laquelle le CNES a rajouté 14 canaux IASI destinés au monitoring. Cette sélection de 314 canaux est représentée sur la figure 2.11. De plus, les composantes principales sont certainement une voie d'avenir pour exploiter plus d'information.

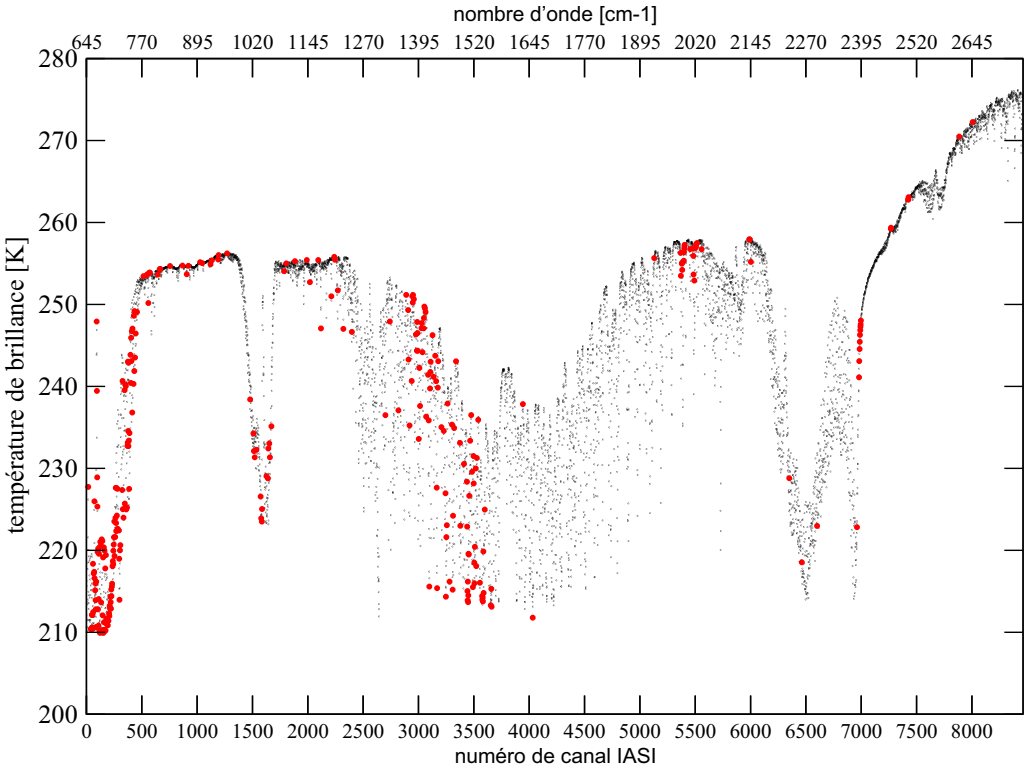


FIGURE 2.11 – Localisation de la sélection des 314 canaux (en rouge) sur le spectre IASI.

Dans les modèles de PNT, un certain nombre de canaux sont rejetés a priori pour IASI car leur assimilation n'est pas possible dans l'état actuel du système d'analyse. Il s'agit des canaux de courte longueur d'onde, inférieure à 4.46 microns (canaux au delà du 6463), car ils sont contaminés par la réflexion solaire le jour et ne vérifient pas l'équilibre thermodynamique local utilisé dans le modèle de transfert radiatif. Actuellement, les canaux IASI sensibles à la surface ne sont pas assimilés opérationnellement au-dessus des continents mais les travaux de cette thèse pourraient permettre d'en utiliser. Les canaux sensibles au toit du modèle (niveau

supérieur du modèle situé à 70 km environ) ne sont pas utilisés car l'écart à l'ébauche est difficile à évaluer et une partie de leur sensibilité n'est pas décrite dans le modèle (sensibilité au-dessus du toit du modèle). Les profils des espèces chimiques étant soit non décrits, soit mal décrits dans les modèles de PNT, les canaux sensibles à ces espèces ne sont pas assimilés.

2.2.6.2 La détection nuageuse

Parmi le volume considérable d'observations satellitaires disponibles, peu sont assimilées en opérationnel. Cela provient, en autres, du fait que les radiances affectées par les nuages sont rejetées au cours du processus d'assimilation. Les caractéristiques des nuages (position, épaisseur, comportement radiatif, etc.) sont en effet souvent trop mal connues pour permettre une simulation performante des équivalents modèle associés à des observations satellitaires nuageuses. Il y a également une limitation dans les RTM. À Météo-France et au CEPMMT, la présence et la position d'un nuage sur la verticale sont déterminées d'après la méthode développée par [McNally et Watts, 2003], appelée par la suite méthode du "cloud detect". Au lieu de chercher à localiser les pixels clairs, ce schéma identifie, pour un spectre observé, les canaux non contaminés par les nuages. La méthode du cloud detect consiste à analyser les innovations corrigées du biais pour un ensemble de canaux sondant l'atmosphère à différents niveaux verticaux. Les observations, qu'elles soient claires ou nuageuses, sont donc comparées à leur équivalent modèle (corrigé du biais) calculé en ciel clair. Si ces grandeurs sont proches alors il est conclu que les canaux ne sont pas contaminés par la présence d'un nuage. Les canaux pour lesquels l'innovation est trop importante indiquent la position des nuages. Les canaux contaminés par les nuages sont alors écartés de l'assimilation. Ainsi, pour un pixel donné, si la totalité des canaux du profil sont clairs, le pixel est considéré comme clair, sinon la présence d'un nuage est signalé. Cette méthode permet une bonne détection des canaux nuageux. Cependant l'identification des canaux clairs situés dans la fenêtre atmosphérique reste un problème tant que les paramètres de surface (émissivité et température de surface) ne sont pas réalistes.

Pour les radiance nuageuses, [Pangaud *et al.*, 2009] ont développé un schéma d'assimilation (appliqué à AIRS sur mer dans ARPEGE) utilisant l'information conjointe des schémas issus du CEPMMT et du CO2-Slicing ([Menzel *et al.*, 1983]). Le CO2-Slicing calcule d'abord les paramètres nuageux (pression de sommet du nuage et fraction nuageuse effective), puis, si un nuage est détecté, ces paramètres sont fournis au modèle de transfert radiatif afin de simuler les radiances contaminées par les nuages. En parallèle, le schéma du cloud detect identifie les canaux contaminés par les nuages au sein du pixel nuageux. Les canaux dont la pression de sommet du nuage est comprise entre 950 et 600 hPa sont assimilés sur mer, en plus des canaux clairs. Cette méthode a ensuite été adaptée à IASI ([Guidard *et al.*, 2011]).

2.3 Conclusion

Ce chapitre a permis de montrer l'intérêt des observations satellitaires pour la PNT et la façon dont elles sont utilisées à Météo-France. Les différentes sources d'incertitudes relatives à l'assimilation des données satellites sur terre ont également été mises en évidence. La plupart des centres de PNT préfèrent ne pas assimiler les observations très sensibles à la surface sur les continents. Les températures de brillance simulées sont généralement trop éloignées de ces observations, ce qui peut conduire à une dégradation des analyses et des prévisions atmosphériques. L'incertitude sur l'émissivité et la température de surface influence la qualité des simulations de températures de brillance. [Karbou *et al.*, 2006] (dans les domaine des micro-ondes avec AMSU) et [Guedj *et al.*, 2011] (dans l'infrarouge avec SEVIRI) ont montré qu'une bonne estimation de ces paramètres de surface permet d'améliorer l'assimilation des observations de ces instruments sur les surfaces continentales. Cette thèse s'attache à réaliser un travail similaire avec IASI. Cependant la variabilité des paramètres des surface est difficile à modéliser. La résolution des modèles et des observations utilisées opérationnellement est insuffisante pour représenter les hétérogénéités des surfaces continentales. La partie suivante présente les différentes méthodes de restitution de l'émissivité et de la température de surface qui existent dans la littérature.

Chapitre 3

L'importance d'une bonne estimation des paramètres de surface sur les continents

Sommaire

3.1 Introduction . . . 44

3.2 Pourquoi est-il essentiel de bien connaître les paramètres de surface sur les continents ? . . . 45

3.2.1 Une émissivité réaliste pour une bonne estimation de la température de surface . . . 45

3.2.2 Pour améliorer les modèles de prévision numérique du temps . . . 45

3.3 L'émissivité de surface . . . 48

3.3.1 La difficulté de l'estimation de l'émissivité . . . 48

3.3.2 Les méthodes de restitution de l'émissivité . . . 49

3.3.2.1 Les méthodes relatives . . . 49

3.3.2.2 Les méthodes avec hypothèses a priori sur les inconnues . . . 50

3.3.2.3 Les méthodes semi-empiriques . . . 51

3.3.2.4 Les méthodes multi-temporelles . . . 52

3.3.2.5 Les méthodes de régression . . . 53

3.3.2.6 Conclusion . . . 54

3.4 La température de surface . . . 54

3.4.1 Les méthodes de restitution de la température de surface avec une émissivité connue . . . 55

3.4.1.1 La méthode mono-canal . . . 55

3.4.1.2 La méthode multi-canal . . . 57

3.4.1.3 La méthode multi-angulaire . . . 60

3.4.2 Les méthodes de restitution de la température de surface avec une émissivité inconnue . . . 62

3.4.2.1 Les méthodes de restitution simultanée de la Ts et de l'émissivité de surface avec des conditions atmosphériques connues . . . 62

3.4.2.2 Les méthodes de restitution simultanée de la Ts, de l'émissivité de surface et des profils atmosphériques 66
3.5 Conclusion 67

3.1 Introduction

L'utilisation de la télédétection infrarouge permet de caractériser les surfaces continentales au travers de deux paramètres : l'émissivité spectrale et la température de surface. L'émissivité spectrale est une propriété intrinsèque de la surface émettrice qui dépend à la fois de sa composition, de sa texture et de son contenu en eau alors que la température de surface est une variable thermodynamique qui dépend principalement des conditions d'insolation, de la composition et de la dynamique de la couche limite atmosphérique.

De plus, à partir des données IASI des 5 dernières années, [Zhou *et al.*, 2013] ont mis en évidence les variations saisonnières et interannuelles de ces paramètres de surface à travers le développement d'une climatologie globale mensuelle d'émissivité et de température de surface infrarouges depuis 2007 et avec une résolution spatiale de 0.5x0.5 °. L'émissivité continentale restituée à partir des données infrarouges s'est révélée dépendre des conditions météorologiques à la surface ainsi que des conditions climatiques. En plus de fournir l'opportunité de restituer l'émissivité spectrale, les mesures IASI ont également permis d'observer ses variations temporelles. L'émissivité restituée montre une variation temporelle lorsque la surface et/ou les conditions météorologiques de surface changent. La variation mensuelle de l'émissivité est évidente et peut être significative dans les endroits tels que les déserts et les terres nues sans végétation. L'hypothèse d'une émissivité constante sur les continent, utilisée dans de nombreuses études, n'est plus valide avec cette étude.

Une bonne connaissance de l'émissivité et de la température de surface est indispensable d'une part pour obtenir des informations sur la composition des sols et suivre leur évolution dans le temps et d'autre part pour estimer le bilan d'énergie à la surface de la terre. L'émissivité intervient aussi comme condition aux limites lors des processus d'interaction entre la surface et l'atmosphère. Souvent, elle n'est pas bien prise en compte dans les modèles de prévision numérique, induisant du même coup une erreur potentiellement importante dans l'estimation des flux d'énergie à la surface et dans le calcul de la température de surface. De plus, la prise en compte du spectre d'émissivité infrarouge et de la température de surface au-dessus des surfaces continentales permet d'améliorer la détermination des profils atmosphériques de température et de vapeur d'eau ainsi que la détection des aérosols et des nuages.

Il est donc essentiel de bien estimer ces deux paramètres de surface. De nombreux algo-

rithmes ont été développés pour restituer l'émissivité dans l'infrarouge à partir de mesures satellitaires (par exemple [Gillespie *et al.*, 1998], [Seemann *et al.*, 2008], [Wan, 2008], [Hulley *et al.*, 2008], [Hulley et Hook, 2009]). Les restitutions sont, en général, réalisées avec des algorithmes à plusieurs étages qui séparent la température et l'émissivité. Ce chapitre a pour but de présenter les principales méthodes de restitution de l'émissivité de surface et de la température de surface sur les continents développées durant les dernières décennies.

3.2 Pourquoi est-il essentiel de bien connaître les paramètres de surface sur les continents ?

3.2.1 Une émissivité réaliste pour une bonne estimation de la température de surface

En télédétection, l'intérêt porté à l'émissivité est étroitement lié à celui porté à la mesure de la température de surface (Ts) observée. Une bonne connaissance de l'émissivité est indispensable à l'estimation de la Ts. Dans le cas des surfaces continentales, constituées de matériaux qui ne transmettent pas le rayonnement électromagnétique infrarouge, l'énergie incidente qui n'est pas réfléchie est absorbée. Comme dans le cas de l'atmosphère, l'énergie absorbée est ensuite réémise, généralement sous forme de rayonnement. La quantité d'énergie émise est fonction de la température et de l'émissivité du matériau. Les températures de surfaces océaniques peuvent être déterminées grâce aux mesures infrarouges avec une bonne précision puisque l'émissivité de l'eau est assez bien modélisée dans cette gamme ([Masuda *et al.*, 1988], [Sherlock et Saunders, 1999]). Du fait de la forte variabilité spectrale et spatio-temporelle de l'émissivité des surfaces continentales, il n'est pas possible de déterminer la température de surface avec la même précision. [Hulley et Hook, 2009] ont montré qu'une variation de 0.015 en émissivité à 8.6 μm peut engendrer une erreur de 1 K sur la restitution de température de surface pour des matériaux à 300 K.

3.2.2 Pour améliorer les modèles de prévision numérique du temps

Si peu d'observations satellitaires sensibles à la surface sont utilisées au-dessus des continents, c'est en partie parce que les modèles de prévision numérique peinent à représenter de manière réaliste les paramètres qui caractérisent la surface (émissivité et température). Aujourd'hui encore, dans la plupart des modèles de prévision l'émissivité de surface est fixée à 0.98 au-dessus des continents. La forte variabilité spectrale et spatio-temporelle de la Ts et de l'émissivité fait appel à des processus superficiels ayant une échelle plus fine que la maille du

modèle et que la résolution des observations. L'utilisation d'une mauvaise paramétrisation de surface peut conduire au rejet des observations en amont du système d'assimilation. En effet lorsque l'écart entre la température de brillance (Tb) simulée qui correspond à l'état atmosphérique décrit dans l'ébauche et la Tb observée est supérieur à un seuil déterminé, l'observation ne peut pas être assimilée. Ces écarts ont aussi un impact sur la détection nuageuse. Lorsque la valeur de l'innovation pour un canal donné est trop importante, on considère que le canal est contaminé par un nuage.

[Seemann *et al.*, 2008] et [Borbas et Ruston, 2010] ont montré que l'utilisation d'une émissivité réaliste plutôt que d'une émissivité statique a permis d'améliorer les performances des modèles de transfert radiatif pour simuler les températures de brillance dans l'infrarouge. La sensibilité de la Tb simulée à l'émissivité est mise en évidence sur la figure 3.1. Les Tb sont simulées à partir des profils atmosphériques fournis par ARPEGE. Cette figure représente les différences moyennes sur tout le globe entre la Tb simulée avec différentes valeurs constantes d'émissivité et la Tb simulée avec une émissivité égale à 0.98 (comme celle utilisée dans l'opérationnel à Météo-France) en fonction de la sélection des 314 canaux du spectre IASI. L'impact de la variation d'émissivité est particulièrement important dans les bandes sensibles à la surface. En effet, on remarque qu'une variation de plus ou moins 1 % en émissivité entraîne une variation de la Tb pouvant atteindre 0.4 K en valeur absolue dans les bandes de surface comprises entre 770 et 980 cm^{-1} et entre 1080 et 1170 cm^{-1}. Une variation plus faible de 0.2 K est observée dans la bande de surface entre 2420 et 2700 cm^{-1}. Une réduction de l'émissivité de 6 % par rapport à la configuration opérationnelle conduit à une augmentation de la Tb simulée atteignant 2.8 K dans la première bande de surface (entre 770 et 980 cm^{-1}) et 2.5 K dans la seconde bande (entre 1080 et 1170 cm^{-1}).

La figure 3.2 montre la sensibilité de la Tb simulée à la température de surface. Les Tb sont simulées à partir des profils atmosphériques fournis par ARPEGE et avec une émissivité constante égale à 0.98. Cette figure représente les différences entre la Tb simulée en faisant varier la Ts d'ARPEGE d'une constante comprise entre -10 et 10 K et la Tb simulée avec la Ts d'ARPEGE. On constate une relative symétrie dans les différences de Tb pour des variations positives ou négatives de la Ts. Lorsqu'on ajoute 10 K (resp. retranche 10 K) à la Ts de l'ébauche, la différence entre la Tb simulée avec cette Ts et la Tb simulée avec la Ts de l'ébauche vaut en moyenne -8.5 K (resp. 8.5 K) dans les bandes de surface comprises entre 770 et 980 cm^{-1} et entre 1080 et 1170 cm^{-1}. Une variation plus élevée est observée dans la bande de surface entre 2420 et 2700 cm^{-1}. La fenêtre en bande 3 est plus transparente que celle en bande 1, mais elle est aussi plus bruitée. L'impact est également visible, même s'il est plus faible, dans les bandes sensibles à la surface et pour des nombres d'onde compris entre 1750 et 2250 cm^{-1}.

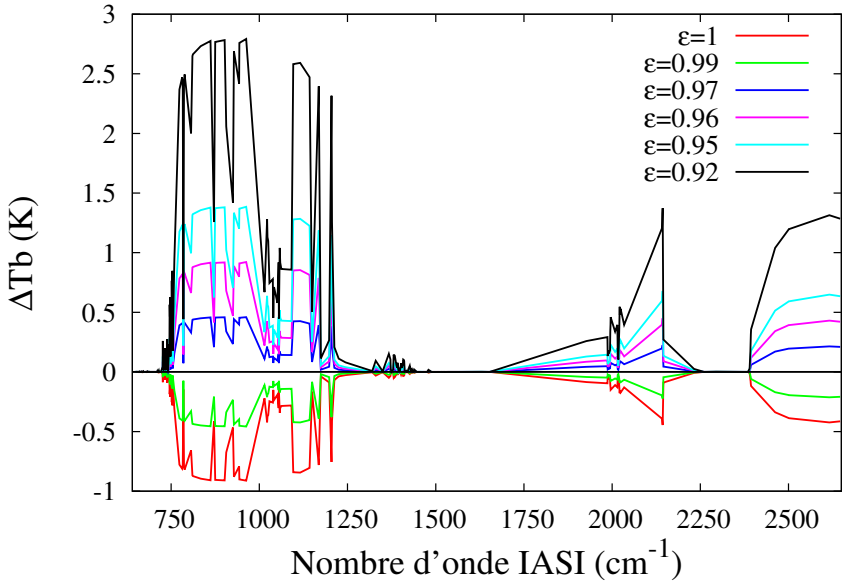


FIGURE 3.1 – Sensibilité de la simulation de Tb à l'émissivité. Les différences moyennes sur tout le globe entre la Tb simulée avec différentes valeurs constantes d'émissivité et celle simulée avec une émissivité égale à 0.98 sont représentées en fonction des nombres d'onde des 314 canaux IASI.

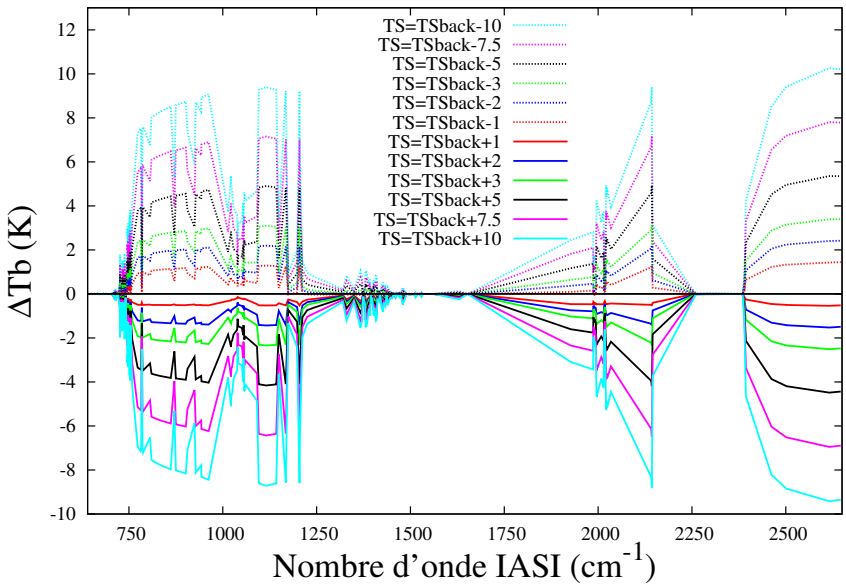


FIGURE 3.2 – Sensibilité de la simulation de Tb à la température de surface. Les différences moyennes sur tout le globe entre la Tb simulée en ajoutant des constantes comprises entre -10 et 10 K à la Ts de l'ébauche et la Tb simulée avec la Ts de l'ébauche sont représentées en fonction des nombres d'onde des 314 canaux IASI.

Cette étude a mis en évidence l'importance de la prise en compte d'une émissivité et d'une Ts précises pour la simulation des Tb. De plus, une mauvaise estimation de la Ts a plus d'impact sur les simulations de Tb qu'une mauvaise estimation de l'émissivité. La Ts semble donc être le paramètre qu'il faut estimer avec le plus de précision. Il est donc raisonnable d'estimer d'abord l'émissivité et de calculer ensuite la Ts.

3.3 L'émissivité de surface

L'émissivité est une propriété optique caractérisant la capacité d'un corps à émettre un rayonnement. La majorité des milieux naturels ne se comporte pas comme des corps noirs. De ce fait, l'émission thermique d'un corps naturel ne suit pas la loi de Planck. Le rayonnement émis par une surface réelle est donc différent (et moins efficace) que le rayonnement émis par un corps noir à la même température.

3.3.1 La difficulté de l'estimation de l'émissivité

Des modèles d'émissivité précis sont importants pour interpréter les observations satellitaires. Au-dessus des océans, l'émissivité infrarouge est comprise entre 0.96 et 1 et dépend principalement de la rugosité de la surface, et donc du vent, de la salinité et de l'angle de visée. Sa variabilité spatio-temporelle est aussi beaucoup plus faible qu'au-dessus des continents. Les modèles paramétriques d'émissivité infrarouge des océans sont suffisamment performants pour les applications météorologiques ([Masuda *et al.*, 1988], [Sherlock et Saunders, 1999], [Hong *et al.*, 2010]). L'émissivité des surfaces continentales varie de façon complexe dans le temps, dans l'espace et selon les longueurs d'onde, elle dépend de la rugosité de la surface, de l'humidité du sol, du couvert végétal, de l'angle de visée ([Francois *et al.*, 1997]), et des conditions météorologiques (telles que la formation de rosée ou de gel, l'évaporation, les précipitations et chutes de neige). De plus, la distribution géographique de la dynamique de tous ces paramètres est difficile à connaître. Par exemple, [Gobron *et al.*, 1997] ont développé un modèle pour évaluer la diffusion de la lumière par la végétation, [Jacquemoud et Baret, 1990] ont, quant à eux, développé un modèle de transfert radiatif qui représente les propriétés optiques des feuilles. Cependant, certaines hypothèses limitent la précision de ces modèles.

L'un des problèmes de la restitution d'émissivité provient du couplage de l'émissivité et de la température de surface dans la radiance mesurée. Il s'agit du problème nommé séparation émissivité-température ([Gillespie *et al.*, 1999], [Schmugge *et al.*, 2002], [Salisbury et D'Aria, 1992], [Cuenca et Sobrino, 2004], [Barducci *et al.*, 2012]). Il consiste à résoudre un système d'équations sous-déterminé, à N équations construites à partir des mesures de radiance aux N nombres d'onde, et N+1 inconnues que sont les N émissivités spectrales et la tempéra-

ture de surface. Les solutions sont alors soit d'éliminer une inconnue ou d'ajouter une équation, soit d'identifier des corrélations entre l'émissivité et des variables accessibles par télédétection. Ainsi, le problème de la restitution d'émissivité à partir d'observations infrarouges peut être résolu en réduisant la dimension de l'émissivité. Il a été démontré ([Li *et al.*, 2007], [Zhou *et al.*, 2008], [Zhou *et al.*, 2011]) que les premières composantes principales du spectre d'émissivité de surface sont représentatives de l'information contenue dans ce spectre. Cette technique a été utilisée avec succès pour construire des cartes globales d'émissivité de surface à partir des observations AIRS et IASI.

3.3.2 Les méthodes de restitution de l'émissivité

La radiance observée est très sensible aux variations de l'émissivité spectrale ou de la température de surface. Jusqu'à présent, on a souvent retrouvé un de ces deux paramètres en supposant l'autre connu ([Gillespie *et al.*, 1999], [Prata, 1993], [Prata *et al.*, 1995], [Kealy et Gabell, 1993], [Hook *et al.*, 1992], [Wan et Dozier, 1989], [Watson, 1992a], [Watson, 1992b]). Ainsi, une grande partie des méthodes disponibles actuellement repose plus ou moins sur une idée commune : l'émissivité est déterminée soit à partir de l'équation de transfert radiatif en ayant préalablement calculé une température de surface réaliste, soit en construisant d'importantes banques de données d'émissivité spectrales à partir de mesures en laboratoire (par exemple [Salisbury *et al.*, 1994] et [Mitraka *et al.*, 2012] ont utilisé la base de données ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer)).

Toutefois ces méthodes sont peu précises et très restrictives compte tenu des hypothèses qui sont faites. Ainsi, plusieurs méthodes ont été développées pour restituer l'émissivité de surface dans le domaine de l'infrarouge thermique. Les techniques de séparation de l'émissivité et de la température exposées considèrent quasi systématiquement une surface observée lambertienne. Quelques-unes de ces méthodes sont présentées ci-dessous.

3.3.2.1 Les méthodes relatives

Certaines méthodes ne fournissent que des émissivités relatives en extrayant du système à N équations et N+1 inconnues un sous-sytème à N-1 équations et N inconnues, indépendant de la température. En simplifiant la modélisation de la radiance en entrée du capteur, il est possible d'éliminer la température du système d'équations. En général, ces hypothèses peuvent être appliquées sur un domaine spectral restreint et pour des matériaux très émissifs. Ces méthodes donnent accès à des rapports d'émissivité relativement à un canal pivot donné.

C'est le cas de la méthode des TISI (Temperature-Independant Spectral Indices) qui calcule des émissivités relatives à partir de températures de brillance ([Becker et Li, 1990a]). Cette méthode est basée sur l'approximation de la loi de Planck. Elle permet d'estimer un rapport

d'émissivités entre deux canaux à partir de mesures satellites. Le TISI est dépendant de la bande spectrale utilisée et fournit uniquement la forme spectrale de l'émissivité. Nous verrons par la suite qu'une variante de cette méthode, le TISI jour/nuit (partie 3.3.2.4), permet de retrouver une émissivité absolue.

La méthode du ratio spectral proposée par [Watson, 1992a] pour le scanner expérimental mutispectral aéroporté TIMS (Thermal Infrared Multispectral Scanner) donne également accès à des émissivités relatives. Elle est basée sur le principe que, même si les radiances spectrales sont très sensibles à des petits changements de température, les rapports entre radiances spectrales pour deux canaux voisins ne le sont pas. On peut alors déterminer le rapport d'émissivité avec une précision de 1 % en tolérant une incertitude sur la température de 12.5 K sur le domaine spectral considéré et un écart spectral entre deux canaux successifs inférieur à 0.5 μm.

Ces méthodes sont présentées très rapidement puisqu'elles ne permettent pas de retrouver une valeur d'émissivité mais uniquement une émissivité relative par rapport à un canal pivot. Des spectres relatifs ainsi obtenus, il est possible de distinguer les bandes d'absorption. Ces méthodes sont donc bien adaptées pour toutes les applications d'identification ou de classification. Toutefois, elles ne peuvent pas être utilisées pour répondre à notre problématique de la détermination de la température de surface.

3.3.2.2 Les méthodes avec hypothèses a priori sur les inconnues

Ces méthodes sont très utilisées. Elles permettent de lever l'indétermination du système à résoudre en ajoutant une hypothèse a priori sur les inconnues. En général l'hypothèse restreint l'utilisation des méthodes à un type de matériau. Ces méthodes ont principalement des applications géologiques.

La méthode du canal de référence

Cette méthode a été développée la première fois par [Kahle *et al.*, 1980]. Elle suppose que l'émissivité dans un canal de référence est constante et connue pour tous les pixels étudiés. En considérant cette émissivité et connaissant les paramètres atmosphériques, une approximation de la température de surface peut être restituée à partir de sa radiance mesurée par inversion de l'équation du transfert radiatif, en supposant une réflexion lambertienne et en négligeant la contribution solaire. On peut alors reconstruire le spectre d'émissivité pour les autres canaux.

L'hypothèse d'une émissivité constante dans un canal est très restrictive, mais la méthode fournit des résultats réalistes si on travaille avec des matériaux connus. Cette méthode a été appliquée aux données TIMS (Thermal Infrared Multispectral Scanner), une émissivité de 0.956 a alors été choisie dans le canal à 11.75 μm. Cette valeur a été déterminée d'après l'analyse des mesures en laboratoire d'émissivité d'une vingtaine de roches.

La méthode de normalisation

La méthode de normalisation de l'émissivité a été tout d'abord décrite par [Gillespie, 1986] et utilisée par [Realmuto, 1990] et [Gillespie *et al.*, 1998]. Cette méthode fonctionne à peu près sur le même principe que celle du canal de référence : elle suppose que l'émissivité dans un pixel donné est constante et égale à ε_{max} sur l'intervalle spectral considéré. On obtient ainsi un spectre de température dont la valeur maximale est prise comme température de surface sur terre du pixel. Cette température de surface est ensuite utilisée pour restituer les valeurs d'émissivité pour les autres canaux à partir de l'équation du transfert radiatif, comme dans le cas de la méthode du canal de référence. On en déduit alors le spectre d'émissivité du pixel ([Li *et al.*, 1999]). Cette méthode est une amélioration de la méthode du canal de référence puisque le canal avec le maximum d'émissivité peut varier pour les différents matériaux considérés.

3.3.2.3 Les méthodes semi-empiriques

Certaines méthodes sont basées sur une détermination semi-empirique de l'émissivité à partir de mesures du visible/proche infrarouge. C'est le cas par exemple de la méthode de détermination de l'émissivité basée sur une classification.

Cette méthode suppose que les couvertures terrestres classées similairement ont des émissivités de surface très similaires. L'émissivité peut être attribuée à partir de tables de correspondance basée sur une information conventionnelle de classification du type de sol [Snyder *et al.*, 1998]. Les valeurs d'émissivité de ces classes ont été calculées à partir de modèles de réflectance dont les coefficients découlent de spectres d'émissivité mesurés en laboratoire (tels que ceux de [Salisbury et D'Aria, 1992] et [Salisbury et D'Aria, 1994]). Ces modèles prennent aussi en compte la structure de la surface considérée pour chaque classe. Ainsi, chaque pixel est affecté à une classe d'émissivité en fonction notamment de sa couverture du sol et de la date d'acquisition.

[Snyder *et al.*, 1998] ont développé cette méthode dans le but de construire des bases de données d'émissivité pouvant être utilisées dans un algorithme de split-window (voir section 3.4.1.2) pour la restitution de la température de surface pour l'instrument MODIS dans le cadre du programme EOS (Earth Observing System) de la NASA (National Aeronautics and Space Administration). En utilisant cette méthode, [Snyder *et al.*, 1998] ont montré que les valeurs d'émissivité de 70 % des types de sol peuvent être estimées avec une précision suffisante (environ 0.01), permettant par la suite de restituer la Ts avec une précision de 1 K. Cette méthode est très simple à mettre en place et fournit des émissivités précises pour la restitution de Ts tant que les surfaces terrestres sont bien classées et que l'émissivité de chaque classe est bien connue.

Toutefois lorsqu'un pixel contient plusieurs types de surface, la précision de l'émissivité peut être influencée. Dans ce cas, l'émissivité peut être estimée par combinaison linéaire des émissivités associées à chaque surface. Cette méthode a déjà été appliquée aux données de satellites géostationnaires, telles que celles du satellite météorologique METEOSAT Seconde Génération-1 (MSG) ([Peres et DaCamara, 2005], [Trigo *et al.*, 2008]) et pour les données du satellite GOES (Geostationnary Operational Environmental Satellite) ([Sun et Pinker, 2003]).

La précision de cette méthode peut être réduite par les incertitudes sur l'humidité du sol, le cycle biophysique annuel de la végétation et l'apparition de neige ou de glace. De plus, les classifications basées sur des données du visible/proche infrarouge ne sont généralement pas bien corrélées à l'émissivité dans les canaux de l'infrarouge thermique. Enfin, cette méthode est plus appropriée dans les régions spectrales avec peu de variations en émissivité, par exemple aux alentours de 11 et 12 μm pour la plupart des surfaces terrestres. Les variations de l'émissivité peuvent engendrer des erreurs importantes dans les restitutions d'émissivité.

3.3.2.4 Les méthodes multi-temporelles

Les méthodes multi-temporelles sont basées sur des mesures effectuées sur une même cible à des moments différents. On suppose alors que l'émissivité de la cible reste inchangée entre ces deux instants. Cette hypothèse est vraie la plupart du temps. Toutefois l'émissivité peut être modifiée par les variations d'humidité ou de la couverture végétale de la cible entre les mesures, ou bien également par les variations de température (dans le cas du sable par exemple).

Méthode des TISI jour/nuit

Cette méthode basée sur les TISI a d'abord été proposée par [Becker et Li, 1990a] et [Li et Becker, 1990] pour réaliser une analyse spectrale dans la région de l'infrarouge thermique. Puis, en supposant que le $TISI_{ij}$ (i étant un canal dans l'infrarouge moyen (MIR) et j un canal dans l'infrarouge thermique (TIR)) de jour sans la contribution de l'éclairement solaire est le même que le $TISI_{ij}$ de nuit, [Li et Becker, 1993] et [Li *et al.*, 2000] ont développé une méthode basée sur les TISI jour/nuit appliquée à l'imageur AVHRR. Cette méthode permet tout d'abord de déterminer la réflectance bidirectionnelle par extraction de la réflexion solaire se produisant dans le canal MIR i de jour grâce à l'élimination de la radiance émise de jour dans ce canal par intercomparaison des $TISI_{ij}$ de jour et de nuit. L'émissivité peut alors être estimée en fonction de la réflectance bidirectionnelle déterminée dans le canal MIR en utilisant un facteur de forme angulaire ([Li *et al.*, 2000]), ou un modèle bidirectionnel paramétrique linéaire ([Jacob *et al.*, 2004], [Jiang et Li, 2008]). Finalement, à partir du concept de TISI, les émissivités dans les canaux TIR peuvent être obtenues à partir de l'émissivité du canal MIR et du TISI pour les deux canaux. Une fois que ces émissivités ont été déterminées, elles sont

utilisées pour restituer la Ts par la méthode du split-window (partie 3.4.1.2).

Cette méthode ne nécessite pas d'information a priori sur la surface et peut être appliquée à n'importe quelle surface. Pour pouvoir l'appliquer, les surfaces doivent être observées sous le même angle de visée, de jour et de nuit ([Dash *et al.*, 2005]). Cette méthode convient donc mieux aux satellites géostationnaires. De plus, l'hypothèse d'une émissivité indépendante du temps est raisonnable dans la plupart des situations. L'émissivité peut rester constante pendant plusieurs jours sauf en cas de pluie ou de neige. L'apparition de rosée peut également affecter cette hypothèse.

A ce sujet, [Li *et al.*, 2012] ont mis en évidence les variations diurnes du spectre d'émissivité sur le désert du Sahara pendant la saison sèche et ont restitué l'émissivité de surface à partir des observations SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager). [Masiello *et al.*, 2013] ont fait de même avec les observations IASI. Ils ont montré que l'émissivité de nuit est systématiquement plus grande que celle restituée de jour, ce qui les a conduit à conclure que l'humidité du sol doit subir un cycle journalier avec une baisse vers la mi-journée et un pic la nuit. D'après [Li *et al.*, 2012], il y a deux facteurs majeurs qui affectent les variations diurnes de l'émissivité de surface : la teneur en humidité du sol et la sensibilité de l'émissivité des matériaux de la surface à l'humidité du sol. La teneur en humidité du sol varie géographiquement et temporellement. Il est possible que l'émissivité de surface ait des variations diurnes plus petites pour d'autres types de surfaces continentales, du fait que l'émissivité de ces matériaux de surface est moins sensible aux variations diurnes de l'humidité du sol en comparaison avec un sol sableux. Cette étude a une importance significative pour la communauté des inversions et celle de l'assimilation de données, car elle peut potentiellement permettre d'exploiter plus de données satellites au-dessus des continents si les variations diurnes de l'émissivité de surface sont prises en compte.

3.3.2.5 Les méthodes de régression

De nombreuses méthodes résolvent le problème de la séparation de l'émissivité et de la température par l'utilisation de différents types de régression (linéaires, par réseaux de neurones...) appliquées à de volumineuses bases de données d'émissivité de surface ([Li *et al.*, 2007], [Zhou *et al.*, 2008], [Zhou *et al.*, 2011]). [Zhou *et al.*, 2008] ont développé un modèle de régression de l'émissivité spectrale de surface (ESS) à partir de AIRS et IASI. Les restitutions d'émissivité à partir de AIRS opérationnelles utilisent les régressions d'émissivité de la NOAA comme ébauche pour les restitutions sur les continents. L'approche par régression de la NOAA est basée sur des simulations de radiances claires à partir des prévisions du CEPMMT et d'une base de données d'apprentissage d'émissivité de surface. L'approche par régression est utilisée pour

restituer les coefficients d'émissivité de surface. L'avantage d'utiliser une régression pour les restitutions d'émissivité est la possibilité de capturer directement les variations d'émissivité spectrale de surface à partir des observations satellites et d'éliminer ainsi les étapes intermédiaires où l'on attribue des paramètres à chaque type de couverture terrestre. [Zhou *et al.*, 2011] ont ensuite développé une régression d'ESS améliorée avec une base de données d'apprentissage améliorée. L'émissivité est restituée en utilisant une régression EOF (Empirical Orthogonal Function) linéaire. Cette méthode a été appliquée au sondeur IASI et a été intégré à la chaîne de traitement opérationnelle générant les produits IASI de niveau 2 d'EUMETSAT (ces produits seront détaillés dans le chapitre suivant).

3.3.2.6 Conclusion

Un grand nombre de méthodes permettent de restituer l'émissivité de surface sur les continents dans des contextes variés (étude du climat, géologie, hydrologie, PNT, etc.). Les méthodes relatives ne permettent pas de déterminer une valeur d'émissivité mais seulement un rapport d'émissivité. Les méthodes avec hypothèses a priori sur les inconnues ont des hypothèses fortes qui restreignent souvent leur utilisation à un seul type de matériau, elles sont donc difficilement applicables de manière globale. Les méthodes basées sur une classification sont utilisées dans des zones spectrales avec un faible constraste spectral et sont, de plus, peu adaptées aux canaux de l'infrarouge thermique. Les méthodes multi-temporelles et de régression ont des hypothèses moins contraignantes. Toutefois, les méthodes multi-temporelles sont difficilement intégrables dans un contexte opérationnel en temps réel puisqu'elles utilisent des observations faites à des instants différents. Il semble possible d'intégrer des méthodes de régression dans des modèles opérationnels.

Je n'appliquerai aucune méthode de restitution de l'émissivité dans cette thèse. Toutefois, ces dernières méthodes peuvent fournir des atlas d'émissivité de surface utilisables dans le cadre de la PNT.

3.4 La température de surface

La température de surface sur les continents est un des paramètres les plus importants dans les processus physiques de l'énergie de surface et du bilan hydrologique à des échelles locales et globales. La connaissance de la Ts fournit des informations sur les variations spatiales et temporelles de l'état d'équilibre de la surface et est d'une importance fondamentale dans de nombreuses applications ([Kerr *et al.*, 2004]). Du fait de la forte hétérogénéité des paramètres de surface sur terre, tels que la végétation, la topographie et le sol, la Ts change rapidement dans l'espace et dans le temps ([Prata *et al.*, 1995]). Une caractérisation adéquate de la distri-

bution de Ts et de son évolution temporelle nécessite donc des mesures avec un échantillonnage spatial et temporel détaillé. Avec le développement de la télédétection spatiale, les données satellites offrent la seule possibilité de mesurer la Ts sur tout le globe avec une résolution spatiale et temporelle suffisamment élevée. Une estimation directe de la Ts sur terre à partir du rayonnement émis dans la région spectrale infrarouge thermique est difficile à réaliser avec une bonne précision, puisque les radiances mesurées par les radiomètres à bord des satellites ne dépendent pas seulement des paramètres de surface (température et émissivité) mais aussi des effets atmosphériques ([Li et Becker, 1993], [Prata *et al.*, 1995]). En plus d'une calibration radiométrique et d'une détection nuageuse, la détermination de la Ts à partir de mesures infrarouges thermiques nécessite des corrections atmosphériques et la connaissance de l'émissivité de surface.

3.4.1 Les méthodes de restitution de la température de surface avec une émissivité connue

La température de surface est une variable déterminante pour comprendre les processus physiques décrivant l'état de la surface et des très basses couches de l'atmosphère. La Ts peut être déterminée à partir de la température de brillance mesurée. Il est alors indispensable de bien connaître l'émissivité et d'éliminer au moins partiellement les effets atmosphériques. Au cours des dernières décennies, l'estimation de la Ts sur les continents à partir de mesures infrarouges thermiques a été significativement améliorée. De nombreux d'algorithmes ont été proposés pour traiter les caractéristiques de différents capteurs à bord de différents satellites, en utilisant différentes hypothèses et approximations dans l'équation du transfert radiatif et pour l'estimation de l'émissivité. Ces algorithmes peuvent être regroupés en trois catégories : les méthodes mono-canal, les méthodes multi-canal et les méthodes multi-angulaires qui considèrent que l'émissivité est connue a priori. Si l'émissivité n'est pas connue, alors les algorithmes peuvent être regroupés en 2 types différents : les restitutions simultanées de l'émissivité de surface et de la Ts sur terre avec profils atmosphériques connus ou non. Ces différentes méthodes ont été répertoriées par [Li *et al.*, 2013].

3.4.1.1 La méthode mono-canal

L'approche mono-canal repose sur l'inversion de l'équation du transfert radiatif ([Hook *et al.*, 1992]). Elle utilise la radiance mesurée par l'instrument dans un unique canal choisi dans une fenêtre atmosphérique en la corrigeant de l'atténuation atmosphérique résiduelle et de l'émission. Cette méthode nécessite une connaissance a priori des profils atmospériques. La Ts est alors restituée à partir de la radiance mesurée dans ce canal par inversion du modèle

de transfert radiatif, en supposant que l'émissivité de surface est bien connue ou estimée en avance ([Chedin *et al.*, 1985], [Hook *et al.*, 1992],[Mushkin *et al.*, 2005], [Karbou *et al.*, 2006], [Guedj *et al.*, 2011]). Pour cela, l'utilisation d'un atlas d'émissivité (tel que celui de [Borbas *et al.*, 2007] ou de [Zhou *et al.*, 2011]) peut fournir une bonne estimation. Afin d'estimer l'émissivité, il est également possible de considérer un canal fenêtre ayant une émissivité quasi constante en fonction du type de sol ([Péquignot *et al.*, 2008], [Capelle *et al.*, 2012]). Cependant, il n'y a que dans les zones homogènes que l'hypothèse d'une émissivité constante est d'une précision raisonnable. Par exemple, dans les zones de végétation de moyennes latitudes, l'émissivité supposée égale à 0.975 avec une erreur de ± 0.025 introduit une erreur de ± 2 K sur la Ts ([Schädlich *et al.*, 2001]).

Une bonne connaissance des profils de température, de la transmission et de l'émissivité de surface permet de restituer la Ts. Cette Ts peut alors être calculée par une simple inversion du modèle de transfert radiatif (équation 2.5 :

$$T_s = L_\nu[\frac{R_\nu(\theta) - L_\nu^{\uparrow}(\theta) - \Gamma_\nu(\theta)(1-\varepsilon_\nu(\theta))L_\nu^{\downarrow}(\theta)}{\Gamma_\nu(\theta)\varepsilon_\nu(\theta)}]^{-1} \tag{3.1}$$

Où ε_ν et Γ_ν représentent l'émissivité de surface et la transmission atmosphérique. R_ν est la radiance monochromatique observée, $L_\nu^{\uparrow}$, $L_\nu^{\downarrow}$ et L_ν représentent le rayonnement montant, le rayonnement descendant et la fonction de Planck.

Les codes de transfert radiatif les plus utilisés, tels que MODTRAN ([Berk *et al.*, 2003]), 4A/OP ([Chaumat *et al.*, 2009]) et RTTOV ([Saunders *et al.*, 2012]), ont été largement utilisés pour réaliser des corrections atmosphériques et simuler les données satellites. [Jiménez-Munoz et Sobrino, 2006] ont analysé les erreurs commises dans les restitutions de Ts sur les continents à partir de l'équation du transfert radiatif dans la région de l'infrarouge thermique. Pour cela, le code MODTRAN 3.5 a été utilisé afin de simuler différentes conditions et évaluer l'influence de différents paramètres sur la précision de la Ts sur terre : la correction atmosphérique, le bruit du capteur, l'émissivité de surface, les aérosols, les effets angulaires, l'incertitude sur la longueur d'onde, la largeur à mi-hauteur du capteur et les effets passe-bande. Les résultats montrent que la source d'erreur la plus importante est due aux effets atmosphériques, qui conduisent à une erreur sur la Ts comprise entre 0.2 K et 0.7 K, et l'incertitude sur l'émissivité de surface sur terre qui engendre une erreur sur la Ts comprise entre 0.2 et 0.4 K. Ainsi, en considérant les erreurs caractéristiques des mesures de télédétection, une erreur totale comprise entre 0.3 K et 0.8 K a été déterminée pour la Ts. Il est difficile d'obtenir une précision plus faible que ces valeurs sans avoir des valeurs in situ plus précises pour l'émissivité et les paramètres atmosphériques. L'émissivité de surface pour la plupart des surfaces terrestres peut être connue avec une assez bonne estimation pour les canaux dans la fenêtre atmosphérique autour de 10 μm.

Cette méthode est assez précise. Toutefois elle nécessite une très bonne connaissance de

l'information atmosphérique et de l'émissivité de surface, qui est rarement connue avec une précision suffisante. Une information précise sur la distribution verticale et horizontale de la température et de la vapeur d'eau dans l'atmosphère peut être obtenue à partir de radiosondages, d'instruments satellitaires à sondage vertical ou à partir de modèles de prévision numérique du temps. Toutefois les radiosondages ne sont pas disponibles avec une résolution spatiale et temporelle suffisante par comparaison avec celles du satellite. Les instruments satellitaires à sondage vertical ne permettent pas la restitution de profils atmosphériques suffisamment précis près de la surface ([Chedin *et al.*, 1985]) et peuvent induire des erreurs importantes dans les restitutions de Ts par la méthode mono-canal. Les profils fournis par les prévisions, analyses ou réanalyses, par des centres de prévision numérique du temps constituent une bonne alternative à l'utilisation des radiosondages et ont une précision suffisante.

Dans un cadre de PNT, [Karbou *et al.*, 2006] et [Guedj *et al.*, 2011] ont utilisé la méthode mono-canal appliquée aux instruments AMSU et SEVIRI respectivement, dans le but d'améliorer l'assimilation de ces données sur les continents dans les modèles de prévision numérique du temps de Météo-France. Les profils atmosphériques utilisés proviennent de ces modèles. Une meilleure description de la surface leur a alors permis d'augmenter le nombre de canaux assimilés au-dessus des continents et d'obtenir une meilleure description des champs atmosphériques.

En général, les algorithmes de restitution de Ts sur les continents sont spécifiés pour différents capteurs thermiques à bord de satellites, et l'algorithme utilisé pour un capteur (ou une combinaison de capteurs) ne peut être utilisé pour d'autres capteurs thermiques. [Jiménez-Muñoz et Sobrino, 2003] et [Jiménez-Muñoz *et al.*, 2009] ont proposé un algorithme mono-canal généralisé qui utilise seulement le contenu total en vapeur d'eau et la longueur d'onde effective du canal (en supposant que l'émissivité est connue), et qui peut être appliqué aux capteurs thermiques caractérisés par une largeur à mi-hauteur (FWHM, Full-Width Half-Maximum en anglais) d'environ 1 μm actuellement opérationnels à bord de satellites. L'avantage de cet algorithme, par comparaison aux autres méthodes mono-canal, est que les mesures in situ des radiosondages et les valeurs de température atmosphérique moyenne ne sont pas nécessaires. Par rapport aux méthodes de "split-window" (voir partie 3.4.1.2) ou d'angle double (voir partie 3.4.1.3), le principal avantage est que cet algorithme peut être appliqué à différents capteurs thermiques en utilisant la même équation et les mêmes coefficients.

3.4.1.2 La méthode multi-canal

La méthode multi-canal (ou split-window) repose sur la prise en compte de la différence de transmittance atmosphérique pour un même trajet géométrique, mais dans différents domaines spectraux, si possible adjacents, dans la fenêtre autour de 10-12.5 μm. Elle permet ainsi de corriger les effets atmosphériques sur la Ts. Elle est basée sur le concept d'absorption atmo-

sphérique différentielle pour estimer la contribution atmosphérique au signal. Cette méthode consiste à exprimer la Ts selon une combinaison linéaire de mesures multispectrales en température de brillance, par linéarisation de l'équation du transfert radiatif atmosphérique pour les différents canaux (en général deux canaux), puis élimination des termes d'absorption et d'émission. Cette méthode a tout d'abord été développée pour l'estimation de la Ts des océans par [McMillin, 1975] et ne nécessite aucune information sur les profils atmosphériques au moment de l'acquisition. Un grand nombre d'algorithme "split-window" ont été proposés pour la restitution de Ts. Ces algorithmes supposent que les émissivités de surface dans les deux canaux choisis sont connus a priori ([Becker et Li, 1990b], [Wan et Dozier, 1996], [Prata, 1994], [Sobrino *et al.*, 1994], [Sobrino *et al.*, 1996], [Gao *et al.*, 2013], [Pinker *et al.*, 2009], [Peres *et al.*, 2010]).

L'algorithme split-window linéaire

Un algorithme split-window linéaire peut être développé en utilisant l'absorption différentielle dans deux canaux infrarouges thermiques adjacents, i,j dans la bande 10-12.5 μm en linéarisant l'équation du transfert radiatif en fonction de la température ou de la longueur d'onde. Cet algorithme permet d'exprimer la Ts sur terre comme une simple combinaison linéaire de deux températures de brillance T_i et T_j mesurées pour les deux canaux [McMillin, 1975]. L'algorithme split-window linaire s'écrit sous la forme :

$$T_s = a_0 + a_1 T_i + a_2 (T_i - T_j), \tag{3.2}$$

où a_k (k=0, 1 et 2) sont des coefficients qui dépendent principalement de la fonction de réponse spectrale des deux canaux, des émissivités pour chacun des deux canaux, de la vapeur d'eau totale dans la colonne atmosphérique et de l'angle zénithal de visée. La précision de cette méthode dépend des coefficients a_k, obtenus préalablement par régression des données satellitaires simulées avec un jeu d'atmosphères et de paramètres de surface ou bien empiriquement en comparant les données satellites avec les mesures de Ts in situ. Durant les dernières décennies, un grand nombre d'algorithmes split-window linéaire ont été développés dans la littérature. Ils ont tous des formes similaires mais avec des paramétrisations différentes des coefficients a_k. Ces coefficients prennent en compte des combinaisons variées de l'émissivité, du contenu en vapeur d'eau et de l'angle zénithal de visée.

[Wan et Dozier, 1996] ont proposé une méthode de split-window généralisée pour la restitution de la Ts des continents à partir des données AVHRR et MODIS. Des simulations de transfert radiatif ont montré que les coefficients dans l'algorithme du split-window varient avec l'angle de visée. En plus de restituer la Ts plus précisément, cet algorithme est aussi moins sensible à l'incertitude sur l'émissivité des surfaces continentales. Cette méthode présente plusieurs

avantages. Tout d'abord, elle ne nécessite pas l'utilisation de profils atmosphériques de vapeur d'eau et de température. Ensuite, elle corrige les effets atmosphériques basés sur l'absorption différentielle dans des bandes infrarouges adjacentes plutôt que sur la transmission atmosphérique absolue dans une seule bande, de telle sorte qu'elle est moins sensible aux incertitudes sur les proprités optiques de l'atmosphère. De plus cette méthode est simple et efficace d'un point de vue informatique. Ainsi, pour le radiomètre MODIS, la méthode du split-window généralisée permet de calculer la Ts à partir des observations des canaux 31 et 32 d'après l'équation suivante :

$$T_s = \left(A_1 + A_2\frac{1-\varepsilon}{\varepsilon} + A_3\frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2}\right)\frac{T_{31}+T_{32}}{2} + \left(B_1 + B_2\frac{1-\varepsilon}{\varepsilon} + B_3\frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2}\right)(T_{31}-T_{32}) + C \quad (3.3)$$

Où

- T_s est la température de surface (K).

- T_{31} et T_{32} les températures de brillance des canaux MODIS 31 et 32.

- $\varepsilon = 0.5(\varepsilon_{31} + \varepsilon_{32})$ où ε_{31} et ε_{32} sont calculées à partir des spectres de réflectance en fonction des types de surface définis par [Salisbury et D'Aria, 1992] et en supposant qu'un grand nombre de surfaces terrestres ont une émissivité relativement stable dans l'intervalle de longueurs d'onde comprises entre 10.5 et 12.5 μm.

- $\Delta\varepsilon = \varepsilon_{31} - \varepsilon_{32}$.

- A_1, A_2, A_3, B_1, B_2, B_3 et C des coefficients déterminés préalablement par régression à l'aide des données simulées pour différents types de conditions d'observation, atmosphériques et de surface.

Des résultats de validation ont montré que la Ts peut être restituée sur les continents avec une précision meilleure que 1 K dans l'intervalle 263-322 K lorsque l'algorithme split-window généralisé donné par l'équation 3.3 est utilisé, pour certains types de sol et dans des conditions de ciel clair. L'un des avantages de cet algorithme provient du fait que la Ts restituée est moins sensible aux incertitudes sur l'émissivité de surface et les conditions atmosphériques. Cette algorithme est utilisé pour calculer la Ts disponible dans les produits MODIS de niveau 2 de la NASA. Ces produits seront présentés dans le chapitre suivant où ils permettront d'évaluer les Ts restituées à partir de IASI dans le cadre de cette thèse.

L'algorithme split-window non linéaire

À cause des erreurs introduites par la linéarisation de l'équation du transfert radiatif et aussi par certaines approximations utilisées dans le développement des algorithmes split-window (par exemple l'approximation de la transmittance comme fonction linéaire de la vapeur d'eau), les algorithmes split-window linéaire décrits par l'équation 3.2 peuvent entraîner des erreurs

importantes dans les restitutions de Ts dans des conditions atmosphériques chaudes et humides. Ainsi, pour améliorer la précision de ces restitutions, des algorithmes split-window non linéaires ont été développés :

$$T_s = c_0 + c_1 T_i + c_2(T_i - T_j) + c_3(T_i - T_j)^2, \tag{3.4}$$

où c_k (k=0, 1, 2 et 3) sont des coefficients déterminés par régression de l'équation 3.4 sur les données satellites simulées avec un jeu d'atmosphères et de paramètres de surface semblables à ceux des coefficients a_k de l'équation 3.2.

Beaucoup d'algorithmes split-window non linéaires avec des formes similaires ont été développés dans la littérature dans les dernières décennies ([Atitar et Sobrino, 2009], [Sobrino *et al.*, 1994], [Sobrino et Raissouni, 2000]). De la même façon que pour les algorithmes split-window linéaires, certains intègrent l'émissivité de surface dans les coefficients c_k, d'autres utilisent à la fois l'émissivité de surface et le contenu en vapeur d'eau, et certains prennent aussi en compte l'angle zénithal de visée.

Le principal désavantage des algorithmes split-window est que de petites incertitudes sur l'émissivité de surface peuvent conduire à des erreurs importantes sur la Ts des continents. La méthode du split-window doit donc être appliquée à des zones où l'émissivité de surface est bien connue a priori. Cette méthode ne marche donc pas très bien dans les régions arides ou semi-arides où l'émissivité peut varier significativement dans l'espace et dans le temps ([Wan *et al.*, 2002]). Le manque de connaissance sur les variations d'émissivité en fonction de l'angle de visée est également une source d'erreur ([Wan *et al.*, 2002]) dans les restitutions de Ts sur les continents. Une correction précise du problème angulaire des produits de Ts passe par la compréhension des effets angulaires de l'émissivité MODIS à l'échelle du pixel. En réalisant une analyse statistique sur 5 ans de produits MODIS d'émissivité sur une grande partie de l'Asie de l'Est, [Ren *et al.*, 2011] ont établi des relations empiriques entre l'émissivité directionnelle, la couverture terrestre et les variations saisonnières. Ces résultats ont été apppliqués à l'algorithme du split-window pour modifier les Ts MODIS sur terre. Il a été montré que les effets angulaires de l'émissivité peuvent introduire un biais significatif de -1 à 3 K aux Ts de résolution 1 km.

3.4.1.3 La méthode multi-angulaire

La méthode multi-angulaire (ou de l'angle double) est basée sur le même principe que la méthode du split-window. Cette dernière considère deux canaux observés sous le même angle tandis que la méthode multi-angulaire utilise le même canal avec deux angles d'observation différents et permet de déterminer par différence de chemin optique la transmittance atmosphérique ([Sobrino *et al.*, 1996],[Sobrino *et al.*, 2004],[Prata, 1994]). Les mesures peuvent être faites à partir d'un satellite ou de deux satellites simultanément, c'était le cas par

exemple pour le satellite géostationnaire Meteosat et pour le satellite à orbite polaire TIROS-N ([Chedin *et al.*, 1982]). Cette méthode dépend des variations angulaires de l'émission et de la transmission atmosphérique et permet donc de minimiser les incertitudes spectrales inhérentes à la paramétrisation des codes de transfert radiatif ([Sòria et Sobrino, 2007]). Elle permet de supprimer l'effet des variations spectrales d'émissivité mais nécessite une connaissance précise de la variation angulaire de l'émissivité. En supposant que la variation angulaire de l'émissivité de surface sur terre est négligeable pour les observations faites sous un angle inférieur à 60 °, [Prata, 1993] a utilisé la méthode multi-angulaire pour ATSR (Along Track Scanning Radiometer) à bord de ERS-1 (European Remote Sensing Satellite). Plus tard, une procédure améliorée a été proposée par [Sobrino *et al.*, 1996]. La température de surface peut alors s'écrire sous la forme :

$$T_s = T_n + A_0(T_n - T_f) - A_1 + A_2(1 - \varepsilon) - A_3\Delta\varepsilon_\theta \tag{3.5}$$

Où A_0, A_1, A_2 et A_3 sont des coefficients qui dépendent des transmittances atmosphériques, ε est la valeur moyenne des émissivités pour le canal considéré, $\Delta\varepsilon_\theta$ est la variation angulaire de l'émissivité, T_n et T_f sont les températures de brillances pour le même canal avec deux angles de visée différents (au nadir et pour un autre angle). Cet algorithme présente uniquement une dépendance à l'émissivité et ne dépend pas explicitement de la vapeur d'eau. [Sobrino *et al.*, 2004] ont développé un algorithme multi-angulaire non-linéaire pour réduire l'influence de la vapeur d'eau atmosphérique sur les restitutions de Ts sur les continents.

[Sobrino *et al.*, 1996] ont montré que, en général, l'algorithme de l'angle double donne de meilleurs résultats que celui du split-window lorsque les variations spectrales et angulaires de l'émissivité sont bien connues, en restituant la Ts sur les continents avec un écart-type de 0.4 K et 0.6 K respectivement si les données satellites sont dépourvues d'erreur. Cette méthode pose tout de même un certain nombre de problèmes : celui de la détermination des pixels clairs pour les deux angles de visée, de l'homogénéité de la surface et de la non-simultanéité des deux observations. Ainsi, la méthode multi-angulaire peut uniquement être appliquée dans le cas de zones homogènes (telles que la mer ou des forêts) dans des conditions atmosphériques idéales mais pas à des zones hétérogènes. Ces conditions limitent donc l'utilisation de cet algorithme dans un cadre de prévision numérique en temps réel. Il a été appliqué dans le contexte du changement climatique.

3.4.2 Les méthodes de restitution de la température de surface avec une émissivité inconnue

Les méthodes précédemment présentées permettent d'estimer la température de surface en supposant que l'émissivité est connue. En général, l'hétérogénéité de la surface et les variations spectrales et angulaires de l'émissivité de surface rendent difficile la détermination d'une émissivité précise. Il existe différentes méthodes pour estimer la Ts sur terre lorque l'émissivité n'est pas connue. La méthode de restitution simultanée traite à la fois la Ts et l'émissivité de surface comme inconnues et résoud le système à partir des radiances corrigées des effets atmosphériques ou avec des approximations de profils atmosphériques. D'autres méthodes permettent la restitution simultanée des profils atmosphériques, de la Ts et de l'émissivité de surface.

3.4.2.1 Les méthodes de restitution simultanée de la Ts et de l'émissivité de surface avec des conditions atmosphériques connues

La précision de la Ts restituée dépend principalement de la précision de l'émissivité de surface. De ce fait, la détermination simultanée de la Ts et de l'émissivité a été proposée afin d'améliorer la précision de la restitution. En considérant des conditions atmosphériques connues, plusieurs méthodes de restitution simultanée de la Ts de l'émissivité ont été développées depuis 1990. Les méthodes multi-temporelles utilisent des mesures faites à des moments différents afin de restituer la Ts et l'émissivité en supposant que l'émissivité ne varie pas en fonction du temps. C'est la cas de la méthode des deux températures et de la méthode jour/nuit. Les méthodes de restitution multi-spectrale reposent sur le comportement spectral intrinsèque de l'émissivité plutôt que sur une information temporelle. C'est le cas de la méthode de séparation émissivité-température (TES). Ces méthodes permettent la restitution de la Ts et de l'émissivité à partir des radiances corrigées des effets atmosphériques au niveau du sol, ainsi qu'en réduisant le nombre d'inconnues ou en augmentant le nombre d'équations. D'autres méthodes telles que la Méthode Multi-Spectrale (MSM en anglais) ou l'utilisation d'un schéma d'analyse variationnelle 1D-Var permettent la restitution simultanée des paramètres de surface.

La méthode des deux températures (TTM)

La méthode des deux températures repose sur le réduction du nombre d'inconnues en observant la scène à deux moments différents. Cette méthode suppose que des corrections atmosphériques précises sont appliquées aux canaux de l'infrarouge thermique et que l'émissivité est indépendante du temps. Il y a alors $2n$ mesures et $n+2$ inconnues (n émissivités et deux Ts) lorsque la surface terrestre est observée par n canaux à deux moments différents. Les n émissivités et les deux Ts peuvent donc être déterminées simultanément à partir des $2n$ équations si

$n \geq 2$ ([Watson, 1992b]). L'hypothèse d'une émissivité invariante dans le temps implique que la surface soit homogène et que l'humidité du sol soit relativement stable.

Le principal avantage de cette approche est que l'émissivité spectrale est déterminée sans hypothèse a priori sur sa forme spectrale. Cette méthode a une formulation simple et directe, toutefois la précision des restitutions n'est pas garantie puisque les $2n$ équations sont fortement corrélées et leurs solutions peuvent être instables et très sensibles au bruit de l'instrument et aux erreurs de corrections atmosphériques ([Watson, 1992b], [Gillespie *et al.*, 1999]). Ces paramètres de surface dépendent fortement des incertitudes sur les profils atmosphériques. De plus, l'utilisation d'une méthode multi-temporelle, telle que la méthode des deux températures, nécessite un recalage géométrique précis des images acquises à deux moments différents. Ces images doivent être regroupées spatialement et les observations doivent être acquises pour un même angle de visée du satellite ([Peres et DaCamara, 2004]). Un mauvais recalage engendre des erreurs faibles dans des zones homogènes mais plus importantes dans des zones hétérogènes. Comme toutes les méthodes multi-temporelles, celle-ci est difficile à mettre en place dans un cadre de prévision numérique en temps réel. Cette méthode a été utilisée pour restituer la Ts intervenant dans des processus liés à différentes problématiques environnementales (désertification, dégradation des terres, changement climatique, etc.)

L'algorithme jour/nuit

L'algorithme jour/nuit est un algorithme qui permet de restituer simultanément les émissivités de surface moyennées par bande et les Ts à partir de couples jour/nuit de données MODIS dans 7 bandes infrarouges thermiques. Cet algorithme suppose que l'émissivité de surface sur terre reste constante pendant les observations de jour et de nuit ([Wan et Li, 1997]). À partir des mesures de 7 canaux entre 3 et 14 μm, un système de 14 équations non linéaires permet de déterminer 14 inconnues (par régression statistique et méthode des moindres carrés) : les émissivités de surface dans les 7 canaux, les températures de surface et de l'air diurnes et nocturnes, les contenus atmosphériques en eau le jour et la nuit, ainsi qu'un facteur d'anisotropie relatif à la FDRB (Fonction de Distribution de Réflectance Bidirectionnelle) sur la bande [3.4-4.2] μm. La précision annoncée est de l'ordre de 1 K. Celle-ci est améliorée du fait de l'introduction de deux variables (la température de l'air et la vapeur d'eau). Comme pour les autres méthodes multi-temporelles, cette méthode est touchée par les problèmes de recalage géométriques et les variations d'angle zénithal de visée. Elle est également sensible aux effets des nuages pour les observations de nuit et peut aussi être imprécise si les émissivités de surface de jour et de nuit sont en réalité différentes du fait de l'humidité du sol ([Wan *et al.*, 2002]). Or on a vu lors de la présentation de la méthode de restitution de l'émissivité basée sur les TISI jour/nuit qu'il existe une variation diurne de l'émissivité, en particulier sur le désert du Sahara. Tout

comme la méthode précédente, cette méthode multi-temporelle n'est pas utilisable en prévision numérique.

L'algorithme de séparation de la température et de l'émissivité

L'algorithme de séparation de la température et de l'émissivité (TES) a tout d'abord été développé par [Gillespie *et al.*, 1998] pour être appliqué au sondeur ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer), mais il peut être appliqué à n'importe quel sondeur avec plus de 5 bandes thermiques ([Sobrino *et al.*, 2006], [Sobrino *et al.*, 2008], [Hulley et Hook, 2011]). La séparation température/émissivité est difficile car, dans le cas d'ASTER par exemple, il y a 5 mesures et 6 inconnues ([Gillespie *et al.*, 1999]). Différentes approches ont été utilisées pour contraindre le dégré de liberté en plus. L'algorithme TES d'ASTER associe trois algorithmes établis, en estimant d'abord la température et les émissivités par la méthode de l'émissivité normalisée ([Kealy et Gabell, 1993]) en fixant comme hypothèse une valeur maximale pour l'émissivité. Une première estimation de la Ts est alors calculée. À partir du module du ratio spectral ([Watson, 1992a]), les émissivités normalisées sont divisées par leur moyenne. À ce stade, seule la forme du spectre d'émissivité est connue, et non son émissivité. Puis, en se basant sur les résultats du module du ratio spectral, le module de la différence minimum-maximum (MMD en anglais) ([Matsunaga, 1994]) est utilisé pour trouver le contraste spectral dans n canaux, puis estimer le minimum d'émissivité en utilisant une relation empirique entre ce minimum d'émissivité dans n canaux et le contraste spectral. Une fois que ce minimum d'émissivité est estimé, les émissivités dans les autres canaux peuvent être directement déterminées à partir de la méthode du ratio spectral. On retrouve alors le spectre d'émissivité avec une meilleure précision. La Ts peut ensuite être recalculée. L'algorithme TES peut être appliqué à n'importe quel type de surface naturelle sans considérer les variations spectrales de l'émissivité. Il permet de retrouver la Ts à ± 1.5 K et l'émissivité à ± 0.015 lorsque les effets atmosphériques sont corrigés avec précision ([Gillespie *et al.*, 1998]). Des études ont montré que la méthode TES peut conduire à des erreurs significatives dans les Ts et les émissivités des surfaces lorsque le contraste spectral est faible et dans des conditions atmosphériques chaudes et humides ([Hulley et Hook, 2011], [Gillespie *et al.*, 1998]). Les erreurs de calibrations des capteurs et le bruit dans les canaux infrarouges thermiques peuvent également conduire à des incertitudes sur les restitutions de Ts et d'émissivités ([Gillespie *et al.*, 2011], [Jiménez-Muñoz et Sobrino, 2006]). Cette méthode a été principalement utilisée pour restituer la Ts afin de l'appliquer, entre autres, à des études de changement climatique, à des modèles climatiques, ou pour détecter les changements de couverture terrestre résultant de processus biophysiques.

La Méthode Multi-Spectrale

Cette méthode a été développée par [Péquignot *et al.*, 2008]. Elle permet de calculer simultanément le spectre infrarouge d'émissivité et la Ts des surfaces continentales à partir des observations du sondeur infrarouge hyperspectral AIRS (Atmospheric Infrared Sounder). Pour cela, il est nécessaire de disposer d'un modèle de transfert radiatif performant et très rapide et d'un bon masque nuageux afin de travailler sur des observations en ciel clair. Pour chaque observations AIRS, une estimation des profils de température et de vapeur d'eau sont obtenus à partir de librairies climatologiques de situations atmosphériques représentatives en ciel clair. La Ts est ensuite évaluée un utilisant un unique canal AIRS choisi pour son émissivité quasi constante en fonction du type de sol. L'émissivité est alors calculée pour une sélection de 40 canaux fenêtres. Le spectre complet d'émissivité infrarouge à une résolution de 0.05 μm est ensuite construit à partir d'une combinaison de mesures en laboratoires à haute résolution spectrale pour des matériaux sélectionnés. La méthode multi-spectrale a été appliquée aux observations IASI par [Capelle *et al.*, 2012]. Quatre années d'observations IASI sur les tropiques sont interprétées en termes de moyenne mensuelle de Ts et de spectre d'émissivité de 3.7 à 14 μm avec une résolution spatiale de 1 $^\circ$ x 1 $^\circ$. Cette méthode fournit des résultats satisfaisants dans des régions géographiques où l'on observe de fortes variations spatiales de l'émissivité. La méthode multi-spectrale est simple, robuste et adaptable à tout type de sondeur infrarouge hyperspectral. De plus elle peut être facilement implémentée dans des schémas d'assimilation de modèles de prévision numérique du temps.

Le schéma d'analyse variationnelle 1D-Var

[Pavelin et Candy, 2013] ont décrit et testé une méthode permettant d'analyser simultanément la température de surface et le spectre d'émissivité en utilisant un schéma d'analyse variationnelle (1D-Var) en vue d'assimiler les radiances IASI sensibles à la surface. Ils ont montré qu'il y avait assez d'information dans les observations IASI pour déterminer un spectre d'émissivité de surface assez précis pour l'assimilation de données et que la température de surface peut être analysée avec suffisament de précision pour permettre l'utilisation de canaux donnant de l'information sur la basse troposphère dans les modèles de prévision numérique du temps. Pour cela ils ont ajouté au système 1D-Var la capacité d'analyser le spectre d'émissivité de surface infrarouge (l'émissivité est une entrée du modèle de transfert radiatif). Afin de ne pas avoir à restituer l'émissivité pour chaque canal séparément, les variations spectrales de l'émissivité de surface ont été réduites à un plus petit nombre de variables en utilisant une représentation de l'émissivité en composantes principales à partir de spectres d'émissivité mesurés en laboratoire.

Cette méthode présente l'avantage de produire une analyse en accord avec l'échelle hori-

zontale des observations à la surface. Cela permet d'éviter le problème de mise à l'échelle qui peut se produire lorsqu'on utilise un atlas d'émissivité sur une grille.

Il a été montré que cette analyse de la Ts et de l'émissivité de surface est capable de fournir des estimations réalistes des deux variables. Toutefois les biais dans la Ts de l'ébauche fournie par le modèle de prévision numérique est une des principales sources d'incertitudes dans cette analyse.

3.4.2.2 Les méthodes de restitution simultanée de la Ts, de l'émissivité de surface et des profils atmosphériques

Les méthodes de restitution simultanée de la Ts et de l'émissivité de surface sur les continents présentées dans la partie précédente (3.4.2.1) permettent d'obtenir des Ts et des émissivités précises si les corrections atmosphériques sont justes. Toutefois, il est difficile de se procurer des profils atmosphériques précis qui concordent avec les mesures infrarouges thermiques. La précision des restitutions peut alors être dégradée. Pour remédier à cela, il est possible de restituer simultanément la Ts, l'émissivité de surface et les profils atmosphériques. Cela est permis par l'utilisation de sondeurs infrarouges hyperspectraux disposant d'un grand nombre de canaux. La méthode du réseau de neurones artificiels (RNA) ([Wang *et al.*, 2010]) est présentée ici.

La méthode du réseau de neurones artificiels

Les réseaux de neurones articiels (RNA) ressemblent au cerveau sur deux aspects : ils acquièrent des connaissances à travers un processus d'apprentissage et stockent la connaissance acquise en utilisant des forces de connection interneurone (ou poids synaptiques) ([Mas et Flores, 2008]). Ainsi, les RNA représentent des processeurs distribués massivement parallèles qui peuvent acquérir une connaissance empirique et rendre cette connaissance disponible pour l'utiliser.

Les méthodes des RNA sont des méthodes statistiques, tout comme les regressions EOF citées précédemment. Leur force par rapport aux regressions linéaires est de pouvoir reproduire des relations non-linéaires entre les paramètres d'entrée et de sortie. Les principaux avantages de ces méthodes RNA par rapport à d'autres méthodes de restitutions conventionnelles sont leur capacité à comprendre des schémas complexes, la généralisation à des environnements bruités, la prise en compte à la fois de la connaissance et des contraintes physiques ([Mas et Flores, 2008]). Du fait des puissantes capacités des RNA, plusieurs tentatives de développement des réseaux de neurones ont été menées pour restituer à la fois les variables de surface et les variables biophysiques atmosphériques sans connaissance exacte des mécanismes physiques complexes. Par exemple, [Mao *et al.*, 2008] ont utilisé les RNA pour estimer la Ts et l'émissivité

de surface, tandis que [Blackwell, 2005] et [Camps-Valls *et al.*, 2010] ont restitué les profils atmosphériques. Afin de réduire les effets de couplage entre la surface et l'atmosphère sur la précision des restitutions, [Aires *et al.*, 2002] ont proposé d'utiliser les RNA pour restituer à la fois les températures atmosphériques et de surface à partir de IASI. [Wang *et al.*, 2013] ont mis en place un réseau de neurones pour restituer simultanément la Ts, l'émissivité de surface et les profils atmosphériques à partir de données infrarouges thermiques hysperspectrales et avec une précision acceptable pour certaines applications. Les premiers résultats ont montré que l'erreur quadratique moyenne (eqm) pour la Ts est de 1.6 K, l'eqm des profils de température est d'environ 2 K dans la troposphère. L'eqm pour la vapeur d'eau vaut 0.3 g.cm^{-2} et celui de l'émissivité est inférieure à 0.01 pour les nombres d'onde inférieurs à 1000 cm^{-1}.

Dans les méthodes des RNA, des poids sont assignés à chaque entrée. Ces poids sont des coefficients de regression non-linéaires, en cela très comparables aux coefficients de regression linéaire, plus communément utilisés parce que plus simples. Ces poids nous apprennent énormément et peuvent indiquer quels paramètres d'entrée sont influents ou non. Il existe alors des algorithmes de simplification de la structure en éliminant les noeuds inutiles. Tout comme pour les régressions linéaires, les caractéristiques de la base d'apprentissage, telles que la taille et la représentativité, sont d'une importance considérable. Si cette base est trop petite ou pas assez représentative, les restitutions ne seront pas de bonne qualité. Au contraire, un trop grand nombre de données nécessite plus de temps d'apprentissage. De plus, ces méthodes sont extrêmement rapides et peuvent être compétitives avec la méthode d'estimation optimale.

3.5 Conclusion

Il existe un grand nombre de méthodes permettant la restitution de l'émissivité et de la température de surface à partir de divers instruments à des résolutions spectrales, spatiales et temporelles différentes. Certaines d'entre elles ont été présentées dans ce chapitre. Ces méthodes ont chacune des avantages et des limites spécifiques compte tenu de leurs applications (changement climatique, géologie, hydrologie, PNT, etc.). Dans notre cas, nous nous plaçons dans le cadre de la PNT qui impose des contraintes de temps réel. Dans ce contexte, les méthodes multi-temporelles sont difficilement applicables (méthode multi-angulaire, méthode des deux températures, algorithme jour/nuit). La méthode du réseau de neurones artificiels pourrait être intégrée dans nos modèles mais elle est de nature très complexe. Les méthodes mono-canal, split-window, multi-spectrale, 1D-Var peuvent être appliquées à la prévision numérique.

Nous cherchons ici à restituer les paramètres de surface avec suffisamment de précision pour pouvoir assimiler les radiances IASI sur les continents dans le modèle global ARPEGE. Nous cherchons donc à obtenir des champs atmosphériques plus précis, la Ts et l'émissivité de surface

étant des données secondaires. [Karbou *et al.*, 2006] et [Guedj *et al.*, 2011] ont déjà réalisé un travail similaire à partir des données AMSU dans le domaine des micro-ondes et SEVIRI dans l'infrarouge. Les observations de ces capteurs sensibles à la surface ont pu être assimilées et ainsi contribuer à une meilleure analyse de l'humidité et de la température, y compris dans les basses couches. Dans ce contexte, la méthode mono-canal a déjà été implémentée dans ARPEGE en utilisant une émissivité restituée ou provenant d'un atlas d'émissivité. Cette méthode est simple et facile à mettre en place mais nécessite une bonne connaissance de l'information atmosphérique et de l'émissivité de surface. Compte tenu de ces études précédentes, nous avons décidé d'utiliser des atlas d'émissivité du surface pour effectuer nos restitutions de Ts. L'utilisation d'atlas calculés au préalable présente l'avantage de ne pas engendrer de calculs supplémentaires en amont du processus d'assimilation en temps réel. Puis, disposant d'un bon modèle de transfert radiatif et des profils atmosphériques fournis par le modèle ARPEGE de PNT, la méthode mono-canal peut alors être appliquée pour restituer la Ts à partir de plusieurs canaux de surface de IASI.

Ainsi le chapitre suivant s'attachera à décrire les atlas d'émissivité utilisés et à évaluer la précision des Ts restituées à partir des radiances IASI par comparaison avec d'autres produits de Ts. L'impact de ces paramètres de surface sur les simulations des températures de brillance sera alors étudié.

Chapitre 4

Impacts des paramètres de surface sur les simulations de température de brillance dans ARPEGE

Sommaire

4.1 Introduction 70

4.2 Vers une meilleure estimation de l'émissivité de surface 70

4.2.1 L'atlas UWIREMIS 70

4.2.2 L'atlas des produits IASI L2 d'EUMETSAT 72

4.2.3 Comparaison des 2 atlas 74

4.2.4 Impact sur les simulations de température de brillance 76

4.3 Évaluation des températures de surface 78

4.3.1 La restitution de la température de surface 78

4.3.2 Les produits de température de surface utilisés pour l'évaluation des Ts restituées 78

4.3.2.1 Les produits L2 IASI de Ts d'EUMETSAT 79

4.3.2.2 Les produits MODIS de Ts de la NASA 79

4.3.2.3 Comparaison de ces produits 80

4.3.3 Évaluation des Ts restituées 82

4.3.3.1 Mise en place des restitutions 82

4.3.3.2 Période d'étude 83

4.3.3.3 Comparaison des Ts restituées avec les produits MODIS et EUMETSAT sur tout le globe. 85

4.3.3.4 Étude de la sensibilité de la restitution de Ts au choix des canaux utilisés 94

4.3.3.5 Étude de la sensibilité de la restitution de Ts au relief 99

4.3.4 Impact des paramètres de surface sur les simulations de température de brillance 105

4.4 Conclusion 113

4.1 Introduction

Du fait de l'incertitude sur l'émissivité et la température de surface, seuls les canaux non sensibles à la surface terrestre sont assimilés de façon opérationnelle à Météo-France, limitant ainsi le potentiel de sondage des instruments aux couches atmosphériques les plus élevées. Aucune information n'est assimilée sur terre au CEPMMT.

Comme on l'a vu dans le chapitre précédent, la Ts et l'émissivité de surface sont difficiles à modéliser sur les continents. Toutefois une bonne estimation de ces paramètres dans le domaine infrarouge est indispensable à une pleine exploitation des mesures IASI au-dessus des continents et permettra de fournir une meilleure analyse des profils atmosphériques d'humidité et de température, y compris dans les basses couches. Les observations satellites infrarouges permettent d'estimer avec précision ces propriétés des surfaces continentales et fournissent une couverture globale dans l'espace et dans le temps.

Le but de ce chapitre est d'améliorer la simulation des températures de brillance des données IASI sur les continents en utilisant des atlas d'émissivité à haute résolution spectrale et en restituant la température de surface à partir de plusieurs canaux fenêtres de IASI. Cette étape est nécessaire avant la réalisation d'expériences d'assimilation avec une meilleure description des paramètres de surface dans le modèle ARPEGE.

4.2 Vers une meilleure estimation de l'émissivité de surface

Au-dessus des surfaces continentales, l'émissivité infrarouge est fixée à 0.98 dans la plupart des modèles de prévision numérique [Sellers *et al.*, 1988]. Récemment, plusieurs bases de données d'émissivité de surface sur terre ont été développées afin d'être utilisées comme ébauche dans les restitutions des observations de sondeur infrarouge. Ces bases de données sont obtenues à partir de différents instruments et méthodes à des résolutions spectrale, spatiale et temporelle différentes. Dans cette thèse, deux atlas d'émissivité ont été utilisés : l'atlas UWIREMIS développé par l'Université du Wisconsin et un atlas que j'ai créé à partir des produits IASI de niveau 2 (L2) d'EUMETSAT.

4.2.1 L'atlas UWIREMIS

Comme on a pu le voir dans le chapitre précédent, l'émissivité peut être restituée en utilisant des mesures faites en laboratoire associées à des produits satellitaires, c'est le cas de l'atlas

d'émissivité développé par l'UW/CIMSS (University of Wisconsin/Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies). Un atlas d'émissivité infrarouge et un algorithme de calcul d'émissivité à haute résolution spectrale basé sur MODIS et des mesures en laboratoire ont été développés par [Seemann *et al.*, 2008] et [Borbas *et al.*, 2007]. L'émissivité est restituée en utilisant les données des produits MODIS opérationnels d'émissivité de surface sur terre (MOD11). Dans MOD11, les émissivités sont disponibles pour 6 longueurs d'onde. La méthode du "Baseline Fit" consiste tout d'abord à analyser les banques de mesures en laboratoires MODIS et ASTER fournissant des spectres d'émissivité de divers échantillons de types de sols et de végétations à très haute résolution spectrale et d'en extraire les spectres les plus représentatifs. L'étude de ces spectres permet alors d'identifier 10 longueurs d'onde situées dans des zones stratégiques du spectre et contenant un maximum d'information sur celui-ci. Des valeurs d'émissivité sont associées à ces longueurs d'onde à partir des mesures en laboratoire et elles sont ensuite ajustées par régression à partir des 6 émissivités des produits MOD11. Les 10 points ainsi déterminés permettent de construire un spectre infrarouge d'émissivité continu par morceaux. L'émissivité dans la base de données est donc disponible pour 10 longueurs d'onde (3.6, 4.3, 5.0, 5.8, 7.6, 8.3, 9.3, 10.8, 12.1 et 14.3 μm) avec une résolution spatiale de 0.05°. Cette méthode ne permet pas de construire un spectre à haute résolution spectrale. Or afin de restituer les paramètres atmosphériques des sondeurs infrarouges avec précision, une base de données globale d'émissivité de surface sur terre avec une large converture spectrale et une fine résolution spectrale est nécessaire. L'Université du Wisconsin a développé une approche restituant les mesures d'émissivité infrarouges à haute résolution spectrale (HRS) à partir de mesures faites pour des longueurs d'onde sélectionnées. Il s'agit de l'algorithme à HRS de l'UW. L'algorithme fournit une émissivité de surface sur terre infrarouge à HRS, de 3.6 à 14.3 μm en utilisant les données de la base de données mensuelle présentée précédemment (définie globalement avec une résolution spectrale de 0.05°). Le spectre d'émissivité à HRS est restitué en utilisant une représentation en fonctions propres de mesures en laboratoire à HRS de matériaux sélectionnés appliqués à la base de données globale d'émissivité de surface infrarouge sur terre de l'UW/CIMSS. Ici le module d'émissivité infrarouge de surface UWIREMIS de RTTOV a été utilisé [Borbas et Ruston, 2010]. Cet atlas est disponible pour l'année 2007 (ce qui est toujours le cas dans la dernière version de RTTOV, RTTOV v11). Celui-ci est défini avec une résolution spatiale de 0.1°. Afin d'être plus facilement intégré dans le modèle global opérationnel ARPEGE et d'avoir une résolution acceptable par ce modèle de PNT, l'atlas UWIREMIS a été reconstruit avec une résolution de 0.5° en sélectionnant le point le plus proche sur cette nouvelle grille.

La figure 4.1 montre l'émissivité de surface terrestre en fonction des nombres d'onde pour la sélection des 314 canaux IASI pour juillet 2007 pour 5 points sur le globe. Les variations

spectrales et spatiales de l'émissivité de surface sur terre sont mises en évidence dans cette figure.

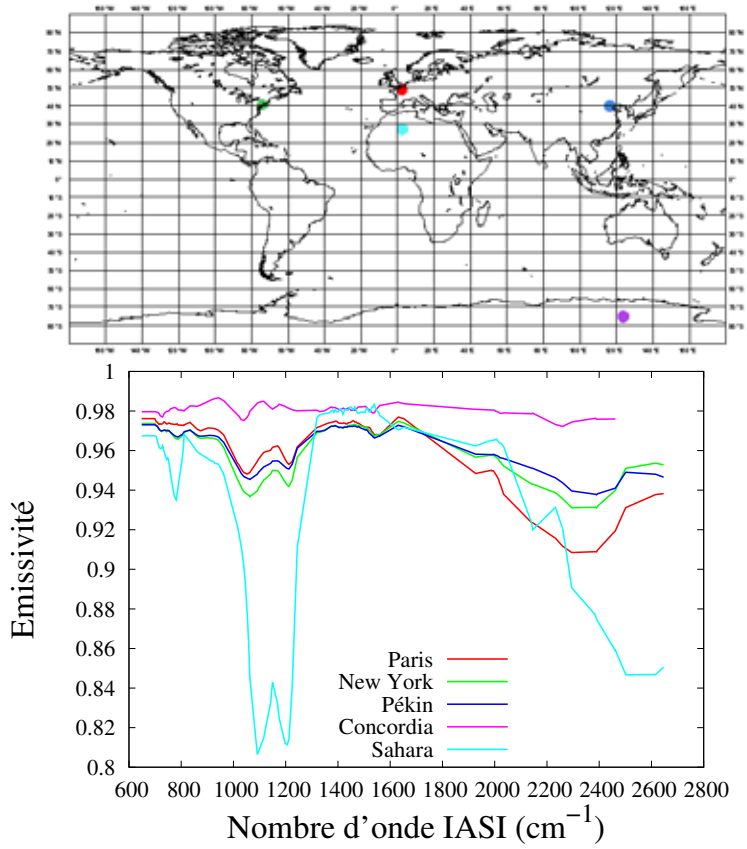


FIGURE 4.1 – Émissivité de surface extraite de l'atlas UWIREMIS pour juillet 2007 pour 5 points sur le globe en fonction de la sélection des 314 canaux IASI.

4.2.2 L'atlas des produits IASI L2 d'EUMETSAT

Les produits d'émissivité de surface sur terre sont produits par le IASI L2 PPF (Product Processing Facility) développé par EUMETSAT. Ces produits sont des restitutions des paramètres géophysiques à partir des mesures de radiances. La présence de nuages est actuellement détectée avec deux algorithmes. Le premier, appelé test NWP, consiste à calculer les températures de brillance claires pour les canaux fenêtres infrarouges à 11 et 12μm et à les comparer aux observations. Un nuage est détecté si elles diffèrent de plus de 1 K. De plus, l'information nuageuse de l'AVHRR est colocalisée avec IASI et un pixel est déclaré nuageux lorsque la fraction nuageuse associée dépasse 2 %.

Parmi les techniques de restitution de l'émissivité, les méthodes de régression sont beaucoup

utilisées (voir chapitre 3 partie 3.3.2.5). Les produits IASI L2 sont restitués par une méthode statistique basée sur une régression linéaire dans l'espace des composantes principales du spectre IASI, à partir de la méthode de décomposition orthogonale aux valeurs propres (EOF, Empirical Orthogonal Functions) en utilisant une base de données d'apprentissage ([Zhou *et al.*, 2011], [Zhou *et al.*, 2002], [Calbet et Schlüssel, 2006], [August *et al.*, 2012]). À partir des 10 amplitudes EOF d'émissivité, un spectre complet d'émissivité pour les 8461 canaux IASI peut être construit, même si certains canaux ne sont pas sélectionnés pour les restitutions. De plus, dans les produits, l'émissivité est seulement fournie pour 12 longueurs d'onde. Le spectre entier peut être retrouvé à partir de l'émissivité distribuée sur les 12 canaux à l'aide des vecteurs propres d'émissivité.

Ces produits sont disponibles à EUMETSAT, nous avons alors construit un atlas d'émissivité à partir de ceux-ci pour les 314 canaux IASI. Pour cela, une moyenne mensuelle de l'émissivité sur différentes périodes a été calculée dans des boîtes de 0.5°x0.5°. Seuls les cas clairs ont été considérés. L'atlas est construit avec une résolution spatiale de 0.5°. Cet atlas sera appelé "atlas EUMETSAT" par la suite. On peut également se poser la question de l'utilisation des émissivités retrouvées à chaque pixel IASI plutôt qu'un atlas des produits IASI L2 mais l'atlas permet de combler le les observations ou restitutions manquantes et de fournir un atlas global. La figure 4.2 montre l'émissivité de surface sur terre en fonction de la sélection des 314 nombres d'onde IASI pour juillet 2011 pour les mêmes 5 points sur Terre présentés dans la figure 4.1. Les variations spatiales et spectrales de l'émissivité de surface sont mises en évidence sur cette figure.

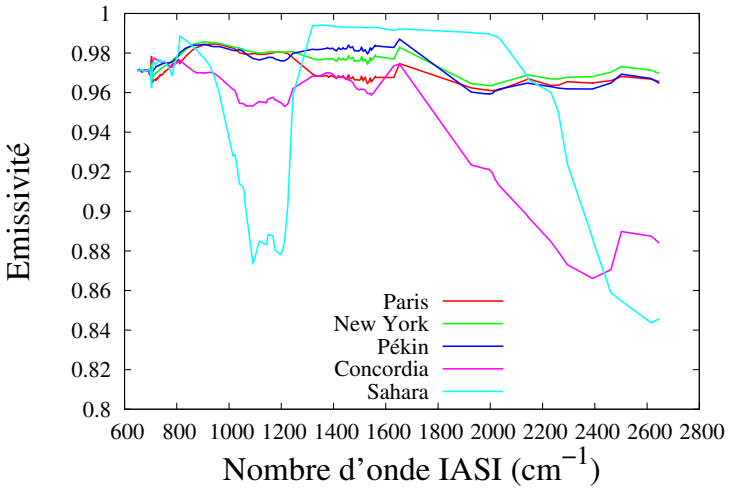


FIGURE 4.2 – Émissivité de surface des produits IASI L2 pour juillet 2011 pour 5 points sur le globe en fonction de la sélection des 314 canaux IASI.

De plus, les variations spectrales de l'émissivité des produits IASI L2 sont assez différentes

de celles de l'atlas UWIREMIS. Toutefois, on pourra noter que l'émissivité de ces produits est fournie pour des années différentes. Les plus grandes différences sont localisées à Concordia (Antarctique) et sur le désert du Sahara. Les différences entre ces deux atlas peuvent également provenir du fait que ces atlas sont construits à partir d'instruments différents, se trouvant sur des satellites différents et n'ayant pas les mêmes résolutions spatiales et spectrales.

Des atlas d'émissivité ont également été constuits à partir des produits IASI L2 pour les périodes d'octobre 2011 et janvier 2012.

4.2.3 Comparaison des 2 atlas

L'atlas UWIREMIS et l'atlas créé à partir des produits IASI L2 d'EUMETSAT ont été comparés. Dans le rapport EUMETSAT de [Hultberg, 2010], l'émissivité a été restituée pour le mois d'octobre 2007 sur une grille de 0.5° de résolution. L'émissivité moyenne mensuelle a été comparée avec la base de donnée d'émissivité infrarouge globale de l'Université du Wisconsin et il a été montré que ces émissivités sont très différentes. Cependant il est difficile d'évaluer la qualité de chacun de ces 2 produits. Dans mon étude, l'atlas EUMETSAT a été créé pour le mois de juillet 2011 et est comparé avec l'atlas UWIREMIS pour juillet 2007. La figure 4.3 représente les émissivités moyennes globales de l'atlas UWIREMIS (à gauche) pour juillet 2007 et des produits IASI L2 (à droite) pour juillet 2011 pour 4 canaux : le canal de surface 1027 (901.50 cm^{-1}), le canal 1671 sensible à l'ozone (1062.50 cm^{-1}), le canal 1991 (1142.50 cm^{-1}) dans la deuxième bande de surface et le canal vapeur d'eau 2321 (1225 cm^{-1}, qui ne voit quasiment pas la surface). On constate que ces atlas sont très différents. L'émissivité est globalement plus élevée pour l'atlas EUMETSAT que pour l'atlas UWIREMIS. Le tableau 4.1 présente les moyennes et écarts-types de l'émissivité pour le mois de juillet 2007 pour l'atlas UWIREMIS et pour juillet 2011 pour l'atlas des produits IASI L2, pour les 4 canaux considérés. En moyenne, sur le globe, pour le canal 1027, l'émissivité de l'atlas EUMETSAT est plus élevée de 0.06 par rapport à l'atlas UWIREMIS, de 0.1 pour la canal 1671, de 0.003 pour le canal 1991 et de 0.007 pour le canal 2321. L'écart-type est plus faible pour le canal dans la première bande de surface pour les 2 atlas (avec des valeurs de 0.0095 pour l'atlas UWIREMIS et 0.0090 pour l'atlas EUMETSAT) par comparaison avec le canal vapeur d'eau et le canal sensible à l'ozone pour lesquels l'écart-type est proche de 0.036. Pour le canal 1991 dans la seconde bande surface l'écart-type vaut 0.04 pour les deux atlas. L'écart-type des émissivités est légèrement plus grand pour l'atlas UWIREMIS que pour l'atlas EUMETSAT (environ 0.0005 de différences pour le canal 1191 et 0.001 pour les canaux 1671 et 2321). Pour le canal de surface 1991, l'écart-type diminue de 0.0004 avec l'atlas UWIREMIS. Pour les 2 atlas, on peut observer les mêmes variations spatiales de l'émissivité de surface. L'émissivité est plus faible sur le Sahara, l'Arabie Saoudite, l'Australie, mais aussi sur certains massifs tels que l'Himalaya, le plateau

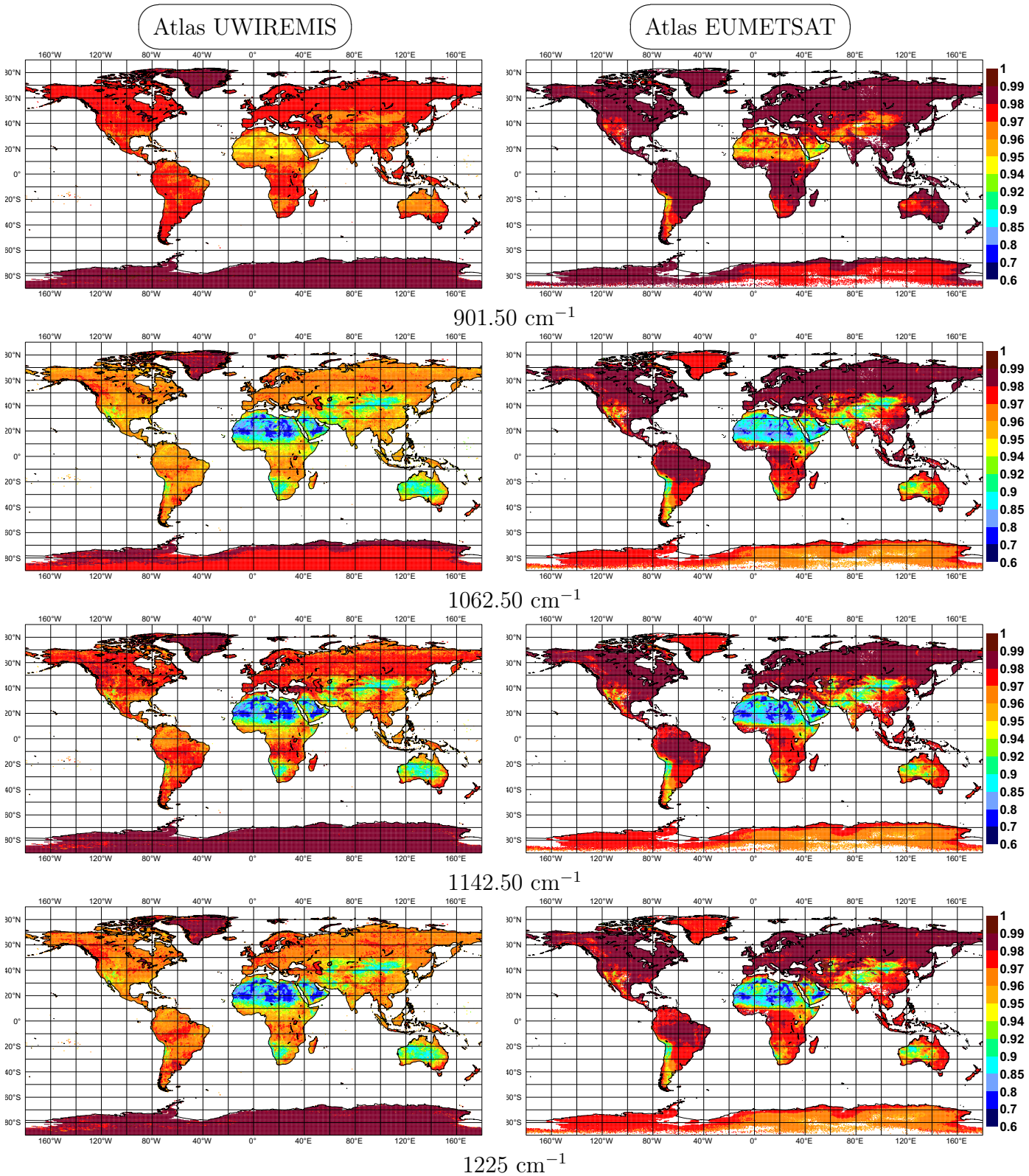


FIGURE 4.3 – Emissivité de surface de l'atlas UWIREMIS pour juillet 2007 et émissivité de surface des produits IASI L2 pour juillet 2011 pour 4 nombres d'onde : 901.50 cm^{-1}, 1062.50 cm^{-1}, 1142.50 cm^{-1} et 1225 cm^{-1}

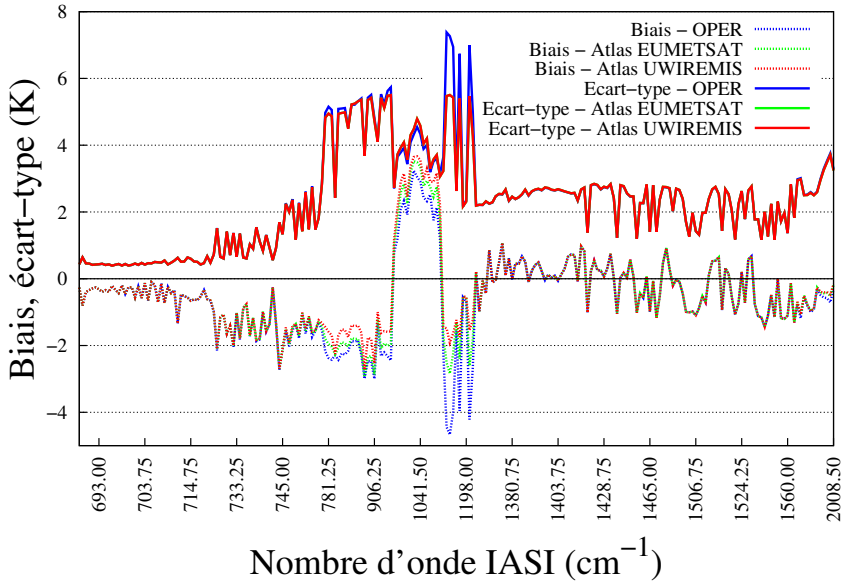
iranien, les Montagnes Rocheuses et la Cordillère des Andes, par comparaison avec le reste du globe où l'émissivité est assez constante et varie entre 0.96 et 0.99. Sur le Sahara l'émissivité peut descendre jusqu'à des valeurs de 0.7. De plus, on observe des variations d'émissivité plus importantes sur l'Antarctique pour l'atlas EUMETSAT par rapport à l'atlas UWIREMIS. Ces différences peuvent être liées à une mauvaise détection nuageuse dans le cas de l'atlas EUMETSAT. Il faut également noter que l'atlas UWIREMIS est basé sur des inversions dans quelques canaux larges bandes (MODIS) et non sur des mesures d'un instrument hyperspectral comme dans le cas de IASI. De plus, ces deux instruments ne sont pas sur le même satellite. L'information originale n'est donc pas la même.

TABLE 4.1 – Moyenne et écart-type des émissivités sur le globe pour le mois de juillet 2011 pour l'atlas des produits IASI L2 et pour juillet 2007 pour l'atlas UWIREMIS pour 4 canaux.

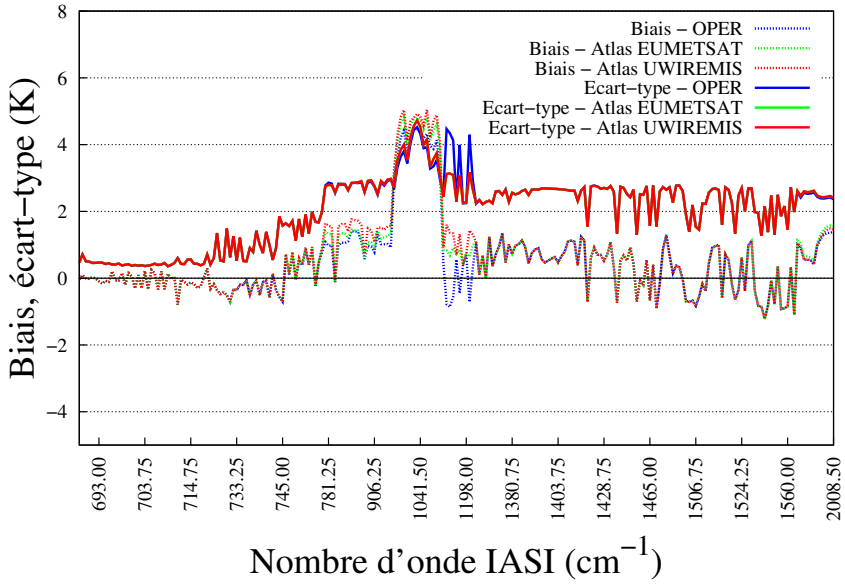
Canal	**Atlas UWIREMIS**		**Atlas EUMETSAT**	
	moyenne	écart-type	moyenne	écart-type
1027 (901.50 cm^{-1})	0.9749	0.0095	0.9806	0.0090
1671 (1062.50 cm^{-1})	0.9559	0.0359	0.9660	0.0348
1991 (1142.50 cm^{-1})	0.9614	0.0395	0.9640	0.0399
2321 (1225 cm^{-1})	0.9583	0.0378	0.9654	0.0369

4.2.4 Impact sur les simulations de température de brillance

Les radiances IASI ont été simulées en utilisant les 2 atlas d'émissivités présentés plus haut et en conservant la Ts de l'ébauche pour les cas clairs selon l'AVHRR. La figure 4.4 représente les moyennes et écarts-types pour le mois de juillet 2011 des différences entre les observations IASI et les températures de brillance (Tb) simulées avec les atlas d'émissivité et avec une émissivité constante égale à 0.98 comme dans l'opérationnel en fonction des 314 canaux IASI. L'utilisation d'atlas d'émissivité permet de réduire ces biais et écarts-types dans les bandes de surface comprises entre 773.50 et 962.50 cm^{-1} et entre 1091.25 et 1168 cm^{-1}. On constate une plus grande réduction du biais lorsque l'atlas UWIREMIS est utilisé. De jour, dans la première bande de surface (resp. dans la seconde bande), on observe une réduction du biais de 0.6 K (resp. 2.3 K) avec l'atlas UWIREMIS et de 0.2 K (resp. 1.3 K) avec l'atlas EUMETSAT par comparaison avec la configuration opérationnelle. L'écart-type est similaire pour les deux atlas avec une réduction de 0.1 K dans la première bande et de 1 K dans la seconde. Dans la bande sensible à l'ozone entre les deux bandes de surface, l'utilisation d'un atlas d'émissivité entraîne une augmentation des biais de 0.3 K pour l'atlas EUMETSAT et de 0.4 K pour l'atlas UWIREMIS et une hausse des écarts-types de 0.1 K pour les 2 atlas. De nuit, dans la première bande de surface (773.50 et 962.50 cm^{-1}), les biais entre les observations IASI et



(a) Jour



(b) Nuit

FIGURE 4.4 – Moyennes et écarts-types des différences entre les observations IASI et les simulations de température de brillance avec et sans atlas d'émissivité de jour (a) et de nuit (b) en fonction du nombre d'onde IASI.

les simulations de Tb augmentent de 0.3 K pour l'atlas EUMETSAT et de 0.6 K pour l'atlas UWIREMIS par comparaison avec l'utilisation d'une émissivité constante. Ces augmentations sont un peu plus importantes dans la seconde bande de surface (entre 1091.25 et 1168 cm^{-1}). L'écart-type n'est réduit que dans cette seconde bande pour les deux atlas, avec une diminution de 1.5 K par comparaison avec la configuration opérationnelle. De jour, on peut supposer que l'atlas d'émissivité contribue à absorber une partie des erreurs de Ts alors que, de nuit, la Ts étant mieux estimée par le modèle, l'utilisation d'un atlas semble donc avoir moins d'impact.

Ainsi, l'utilisation d'un atlas d'émissivité permet aux Tb simulées de mieux estimer les observations IASI pour les canaux sensibles à la surface. De plus, on remarque que l'utilisation de l'atlas UWIREMIS de jour permet une réduction plus importante de ces écarts.

4.3 Évaluation des températures de surface

4.3.1 La restitution de la température de surface

Le chapitre précédent a mis en évidence l'importance d'une bonne estimation de la Ts et les différentes méthodes de restitution. Disposant d'un bon modèle de transfert radiatif, des profils atmosphériques et d'atlas d'émissivité réalistes, la méthode mono-canal (voir chapitre 3 partie 3.4.1.1) sera appliquée pour restituer la Ts à partir de plusieurs canaux de surface de IASI par inversion de l'équation de transfert radiatif. Cette méthode présente l'avantage d'être simple et facile à mettre en place. Contrairement aux sondeur AMSU et SEVIRI, les sondeurs hyperspectraux offrent un large choix de canaux pour la restitution de Ts. Dans la sélection utilisée dans ARPEGE opérationnel, une trentaine de canaux de surface sont présent. De plus, les températures de surface ainsi estimées pour chaque canal seront moyennées pour différentes combinaisons de canaux afin de déterminer la configuration optimale qui fournit les meilleures estimations de Ts. Les canaux ayant servi à la restitution de Ts ne pourront pas être assimilés par la suite. Les Ts sont calculées à partir des données brutes, sans correction de biais. On pourra toutefois noter que les Ts sont affectées par le bruit radiométrique. Plus ce bruit est faible et plus la restitution de Ts sera de meilleure qualité. Cependant la précision du modèle de transfert radiatif ainsi que celle des profils atmosphériques interviennent également.

4.3.2 Les produits de température de surface utilisés pour l'évaluation des Ts restituées

La qualité des Ts restituées va être évaluée par comparaison avec d'autres produits d'estimation par satellite : les produits IASI L2 de température de surface d'EUMETSAT et les produits MODIS de température de surface de la NASA pour la plateforme Terra.

4.3.2.1 Les produits L2 IASI de Ts d'EUMETSAT

Les produits de température de surface sur terre sont produits de façon opérationnelle par le IASI L2 PPF (Product Processing Facility) développé par EUMETSAT. Comme pour l'émissivité (voir partie 4.2.2), les produits sont restitués par une méthode statistique basée sur une régression 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 trouver des fonctions orthogonales (empiriquement) qui caractérisent la covariabilité d'un ensemble de variables, ici les radiances observées.

Ces produits de Ts sont évalués par comparaison avec les produits de Ts du LSA SAF (Land Surface Analysis Satellite Applications Facility) à partir des mesures SEVIRI et avec les analyses de l'ECMWF [eum, 2010]. Les meilleures concordances sont obtenues de nuit avec les produits du LSA SAF où les écarts quadratiques moyens (eqm) atteignent jusqu'à 2 K. La corrélation entre la Ts restituée et les références pour les latitudes non polaires et les surfaces non arides est très haute, de 0.97 à 0.99. Les plus grandes divergences sont localisées sur les régions arides telles que le Sahara et sur les régions de haute altitude telles que les régions polaires. Les écarts-types d'erreur sur le Sahara (resp. sur les pôles) sont de 3.2 K (resp. -3.1 K) de jour avec un biais de -2.4 K (resp. -4.8 K) par comparaison avec les analyses ECMWF. [Theodore *et al.*, 2013] ont validé les produits IASI L2 de Ts avec des mesures in situ. Ils ont montré que la Ts peut être restituée avec un biais de 0.24 K et un écart quadratique moyen de 3 K. De plus, dans deux stations du Portugal et de la Namibie, les séries temporelles sont trop courtes pour permettre de tirer des conclusions significatives, mais les bonnes corrélations entre les produits IASI et les mesures in situ sont encourageantes. Ils ont également montré que les Ts fournies par l'ECMWF sont en accord avec les mesures in situ et cohérentes avec les produits IASI L2 de nuit mais elles présentent un biais de quelques kelvins durant la journée.

4.3.2.2 Les produits MODIS de Ts de la NASA

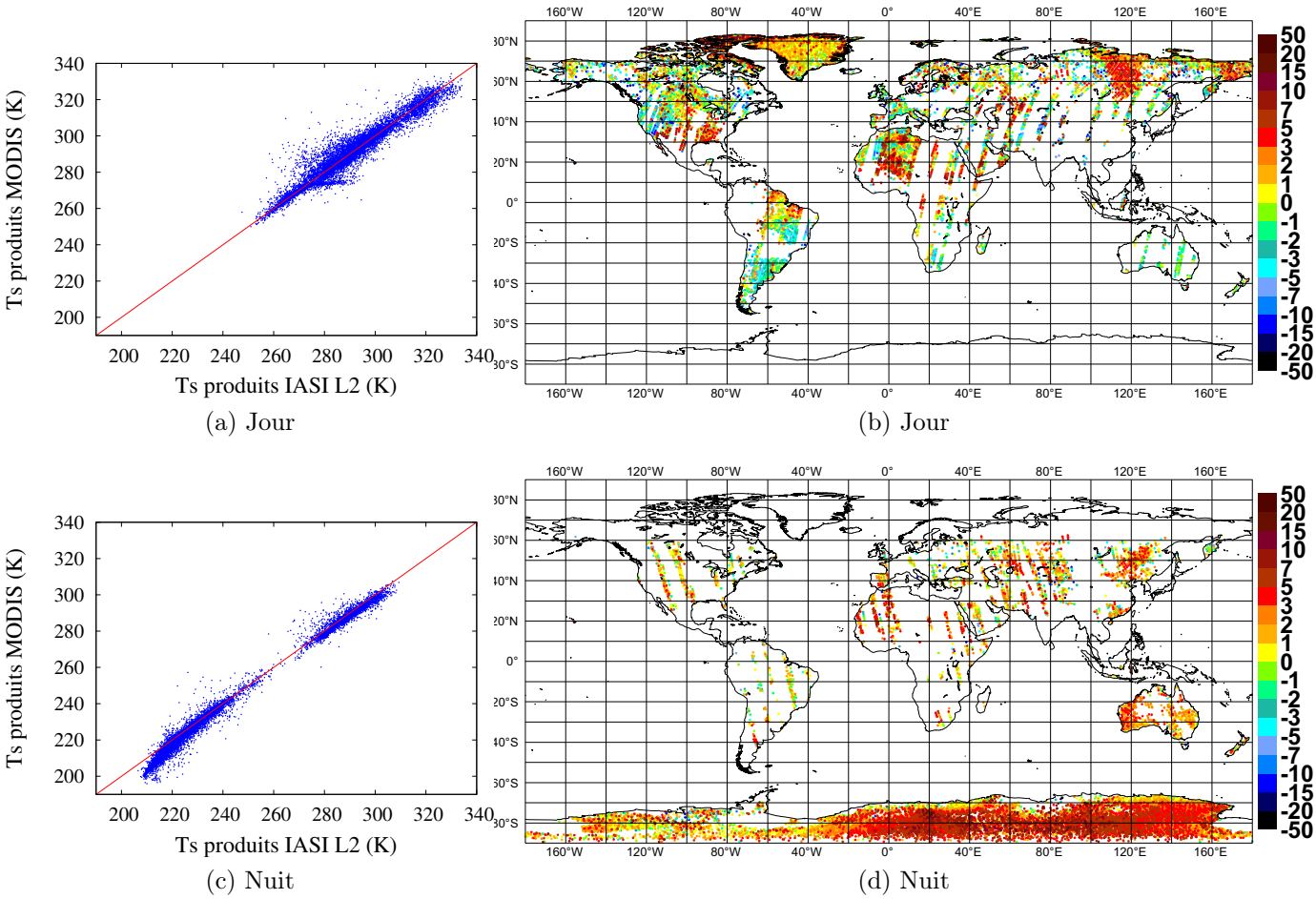
Les produits d'émissivité et de température de surface de MODIS sur la plateforme Terra fournissent des valeurs d'émissivité et de température avec une résolution spatiale de 1 km et une résolution temporelle de 5 min, de jour et de nuit. La plateforme Terra a été choisie puisque l'heure locale de passage à l'équateur est la plus proche de celle de Metop (approximativement 21h30 UTC pour Terra, 21h30 UTC pour Metop-A, et 01h30 UTC pour Aqua). Ce produit est disponible pour 3 versions : V4 (acquisition des produits du 24 février 2000 au 3 janvier 2007), V41 (à partir du 1er janvier 2007) et V5 (à partir du 5 mars 2000). La version V41 utilise l'algorithme de restitution de Ts de la V4 avec les données d'entrée de la V5 (radiances niveau-1B, données de géolocalisation, masque nuageux, profils atmosphériques, données de couverture nuageuse et terrestre).

Dans des conditions de ciel clair, la V5 a une précision inférieure à 1 K dans la plupart des cas. Pour les produits de résolution 1 km, des erreurs légèrement supérieures peuvent apparaître pour les grands angles de visée et dans les régions semi-arides. En effet, des études de validation ont montré que les produits de la version V5 CMG (Climate Modeling Grid) sous-estiment la température de surface de plus de 6 K, en particulier dans les déserts et les régions semi-arides [Hulley et Hook, 2009]. La version V41 a été créée en réponse aux problèmes de sous-estimation dans les produits de la V5 CMG. Des études de validation ont montré que les produits de la version V5 CMG sous-estiment la température de surface de plus de 6 K, en particulier dans les déserts et les régions semi-arides [Hulley et Hook, 2009]. En effet [Hulley et Hook, 2009] ont montré que, pour les produits de niveau 3, la V41 fournit les meilleurs résultats en termes d'émissivité sur le désert du Namib et la Namibie avec des différences moyennes entre les produits d'émissivité et les mesures en laboratoires égales à 0.65 % en valeur absolue pour les trois bandes MODIS 29, 31 et 32 (centrées sur 8.55, 11, and 12 μm). Ces différences sont de 1.06 % pour la V4 et 1.93 % pour la V5. L'erreur en température de surface est fortement dépendante de l'erreur en émissivité. Une erreur d'émissivité de 1.5 % à 8.6 μm peut entraîner une erreur d'environ 1 K en température de surface pour des matériaux à 300 K ([Hulley et Hook, 2009]). Toutefois les émissivités de la V5 peuvent être plus précises et stables au-dessus de l'eau et de la végétation. Ainsi, mes restitutions de Ts seront comparées avec les produits fournis par la version V41.

Les produits MODIS/Terra de Ts de niveau 2 sont produits à partir de l'algorithme du split-window généralisé (voir chapitre 3 partie 3.4.1.2) qui corrige les effets atmosphériques en utilisant l'absorption différentielle de deux fenêtres spectrales adjacentes (canaux 11 et 12 μm) ([Wan et Dozier, 1996]). Les produits MODIS sont utilisés pour les comparaisons avec les restitutions à partir des radiances IASI uniquement lorsque la distance entre les observations MODIS et IASI est inférieure à 10 km, la différence d'heure d'observation est inférieure à 1h et la différence d'angle zénithal de visée avec MODIS est inférieur à 10° afin de minimiser l'effet d'une possible dépendance angulaire zénithale.

4.3.2.3 Comparaison de ces produits

Les produits IASI L2 d'EUMETSAT ont été comparés avec les produits MODIS de Ts. La figure 4.5 représente les Ts des produits IASI L2 en fonction des Ts des produits MODIS (à gauche) et la répartition spatiale des différences entre la Ts des produits IASI L2 et la Ts des produits MODIS (à droite), pour les 5 premiers jours de juillet 2011 de jour et de nuit. Les figures 4.5 (a) et (c) montrent une bonne concordance globale entre la Ts des produits IASI L2 et la Ts des produits MODIS, de jour et de nuit. Les coefficients de corrélation valent 0.963 de jour et 0.995 de nuit. On constate cependant, de nuit, que la Ts des produits MODIS est plus



(a) Jour (b) Jour

(c) Nuit (d) Nuit

FIGURE 4.5 – Ts des produits MODIS en fonction de la Ts des produits IASI L2 d'EUMETSAT (à gauche) et répartition spatiale des différences entre Ts des produits IASI L2 et Ts des produits MODIS sur le globe (à droite), pour les 5 premiers jours de juillet 2011 de jour (en haut) et de nuit (en bas). Les différences de Ts sont en Kelvin.

froide (entre 10 et 20 K) que la Ts des produits EUMETSAT pour les températures les plus faibles. Ces différences sont localisées sur l'Antarctique. Sur le Sahara, la Ts des produits IASI L2 peut être jusqu'à 10 K plus chaude que celle des produits MODIS de jour (figure 4.5 (b)), et jusqu'à 7 K plus chaude de nuit (figure 4.5 (d)). De jour, les écarts entre Ts des produits IASI L2 et produits MODIS varient entre -15 et 10 K sur l'Himalaya, la Sibérie, le nord du Canada, le sud des Etats-Unis, et entre -5 et 10 K sur le Groenland. De nuit, sur l'Antarctique, ces écarts sont également importants et peuvent atteindre 15 K. La Ts des produits IASI L2 est globalement plus chaude que celle des produits MODIS sur l'Antarctique. Sur le reste du globe, les écarts entre Ts des produits IASI L2 et produits MODIS varient entre -5 et 5 K, de jour et de nuit. Comme pour les atlas, les différences entre ces produits peuvent provenir du fait qu'ils sont construits à partir d'instruments différents, se trouvant sur des satellites différents (ainsi les mesures peuvent être acquises sous des angles de visée et à des instants différents). De plus, ces intruments n'ont pas les mêmes résolutions spatiales et spectrales. Ces différences peuvent également être liées à la détection nuageuse.

4.3.3 Évaluation des Ts restituées

4.3.3.1 Mise en place des restitutions

La restitution s'effectue uniquement lorsque la transmission associée à une observation est supérieure à 0.5. Afin d'évaluer la meilleure configuration, la méthode mono-canal est appliquée à plusieurs canaux. La Ts est restituée pour les 27 canaux de surface (parmi ceux du jeu opérationnel d'ARPEGE) dans les bandes entre 773.50 et 962.50 cm^{-1} et entre 1091.25 et 1168 cm^{-1} et pour différentes combinaisons linéaires de 2 ou 3 de ces canaux. Ces combinaisons de canaux sont choisies pour leur quasi constante émissivité en fonction du type de sol [Capelle *et al.*, 2012], pour leurs fortes corrélations entre les Ts restituées à partir de IASI et les Ts des produits utilisés pour les comparaisons, et pour leur forte transmittance et le nombre élevé d'observations utilisées pour les comparaisons. Les 12 combinaisons testées sont présentées dans le tableau suivant :

Dans cette étude, seuls les pixels clairs sont considérés et sont identifiés avec l'imageur AVHRR (produit EUMETSAT disponible dans le BUFR IASI). Un pixel IASI est considéré comme clair lorsque le pourcentage de pixel AVHRR nuageux qu'il contient est égal à 0. Les profils atmosphériques utilisés en entrée du modèle RTTOV proviennent d'une prévision ARPEGE à courte échéance. Les atlas d'émissivité décrits dans la partie 4.2 ont été utilisés afin de restituer la Ts avec des émissivités plus réalistes que la valeur de 0.98 utilisée en opérationnel. La Ts est restituée aux réseaux de l'analyse du modèle ARPEGE : 0h, 6h, 12h et 18h. Les impacts sur les restitutions de Ts d'une émissivité constante, de l'atlas global d'émissivité de

TABLE 4.2 – Liste des combinaisons de canaux testées pour les restitutions de Ts.

	Canaux	Nombres d'onde associés
combi1	756, 867, 921	833.75 cm^{-1}, 861.50 cm^{-1}, 875 cm^{-1}
combi2	1191, 1194, 1271	942.50 cm^{-1}, 943.25 cm^{-1}, 862.50 cm^{-1}
combi3	1271, 1884, 1991	962.50 cm^{-1}, 1115.75 cm^{-1}, 1142.50 cm^{-1}
combi4	756, 867	
combi5	756, 921	
combi6	867, 921	
combi7	1191, 1194	
combi8	1191, 1271	
combi9	1194, 1271	
combi10	1271, 1884	
combi11	1271, 1991	
combi12	1884, 1991	

surface sur terre à haute résolution spectrale UWIREMIS développé par l'université du Wisconsin et de l'atlas construit à partir des produits IASI L2 d'émissivité de surface d'EUMETSAT sont comparés. La qualité de ces Ts restituées est évaluée par comparaison avec les produits de Ts présentés dans la partie 4.3.2. Cette étude est réalisée pour juillet 2011 et janvier 2012.

4.3.3.2 Période d'étude

Dans cette partie, les Ts restituées en utilisant l'atlas UWIREMIS d'émissivité sont comparées avec les produits IASI L2 de Ts sur tout le globe. Afin de réduire la quantité de données comparées, j'ai cherché, dans un premier temps, à déterminer si la comparaison des Ts sur une période de 5 jours était valable statistiquement. Pour cela les résultats obtenus pour les 5 premiers jours de juillet 2011 ont été comparés avec ceux obtenus sur tout le mois de juillet 2011.

La figure 4.6 représente la Ts des produits IASI L2 d'EUMETSAT en fonction de la Ts de l'ébauche (en bleu) et de la Ts restituée (en rouge) à partir du canal 1191 (942.50 cm^{-1}) pour les deux périodes, de jour uniquement. On constate une plus grande dispersion des points lorsque la période d'étude est égale à 1 mois, celle-ci étant liée au fait qu'un plus grand nombre d'observations est comparé. Cependant la comparaison sur la période de 5 jours décrit bien le comportement général du nuage de points. Le coefficient de corrélation entre la Ts restituée et la Ts de produits L2 vaut 0.992, de jour, que la Ts soit restituée sur une période de 5 jours ou d'un mois (voir tableau 4.3). Les coefficients de corrélations entre la Ts de l'ébauche et la Ts des produits valent 0.918 pour la période de 5 jours et 0.910 pour la période d'un mois. De plus, on observe une augmentation de la moyenne des différences entre Ts restituée et Ts des produits : on passe de 0.149 pour la période de 1 mois à 0.324 pour les 5 jours. L'écart-type reste quant

à lui identique pour les deux périodes lorsque la Ts est restituée. On retrouve des résultats similaires pour les restitutions à partir des autres canaux de surface, de nuit également. Le coefficient de corrélation entre Ts restituée et Ts des produits IASI L2, de nuit, vaut 0.999 pour les deux périodes.

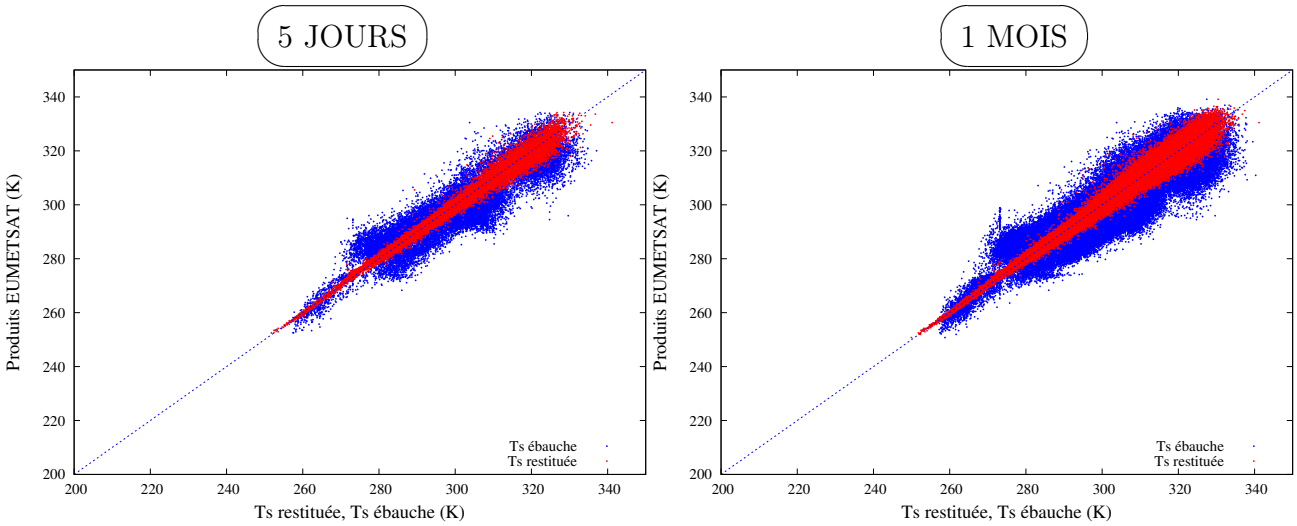


FIGURE 4.6 – Ts des produits IASI L2 d'EUMETSAT en fonction de la Ts de l'ébauche (en bleu) et de la Ts restituée à partir du canal 1191 (en rouge) de jour pour les 5 premiers jours de juillet 2011 et pour tout le mois de juillet 2011.

TABLE 4.3 – Moyenne et écart-type des différences entre la Ts restituée à partir du canal 1191 (Tsinv) et la Ts des produits IASI L2 (Tsprod) et entre la Ts de l'ébauche (Tsback) et la Ts des produits sur le globe de jour pour une période d'étude de 5 jours en juillet 2011 et pour tout le mois. Les corrélations entre ces Ts ainsi que le nombre d'observations associées sont également indiqués.

	5 jours		**1 mois**	
	Tsinv/Tsprod	**Tsback/Tsprod**	**Tsinv/Tsprod**	**Tsback/Tsprod**
moyenne	0.324	1.444	0.149	1.886
écart-type	1.716	5.926	1.716	6.028
corrélation	0.992	0.918	0.992	0.910
nombre de cas	27346		159831	

La figure 4.7 représente les moyennes et écarts-types des différences entre la Ts restituée et la Ts des produits EUMETSAT et entre la Ts de l'ébauche et ces produits pour les 5 premiers jours de juillet 2011 (à gauche) et pour tout le mois de juillet 2011 (à droite), de jour (en haut) et de nuit (en bas). Bien que le nombre d'observations utilisées pour les comparaisons soit divisé par un facteur 6, les moyennes et écarts-types des différences entre la Ts restituée

et la Ts des produits EUMETSAT sont très similaires pour les différents canaux de surface et combinaisons de canaux pour ces deux périodes.

Les écarts-types des différences entre Ts de l'ébauche et Ts des produits IASI L2 valent 6 K en moyenne de jour et 3.1 K de nuit pour les deux périodes. Les canaux pour lesquels on observe une chute dans le nombre d'observations ne sont pas pris en compte. Les moyennes des différences entre Ts de l'ébauche et Ts des produits sont réduites pour la période de 5 jours et valent 1.5 K en moyenne sur cette période contre 1.9 K sur 1 mois. De nuit ces biais valent -1.9 K en moyenne sur 5 jours contre -1.5 K sur 1 mois. Après restitutions, ces biais et écarts-types sont comparables pour les deux périodes. En effet, les écarts-types des différences entre Ts restituée et Ts des produits IASI L2 valent 2 K en moyenne de jour et 1.4 K de nuit pour les deux périodes. De jour, les biais associés valent 0.3 K sur 5 jours et 0.2 K sur 1 mois, tandis que, de nuit, ils valent 0.2 K pour les deux périodes.

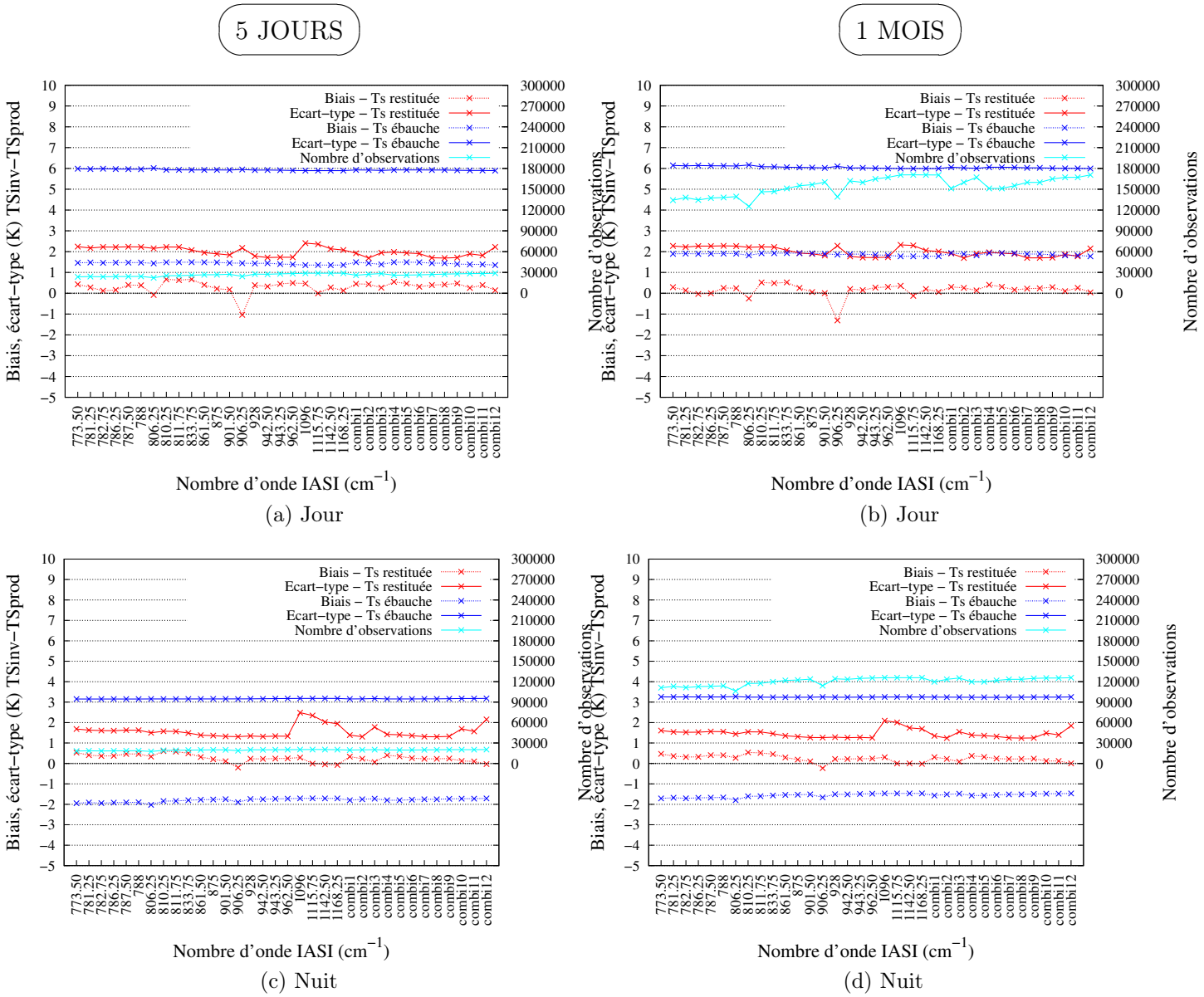
La période d'étude sera donc réduite à 5 jours pour l'évaluation des Ts restituées. On retrouve les mêmes résultats lorsque la Ts est restituée en utilisant l'atlas construit à partir des produits IASI L2.

4.3.3.3 Comparaison des Ts restituées avec les produits MODIS et EUMETSAT sur tout le globe.

Afin d'évaluer les Ts restituées à partir des radiances IASI pour les différents canaux de surface, ces températures ont été comparées avec les produits MODIS et les produits IASI L2 de Ts sur terre présentés dans la partie 4.3.2 pour les 5 premiers jours de juillet 2011 et janvier 2012. Les Ts ont été restituées à partir de l'atlas UWIREMIS et de l'atlas construit à partir des produits IASI L2 d'émissivité décrits dans la partie 4.2.

Les Ts des produits IASI L2 et les Ts restituées sont issues des données du sondeur IASI, les observations comparées sont donc identiques et correspondent à une même localisation et une même heure de mesure. Dans le cas des produits MODIS, comme expliqué dans la partie 4.3.2.2, on recherche les observations les plus proches dans l'espace et dans le temps, avec des différences d'angles zénithaux faibles. Les différences entre la Ts restituée et la Ts des produits MODIS (en rouge) et entre la Ts de l'ébauche et la Ts des produits MODIS (en bleu) en fonction de la différence d'angle zénithal entre les observations de IASI et MODIS sont représentées sur la figure 4.8 pour les 5 premiers jours de juillet 2011. La Ts a ici été restituée à partir de l'atlas UWIREMIS.

Les différences entre Ts de l'ébauche et Ts des produits MODIS sont globalement comprises entre -10 et 10 K de jour (94.4 % des observations IASI sont comprises dans cet intervalle) et entre -5 et 5 K de nuit (90.2 % des observations) pour des angles variant entre -10 et 10° (figure 4.8). De jour, les différences entre Ts restituée et Ts des produits MODIS sont



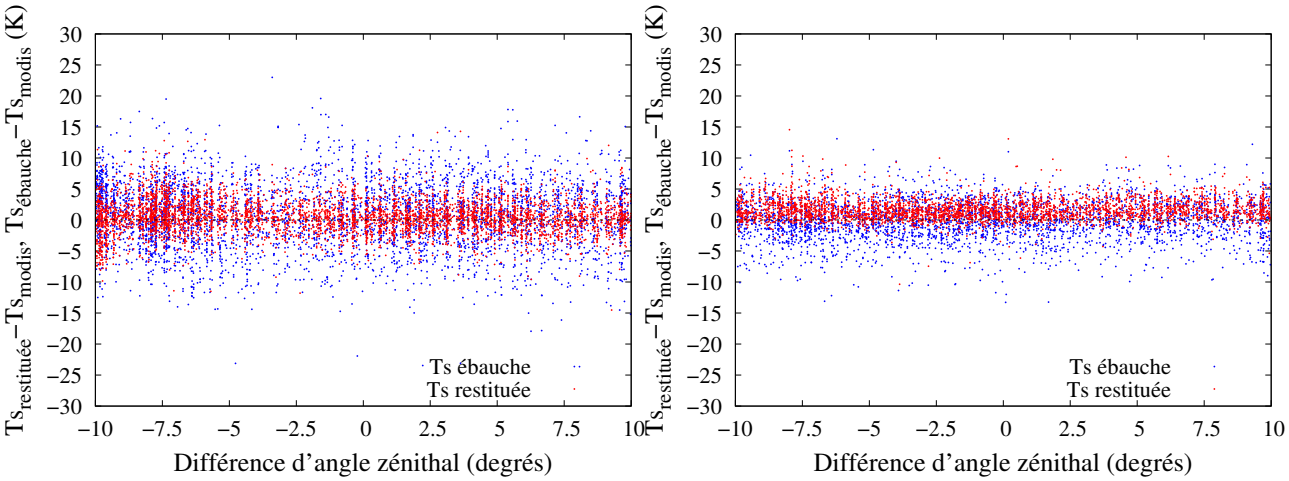
(a) Jour

(b) Jour

(c) Nuit

(d) Nuit

FIGURE 4.7 – Moyennes et écarts-types sur tout le globe des différences entre la Ts restituée et la Ts des produits EUMETSAT (en rouge) et entre la Ts de l'ébauche et ces produits (en bleu foncé) de jour (en haut) et de nuit (en bas) pour les 5 premiers jours de juillet 2011 (à gauche) et pour tout le mois de juillet 2011 (à droite). Le nombre d'observations associées est représenté en bleu clair.



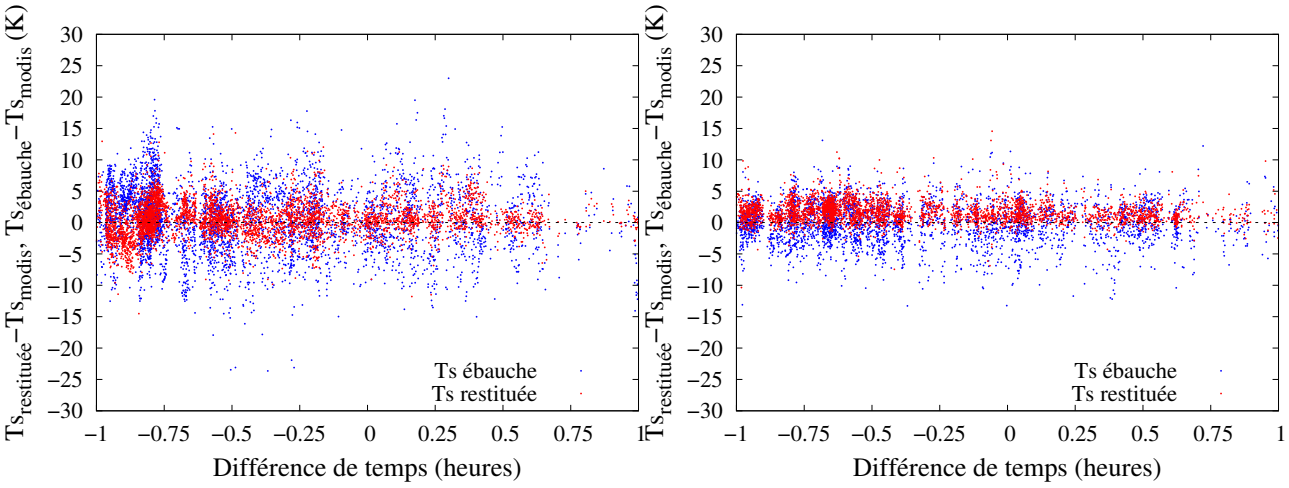
(a) Jour (b) Nuit

FIGURE 4.8 – Nuage de points des différences entre Ts restituée et Ts des produits MODIS (en rouge) et entre Ts de l'ébauche et Ts des produits MODIS (en bleu) en fonction de la différence d'angle zénithal entre les observations de jour (à droite) et de nuit (à gauche) pour les 5 premiers jours de juillet 2011.

globalement comprises entre -5 et 5 K pour des différences d'angles zénithaux entre -10 et 10° (cela représente 92.3 % des observations). De nuit, les différences entre Ts restituée et Ts des produits MODIS sont globalement positives et comprises entre 0 et 5 K (pour 85.1 % des observations) pour des différences d'angles zénithaux compris entre -10 et 10°. Ainsi lorsque l'écart entre les angles est compris entre -10° et 10°, il ne semble pas y avoir de dépendance angulaire dans les comparaisons de Ts. De plus, cet intervalle d'angles permet de réduire l'écart moyen entre les Ts restituées et les Ts des produits MODIS.

La figure 4.9 représente les différences entre la Ts restituée et la Ts des produits MODIS (en rouge) et entre la Ts de l'ébauche et la Ts des produits MODIS (en bleu) en fonction de la différence d'heure de mesure entre IASI et MODIS.

On constate que les observations MODIS utilisées pour les comparaisons sont principalement en retard sur IASI. En effet, de jour (resp. de nuit) 51.1 % (resp. 48.4 %) des observations MODIS sont de 30 min à 1 h en retard sur IASI, et 24.2 % (resp. 23.4 %) ont un retard compris entre 0 et 30 min. Les différences entre Ts de l'ébauche et Ts des produits MODIS sont globalement comprises entre -10 et 10 K (94.4 % des observations) de jour et entre -5 et 5 K (90.2 % des observations) de nuit pour des différences d'heure de mesure comprises entre -1h et 1h. Après restitution, ces écarts sont réduits et varient majoritairement entre -5 et 5 K (92.3 % des observations) de jour et entre 0 et 5 K (85.1 % des observations) de nuit. Ces différences sont assez constantes lorsque l'heure de mesure varie de plus ou moins 1h dans le temps. Ainsi,



(a) Jour (b) Nuit

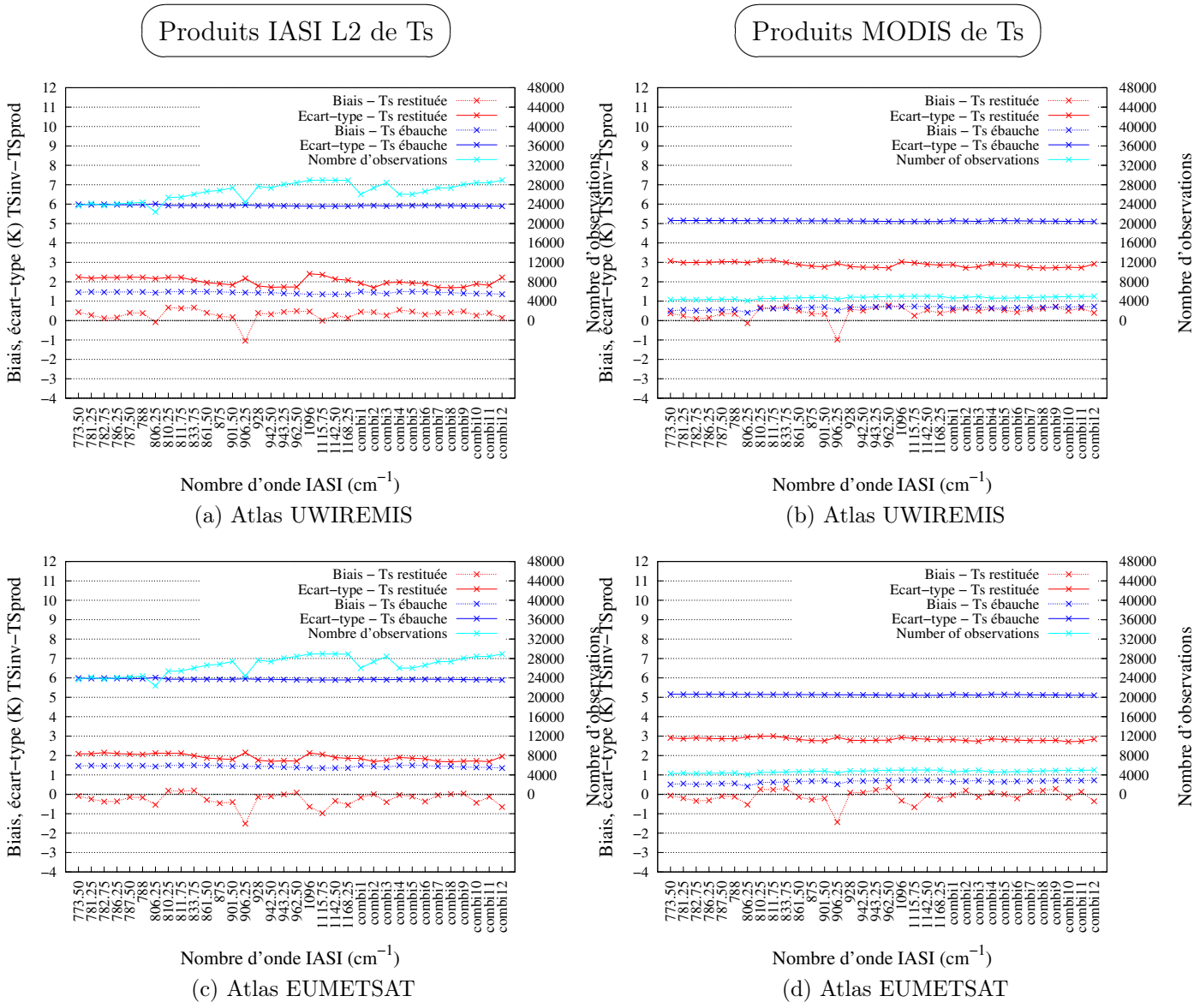
FIGURE 4.9 – Nuage de points des différences entre Ts restituée et Ts des produits MODIS (en rouge) et entre Ts de l'ébauche et Ts des produits MODIS (en bleu) en fonction de l'heure de la mesure de jour et de nuit pour les 5 premiers jours de juillet 2011.

les critères choisis pour la comparaison des observations IASI et MODIS semblent acceptables, de jour et de nuit, compte tenu de ces résultats.

La figure 4.10 représente les moyennes et écarts-types des différences entre la Ts restituée et la Ts des produits EUMETSAT et MODIS et entre la Ts de l'ébauche et ces produits, en fonction du nombre d'onde IASI, pour les 5 premiers jours de juillet 2011, de jour. La Ts est restituée à partir des atlas des produits IASI L2 (en haut) et UWIREMIS (en bas). Les mêmes résultats de nuit sont présentés sur la figure 4.11.

De jour (figure 4.10), les moyennes et écarts-types des différences entre Ts restituée/Ts produits sont réduits par comparaison à ceux entre Ts ébauche/Ts produits pour les 2 produits et pour les 2 atlas. Pour les produits IASI L2 de Ts, la réduction en écart-type est d'environ 4 K et la réduction en biais est de 1.8 K pour les 2 atlas. Pour les produits MODIS, la réduction est de 2.1 K en écart-type pour les 2 atlas et de 0.2 K en biais pour l'atlas UWIREMIS et de 0.6 K en biais pour l'atlas créé à partir des produits IASI L2.

De nuit (figure 4.11), on constate également une réduction des moyennes et écarts-types des différences entre Ts restituée/Ts produits IASI L2 comparés à ceux entre Ts ébauche/Ts produits IASI L2. La réduction en écart-type est de 1.7 K, tandis que la réduction en biais est de 2 K en moyenne pour les 2 atlas. Le biais devient positif avec la Ts restituée. La comparaison entre Ts restituée/Ts produits MODIS et entre Ts ébauche/Ts MODIS montre une réduction de 1.2 K en moyenne pour l'écart-type lorsque la Ts est restituée, tandis que le biais augmente de 1.5 K.



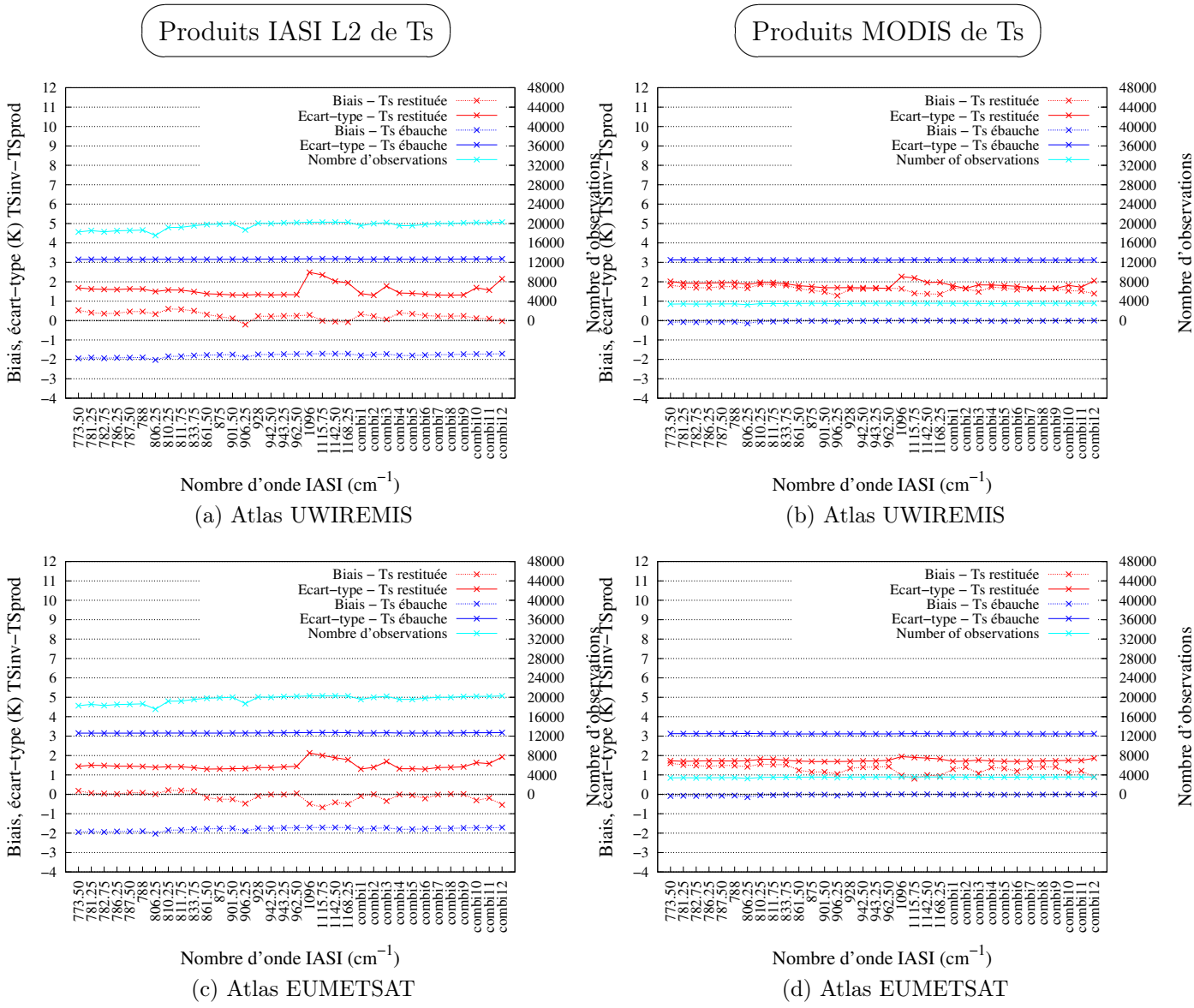
(a) Atlas UWIREMIS

(b) Atlas UWIREMIS

(c) Atlas EUMETSAT

(d) Atlas EUMETSAT

FIGURE 4.10 – Moyennes et écarts-types sur tout le globe des différences entre la Ts restituée (en rouge) et les Ts des produits EUMETSAT (à gauche) et MODIS (à droite) et entre la Ts de l'ébauche (en bleu foncé) et les Ts des produits EUMETSAT et MODIS **de jour**, en fonction du nombre d'onde IASI, pour les 5 premiers jours de **juillet 2011**. Les Ts sont restituées à partir de l'atlas des produits IASI L2 (en bas) et l'atlas UWIREMIS (en haut). Le nombre d'observations associées est représenté en bleu clair.



(a) Atlas UWIREMIS

(b) Atlas UWIREMIS

(c) Atlas EUMETSAT

(d) Atlas EUMETSAT

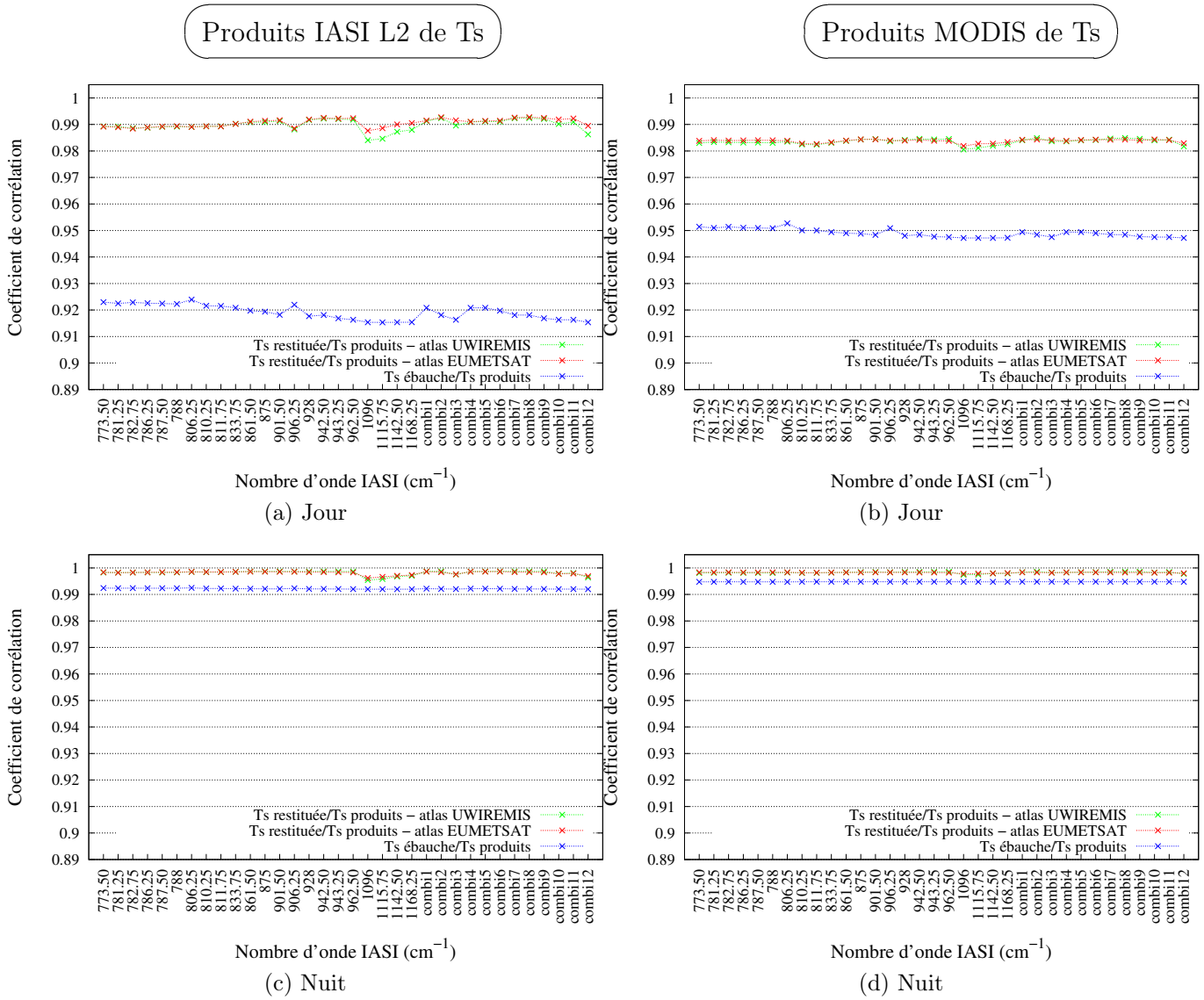
FIGURE 4.11 – Moyennes et écarts-types sur tout le globe des différences entre la Ts restituée (en rouge) et les Ts des produits EUMETSAT (à gauche) et MODIS (à droite) et entre la Ts de l'ébauche (en bleu foncé) et les Ts des produits EUMETSAT et MODIS **de nuit**, en fonction du nombre d'onde IASI, pour les 5 premiers jours de **juillet 2011**. Les Ts sont restituées à partir de l'atlas des produits IASI L2 (en bas) et l'atlas UWIREMIS (en haut). Le nombre d'observations associées est représenté en bleu clair.

De jour comme de nuit, le nombre d'observations claires considérées est 6 à 7 fois supérieur dans les comparaisons avec les produits IASI L2 par rapport aux produits MODIS, cela étant lié à l'utilisation de critères de temps, de distance et d'angle pour la comparaison des observations IASI et MODIS.

Les coefficients de corrélation entre la Ts restituée et celle des produits (MODIS et IASI L2) et entre la Ts de l'ébauche et celle de ces produits sont représentés sur la figure 4.12 pour les 5 premiers jours de juillet 2011. De jour, la Ts de l'ébauche est plus fortement corrélée à la Ts des produits MODIS qu'à la Ts des produits IASI L2. Cette corrélation vaut 0.92 en moyenne avec les produits IASI L2 contre 0.95 avec les produits MODIS. Les corrélations sont plus fortes entre la Ts restituée et la Ts des produits IASI L2 (de l'ordre de 0.99), par rapport aux corrélations entre la Ts restituée et la Ts des produits MODIS (de l'ordre de 0.983), pour les 2 atlas utilisés, de jour. Ceci peut s'expliquer par le fait que, contrairement aux produits IASI L2, les observations MODIS utilisées pour les comparaisons sont éloignées en distance, en temps et en angle zénithal par rapport aux observations IASI. De nuit, les Ts sont mieux estimées au départ et on constate que les Ts restituées à partir de IASI sont plus fortement corrélées avec celles des produits IASI L2 et des produits MODIS que de jour, avec un coefficient de corrélation d'une valeur de 0.998 en moyenne pour les 2 produits. Les résultats de nuit sont similaires avec les 2 atlas.

Les mêmes calculs ont été réalisés pour les 5 premiers jours de janvier 2012. Les moyennes et écarts-types des différences entre Ts sont représentés sur les figures 4.13 de jour uniquement. Les restitutions de Ts à partir de l'atlas UWIREMIS ou de l'atlas EUMETSAT produisent des résultats très similaires. Les moyennes et écarts-types des différences entre la Ts restituée et la Ts des produits IASI L2 sur tout le globe sont réduits par comparaison avec les moyennes et écarts-types des différences entre la Ts de l'ébauche et la Ts de ces produits, et cela pour chacun des deux atlas utilisés pour les restitutions. Le biais est réduit d'environ 2.5 K en valeur absolue tandis que l'écart-type diminue de 3.2 K. Lorsque les Ts restituées avec les deux atlas sont comparées avec les Ts des produits MODIS, on observe une réduction en écart-type de 3 K par rapport à la Ts de l'ébauche. Le biais augmente d'environ 1 K en valeur absolue de jour. De nuit on observe des résultats à peu près similaires (non montrés).

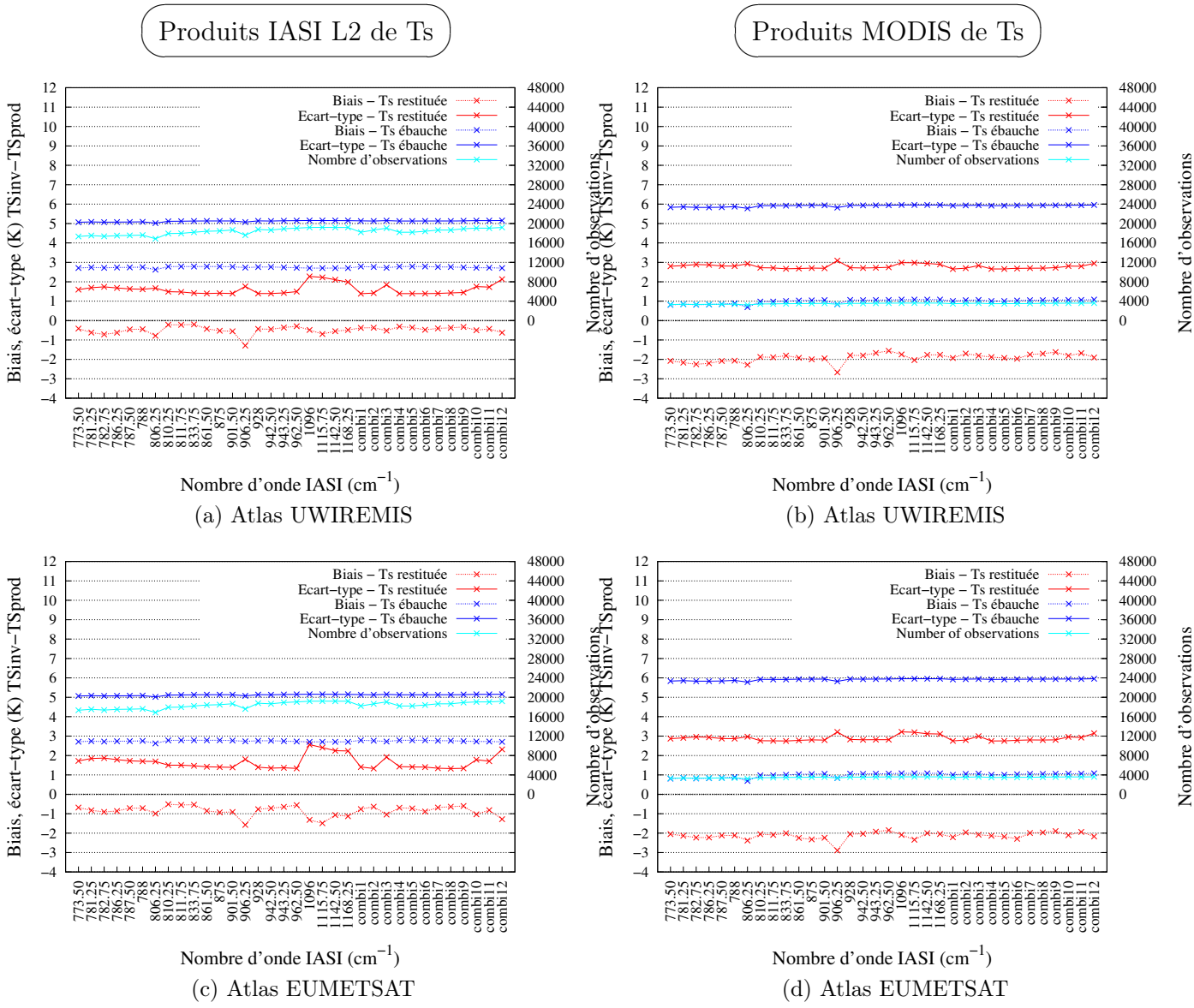
En comparaison avec juillet, en janvier, l'écart-type (resp. le biais) entre la Ts de l'ébauche et les produits de Ts est réduit d'environ 1 K (resp. augmente d'environ 1.2 K) pour les produits IASI L2 alors qu'il augmente de 1 K (resp. de 0.5 K) pour les produits MODIS. Ces différences entre les ébauches peuvent s'expliquer par le fait que la version du modèle a changé entre juillet 2011 et janvier 2012 (les coefficients RTTOV ont été modifiés) mais également par le fait que le nombre d'observations considérées est plus important en juillet qu'en janvier, de jour.



(a) Jour (b) Jour

(c) Nuit (d) Nuit

FIGURE 4.12 – Coefficients de corrélation entre la Ts restituée et les Ts des produits IASI L2 (à gauche) et des produits MODIS (à droite) et entre la Ts de l'ébauche (en bleu) et les Ts des produits EUMETSAT et des produits MODIS. Les résultats sont présentés de jour (en haut) et de nuit (en bas), en fonction du nombre d'onde IASI, pour les 5 premiers jours de juillet 2011. Les Ts sont restituées à partir de l'atlas UWIREMIS (en vert) et de l'atlas créé à partir des produits IASI L2 (en rouge).



(a) Atlas UWIREMIS

(b) Atlas UWIREMIS

(c) Atlas EUMETSAT

(d) Atlas EUMETSAT

FIGURE 4.13 – Moyennes et écarts-types sur tout le globe des différences entre la Ts restituée (en rouge) et les Ts des produits EUMETSAT (à gauche) et MODIS (à droite) et entre la Ts de l'ébauche (en bleu foncé) et les Ts des produits EUMETSAT et MODIS **de jour**, en fonction du nombre d'onde IASI, pour les 5 premiers jours de **janvier 2012**. Les Ts sont restituées à partir de l'atlas des produits IASI L2 (en bas) et l'atlas UWIREMIS (en haut). Le nombre d'observations associées est représenté en bleu clair.

Conclusion de ces comparaisons sur tout le globe

Les Ts ont été restituées à partir des atlas UWIREMIS et EUMETSAT pour les canaux de surface dans les bandes entre 773.50 et 962.50 cm^{-1} et entre 1091.25 et 1168 cm^{-1} et pour différentes combinaisons de canaux dans ces bandes pour les 5 premiers jours de juillet 2011 et janvier 2012. La comparaison des Ts restituées avec les Ts des produits MODIS et EUMETSAT sur tout le globe a permis de montrer que les Ts restituées sont relativement bien estimées sur les deux périodes d'étude considérées. En effet les écarts-types (resp. les biais) des différences entre Ts restituée et Ts des produits valent globalement, pour les 2 atlas, entre 1.5 et 2.5 K (resp. entre -1 et 0.7 K) de jour et de nuit pour les produits IASI L2, et entre 2 et 3 K (resp. entre -2 et 2 K) pour les produits MODIS.

De plus, cette étude a permis de mettre en évidence un canal et une combinaison de canaux pour lesquelles les Ts restituées sont les plus proches de ces deux produits pour les deux périodes étudiées. Même si ces produits sont différents, les restitutions à partir du **canal 1191** et de la **combinaison 1191+1271** fournissent les meilleures estimations de Ts en termes d'écart quadratique moyen et de corrélation avec ces produits, et cela avec les deux atlas d'émissivité.

On pourra également noter que ces canaux sont spécifiques à l'utilisation d'atlas. En effet, les mêmes calculs ont été réalisés avec une émissivité constante égale à 0.98 et les résultats ont montré que le canal 756 (833.75 cm^{-1}) fournit les meilleures restitutions de Ts par comparaison avec les produits utilisés pour la validation (ces résultats ne sont pas montrés).

4.3.3.4 Étude de la sensibilité de la restitution de Ts au choix des canaux utilisés

Dans cette partie, les restitutions sont réalisées à partir des canaux sélectionnés dans la partie précédente : le 1191 et la combinaison des canaux 1191 et 1271. Le tableau 4.4 présente les moyennes et écarts-types de l'émissivité pour les canaux 1191 et 1271 sélectionnés et pour la combinaison de ces deux canaux, pour juillet et janvier, pour l'atlas UWIREMIS et pour l'atlas EUMETSAT. Les écarts-types en juillet et janvier sont faibles et sont de l'ordre de 0.01 pour les deux atlas. Ainsi, l'émissivité est quasi constante en fonction du type de sol sur ces deux périodes. On peut donc imaginer que les erreurs attachées aux atlas d'émissivités sont faibles pour ces canaux et qu'elles se répercuteront peu sur les restitutions de Ts.

La figure 4.14 représente les cartes des différences entre la Ts restituée à partir du canal 1191 (942.5 cm^{-1}) et la Ts des produits IASI L2 et entre la Ts de l'ébauche et ces produits pour le 3 juillet 2011. La Ts est ici restituée à partir de l'atlas UWIREMIS. Seules les observations pour lesquelles la valeur de l'AVHRR est nulle (c'est-à-dire sans nuage) sont représentées. Ces observations sont considérées comme claires (voir cartes du bas de la figure 4.14). De jour, les plus grandes différences entre la Ts restituée et la Ts de l'ébauche sont localisées sur l'Afrique du Sud, l'Australie, l'Amérique du Sud et la Sibérie, où elles peuvent atteindre jusqu'à -20 K

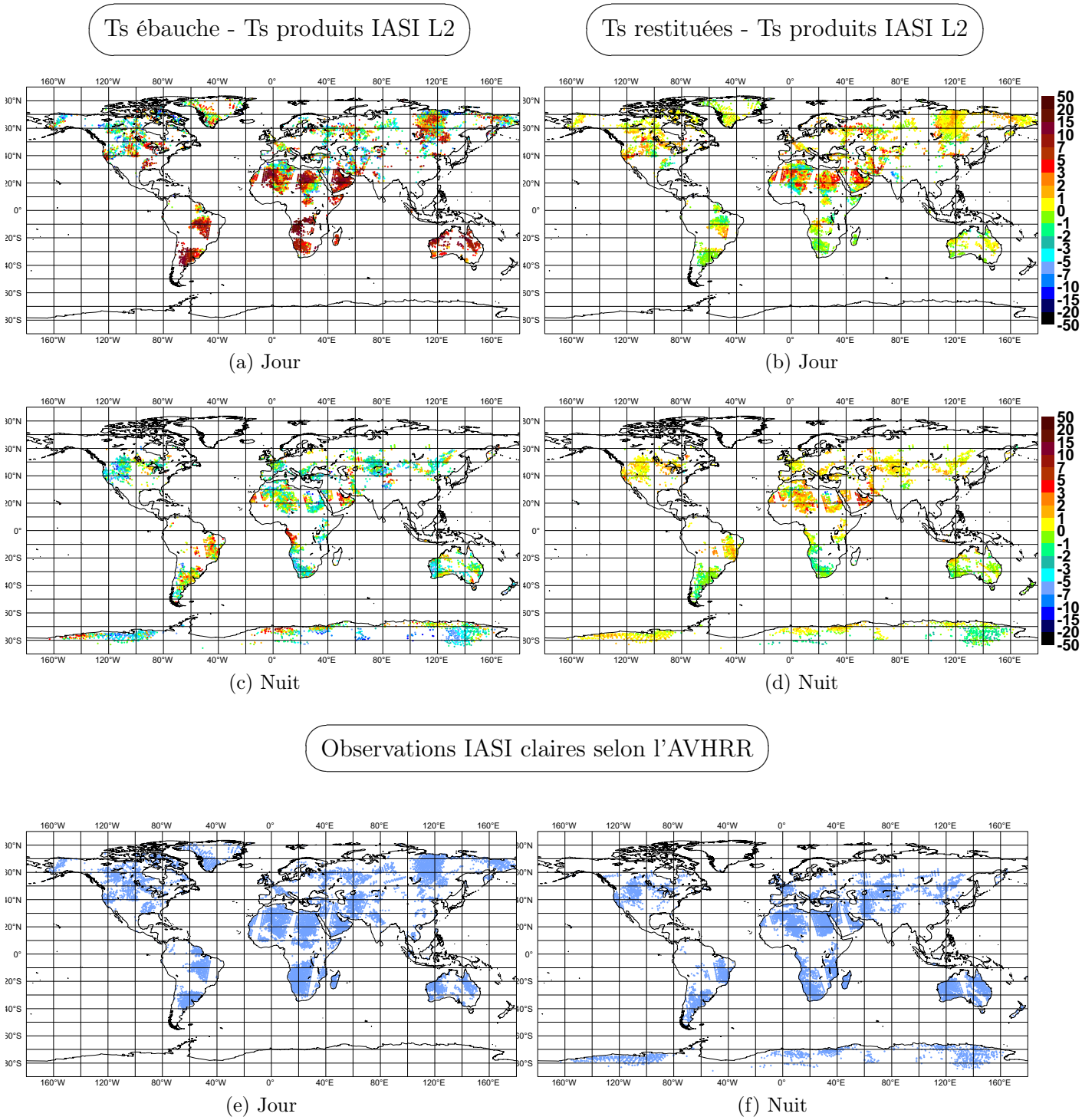
TABLE 4.4 – Moyenne et écart-type de l'émissivité restituée sur le globe pour les mois de juillet et janvier 2007 pour l'atlas UWIREMIS et pour juillet et janvier 2011 pour l'atlas des produits IASI L2 pour les canaux 1191, 1271 et pour la combinaison de ces deux canaux.

Canal	**Atlas UWIREMIS**				**Atlas EUMETSAT**			
	Juillet		Janvier		Juillet		Janvier	
	moyenne	écart-type	moyenne	écart-type	moyenne	écart-type	moyenne	écart-type
1191 (942.50 cm^{-1})	0.9750	0.0110	0.9768	0.0096	0.9793	0.0120	0.9796	0.0078
1271 (962.50 cm^{-1})	0.9731	0.0116	0.9750	0.0100	0.9778	0.0152	0.9788	0.0098
1191+1271	0.9741	0.0113	0.9759	0.0098	0.9785	0.0136	0.9792	0.0088

et sur le Sahara, l'Arabie Saoudite et le plateau iranien où elles valent jusqu'à -15 K. Sur le Canada des différences de 15 K en valeur absolue entre la Ts restituée et la Ts de l'ébauche peuvent être observées. De nuit ces écarts sont plus faibles mais peuvent aller jusqu'à ± 10 K sur l'Antarctique. L'écart avec la Ts des produits IASI L2 est nettement réduit lorsque la Ts est restituée. Les différences entre la Ts restituée et la Ts des produits IASI L2 sont plus importantes de jour que de nuit. De jour, on observe des différences allant jusqu'à 7 K sur le Sahara, l'Arabie Saoudite, et allant jusqu'à 10 K sur le plateau iranien. Ces différences sont majoritairements positives (la Ts restituée est plus chaude que la Ts des produits IASI L2) sauf sur l'Afrique du Sud, certaines zones du Sahara, l'Amérique du Sud et l'Australie, avec des différences allant jusqu'à -5 K. De nuit, les différences entre la Ts restituée et la Ts des produits sont comprises entre -1 et 7 K sur le Sahara et l'Arabie Saoudite et entre -3 et 2 K sur l'Afrique du Sud, l'Amérique du Sud, l'Australie et l'Antarctique.

La comparaison avec les produits MODIS (4.15) montre également une réduction de l'écart entre la Ts restituée et la Ts des produits MODIS de jour, par comparaison avec la différence entre la Ts de l'ébauche et la Ts des produits. Cette réduction est particulièrement importante sur le Sahara et l'Afrique du Sud. Sur la Sibérie, cet écart semble cependant augmenter. De nuit, la valeur absolue de la différence entre la Ts restituée et celle des produits MODIS est comparable à celle entre la Ts de l'ébauche et la Ts des produits. Ces différences sont négatives pour la Ts de l'ébauche et elles deviennent positives avec la Ts restituée. Le fait d'avoir contraint les différences d'angle zénithal des observations IASI et MODIS à 10° est visible sur ces cartes.

Si la Ts est restituée à partir de la combinaison de canaux 1191 et 1271, les comparaisons avec les produits IASI de niveau 2 et les produits MODIS sont similaires à celles obtenues pour les restitutions à partir du canal 1191. Sur la figure 4.16 sont représentées les différences entre les Ts restituées à partir du canal 1191 et à partir des canaux 1191 et 1271 pour le 3 juillet 2011, de jour et de nuit. Comme sur la figure 4.14, seules les observations utilisées pour les comparaisons avec les produits IASI L2 sont représentées. On observe des différences entre les deux Ts pouvant aller jusqu'à 0.7 K sur le Sahara, l'Arabie Saoudite, le plateau iranien, de jour et de nuit, ainsi que sur l'Antarctique de nuit. Ces différences ne sont pas significatives

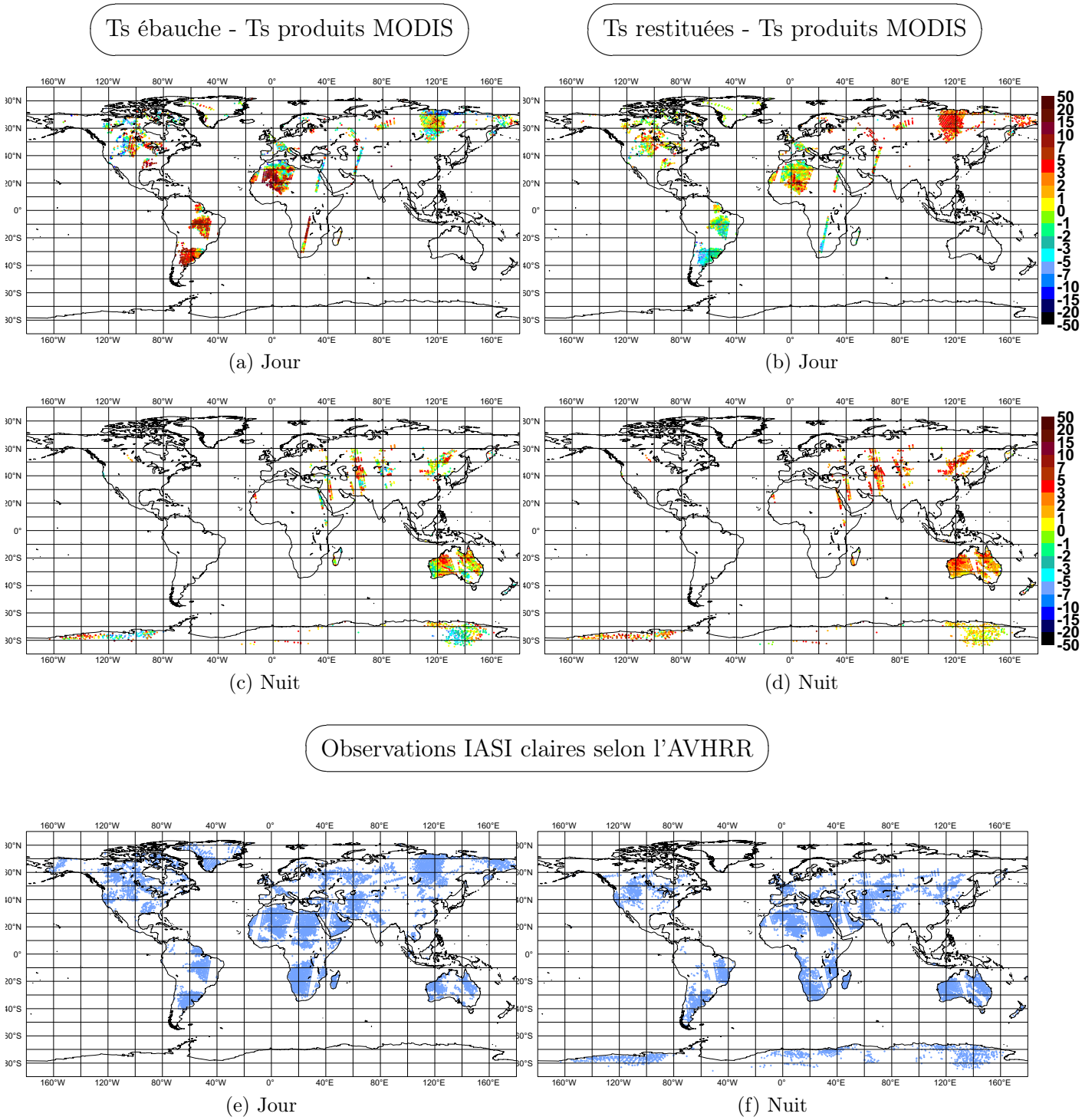


(a) Jour (b) Jour

(c) Nuit (d) Nuit

(e) Jour (f) Nuit

FIGURE 4.14 – Différence (en Kelvin) entre la Ts de l'ébauche et la Ts des produits IASI L2 (à gauche) et entre la Ts restituée à partir du canal 1191 et la Ts des produits IASI L2 (à droite), de jour ((a) et (b)) et de nuit ((c) et (d)) pour le 3 juillet 2011. Les observations IASI claires selon l'AVHRR (fraction nuageuse nulle) sont représentées de jour (e) et de nuit (f).



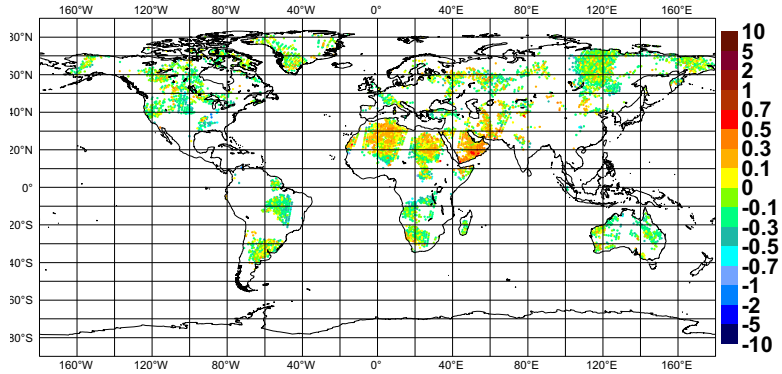
(a) Jour (b) Jour

(c) Nuit (d) Nuit

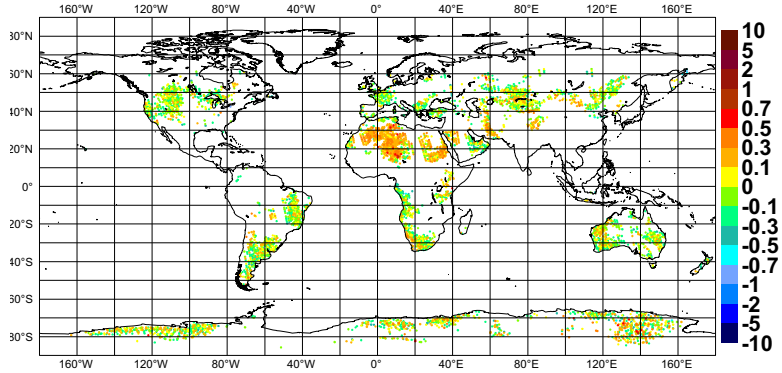
(e) Jour (f) Nuit

FIGURE 4.15 – Différence (en Kelvin) entre la Ts de l'ébauche et la Ts des produits MODIS (à gauche) et entre la Ts restituée à partir du canal 1191 et la Ts des produits MODIS (à droite), de jour ((a) et (b)) et de nuit ((c) et (d)) pour le 3 juillet 2011. Les observations IASI claires selon l'AVHRR (fraction nuageuse nulle) sont représentées de jour (e) et de nuit (f).

par rapport aux les différences observées entre la Ts restituée à partir du canal 1191 et la Ts des produits IASI L2.



(a) Jour



(b) Nuit

FIGURE 4.16 – Différence (en Kelvin) entre la Ts restituée à partir du canal 1191 et la Ts restituée à partir de la combinaison de canaux 1191 et 1271 avec l'atlas UWIREMIS de jour (a) et de nuit (b) pour le 3 juillet 2011.

Dans la suite de ce travail, les simulations de température de brillance sur les continents seront réalisées en restituant la Ts à partir du canal 1191 et de la combinaison 1191+1271 avec les atlas UWIREMIS et des produits IASI L2. Avant cela, nous allons nous intéresser à l'impact du relief sur les restitutions de Ts.

4.3.3.5 Étude de la sensibilité de la restitution de Ts au relief

L'impact du relief sur les restitutions de température de surface a été étudié dans cette partie sur la période du mois de juillet 2011. Une période d'un mois est nécessaire pour que les répartitions spatiales des biais et écart-types soient significatives d'un point de vue statistique. Les Ts sont restituées à partir du canal 1191 et de la combinaison de canaux 1191 et 1271 avec l'atlas UWIREMIS. Les comparaisons des Ts restituées avec les produits IASI L2 ont été réalisées pour différentes bandes d'altitude : 0-500m, 500-1000m, 1000-1500m et pour des altitudes supérieures à 1500m. Les zones géographiques associées à ces bandes sont représentées sur la figure 4.17.

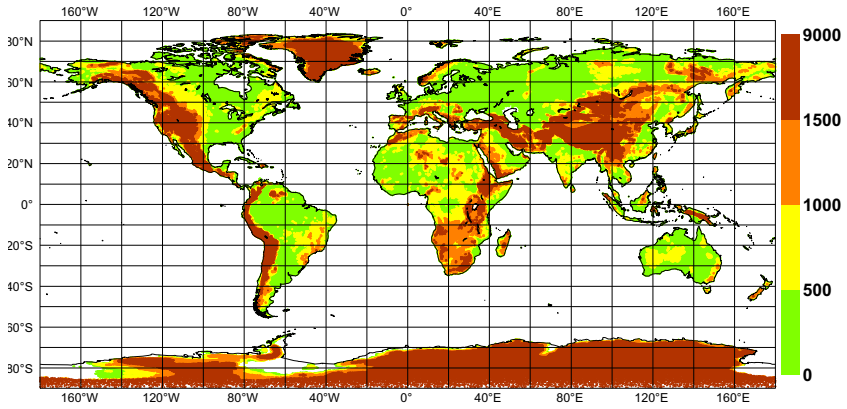


FIGURE 4.17 – Carte du relief dans ARPEGE. Différentes bandes d'altitude sont représentées : 0-500m, 500-1000m, 1000-1500m et altitudes supérieures à 1500m.

Le tableau 4.5 répertorie les moyennes, écarts-types et écarts quadratiques moyens des différences entre la Ts restituée (à partir du canal 1191 puis de la combinaison 1191 et 1271) et la Ts des produits IASI L2 pour le mois de juillet 2011 de jour uniquement sur tout le globe. On remarque que le biais est plus élevé d'environ 0.1 K dans le cas des restitutions avec les canaux 1191 et 1271 par rapport aux restitutions avec le canal 1191 pour les altitudes allant jusqu'à 1000 m. Les écarts-types et les écarts quadratiques moyens sont légèrement supérieurs pour les restitutions avec le canal 1191 jusqu'à 1000 m d'altitude puis ils deviennent plus faibles lorsque l'altitude augmente. On constate également, dans les deux cas, que le biais augmente significativement pour les altitudes supérieures à 1500 m mais il est du même ordre pour les plus basses altitudes. Les écart-types et les écarts quadratiques moyens diminuent légèrement lorsque l'altitude augmente. Ainsi, le relief ne semble pas avoir un fort impact sur les restitutions à partir d'un canal ou de deux canaux. Cependant ces statistiques sont globales et ne permettent pas de voir l'impact sur des zones particulières du globe. Une représentation spatiale de ces résultats permettrait donc de visualiser d'éventuelles zones sensibles au relief.

La répartition spatiale par boîte de 1°x1° du nombre d'observations claires pour lesquelles

TABLE 4.5 – Moyenne, écart-type, écart quadratique moyen (eqm) des différences entre les Ts restituées à partir du canal 1191 puis 1191 et 1271, et la Ts des produits IASI L2 pour le mois de juillet 2011 de jour, sur tout le globe. Le nombre d'observations associées est également indiqué.

		Toutes altitudes	**0-500m**	**500-1000m**	**1000-1500m**	**> 1500m**
1191	biais	0.149	0.167	0.195	-0.190	0.420
	écart-type	1.717	1.691	1.852	1.652	1.543
	eqm	1.723	1.700	1.863	1.662	1.600
	nombre d'obs	159831	88516	34759	21468	15357
1191-1271	biais	0.239	0.271	0.270	-0.108	0.477
	écart-type	1.701	1.666	1.839	1.662	1.550
	eqm	1.718	1.688	1.859	1.666	1.622
	nombre d'obs	159831	88516	34759	21468	15357

il existe, à la fois, une restitution de Ts à partir des canaux 1191 et 1271 et un produit IASI L2 de Ts est représenté sur la figure 4.18 en fonction du relief, de jour et de nuit. Il s'agit donc du nombre d'observations utilisées pour effectuer les comparaisons entre ces deux Ts. On constate un plus grand nombre d'observations utilisées de jour que de nuit. Cela peut s'expliquer par le fait que, de nuit, l'AVHRR ne peut s'appuyer sur les canaux visibles pour identifier les nuages. Ce nombre d'observations semble diminuer lorsque l'altitude augmente. De plus, les zones pour lesquelles le nombre d'observations est le plus important (entre 25 et 40 observations) sont le nord-ouest de la Russie, la Sibérie, le Sahara, l'Afrique du Sud, le centre de l'Amérique du Sud, le nord du Canada, le nord et l'est de l'Australie.

La figure 4.19 représente les moyennes par boîte de 1°x1° des différences entre les Ts restituées à partir de la combinaison de canaux 1191 et 1271 et les Ts des produits IASI L2 d'EUMETSAT en fonction du relief pour tout le mois de juillet 2011, de jour et de nuit. De même que dans la partie précédente, les résultats sont très similaires lorsque la Ts est restituée à partir du canal 1191 et ne sont donc pas présentés. On constate que le relief semble être un facteur pouvant conduire à de mauvaises estimations de la Ts restituée, mais il n'est pas le seul. En effet, quelque soit la bande de relief considérée, on observe des résultats assez similaires géographiquement. La différence moyenne entre la Ts inversée et la Ts des produits IASI L2 est comprise entre 0.5 et 2 K de jour et de nuit pour les latitudes supérieures à 40°N, sauf sur le centre de l'Europe où les différences peuvent atteindre -2 K de jour et sur le Groenland où elles sont comprises entre -0.2 et 0.2 K. Les biais les plus élevés se situent sur le Sahara et l'Arabie Saoudite, ainsi que sur l'Himalaya, les Montagnes Rocheuses, le plateau iranien et les montagnes iraniennes où ils prennent des valeurs pouvant atteindre 8 K en valeur absolue. Sur la Cordillère des Andes, les biais sont plus faibles et varient entre -4 et 2 K. Sur l'Antarctique, de nuit, ces biais sont principalement compris entre -4 et 4 K. Sur l'Afrique du Sud, l'Amérique du Sud et l'Australie ces différences sont comprises entre -2 et 2 K de jour et de nuit.

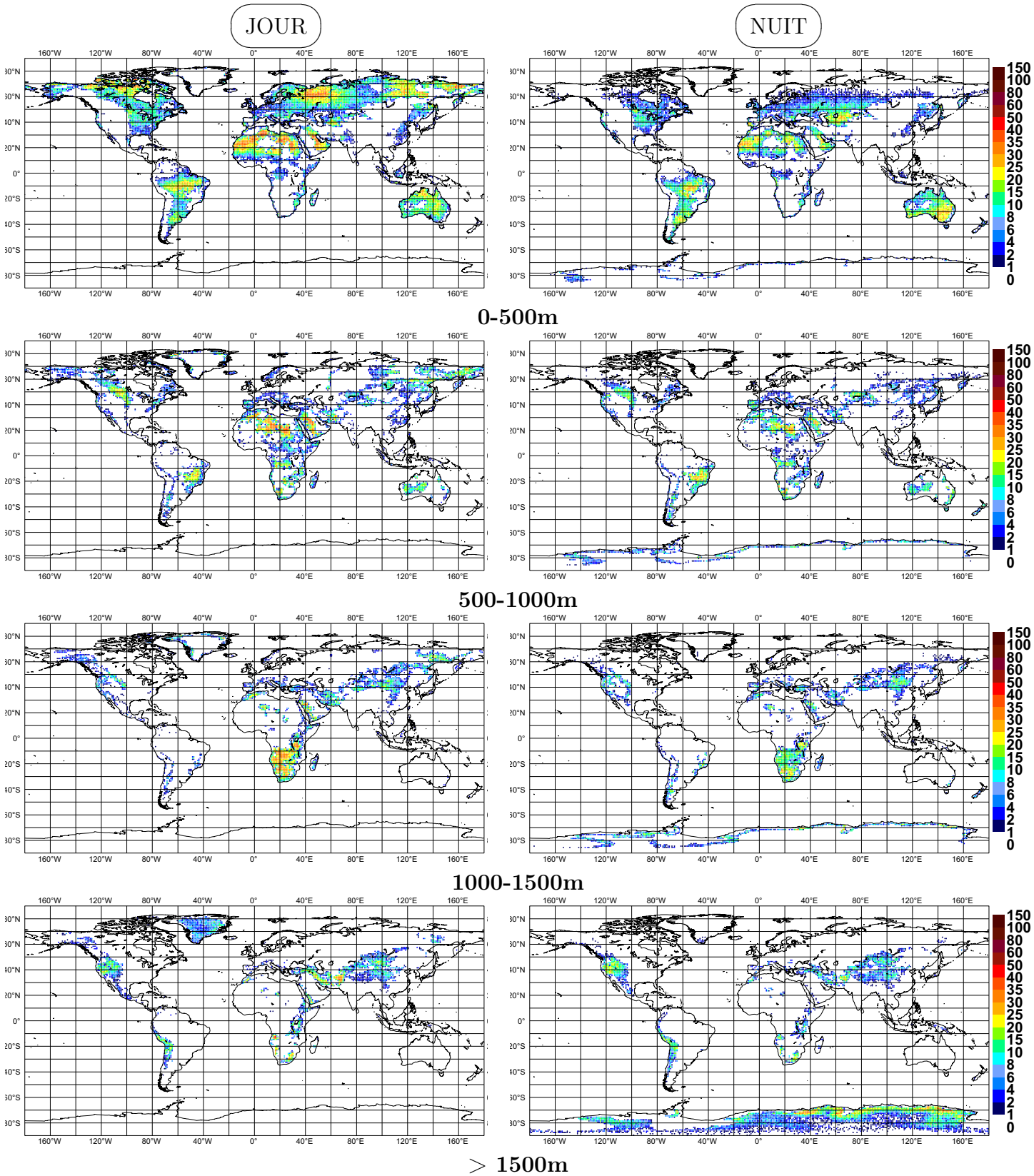


FIGURE 4.18 – Nombre d'observations IASI par boîte de 1°x1° permettant d'effectuer les comparaisons entre la Ts restituée à partir des canaux 1191 et 1271 et la Ts des produits IASI L2 d'EUMETSAT en fonction du relief pour tout le mois de juillet 2011, de jour (à droite) et de nuit (à gauche).

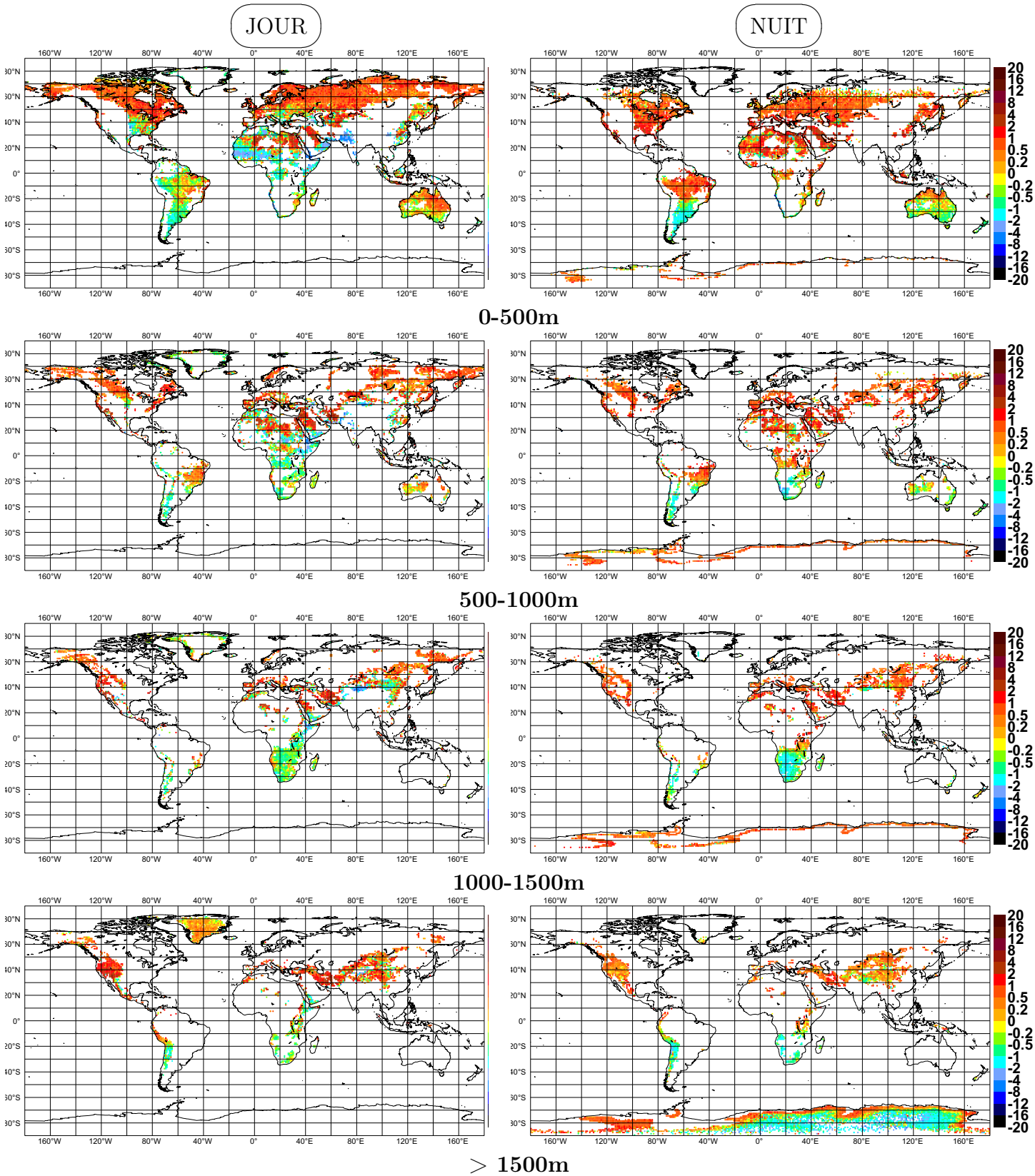


FIGURE 4.19 – Moyenne par boîte de 1°x1° des différences (en Kelvin) entre les Ts restituées à partir de la combinaison de canaux 1191 et 1271 et les Ts des produits IASI L2 d'EUMETSAT en fonction du relief pour tout le mois de juillet 2011, de jour (à droite) et de nuit (à gauche).

La figure 4.20 représente la répartition géographique des écarts-types des différences entre les Ts restituées à partir de la combinaison de canaux 1191 et 1271 et les Ts des produits IASI L2 d'EUMETSAT pour tout le mois de juillet 2011, de jour et de nuit. Comme pour le biais, les écarts-types les plus élevés semblent être localisés sur le Sahara, l'Arabie Saoudite et les chaînes de montagnes (plateau iranien, l'Himalaya, une partie des Montagnes Rocheuses) mais également dans l'Est des Etats-Unis. Dans ces zones ils prennent des valeurs comprises entre 1.5 et 5 K. Dans la zone de latitudes supérieures à 40°N, sur l'Afrique du Sud, l'Amérique du Sud et l'Australie, les écart-types sont compris entre 0.3 et 2 K.

Ainsi, aucune corrélation claire n'a pu être mise en évidence entre l'écart des Ts et l'altitude. Même si les valeurs des moyennes et écarts-types des différences entre la Ts restituée et les produits IASI L2 sont importantes sur les chaînes de montagnes les plus hautes, elles peuvent aussi l'être en plaine et pour des reliefs faibles. Différentes expériences d'assimilation seront réalisées par la suite : sans tenir compte du relief et en supprimant les zones avec les reliefs les plus élevés.

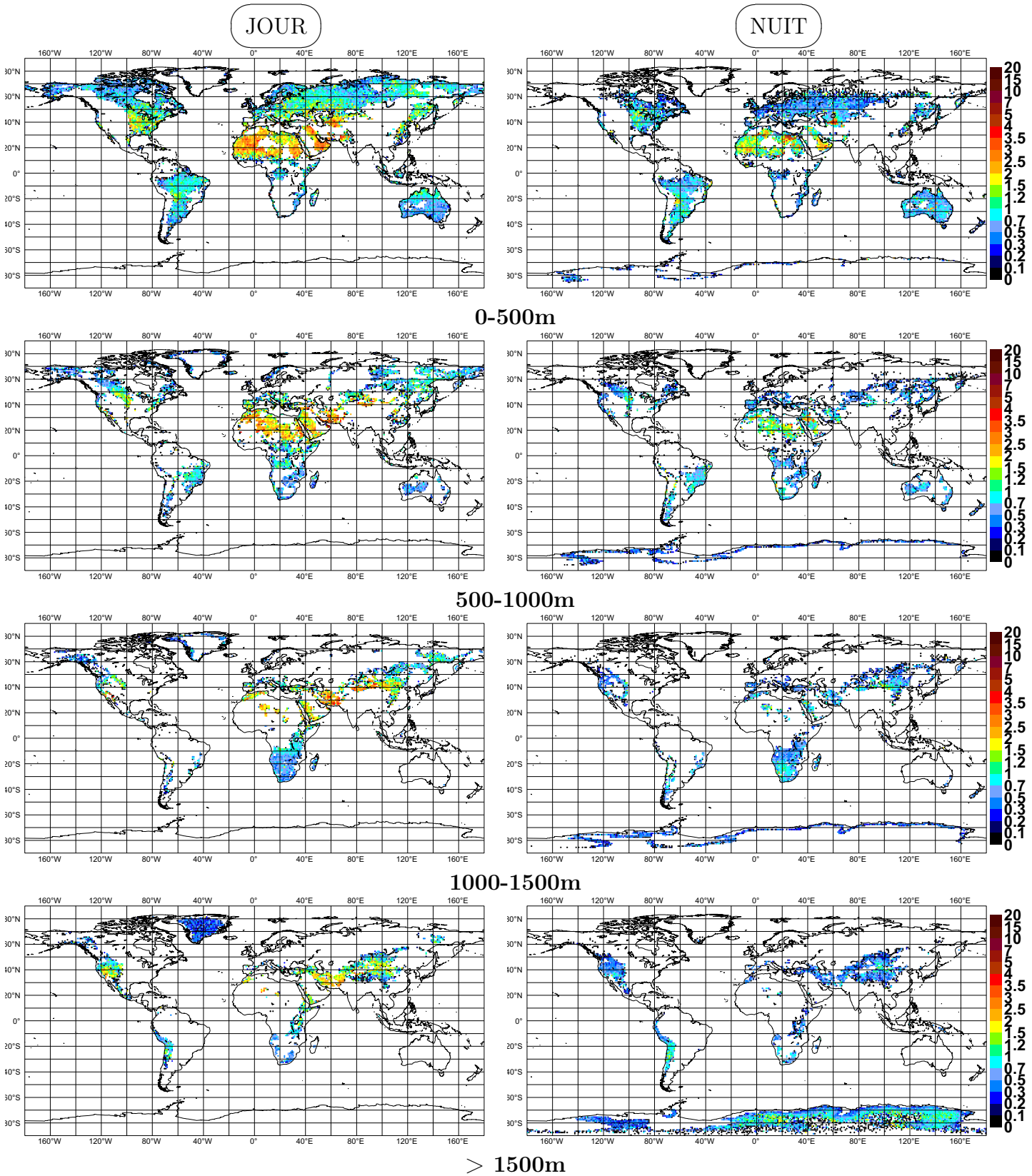
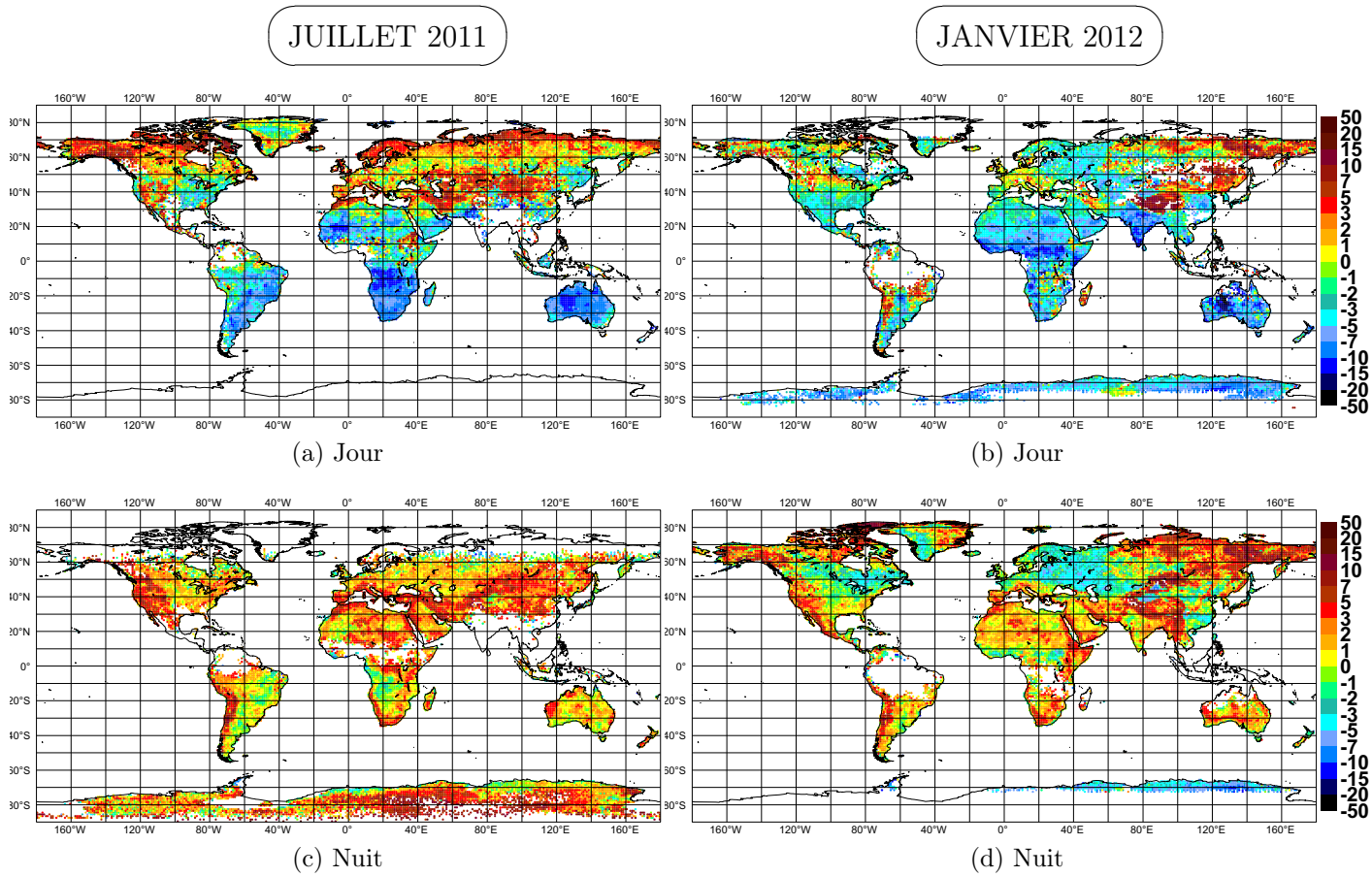


FIGURE 4.20 – Écart-type par boîte de 1°x1° des différences (en Kelvin) entre les Ts restituées à partir de la combinaison de canaux 1191 et 1271 et les Ts des produits IASI L2 d'EUMETSAT en fonction du relief pour tout le mois de juillet 2011, de jour (à droite) et de nuit (à gauche).

4.3.4 Impact des paramètres de surface sur les simulations de température de brillance

Les températures de brillance sont maintenant simulées en prenant en compte les paramètres de surface définis précédemment pour 3 périodes : juillet 2011, octobre 2011 et janvier 2012. Pour l'émissivité, l'atlas UWIREMIS et l'atlas créé à partir des produits IASI L2 sont utilisés. L'atlas fournissant les meilleures simulations sera sélectionné pour l'assimilation. La Ts est restituée à partir du canal 1191 et de la combinaison des canaux 1191 et 1271.

La figure 4.21 représente les différences moyennes entre la Ts restituée à partir des canaux 1191 et 1271 et la Ts de l'ébauche issue d'ARPEGE par boîte de 1°x1° pour les mois de juillet 2011 (à gauche) et janvier 2012 (à droite) de jour (en haut) et de nuit (en bas) sur l'ensemble du globe pour les cas clairs selon l'AVHRR.



(a) Jour (b) Jour

(c) Nuit (d) Nuit

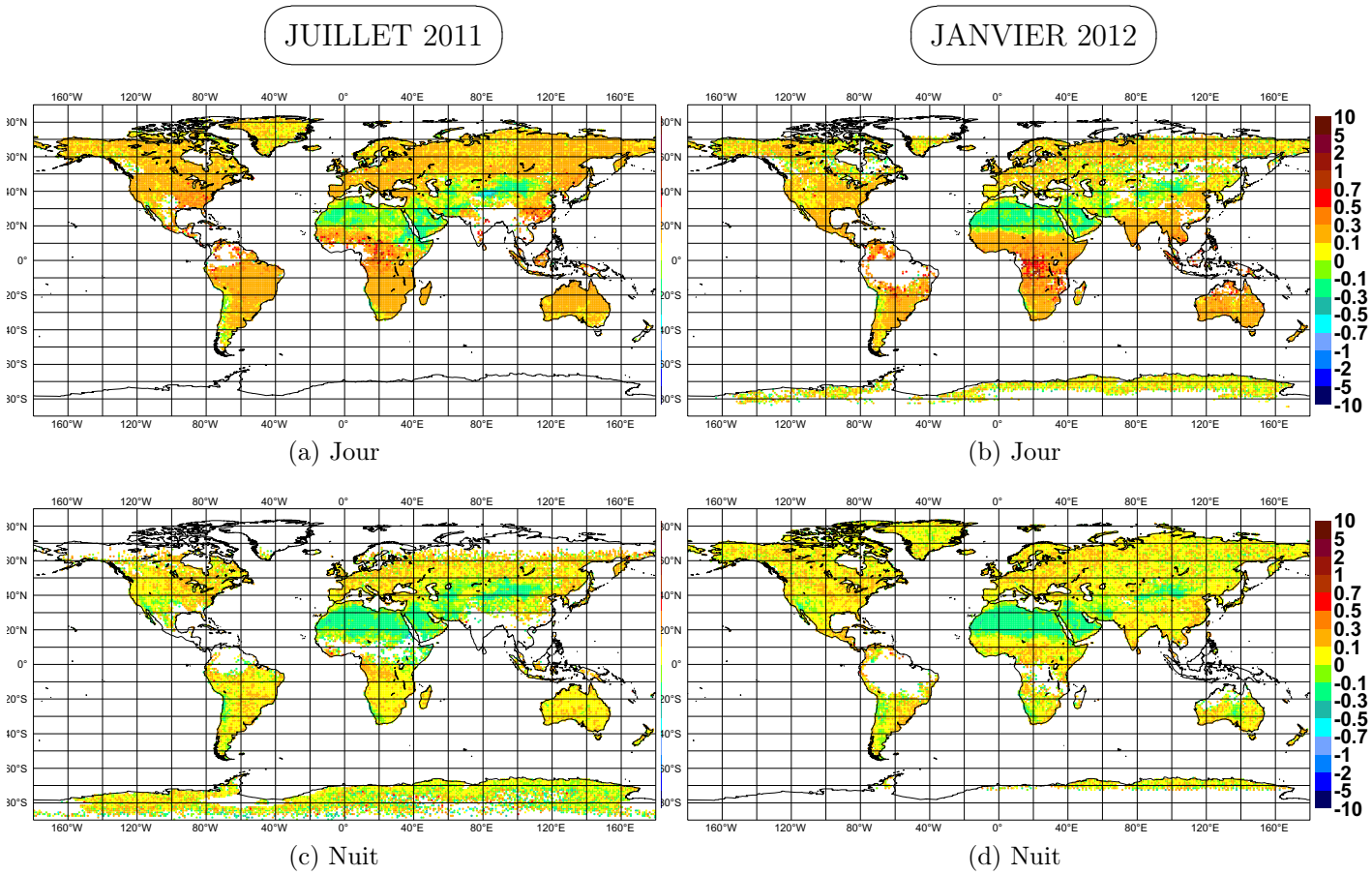
FIGURE 4.21 – Différences moyennes (en Kelvin) entre la Ts restituée à partir de la combinaison de canaux 1191 et 1271 et la Ts de l'ébauche par boîte de 1°x1° pour les mois de juillet 2011 et janvier 2012 de jour et de nuit.

Pour ces deux périodes, de jour comme de nuit, il existe des différences importantes entre la

Ts restituée et la Ts de l'ébauche. En juillet, ces différences sont comprises entre -15 K et 10 K de jour et entre -5 et 10 K de nuit, sauf sur l'Antarctique où ces différences peuvent atteindre 20 K. De jour, la Ts inversée est majoritairement plus grande que la Ts de l'ébauche sur l'hémisphère nord alors qu'elle est plus faible sur l'hémisphère sud. Les plus grandes différences sont localisées sur le Sahara, l'Afrique du sud, l'Australie, le plateau iranien, l'Himalaya, l'Alaska et la Sibérie. De nuit, la différence entre la Ts restituée et la Ts de l'ébauche est globalement positive. Les plus grands écarts entre ces Ts sont situés sur le Sahara, le plateau iranien, l'Himalaya, les Montagnes Rocheuses, la Cordillère des Andes et l'Antarctique. En janvier, on observe des différences comprises entre -20 et 20 K de jour et entre -7 et 15 K de nuit. De jour, les différences les plus importantes sont localisées sur l'Australie (avec des valeurs allant jusqu'à -20 K), l'Inde et l'Afrique Centrale (avec des valeurs jusqu'à -15 K) ainsi que sur l'Himalaya et la Sibérie (valeurs allant juqu'à 20 K). De nuit on retrouve les écarts les plus importants sur l'Himalaya et la Sibérie.

Lorsque la Ts est restituée à partir du canal 1191, les différences entre la Ts restituée et la Ts de l'ébauche sont très similaires à celles présentées sur la figure 4.21. La figure 4.22 représente les différences moyennes entre la Ts restituée à partir de la combinaison de canaux 1191 et 1271 et celle restituée à partir du canal 1191 pour juillet 2011 et janvier 2012. Les écarts entre les deux Ts sont faibles, de l'ordre de -0.5 K sur le Sahara, l'Arabie Saoudite, le plateau iranien, l'Himalaya, de jour et de nuit, en juillet et janvier. De jour, pour les deux périodes, on observe des différences allant jusqu'à 0.7 K sur le centre et le sud de l'Afrique, sur le nord de l'Amérique du Sud et sur l'Asie du Sud-Est. Sur le reste du globe, pour les deux périodes, ces différences varient entre 0 et 0.3 K. Nous avions déjà vu des résultats similaires sur la figure 4.16 pour la date du 3 juillet 2011, les restitutions sur une journée semblent donc représentatives des résultats moyens obtenus sur un mois.

Les différences moyennes entre les observations et les températures de brillance simulées en fonction du spectre IASI ainsi que les écart-types associés, sont représentés sur la figure 4.23 pour le mois de juillet 2011, de jour et de nuit. Ces simulations sont réalisées avec et sans atlas d'émissivité, avec la Ts de l'ébauche ou avec la Ts restituée à partir de la combinaison de canaux 1191 et 1271. De jour, chacune des configurations étudiées conduit à une réduction des biais et écarts-types par rapport à la configuration de l'opérationnel pour les canaux de surface dans les bandes entre 773.50 et 962.50 cm^{-1} et entre 1091.25 et 1168 cm^{-1} et pour les canaux troposphériques qui ont une contribution à la surface. Les moyennes et écarts-types des différences entre observations IASI et Tb simulées sont les plus faibles lorsque qu'on combine atlas d'émissivité et restitution de Ts. En effet, dans ce cas, le biais est réduit de 2.5 K dans la première bande de surface et de 4.5 K dans la seconde par rapport à la configuration opérationnelle. L'écart-type diminue de 4 K dans la bande de surface entre 773.50 et 962.50 cm^{-1} et



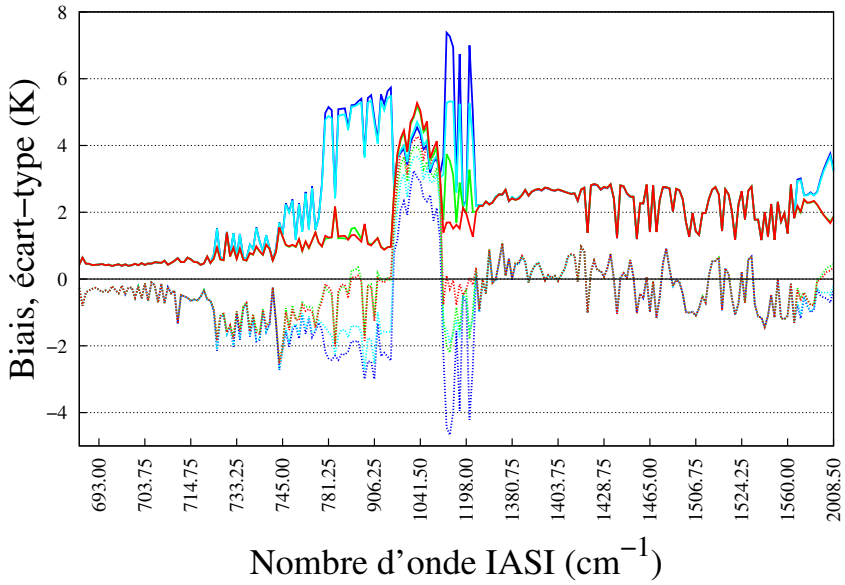
(a) Jour (b) Jour

(c) Nuit (d) Nuit

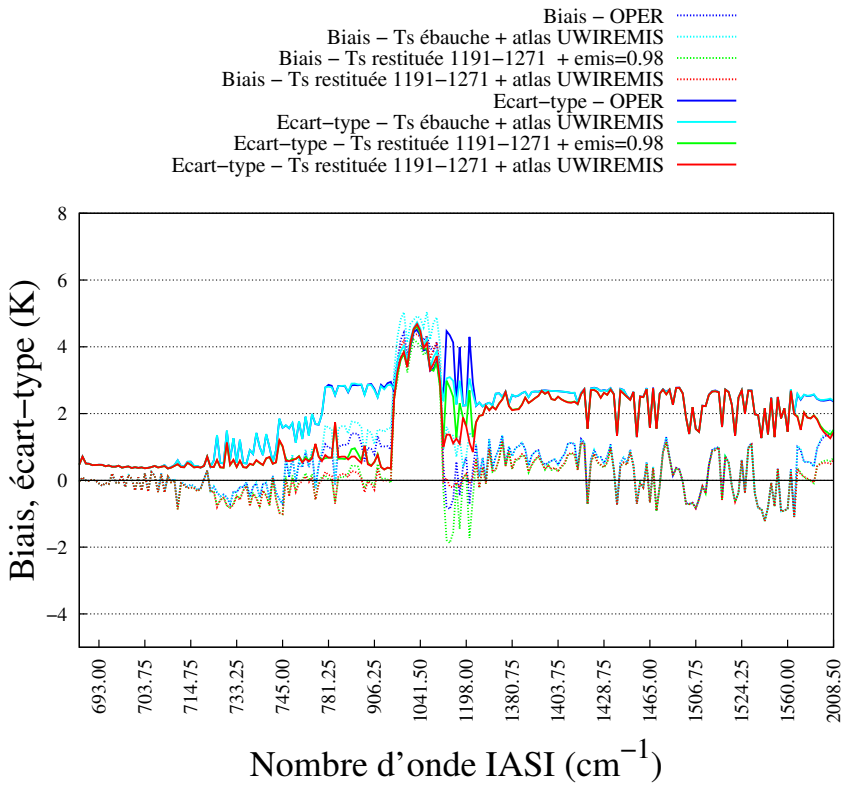
FIGURE 4.22 – Différences moyennes (en Kelvin) entre la Ts restituée à partir de la combinaison de canaux 1191 et 1271 et la Ts restituée à partir du canal 1191 par boîte de 1°x1° pour les mois de juillet 2011 (à gauche) et janvier 2012 (à droite) de jour (en haut) et de nuit (en bas).

de 5 K dans la bande entre 1091.25 et 1168 cm^{-1}. Que les Tb soient simulées en utilisant un atlas ou une émissivité constante égale à 0.98, les différences moyennes entre observations IASI et Tb simulées et les écarts-types associés sont similaires dans la première bande. Cependant l'utilisation de l'atlas UWIREMIS permet de réduire biais et écart-type d'environ 2 K en valeur absolue dans la seconde bande. De nuit, on retrouve les mêmes comportements : l'utilisation d'un atlas d'émissivité combiné avec une restitution de Ts fournit les meilleures simulations et on constate l'impact positif de l'utilisation d'un atlas dans la seconde bande de surface. L'utilisation d'un atlas d'émissivité semble donc particulièrement importante pour les nombres d'onde compris entre 1091.25 et 1168 cm^{-1}. Toutefois, la restitution de Ts est le facteur qui a le plus d'impact sur les simulations de Tb.

La représentation spatiale sur tout le globe des moyennes et écarts-types par boîte de 1°x1° des différences entre les observations IASI et les Tb simulées en utilisant l'atlas UWIREMIS et la Ts restituée à partir des canaux 1191 et 1271 (cette configuration sera appelée EXP)



(a) Jour



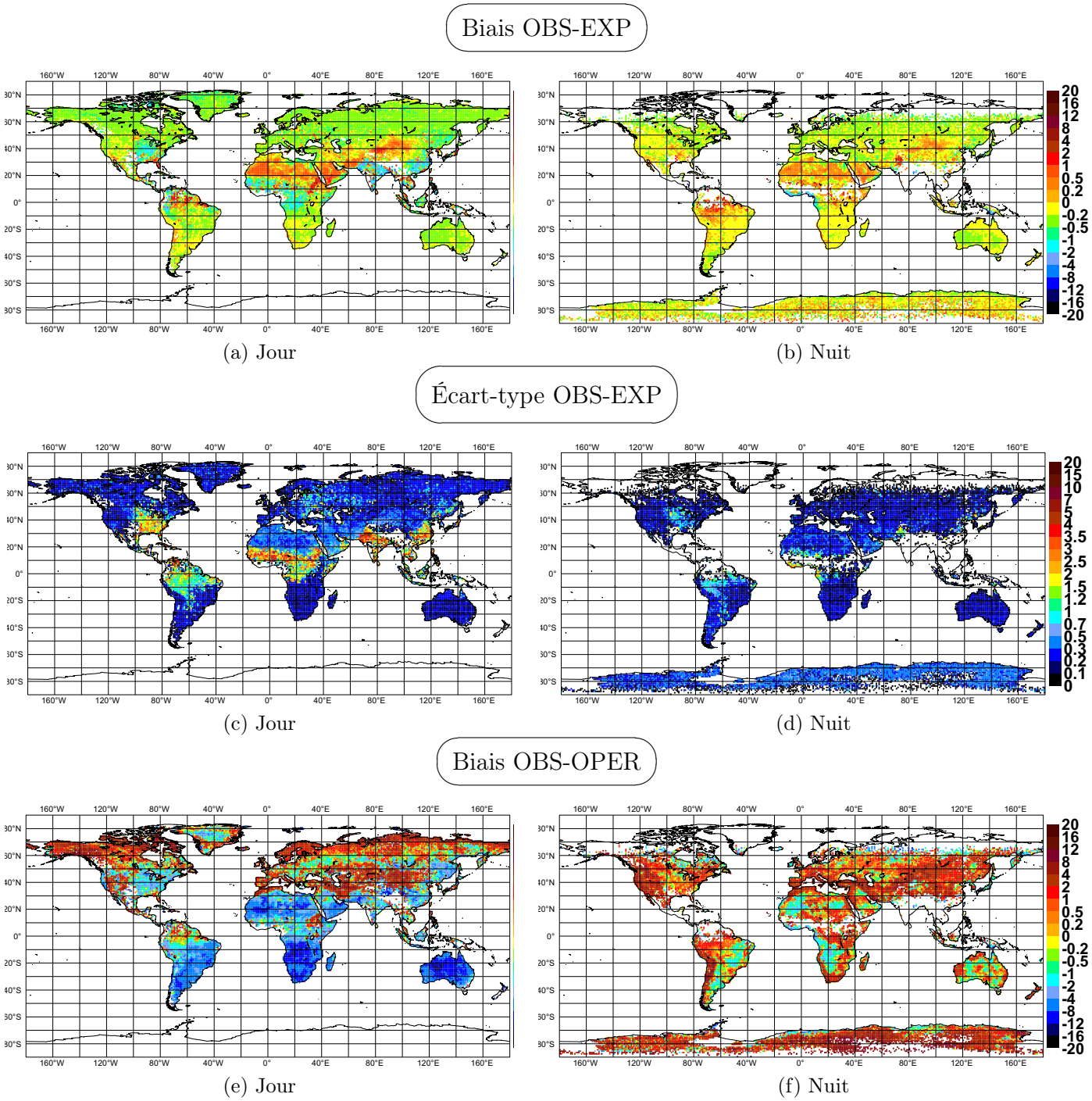
(b) Nuit

FIGURE 4.23 – Différences moyennes (en pointillé) sur le globe pour juillet 2011 entre les observations IASI et les simulations de température de brillance avec et sans atlas d'émissivité de jour (a) et de nuit (b) en fonction du nombre d'onde IASI. Les lignes pleines représentent les écart-types associés.

sont présentées sur la figure 4.24 pour le canal de surface 1027 (901.50 cm^{-1}) de jour (en haut) et de nuit (en bas) pour le mois de juillet 2011. Les Tb simulées avec les paramètres de surface de l'opérationnel (Ts de l'ébauche et émissivité constante égale à 0.98) correspondent à la configuration OPER. Les différences moyennes entre les observations et les Tb simulées à partir de la configuration opérationnelle sont également représentées sur la figure 4.24 (OBS-OPER) pour la même période. De jour, les différences moyennes entre les observations IASI et les Tb simulées à partir des nouveaux paramètres de surface varient entre -2 et 2 K. Ce maximum est atteint sur le Sahara, l'Arabie Saoudite, le plateau iranien, l'Himalaya, tandis que le minimum est atteint sur l'Afrique Centrale, l'Inde, la Chine et sur une partie de l'Amérique du Nord et du Sud. De nuit, les variations spatiales du biais sont assez similaires mais avec des valeurs légèrement inférieures en valeur absolue. De jour et de nuit, l'écart-type est globalement inférieur à 0.5 K sauf sur l'Afrique Centrale, l'Amérique du Sud, l'Amérique Centrale et le sud-est des Etats-Unis, l'Inde et l'Asie du Sud-Est où il peut atteindre jusqu'à 5 K. De jour, les biais entre les observations et la Tb simulée à partir de l'OPER sont particulièrement importants sur l'Afrique, l'Anstralie et l'Amérique du Sud où ils peuvent atteidre -16 K. Ils peuvent également atteindre 8 K sur le plateau iranien, l'Himalaya ; la Sibérie et l'Alaska. De nuit ces biais sont globalement compris entre -4 et 4 K sauf sur les reliefs importants (Himalaya, Cordillères des Andes, Rocheuses) ainsi que sur l'Antarctique où ils peuvent atteindre 12 K. On constate donc que les biais entre les observations et les Tb simulées avec une bonne estimation des paramètres de surface (EXP) sont nettement réduits par comparaison avec la configuration OPER.

La figure 4.25 présente l'impact de la Ts restituée à partir d'un ou de deux canaux avec un atlas fixe (figure de gauche) et l'impact de l'atlas d'émissivité (UWIREMIS ou EUMETSAT) avec une Ts fixe (figure de droite) pour le mois de juillet 2011, de jour uniquement. On constate que les différences moyennes entre les observations IASI et les Tb simulées avec l'atlas UWIREMIS ou EUMETSAT, ainsi que les écarts-types associés, sont quasi identiques sur tout le spectre IASI. L'impact sur les simulations de la TS restituée avec un canal ou une combinaison de canal n'est donc pas visible. De nuit, on observe les mêmes résultats (non montrés). Lorsque la Ts est restituée avec le canal 1191 et qu'on fait varier les atlas d'émissivité, les biais et écarts-types sont similaires dans la bande de surface entre 773.50 et 962.50 cm^{-1} mais on observe une réduction du biais avec l'atlas UWIREMIS dans la seconde bande de surface (l'écart-type ne varie pas). On retrouve également les mêmes résultats de nuit (non montrés).

Pour les mois d'octobre 2011 et janvier 2012, on observe des résultats similaires à ceux obtenus pour la période de juillet 2011 (figure 4.26). En effet, de jour comme de nuit, la restitution de Ts à partir des canaux 1191 et 1271 et l'utilisation de l'atlas UWIREMIS permet une réduction des biais et écarts-types par rapport à la configuration opérationnelle pour les canaux de surface de nombre d'onde compris entre 773.50 et 962.50 cm^{-1} et entre 1091.25 et

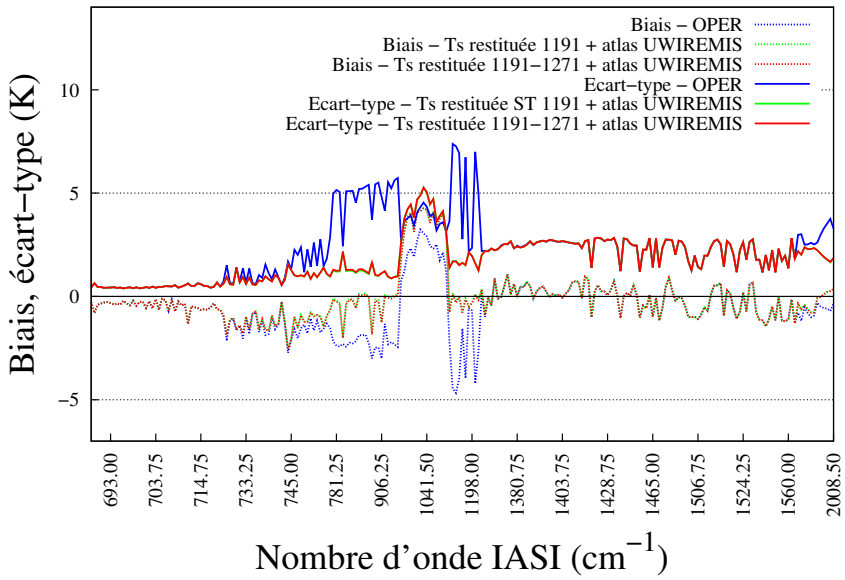


(a) Jour (b) Nuit

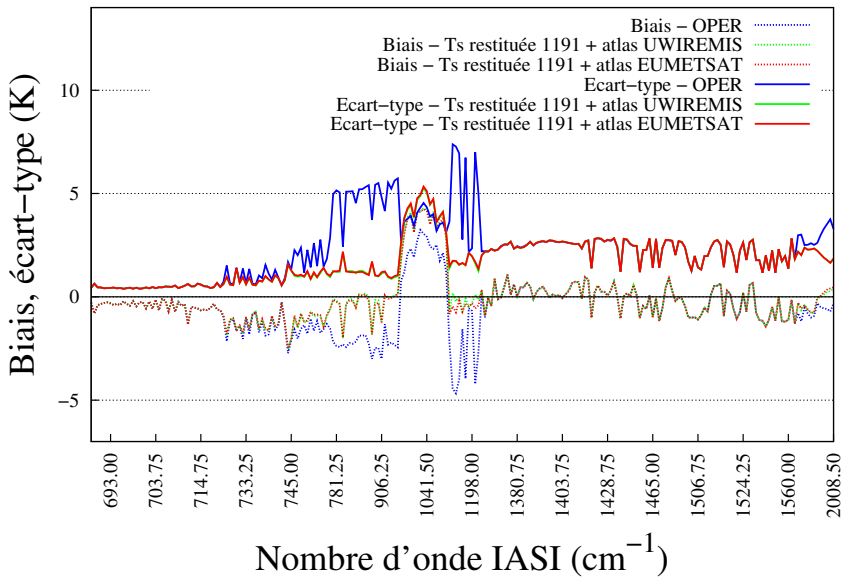
(c) Jour (d) Nuit

(e) Jour (f) Nuit

FIGURE 4.24 – Différences moyennes (en haut) par boîte de 1°x1° entre les observations IASI (OBS) et les Tb simulées avec l'atlas UWIREMIS et la Ts restituée à partir des canaux 1191 et 1271 (EXP), et écart-type associé (au milieu), pour le canal de surface 1027, de jour (à gauche) et de nuit (à droite) pour juillet 2011 sur tout le globe. Les figures du bas représentent les différences moyennes entre les observations IASI et les Tb simulées à partir de la configuration opérationnelle (OPER). L'unité est le Kelvin.



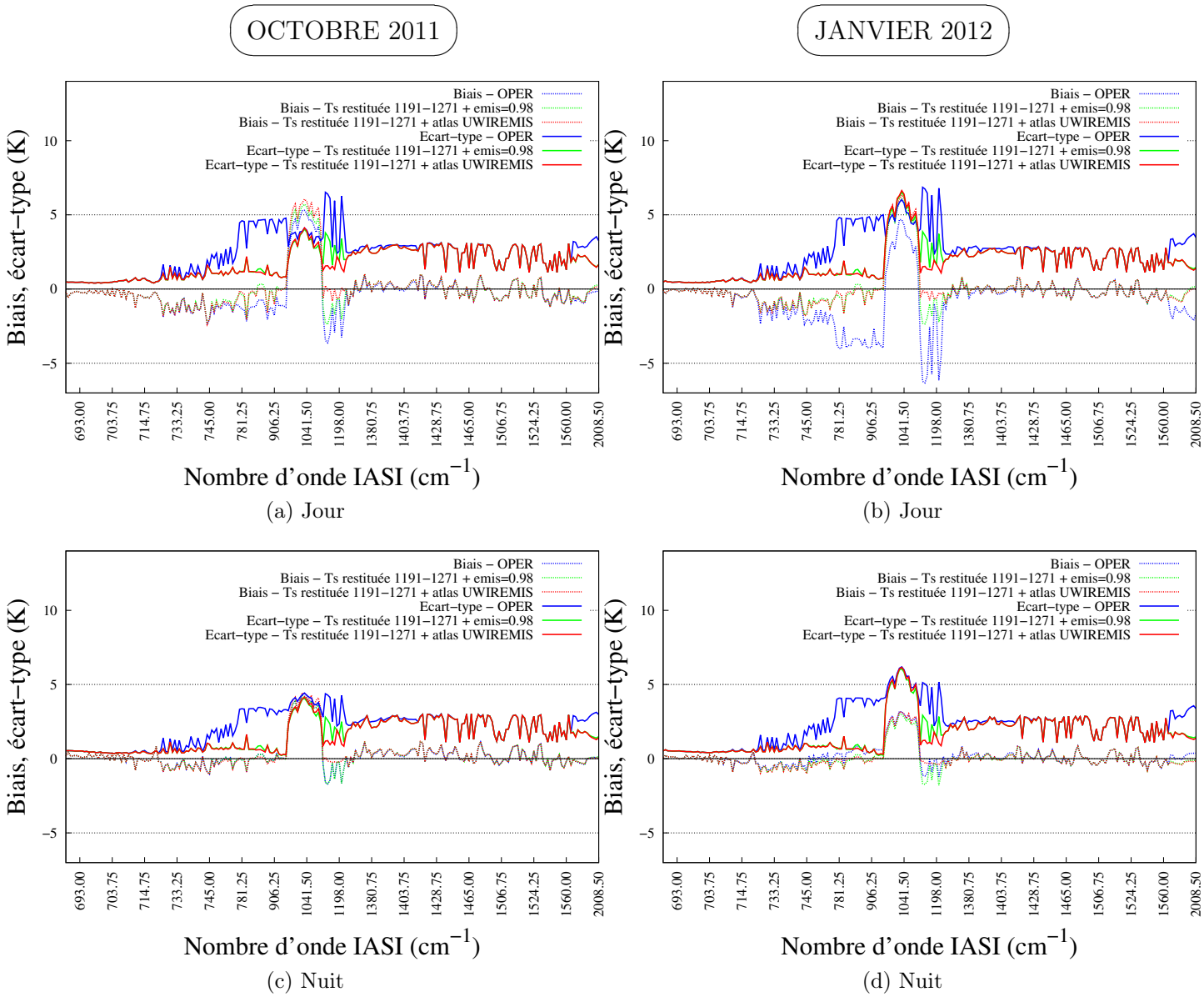
(a) Comparaison des Ts restituées



(b) Comparaison des atlas

FIGURE 4.25 – Moyennes et écarts-types en fonction du nombre d'onde IASI pour juillet 2011 (a) des différences entre les observations IASI et les simulations de Tb avec l'atlas UWIREMIS et la TS restituée à partir du canal 1191 (en rose) et des canaux 1191 et 1271 (rouge), et (b) entre les observations IASI et les simulations de Tb avec la Ts restituée à partir du canal 1191 et pour les 2 atlas, UWIREMIS (rose) et EUMETSAT (rouge).

1168 cm^{-1}. Comme précédemment, l'atlas d'émissivité permet de réduire ces biais et écarts-types uniquement dans la seconde bande par comparaison avec l'utilisation d'une émissivité constante. Pour ces deux mois, on observe également une réduction de l'écart-type pour les canaux vapeur d'eau entre 1170 et 1410 cm^{-1}.



(a) Jour (b) Jour

(c) Nuit (d) Nuit

FIGURE 4.26 – Moyenne et écarts-types des différences entre les observations IASI et les simulations de température de brillance avec et sans atlas d'émissivité de jour et de nuit en fonction du nombre d'onde IASI pour octobre 2011 (à gauche) et janvier 2012 (à droite).

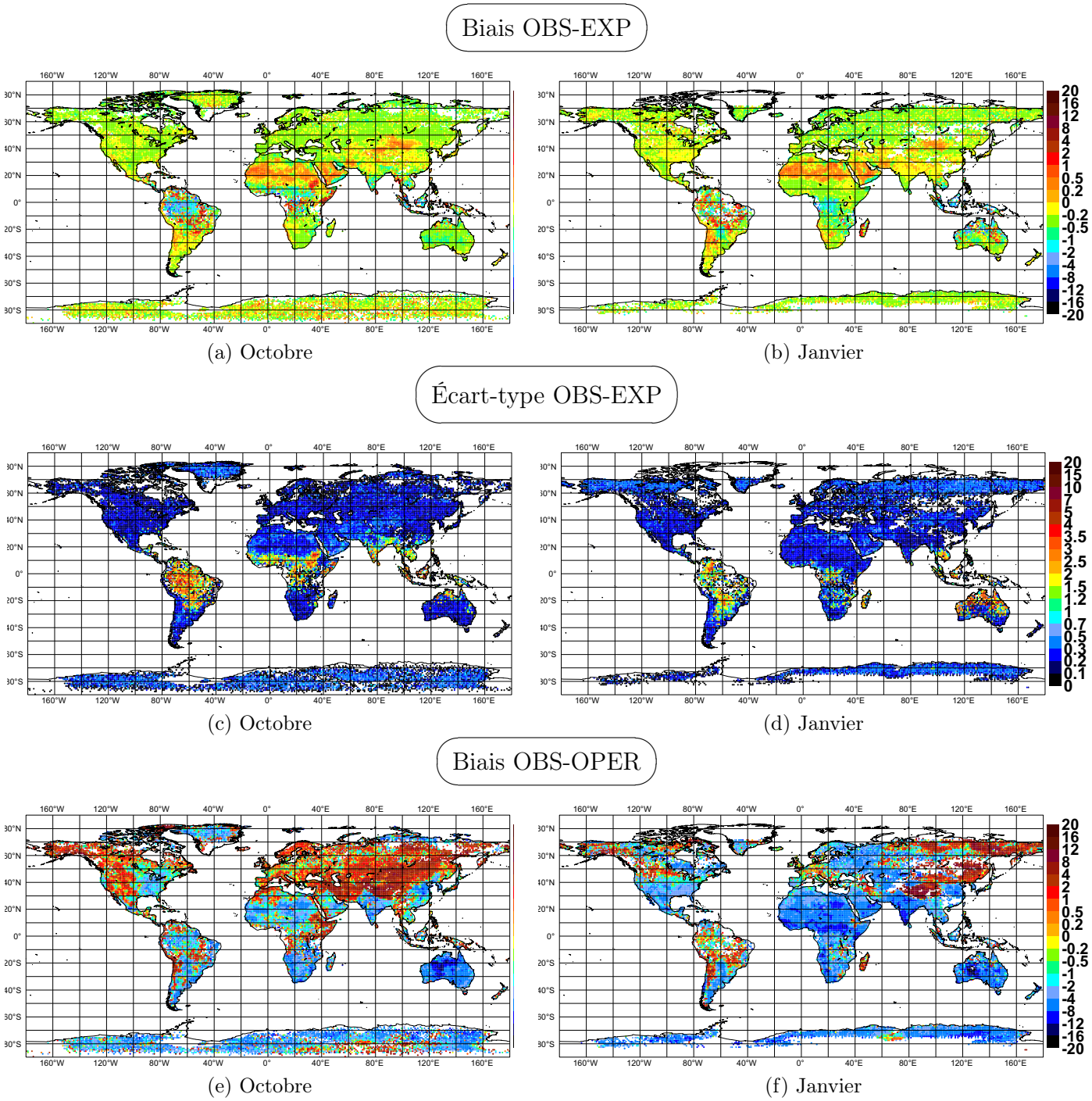
Comme pour la période de juillet, la figure 4.27 présente les cartes des moyennes et écarts-types par boite de 1°x1° des différences entre les observations IASI et les Tb simulées en utilisant l'atlas d'émissivité et la Ts restituée à partir des canaux 1191 et 1271, pour le canal de surface

1027, pour les mois d'octobre 2011 et janvier 2012, de jour uniquement. On retrouve des résultats semblables à ceux obtenus pour le mois de juillet 2011 (4.24). En effet, pour ces deux périodes, les biais les plus importants en valeur absolue sont localisés sur le Sahara, l'Afrique Centrale et du Sud, l'Arabie Saoudite, le plateau iranien, l'Himalaya, l'Asie du Sud-Est, l'Australie et l'Amérique du Sud où ils peuvent atteindre 2 K. De la même façon que pour le mois de juillet, les écarts-types sont globalement inférieurs à 0.5 K sauf sur l'Afrique Centrale et du Sud, l'Amérique du Sud, l'Inde, l'Asie du Sud-Est et l'Australie, où ils peuvent atteindre jusqu'à 5 K. Les différences moyennes entre les observations et les Tb simulées à partir de la configuration OPER et les Tb simulées à partir de la configuration EXP sont représentées en bas de la figure 4.27. En octobre, la répartition spatiale de ces biais est comparable à celle de juillet, à quelques exceptions près : les biais sont moins importants qu'en juillet sur le Sahara et le Sud de l'Afrique où ils peuvent atteindre jusqu'à -8 K (contre -16 K en juillet). En janvier, ce biais devient négatif (compris entre -2 et -8 K) sur la moitié Sud des États-Unis, l'Europe, l'ouest de la Russie et les pays au Sud de cette zone.

Comme on l'a vu sur la période de juillet 2011, l'utilisation du canal 1191 ou de la combinaison de canaux 1191 et 1271 pour les restitutions de Ts n'a pas d'impact significatif sur les simulations de Tb pour les mois d'octobre 2011 et janvier 2012. Pour ces deux périodes, l'utilisation de l'atlas UWIREMIS permet de réduire le biais entre les observations IASI et les Tb simulées sur tout le globe d'environ 0.5 K dans la seconde bande de surface par comparaison avec l'utilisation de l'atlas EUMETSAT, et n'a pas d'impact sur les écarts-types. Ces derniers résultats ne sont pas montrés.

4.4 Conclusion

Les résultats présentés dans cette partie ont permis de montrer que l'utilisation d'un atlas d'émissivité combiné avec la restitution de Ts améliorent significativement les simulations de température de brillance par comparaison avec la configuration opérationnelle (Ts de l'ébauche et émissivité égale à 0.98) et cela pour différentes périodes de l'année. De plus l'atlas UWIREMIS sera privilégié par la suite par rapport à l'atlas des produits IASI L2 puisqu'il fournit de meilleurs résultats de simulation en termes de biais et écart-type, en particulier dans la bande de surface comprise entre 1091.25 et 1168 cm^{-1}. Le chapitre suivant présentera les résultats des expériences d'assimilation qui prendront en compte des paramètres de surface réalistes. L'atlas UWIREMIS sera donc utilisé et les Ts seront restituées à partir de la combinaison de canaux 1191 et 1271. Nous pourrons ainsi évaluer l'impact sur l'assimilation de l'utilisation de ces paramètres de surface.



(a) Octobre (b) Janvier

(c) Octobre (d) Janvier

(e) Octobre (f) Janvier

FIGURE 4.27 – Moyennes (en haut) et écarts-types (au milieu) des différences entre les observations IASI (OBS) et les Tb simulées avec l'atlas UWIREMIS et la Ts restituée à partir des canaux 1191 et 1271 (EXP), par boîte de 1°x1° pour le canal de surface 1027 et pour les mois d'octobre 2011 (à gauche) et janvier 2012 (à droite) sur tout le globe de jour uniquement. Les figures du bas représentent les différences moyennes entre les observations IASI et les Tb simulées à partir de la configuration opérationnelle (OPER). L'unité est le Kelvin.

Chapitre 5

Assimilation des radiances IASI au-dessus des surfaces continentales dans ARPEGE

Sommaire

5.1 Introduction . . . 116
5.2 État actuel de l'assimilation de IASI . . . 116
5.3 Configurations et réglages préparatoires . . . 117
5.4 Impact de la modification des paramètres de surface sur l'assimilation et les prévisions . . . 121
5.4.1 Impact sur l'analyse . . . 121
5.4.1.1 Nombre d'observations assimilées. . . . 121
5.4.1.2 Impact de l'analyse sur les écarts aux observations. . . . 126
5.4.1.3 Analyses de température. . . . 127
5.4.2 Impact sur les prévisions . . . 127
5.4.3 La correction de biais . . . 131
5.5 Vers une augmentation du nombre de canaux assimilés sur terre . . . 136
5.5.1 Utilisation sur terre de la sélection de canaux sur mer . . . 136
5.5.1.1 Impact sur l'analyse . . . 136
Nombre d'observations assimilées. . . . 136
Impact de l'analyse sur les écarts aux observations. . . . 141
Analyses de température. . . . 142
5.5.1.2 Impact sur les prévisions . . . 142
5.5.2 Expérience avec discrimination du relief et rejet des canaux de surface sur terre . . . 149
5.5.2.1 Impact sur l'analyse . . . 149
Nombre d'observations assimilées et utilisation de la Ts restituée. . . . 149
Impact de l'analyse sur les écarts aux observations. . . . 152
5.5.2.2 Impact sur les prévisions . . . 154
5.5.3 Comparaison de ces deux configurations . . . 156
5.6 Conclusion . . . 158

5.1 Introduction

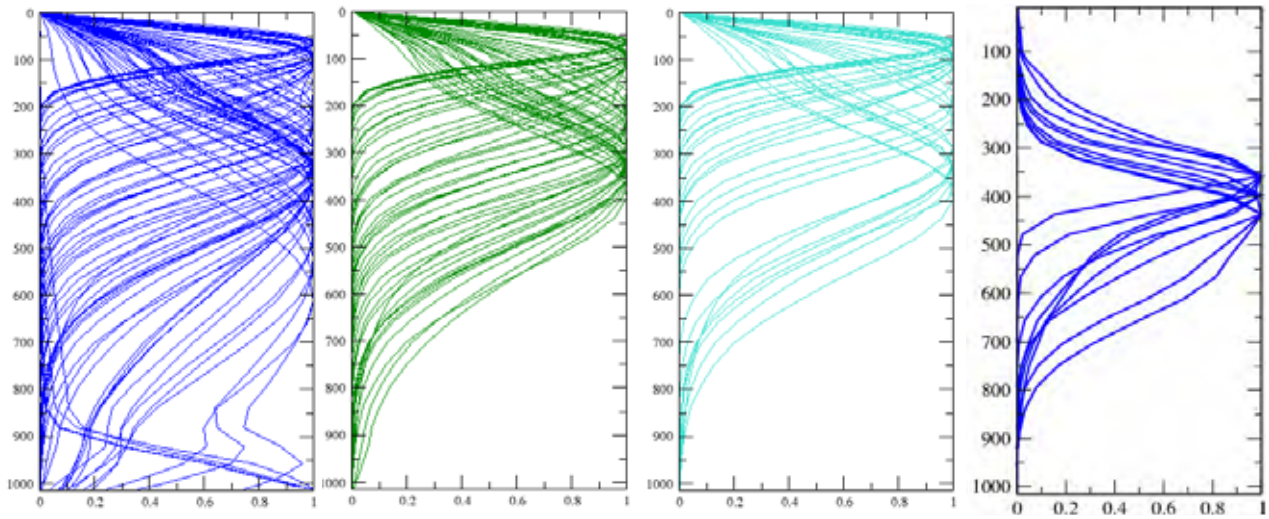
Ce chapitre présente les résultats des expériences d'assimilation qui ont été réalisées dans le modèle global ARPEGE en autorisant l'assimilation de canaux infrarouges IASI sensibles à la surface terrestre. Afin de pouvoir assimiler ces canaux, ces expériences bénéficient d'une modélisation de la surface plus réaliste. En effet nous avons vu dans le chapitre précédent que l'utilisation simultanée d'un atlas d'émissivité et d'une Ts restituée permet d'améliorer la simulation des températures de brillance. Ainsi, en s'appuyant sur les résultats du chapitre 4, les expériences d'assimilation sont réalisées en améliorant la représentation des champs de surface.

5.2 État actuel de l'assimilation de IASI

Le sondeur IASI est actuellement assimilé dans le modèle global ARPEGE de prévision numérique du temps de Météo-France. Cependant, du fait de l'incertitude sur l'émissivité et la température de surface sur les continents, les canaux IASI sensibles à la surface ne sont pas assimilés sur terre. On rappelle que l'émissivité dans ARPEGE est constante et égale à 0.98 et la Ts provient de l'analyse de surface ARPEGE. Dans la version d'ARPEGE utilisée dans cette étude (cycle 36t1), 59 canaux sont assimilés sur terre, 77 sur mer et 41 sur glace de mer. Les fonctions de poids de ces canaux sont représentées sur la figure 5.1. On constate que, sur terre, les canaux assimilés ne sont pas sensibles à la surface. Les canaux qui pointent le plus bas ont une sensibilité maximale vers 400 hPa et peuvent apporter de l'information jusqu'à 600 hPa environ.

Seules les données IASI fournies par le détecteur 1 (sur les 4 disponibles) sont utilisées dans ARPEGE. Les observations IASI sont corrigées de leur biais par la méthode variationnelle VarBC décrite dans le chapitre 2 section 2.2.5.2. Les canaux qui ne sont pas assimilés sur mer bénéficient de la correction de biais variationnelle. Dans la configuration opérationnelle, les canaux de la liste noire sur terre ne contribuent pas à la correction de biais, contrairement à ce qui est fait sur mer. De plus, seuls les canaux clairs selon la méthode du cloud detect (chapitre 2 section 2.2.6.2) sont assimilés au-dessus des surfaces continentales.

La matrice de covariance d'erreurs d'observation $\mathbf{R}$ utilisée dans ARPEGE est diagonale. Les écart-types d'erreurs d'observation utilisés pour IASI sont représentés sur la figure 5.2. Ils ont été calculés à partir d'un diagnostic de Desroziers ([Desroziers *et al.*, 2005]) et de l'éva-



(a) T - Mer (b) T - Terre (c) T - Glace de mer (d) Vapeur d'eau

FIGURE 5.1 – Fonctions de poids des canaux IASI assimilés dans le modèle opérationnel ARPEGE pour la température (T) sur mer (a), terre (b), glace de mer (c), et pour la vapeur d'eau (d) sur mer, terre et glace de mer. Ces figures représentent la pression (hPa) en fonction des fontions de poids.

luation des écarts quadratiques moyens des différences entre les observations et l'ébauche. Les écart-types d'erreurs d'observation diagnostiqués (en vert sur la figures 5.2) ont ensuite été réévalués afin de compenser la non-prise en compte des éléments hors-diagonaux, traduisant les différentes corrélations qui existent entre ces canaux. Ainsi, les écart-types d'erreurs d'observation diagnostiqués sont multipliés envrion par 2 pour les canaux 109 à 457 et par 3-4 pour les canaux qui présentent de fortes corrélations, c'est-à-dire les canaux vapeur d'eau 2701 à 3027 ainsi que ceux de la fenêtre atmosphérique.

5.3 Configurations et réglages préparatoires

Une première expérience d'assimilation de contrôle correspondant à la configuration opérationnelle a été réalisée sur la période de janvier 2012, elle sera appelée OPER par la suite.

Afin d'assimiler des canaux sensibles à la surface, l'atlas d'émissivité UWIREMIS et le calcul de la restitution de la Ts à partir de la combinaison de canaux 1191 et 1271 de IASI ont été intégrés dans le modèle ARPEGE. La Ts est restituée uniquement pour les observations claires selon l'AVHRR et lorsque la transmission associée à une observation est supérieure à 0.5. De plus, cette Ts restituée est conservée et utilisée lorsqu'elle diffère de moins de 10 K (en valeur absolue) avec la Ts de l'ébauche, et cela afin de rester dans un cadre linéaire et

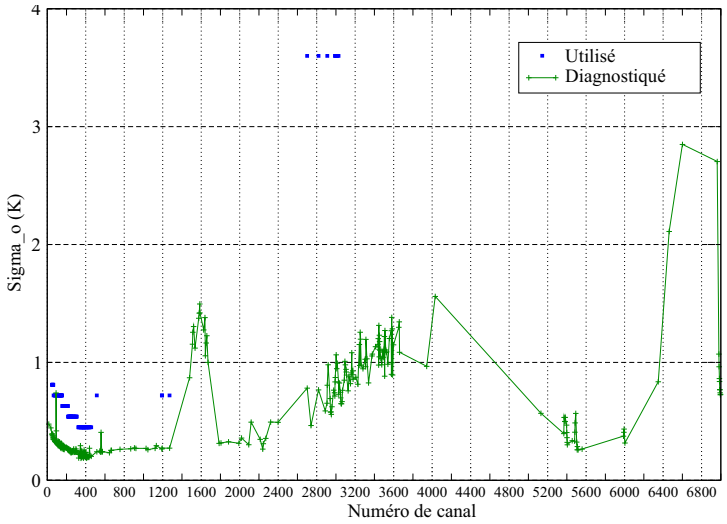
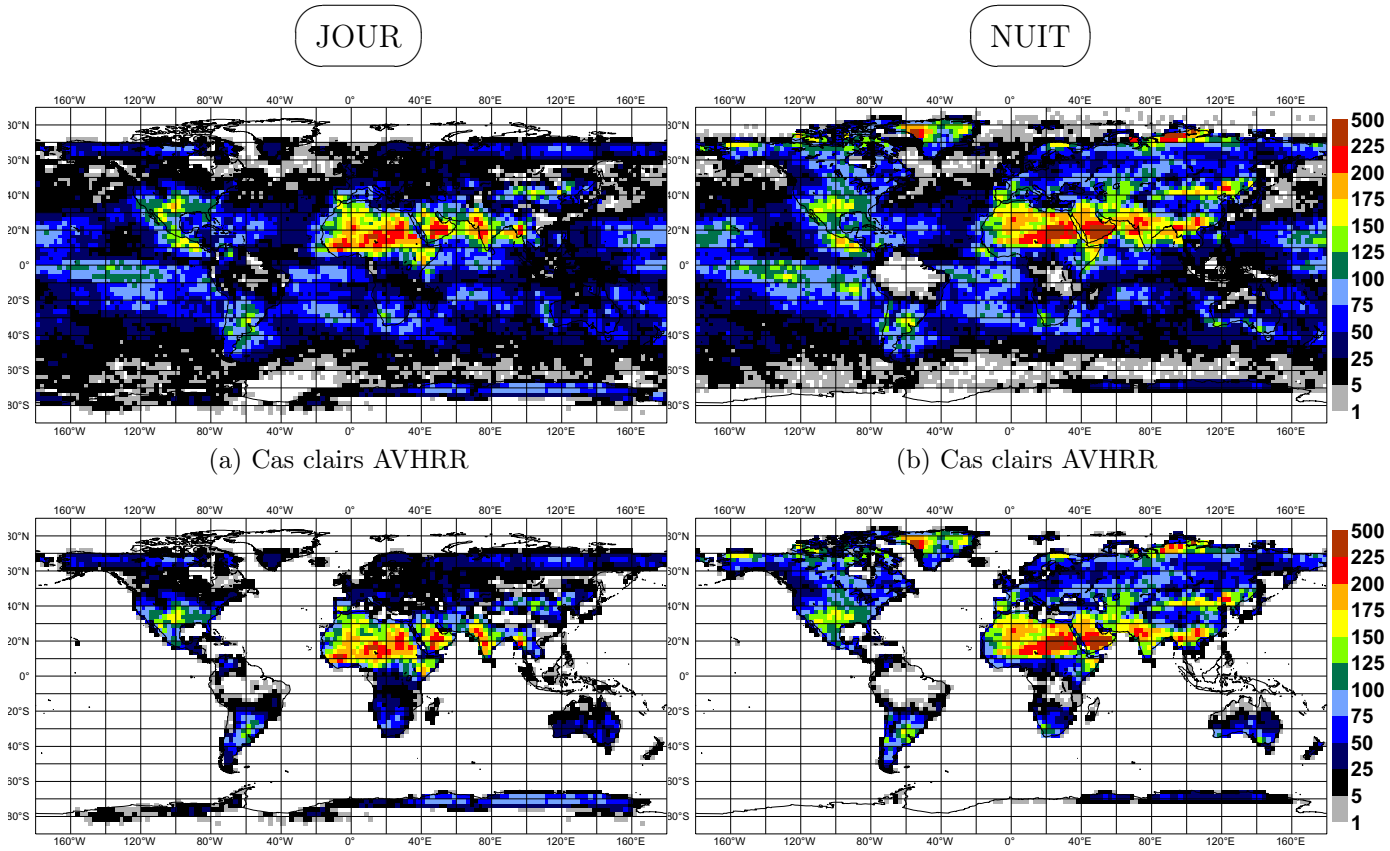


FIGURE 5.2 – Écarts-types d'erreur d'observation diagnostiqué (en vert) et utilisé dans ARPEGE (en bleu) en fonction des canaux IASI.

ne pas trop perturber le système. Si la Ts ne peut pas être restituée ou si elle ne remplit pas la condition précédente, alors la Ts de l'ébauche est conservée, et cela même si elle peut être largement biaisée.

La figure 5.3 représente le nombre de cas clairs selon l'AVHRR ((a) et (b)) ainsi que le nombre d'observations pour lesquelles la Ts est restituée et utilisée par la suite ((c) et (d)) pour janvier 2012, de jour et de nuit par boîte de 2.5°x2.5°. On constate un lien évident entre la détection de cas clairs avec l'AVHRR et l'utilisation de la Ts restituée, sauf de jour, sur la moitié nord de l'Amérique du Sud, sur la Cordillère des Andes, et au niveau de l'Himalaya où la Ts restituée n'est pas utilisée alors qu'on observe des cas clairs selon l'AVHRR. La figure 5.4 représente les valeurs moyennes par boîte de 2.5°x2.5° de ces Ts restituées et des Ts de l'ébauche de jour et de nuit. De jour, les principales différences entre Ts restituée et Ts de l'ébauche sont localisées sur l'Australie, la moitié nord et le sud de l'Afrique, ainsi que sur le sud de l'Amérique du Sud, où la Ts de l'ébauche est plus chaude. Ces écarts sont également marqués sur les reliefs les plus élevés. De nuit, ces variations entre Ts restituée et Ts de l'ébauche sont plus faibles.

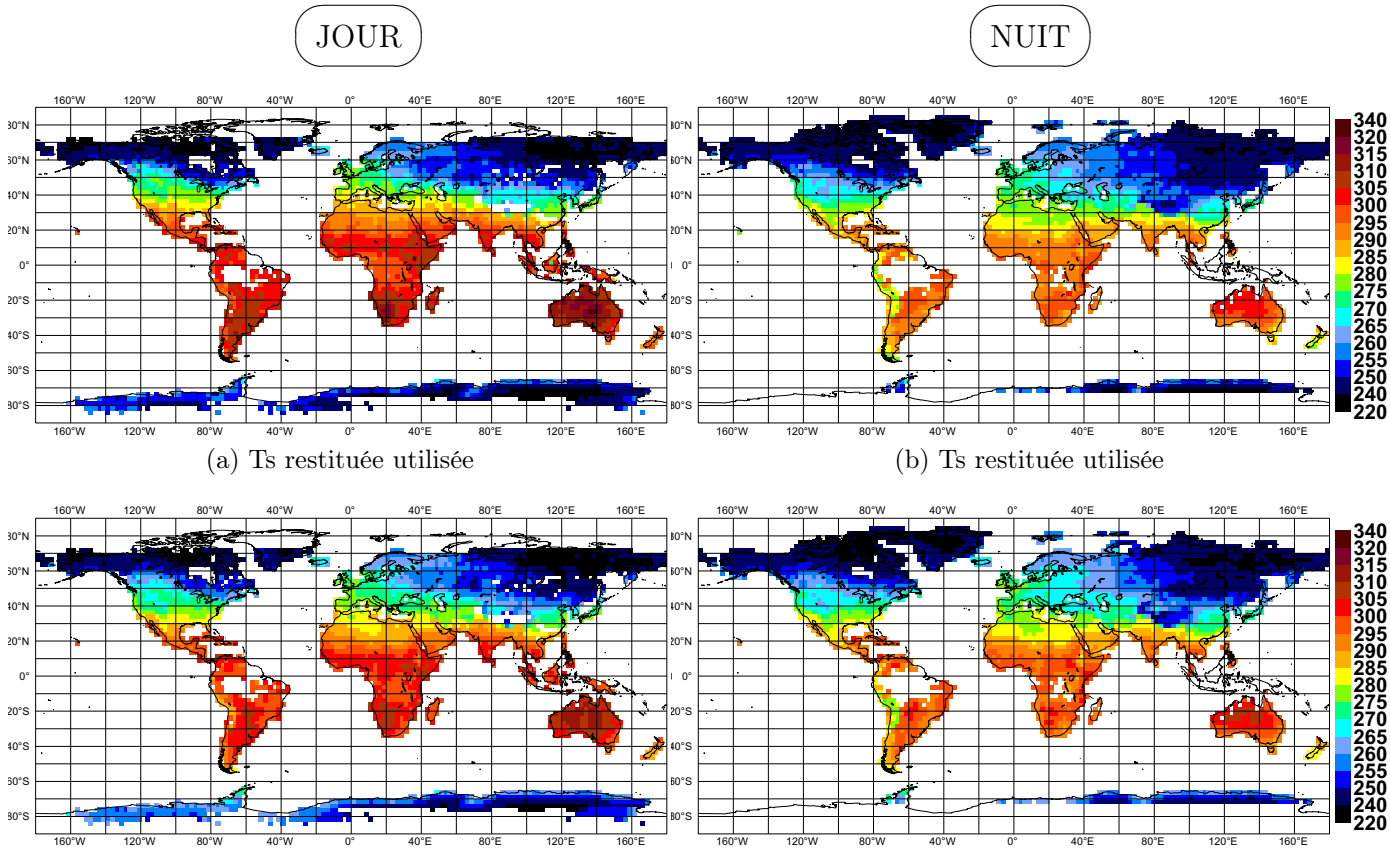
L'objectif de ce chapitre est d'étudier l'impact de l'assimilation de canaux sensibles à la surface, en utilisant l'atlas d'émissivité et les Ts restituées définis dans le chapitre précédent, sur l'analyse et les prévisions. Nous souhaitons assimiler sur terre au moins autant de canaux que sur mer. Différentes expériences d'assimilation ont été réalisées pour le mois de janvier 2012. Ces expériences utilisent les matrices $\mathbf{B}$ et $\mathbf{R}$ du modèle ARPEGE. Dans la première expérience, la seule modification réalisée par rapport à la configuration opérationnelle est la prise en compte des paramètres de surface réalistes (sans ajout de canaux). Des canaux sont



(a) Cas clairs AVHRR (b) Cas clairs AVHRR

(c) Nombre de Ts restituées utilisées (d) Nombre de Ts restituées utilisées

FIGURE 5.3 – Nombre d'observations claires selon l'AVHRR (en haut) et nombre d'observations pour lesquelles la Ts est restituée et utilisée (en bas), de jour (à gauche) et de nuit (à droite) pour janvier 2012 par boîte de 2.5°x2.5°. La différence de température est en Kelvin.



(a) Ts restituée utilisée

(b) Ts restituée utilisée

(c) Ts ébauche

(d) Ts ébauche

FIGURE 5.4 – Moyenne par boîte de 2.5°x2.5° des Ts restituées utilisées (en haut) et des Ts de l'ébauche (en bas) de jour (à gauche) et de nuit (à droite) pour janvier 2012. L'unité est en Kelvin.

ensuite ajoutés à la liste des canaux assimilés sur terre. Enfin, des conditions sur le relief sont imposées afin d'évaluer son impact sur l'analyse et les prévisions. La liste des canaux assimilés pour ces différentes expériences figure dans l'annexe 1.

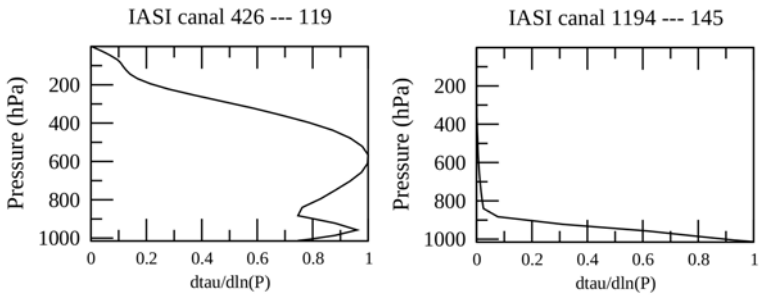
5.4 Impact de la modification des paramètres de surface sur l'assimilation et les prévisions

Dans un premier temps, nous allons regarder l'impact sur l'analyse et les prévisions de la prise en compte d'une modélisation de surface réaliste dans la configuration opérationnelle. La configuration EXP est la même que pour l'opérationnel, seuls les paramètres de surface sont modifiés. Les canaux assimilés sur terre et sur mer sont les mêmes que pour la configuration opérationnelle.

5.4.1 Impact sur l'analyse

5.4.1.1 Nombre d'observations assimilées.

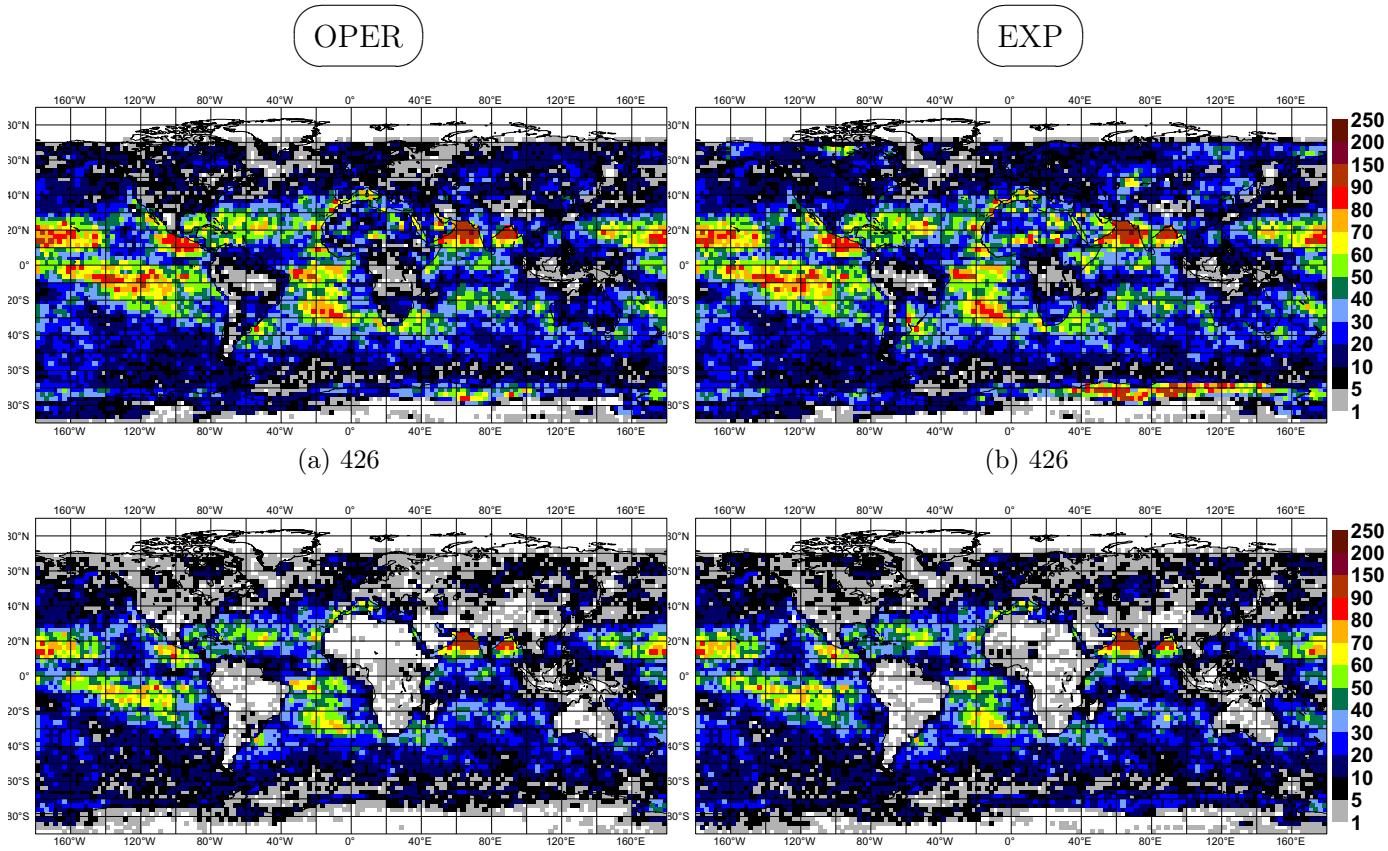
Une modélisation de la surface réaliste permet d'augmenter le nombre d'observations claires selon le cloud detect (puisque les écarts entre les observations et leur équivalent modèle sont réduits) et ainsi augmenter le nombre d'observations actives. Nous nous sommes tout d'abord intéressés aux canaux 426 (751.25 cm^{-1}) et 1194 (943.25 cm^{-1}) dont les fonctions de poids sont représentées sur la figure 5.5. Ces canaux ne sont pas assimilés sur terre.



(a) Canal 426 (b) Canal 1194

FIGURE 5.5 – Fonctions de poids des canaux 426 et 1194.

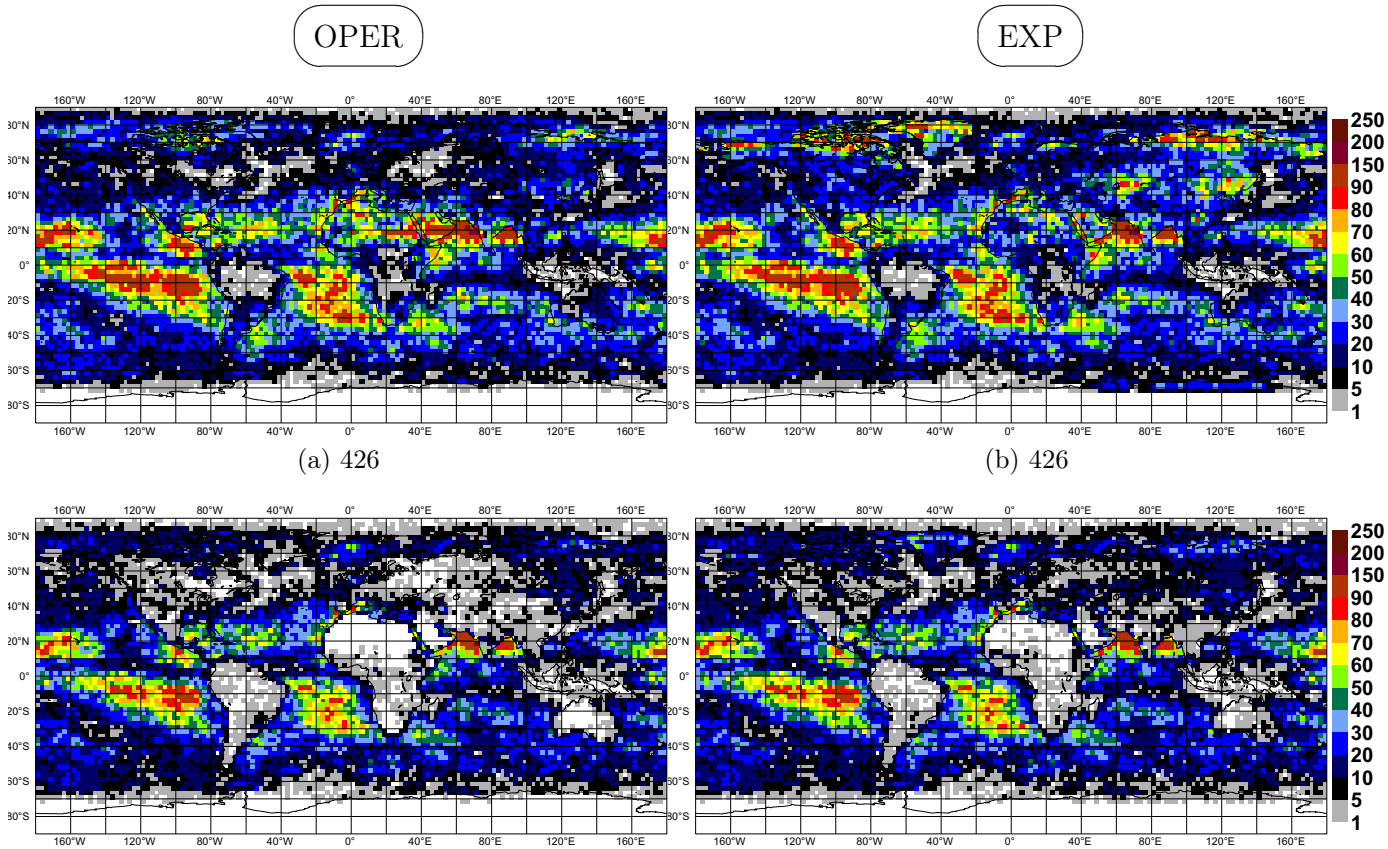
Les figures 5.6 et 5.7 représentent, pour la configuration OPER et l'expérience EXP, le nombre de cas clairs selon le cloud detect pour les canaux 426 et 1194. La comparaison de ces figures montre que la prise en compte d'une émissivité et d'une Ts réaliste permet d'augmenter



(a) 426 (b) 426

(c) 1194 (d) 1194

FIGURE 5.6 – Nombre d'observations claires selon le cloud detect pour la configuration opérationnelle OPER (à gauche) et pour EXP (à droite) pour les canaux 426 (en haut) et 1194 (en bas) **de jour** uniquement pour janvier 2012 par boîte de 2.5°x2.5°.



(a) 426 (b) 426

(c) 1194 (d) 1194

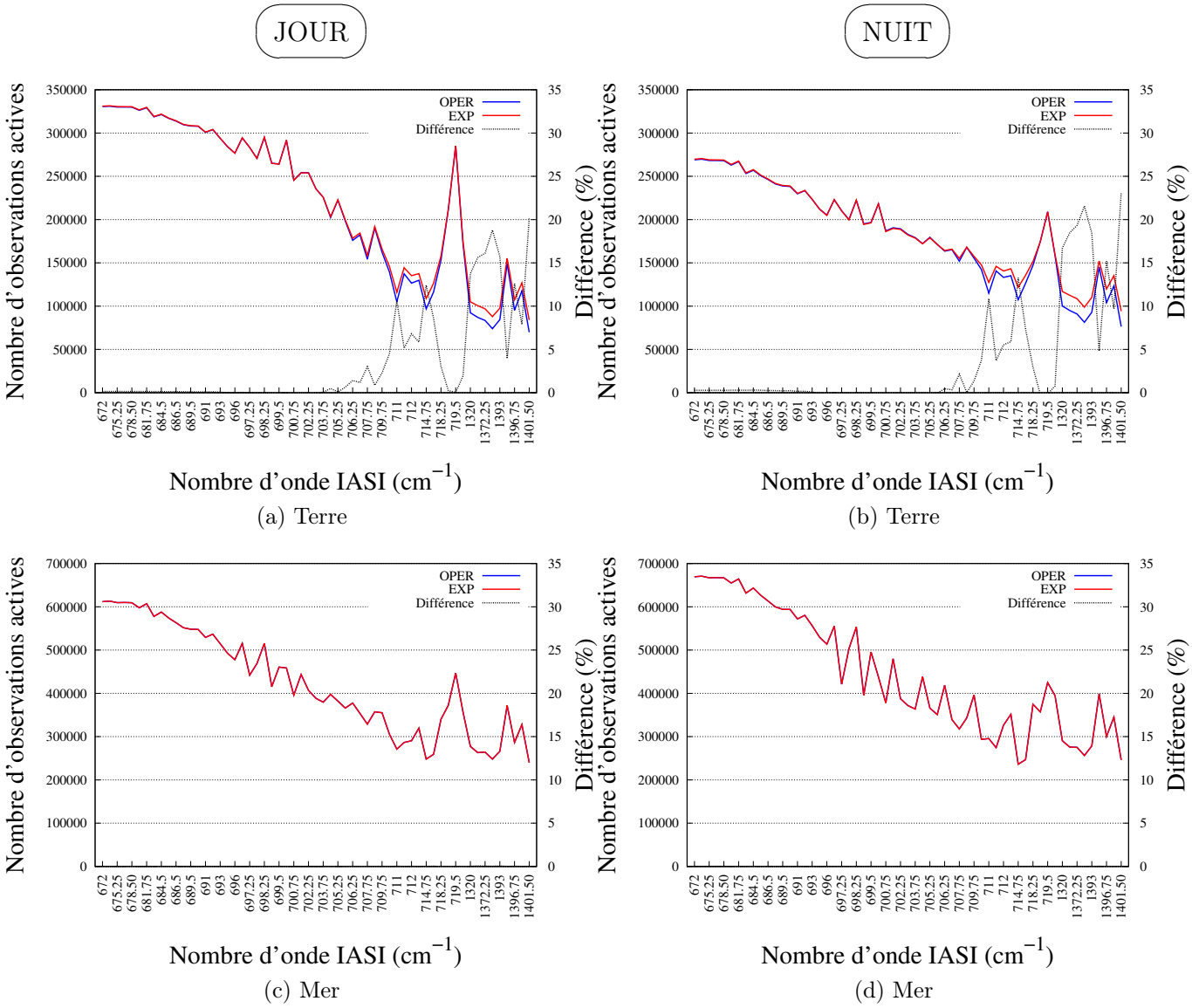
FIGURE 5.7 – Nombre d'observations claires selon le cloud detect pour pour la configuration opérationnelle OPER (à gauche) et pour EXP (à droite) pour les canaux 426 (en haut) et 1194 (en bas) **de nuit** uniquement pour janvier 2012 par boîte de 2.5°x2.5°.

légèrement le nombre d'observations claires selon le cloud detect sur les surfaces continentales, et en particulier sur l'Amérique du Nord et la Russie. En effet, la prise en compte en compte de paramètres de surface réalistes permet de réduire les écarts entre les observations et les simulations de radiances IASI, ce qui permet d'augmenter le nombre de cas clairs selon le cloud detect. Pour les deux canaux, de jour et de nuit, on observe des zones dans lesquelles il n'y a quasiment pas de cas clairs, c'est le cas de la moitié sud de l'Afrique, de l'Amérique du Sud et du nord de l'Australie. Or comme on a pu le voir sur la figure 5.3, il s'agit des zones dans lesquelles la Ts est peu ou pas du tout restituée. Cela peut s'expliquer par le fait que dans ces zones, les observations ne sont pas clairs selon l'AVHRR et les Ts ne sont donc pas restituées, ou bien que la Ts restituée est trop éloignée de l'ébauche et n'est donc pas conservée. De jour, pour le canal 426, l'augmentation du nombre de cas clairs est visible sur tous les continents et en particulier sur le Sahara, l'Arabie Saoudite, la Russie, l'Amérique du Sud et l'Antarctique. De nuit, on observe également une augmentation générale du nombre d'observations claires sur terre sauf sur le Sahara et l'Arabie Saoudite où on peut perdre jusqu'à 60% d'observations dans certaines zones. Pour le canal de surface 1194, de jour comme de nuit, le nombre de cas clairs augmente globalement pour EXP par rapport à OPER sur l'ensemble des surfaces continentales, même si ce nombre reste très faible sur les continents (moins de 5 observations claires par boîte sur une grande partie des surfaces continentales).

La figure 5.8 montre le nombre d'observations actives pour chaque canal assimilé à la fois sur terre et sur mer, pour les expériences EXP et OPER sur toute la période d'étude. Sur terre, de jour, le nombre d'observations actives est quasiment identique entre EXP et OPER pour les canaux situés entre 672 et 703.75 cm^{-1} (qui pointent dans la haute troposphère et dans la stratosphère). Puis il augmente jusqu'à 3% pour les canaux entre 705.25 et 708.25 cm^{-1}. Pour les canaux compris entre 710.25 et 718.25 cm^{-1} et pour les canaux vapeur d'eau entre 1320 et 1401.5 cm^{-1}, il y a entre 5 et 20% d'observations supplémentaires. De nuit, on observe un comportement similaire. Cependant une très faible augmentation du nombre d'observations actives (inférieure à 1%) par rapport à OPER est visible pour les canaux entre 672 et 693 cm^{-1}. Le nombre d'observations actives supplémentaires est plus important que de jour pour les canaux compris entre 710.25 et 718.25 cm^{-1} et entre 1320 et 1401.5 cm^{-1} (on peut atteindre 23% d'observations supplémentaires par rapport à OPER). Les fonctions de poids de ces canaux présentent une légère contribution à la surface.

Sur mer, l'impact de la prise en compte de paramètres de surface réalistes n'est pas visible.

La répartition spatiale de la différence des nombres d'observations actives entre les expérience EXP et OPER est représentée sur la figure 5.9 pour le canal vapeur d'eau 2910 (1372.25 cm^{-1}). De jour et de nuit, le nombre d'observations assimilées augmentent globalement sur l'Europe, l'Asie et l'Amérique du Nord. On constate que les augmentations les plus

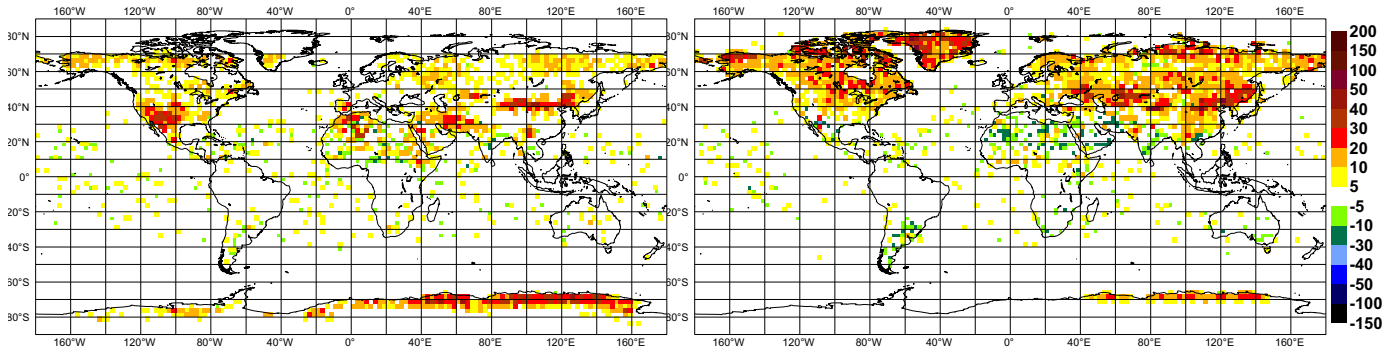


(a) Terre (b) Terre

(c) Mer (d) Mer

FIGURE 5.8 – Nombre d'observations actives sur terre (en haut) et sur mer (en bas) en fonction des canaux assimilés sur terre de jour et de nuit pour le mois de janvier 2012 sur tout le globe. La différence de nombre d'observations actives entre les deux expériences est représentée par une ligne pointillée noire.

importantes, de jour, sont localisées sur les États-Unis, l'Antarctique, le nord du Sahara et le nord de la Chine où on peut observer un gain allant jusqu'à 40 observations actives supplémentaires par boîte de 2.5°x2.5°. Toutefois on peut perdre jusqu'à 30 observations sur certaines zones du Sahara, de l'Inde et de l'Argentine. De nuit, on gagne des observations pour les latitudes au-dessus de 40°N et sur une partie de l'Antarctique mais on a tendance à en perdre principalement sur le Mexique, l'Argentine, l'Arabie Saoudite, le plateau iranien et l'Inde. On constate un lien évident entre l'augmentation du nombre de Ts restituées et l'augmentation du nombre d'observations assimilées sur le globe.



(a) Jour (b) Nuit

FIGURE 5.9 – Répartition spatiale des différences des nombres d'observations assimilées entre les configurations EXP et OPER par boîte de 2.5°x2.5° pour le canal 2910 (1372.25 cm^{-1}) sur le globe sur toute la période d'étude, de jour et de nuit.

5.4.1.2 Impact de l'analyse sur les écarts aux observations.

La figure 5.10 représente les moyennes et écarts-types des différences entre les observations et l'ébauche et entre les observations et l'analyse sur les surfaces continentales en fonction des canaux assimilés sur terre pour le mois de janvier 2012 sur tout le globe. On constate qu'il y a très peu de différences entre les configurations EXP et OPER de jour et de nuit. Dans les deux cas, l'analyse permet de corriger les biais et de réduire les écarts-types par rapport à l'ébauche, en particulier pour les canaux vapeur d'eau dont les nombres d'onde sont compris entre 1320 et 1401.5 cm^{-1}. L'analyse permet de réduire l'écart-type (resp. le biais) d'environ 0.5 K (resp. 0.7 K) dans cette bande par comparaison avec l'ébauche pour les deux configurations. L'écart-type des différences entre observation et analyse vaut 0.3 K en moyenne pour les autres canaux. Pour ces canaux vapeur d'eau, on observe également une légère réduction de l'écart-type des différences entre observations et analyse pour la configuration EXP par rapport à l'OPER de jour et de nuit. Les mêmes courbes ont été réalisées sur mer mais ne sont pas présentées ici car

elles ne montrent pas de différence entre les innovations des configurations OPER et EXP.

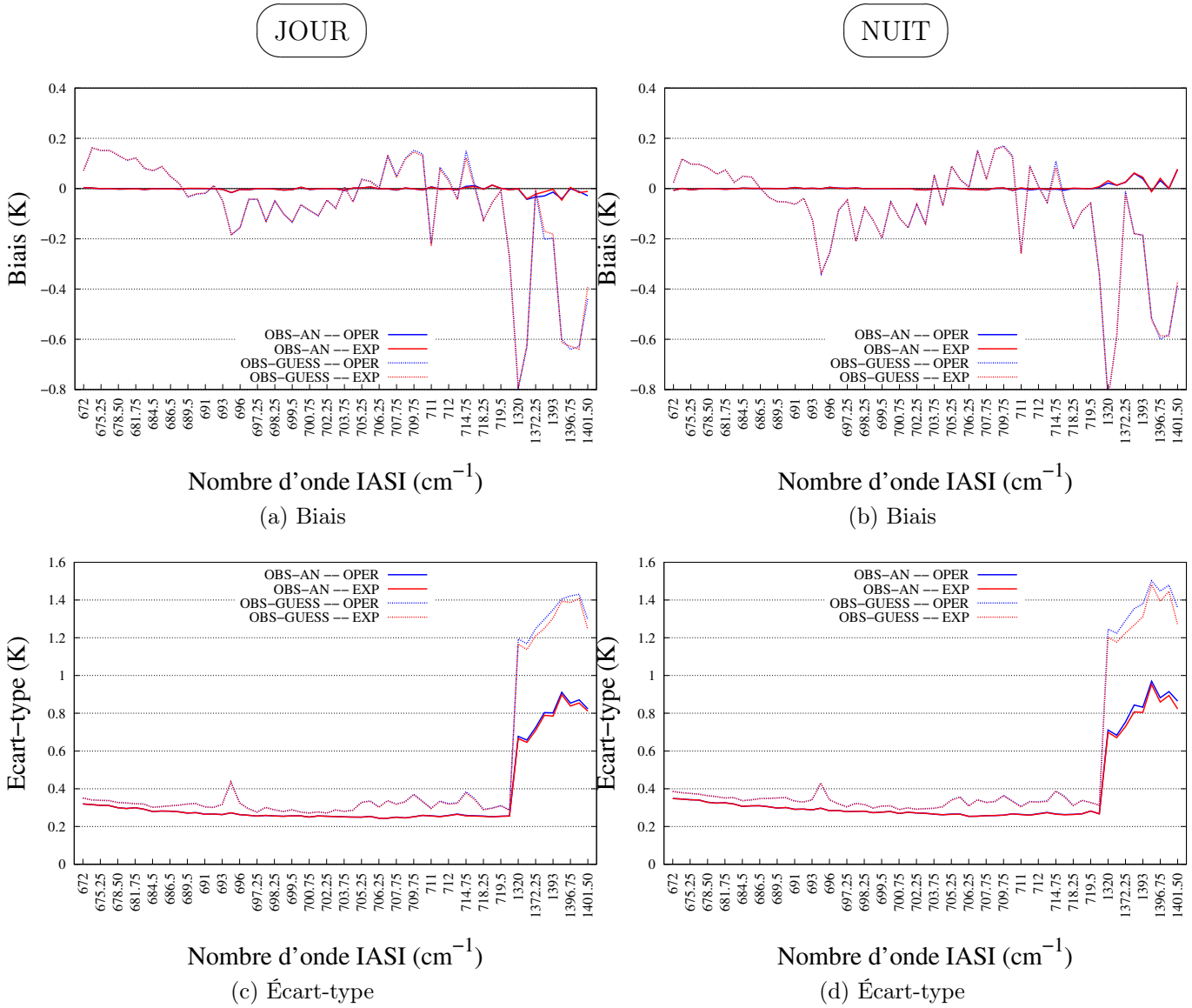
5.4.1.3 Analyses de température.

La Ts fait partie de la variable de contrôle mais est utilisée comme terme puits. L'analyse de Ts provient du système d'analyse CANARI. Ainsi dans l'analyse, la Ts est la même dans les expériences EXP et OPER alors que la température en altitude a été modifiée. La figure 5.11 représente les moyennes des différences entre les analyses de température à 2 m de EXP et celles de OPER pour les réseaux de 0, 6, 12 et 18 UTC sur toute la période d'étude. Pour les 4 réseaux, on observe des comportements assez similaires. Les impacts de la prise en compte des paramètres de surface sur les analyses de température à 2 m sont principalement localisés sur les continents, et en particulier sur l'Amérique du Sud, l'Afrique, l'Australie, le Groenland et la Sibérie où les différences sont globalement comprises entre -0.1 et 0.1 K. Pour les réseaux de 6 et 12 UTC, les différences d'analyses sont plus importantes sur l'Australie où elles varient entre -0.5 et 0.5 K. Les mêmes variations peuvent être observées sur le sud de l'Afrique à 12 UTC. À 18 UTC, ces différences se sont propagées sur quasiment toute l'Amérique du Sud. Selon le réseau considéré, les zones pour lesquels ces différences de température sont les élévées correspondent aux endroits où il fait jour. Des impacts sont également visibles sur l'océan à l'est du Groenland et à l'ouest de l'Europe.

La figure 5.12 représente les écarts-types des différences entre les analyses de température à 2 m de EXP et celles de OPER pour les réseaux de 0, 6, 12 et 18 UTC sur toute la période d'étude. Comme pour le biais, les plus grandes différences en écart-type sont localisées sur l'Amérique du Sud, la moitié sud de l'Afrique, le Sahara et l'Australie. Ces écarts-types peuvent atteindre jusqu'à 2 K sur l'Australie pour les réseaux de 6 et 12 UTC et sur le sud de l'Afrique à 12 UTC. Les zones dans lesquelles ces écarts sont les plus forts correspondent ici aussi aux endroits éclairés par le soleil. On constate également, qu'à 18 UTC, l'Amérique du Sud est recouverte par des différences comprises entre 0.3 et 1 K. De plus, des différences d'écart-type sont également visibles sur l'océan, à l'est du Groenland et à l'ouest de l'Europe. Une expérience d'assimilation met en œuvre des assimilations cyclées (voir chapitre 2), il y a donc propagation dans le temps des modifications faites à chaque analyse. C'est pour cela qu'on observe des structures mêmes en dehors des zones où des modifications ont été faites au cours de l'assimilation.

5.4.2 Impact sur les prévisions

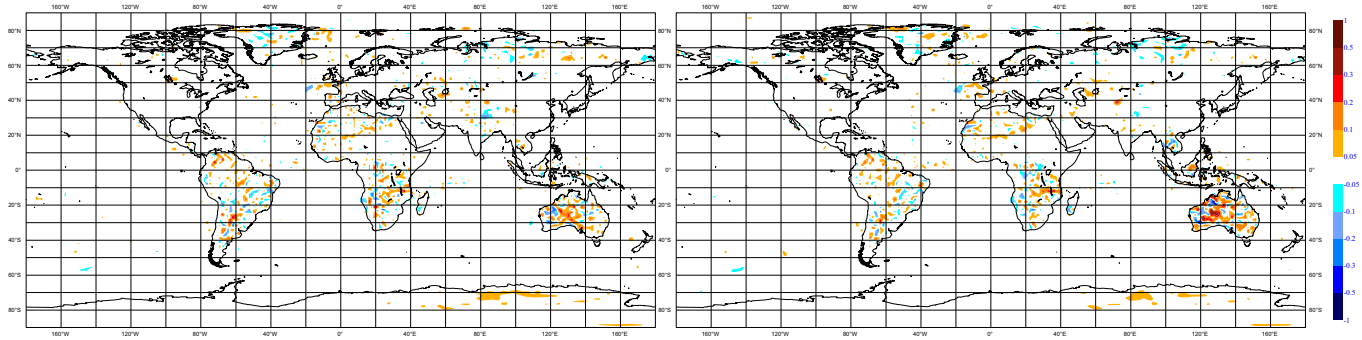
L'impact sur les prévisions est caractérisé à l'aide de scores basés sur les différences des erreurs quadratiques moyennes des prévisions associées à l'expérience OPER utilisant la configuration opérationnelle et l'expérience EXP prenant en compte des paramètres de surfaces



(a) Biais (b) Biais

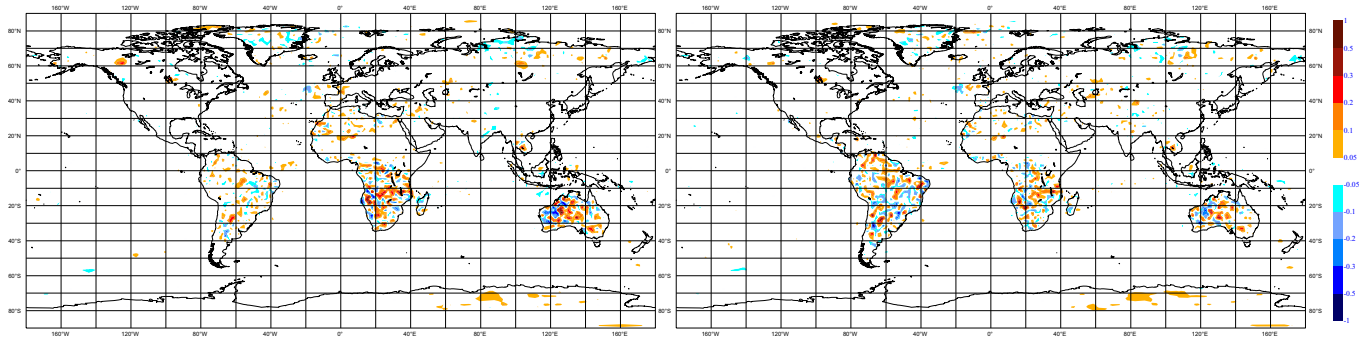
(c) Écart-type (d) Écart-type

FIGURE 5.10 – Moyennes (en haut) et écarts-types (en bas) des différences entre les observations et l'ébauche (trait pointillé) et entre les observations et l'analyse (trait plein) pour la configuration opérationnelle (OPER) et pour l'expérience prenant en compte des paramètres de surface réalistes (EXP), sur les surfaces continentales du globe, pour le mois de janvier 2012 de jour (à gauche) et de nuit (à doite).



(a) 0 UTC

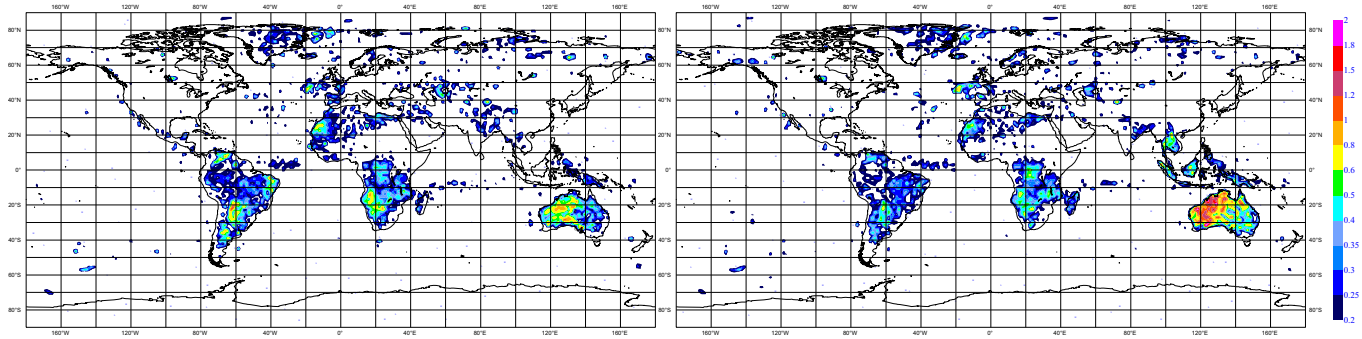
(b) 6 UTC



(c) 12 UTC

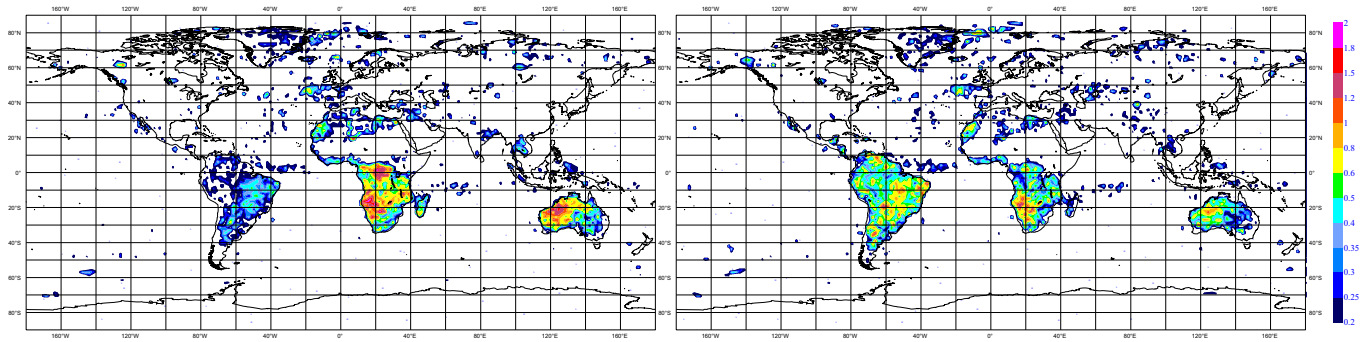
(d) 18 UTC

FIGURE 5.11 – Moyennes des différences (en Kelvin) entre les analyses de température à 2 m de EXP et les analyses de OPER pour les réseaux de 0, 6, 12 et 18 UTC sur toute la période d'étude.



(a) 0 UTC

(b) 6 UTC



(c) 12 UTC

(d) 18 UTC

FIGURE 5.12 – Écarts-types des différences (en Kelvin) entre les analyses de température à 2 m de EXP et les analyses de OPER pour les réseaux de 0, 6, 12 et 18 UTC sur toute la période d'étude.

réalistes, par rapport aux analyses du CEPMMT ou aux radiosondages. Les radiosondages présentent l'avantage d'être plus indépendants mais leur couverture spatiale n'est pas globale. Pour la zone au nord de 20°N, ils sont suffisamment nombreux pour pouvoir être utilisés dans le calcul des scores mais les tropiques et les zones au sud de 20°S sont mal couvertes par ces radiosondages. Les analyses du CEPMMT ont quant à elles une bonne couverture globale et sont des analyses relativement indépendantes de EXP et OPER. Ces analyses utilisent également les observations IASI (mais pas sur les continents) ainsi que le modèle de transfert radiatif RTTOV.

Les statistiques sont évaluées pour différents paramètres atmosphériques (géopotentiel, température, humidité et vent) sur la période du 1er janvier 2012 à 0 UTC au 4 février 2012 à 0 UTC. L'impact est évalué sur plusieurs niveaux verticaux, pour quatre jours d'échéance de prévision et sur différents domaines géographiques : l'Europe, l'Amérique du nord, l'Asie, l'Australie, les Tropiques, les zones au nord de 20°N (NORD20) et les zones au sud de 20°S (SUD20). Un test bootstrap ([Efron, 1979]) est réalisé sur les écarts quadratiques moyens (eqm) afin d'évaluer le caractère statistiquement significatif des résultats avec un niveau de confiance de 99%.

Pour le géopotentiel, un impact significativement négatif (selon le test bootstrap), par rapport aux analyses du CEPMMT, est constaté pour les pressions inférieures à 400 hPa jusqu'à échéances 54h. Sur les autres zones, les scores sont globalement neutres. Le géopotentiel intègre les contributions de différentes variables. Pour la température et le vent, des impacts significativement positifs sont visibles entre 200 et 50 hPa jusqu'aux échéances 24h. Pour l'humidité, l'impact est globalement neutre sur toutes les zones.

Finalement, l'utilisation d'un atlas d'émissivité et de Ts restituées, sans autre modification de la configuration opérationnelle, a peu d'impact sur les prévisions et rend les scores assez neutres par rapport à OPER. Cela peut paraître décevant, en particulier pour les basses couches, proches de la surface. Néanmoins, comme aucun canal sensible à la surface n'est assimilé sur terre dans EXP, ces résultats sont cohérents.

5.4.3 La correction de biais

Nous avons également regardé l'impact de la correction de biais sur les simulations et les prévisions lorsqu'on prend en compte des paramètres de surfaces réalistes sans ajouter de canaux à la sélection de canaux sur terre de la configuration opérationnelle. En effet, actuellement sur terre, les observations qui ne sont pas assimilées sont rejetées et n'interviennent pas dans le calcul de la correction de biais. Toutefois, il est possible d'autoriser ces observations à influencer le calcul et l'évolution des coefficients de correction de biais dans VarBC (voir section 2.2.5.2) sans avoir d'impact sur l'incrément (traitement identique au cas sur mer dans la configuration

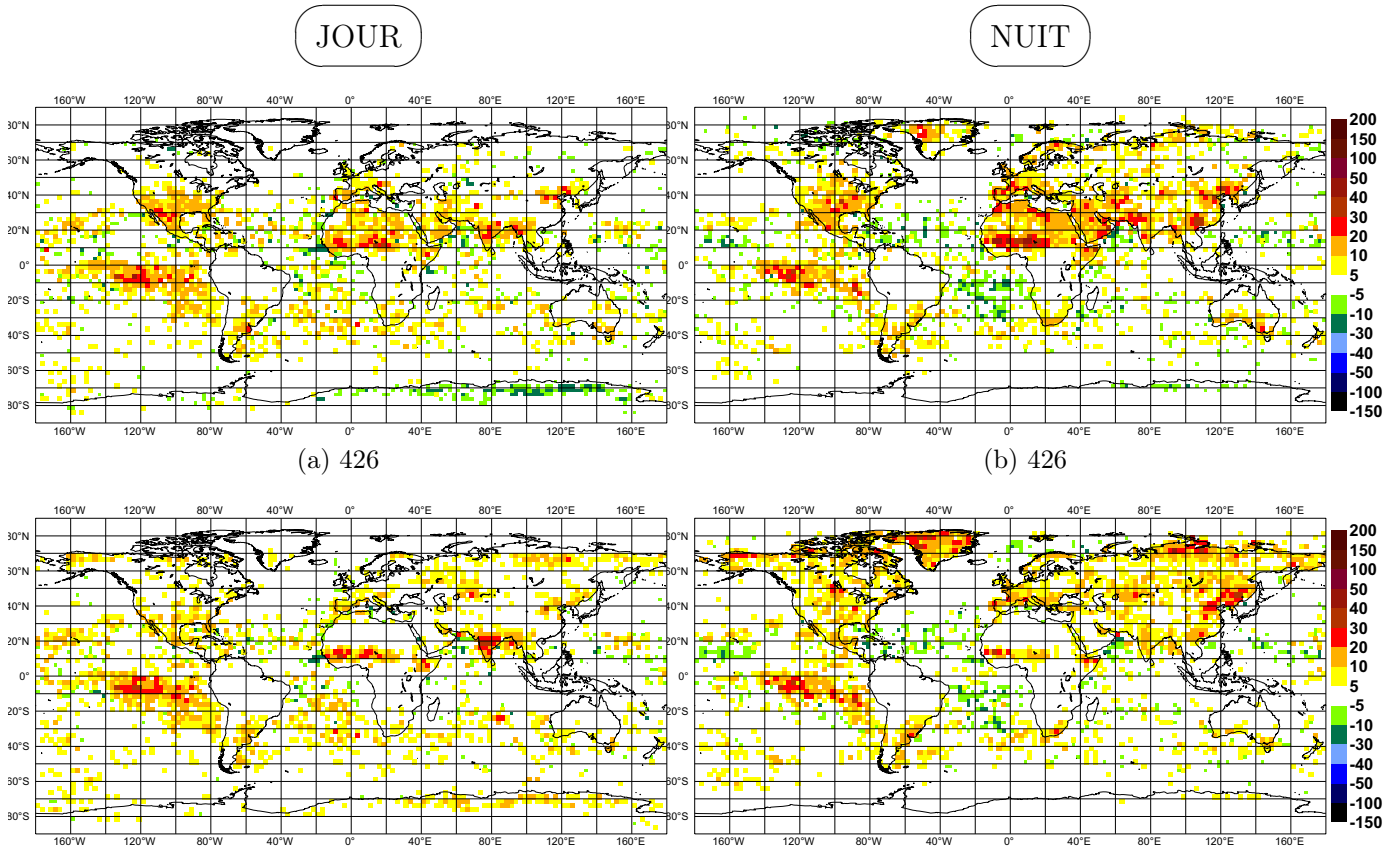
opérationnelle). Nous avons donc voulu prendre en compte ces observations pour le calcul de la correction de biais afin de voir leur impact sur les simulations et les prévisions.

Le schéma VarBC permet de séparer les biais provenant des observations de ceux qui viennent du modèle, comme la Ts par exemple ([Auligné *et al.*, 2007]). Trois types de prédicteurs sont utilisés pour IASI : une correction globale appliquée à chaque canal, une correction d'angle de balayage basée sur l'angle de visée au nadir, et une correction de masse d'air (basée sur l'épaisseur de quatre couches atmosphériques de 1000-300, 200-50, 10-2 et 50-5 hPa). La correction de biais est appliquée avec les mêmes coefficients sur mer et sur terre. En effet, actuellement il n'y a pas de séparation de la correction appliquée sur terre et sur mer.

L'expérience EXP-BIASCORR est similaire à EXP à l'exception qu'elle permet aux observations des 314 canaux IASI d'intervenir dans le calcul de la correction de biais VarBC sur terre.

La correction de biais a un impact sur la détection nuageuse. Afin de comparer les nombres de cas clairs selon le cloud detect obtenus pour la configuration EXP-BIASCORR avec ceux de l'expérience EXP pour les canaux 426 et 1194 (présentés sur la figure 5.7), les différences entre ces nombres ont été tracées sur la figure 5.13. Ces différences sont calculées pour le mois de janvier 2012 de jour et de nuit par boîte de 2.5°x2.5°. On constate que, pour ces canaux, de jour et de nuit, l'expérience EXP-BIASCORR permet globalement d'augmenter le nombre de cas clairs sur les continents et les océans. Les gains sont les plus forts sur le Sahara, le nord-est de la Chine, l'océan Pacifique, l'Amérique Centrale, l'Inde (de jour uniquement), le Groenland (de nuit uniquement). Toutefois, sur l'océan Atlantique, la mer d'Arabie et l'Antarctique, des pertes pouvant atteindre 30 observations sont observées. Rappelons que ces canaux ne sont pas assimilés sur terre dans cette expérience.

La figure 5.14 présente les moyennes et écarts-types des écarts à l'ébauche et à l'analyse des observations IASI sur terre et sur mer pour la configuration EXP (à gauche) et pour l'expérience EXP-BIASCORR (à droite) pour le mois de janvier 2012 dans l'hémisphère sud. Ces écarts sont également représentés pour la configuration opérationnelle OPER. Ces figures indiquent aussi le nombre d'observations assimilées et la différence d'observations assimilées par rapport à la configuration OPER. Pour l'expérience EXP-BIASCORR, on constate une augmentation de la moyenne des différences entre observation et analyse par comparaison avec EXP. Il n'y a pas de variations pour l'écart-type. On observe également des résultats similaires en biais et écart-type entre les deux expériences pour les canaux vapeur d'eau 2701 à 3027. On constate cependant que la configuration EXP-BIASCORR engendre une diminution du nombre d'observations assimilées dans l'hémisphère sud pour la plupart des canaux. Même si le nombre d'observations assimilées sur mer pour les canaux de surface 1191 à 1271 augmente pour EXP-BIASCORR (environ 4500 observations supplémentaires), ce nombre diminue de



(a) 426 (b) 426

(c) 1194 (d) 1194

FIGURE 5.13 – Différence de nombre d'observations claires selon le cloud detect entre EXP-BIASCORR et EXP pour les canaux 426 (en haut) et 1194 (en bas) de jour (à gauche) et de nuit (à droite) pour janvier 2012 par boîte de 2.5°x2.5°.

façon plus ou moins importante pour les autres canaux assimilés. On observe également des résultats similaires dans l'hémisphère nord et dans les tropiques, avec en particulier une perte importante d'observations assimilées (non montré).

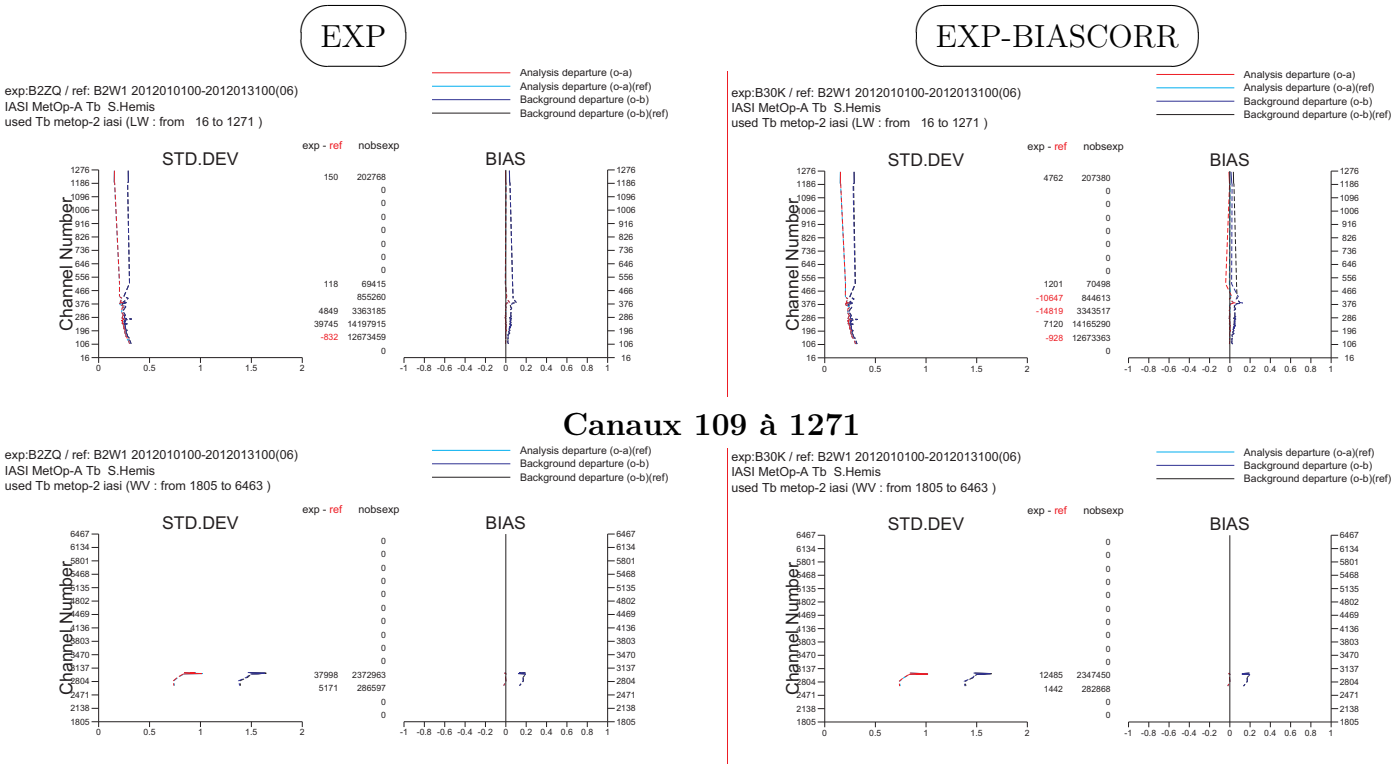
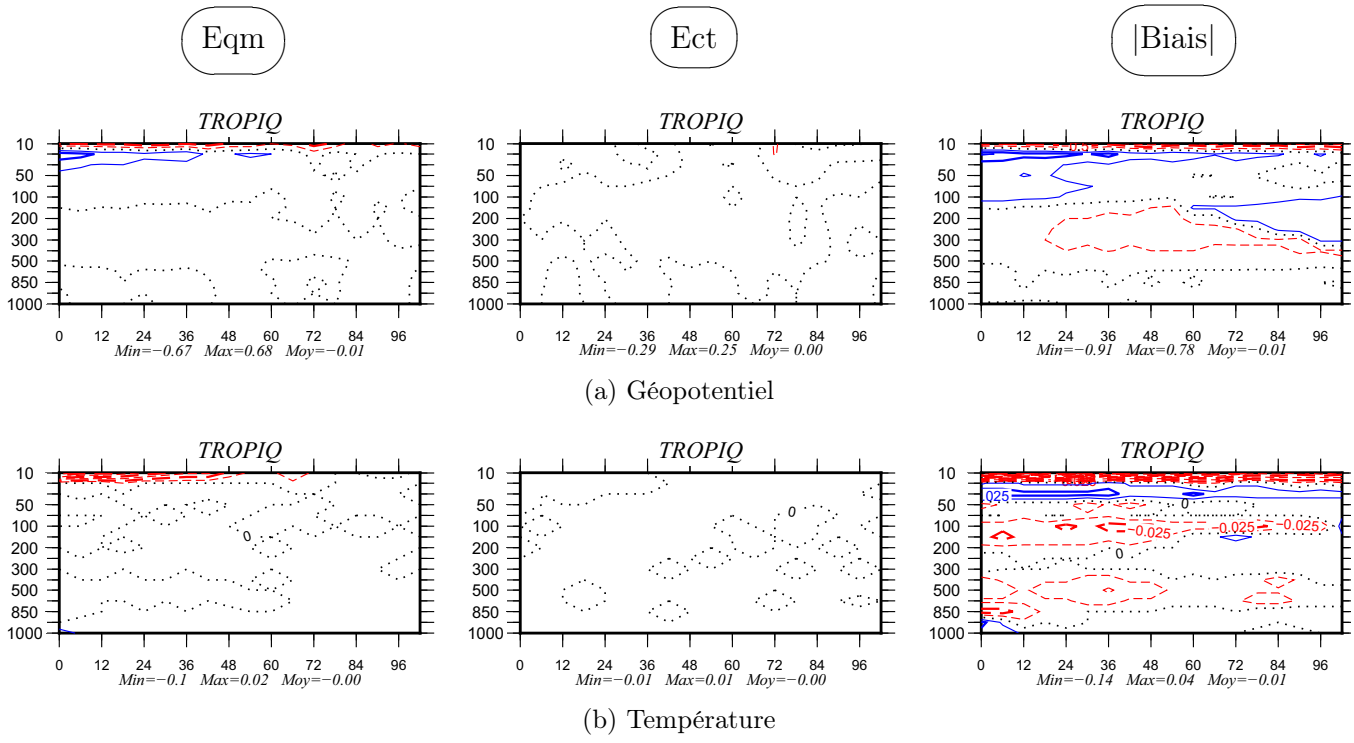


FIGURE 5.14 – Moyennes et écarts-types des écarts à l'ébauche (en bleu foncé) et à l'analyse (en rouge) pour les observations IASI pour la configuration EXP (à gauche) et pour l'expérience EXP-BIASCORR (à droite) pour le mois de janvier 2012 dans l'hémisphère sud. Pour la configuration opérationnelle OPER, ces écarts à l'analyse (en bleu clair) et à l'ébauche (en noir) sont également tracés. Ces figures indiquent également le nombre d'observations assimilées et la différence d'observations assimilées par rapport à la configuration OPER.

La figure 5.15 montre les différences d'écart quadratique moyen, d'écart-type, de biais, par rapport aux analyses du CEPMMT, entre le géopotentiel (a) ou la température (b) prévus par l'expérience EXP-BIASCORR et la configuration OPER pour 4 jours d'échéances dans le domaine des tropiques. Les résultats sont moyennés sur la période de janvier 2012. On constate des différences de biais importantes sur les 4 jours d'échéances qui conduisent à une dégradation des écarts quadratiques moyens dans la stratosphère (vers 10-20 hPa) pour le géopotentiel et la température par rapport à la configuration OPER. Ces impacts négatifs sont significatifs pour ces deux variables (d'après le test bootstrap). On observe également un impact négatif significatif vers 10-20 hPa pour la température et le géopotentiel dans l'hémisphère nord. Les

scores pour le vent et l'humidité sont neutres. Pour la configuration EXP, les scores par rapport à OPER sont globalement neutres pour les différentes variables.



(a) Géopotentiel

(b) Température

FIGURE 5.15 – Différences entre les écarts quadratiques moyens (à gauche), les écarts-types (au centre), les biais (à droite), par rapport aux analyses du CEPMMT, de géopotentiel (a) ou de la température (b) prévu(e) pour l'expérience EXP-BIASCORR et pour la configuration OPER pour 4 jours d'échéances dans le domaine des tropiques. Les résultats sont moyennés sur la période de janvier 2012. Les contours en bleu indiquent un impact positif, ceux en rouge indiquent un impact négatif. Les unités sont le mètre pour le géopotentiel et le Kelvin pour la température.

Ainsi, bien que le schéma VarBC permette d'augmenter le nombre d'observations claires selon le cloud detect (figure 5.13), le fait d'effectuer cette correction de biais sur les 314 canaux IASI sur terre conduit à une diminution du nombre d'observations assimilées et une dégradation des scores par rapport à la configuration opérationnelle, malgré l'utilisation de paramètres de surface réalistes. Il semble donc pertinent, dans les prochaines expériences, de ne pas activer la correction de biais sur les 314 canaux sur terre. L'introduction de prédicteurs terre/mer et jour/nuit dans VarBC pourrait permettre de mieux corriger les observations de leur biais, toutefois ce travail ne sera pas réalisé dans le cadre de cette thèse.

5.5 Vers une augmentation du nombre de canaux assimilés sur terre

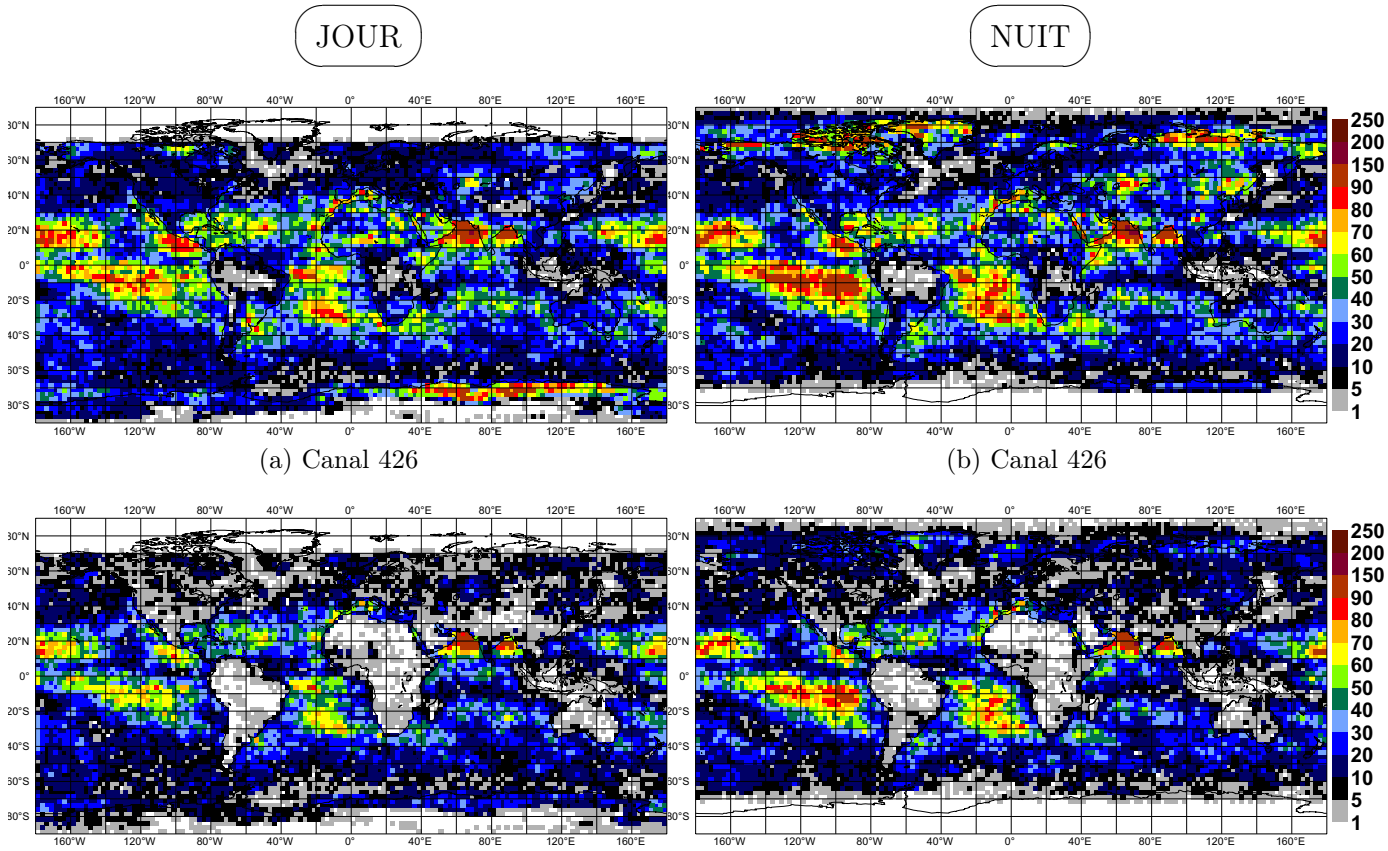
5.5.1 Utilisation sur terre de la sélection de canaux sur mer

Une expérience EXP-MER, dans laquelle la sélection de canaux sur mer est utilisée sur terre, a été réalisée. Les canaux de surface ayant servi à restituer la Ts (1191 et 1271) font partie de la sélection de canaux sur mer mais ne sont pas utilisés sur terre, puisque ayant servis à la restitution, ils n'apportent plus d'information. Ces canaux ont été remplacés par les canaux de surface 1027 et 1133 qui ont des fonctions de poids similaires pour conserver l'assimilation de quatre canaux de surface. Cette expérience est comparée ici avec la configuration opérationnelle OPER pour le mois de janvier 2012.

5.5.1.1 Impact sur l'analyse

Nombre d'observations assimilées. Le nombre de cas clairs selon la méthode du cloud detect pour les canaux 426 et 1194 est représenté sur la figure 5.16 par boîte de 2.5°x2.5° pour le mois de janvier 2012 de jour et de nuit. Ces résultats sont assez similaires à ceux obtenus pour la configuration EXP (sans ajout de canaux). On constate que pour le canal de surface 1194, il y a peu de cas clairs sur les continents de jour et de nuit. En effet, sur une grande partie des surfaces continentales, il y a moins de 5 observations claires par boîte de 2.5°x2.5°. Sur certaines zones telles que la Russie et le Canada, jusqu'à 30 cas clairs peuvent être observés, en particulier de nuit. Sur mer, le nombre de canaux clairs est beaucoup plus élevé, en particulier dans les tropiques où il peut atteindre jusqu'à 150 observations par boîte de 2.5°x2.5°. Pour le canal 426 (dont les pics de sensibilités se trouvent autour de 950 et 600 hPa)En, un plus grand nombre de cas clairs sont détectés, par rapport au canal 1194, sur mer mais également sur les continents (entre 10 et 40 de plus en moyenne). Il existe toutefois des zones où très peu de cas clairs sont observés : la moitié sud de l'Afrique, la moitié nord de l'Amérique du Sud, l'Antarctique, l'Australie, l'est de la Russie et l'Himalaya, de jour et de nuit.

La figure 5.17 montre le nombre d'observations actives pour chaque canal assimilé sur terre dans les expériences EXP-MER et OPER sur toute la période d'étude de jour et de nuit. On constate que le nombre d'observations assimilées sur terre augmente de jour et de nuit par rapport à la configuration opérationnelle. Comme pour la configuration EXP (dans laquelle seule la paramétrisation de la surface a été modifiée par rapport à OPER), les nombres d'observations actives dans EXP-MER sont proches à ceux d'OPER pour les canaux situés entre 672 et 702.75 cm^{-1} (on assimile moins de 1% d'observations supplémentaires par rapport à OPER de jour et de nuit). Ils sont toutefois légèrement supérieurs à ceux observés pour

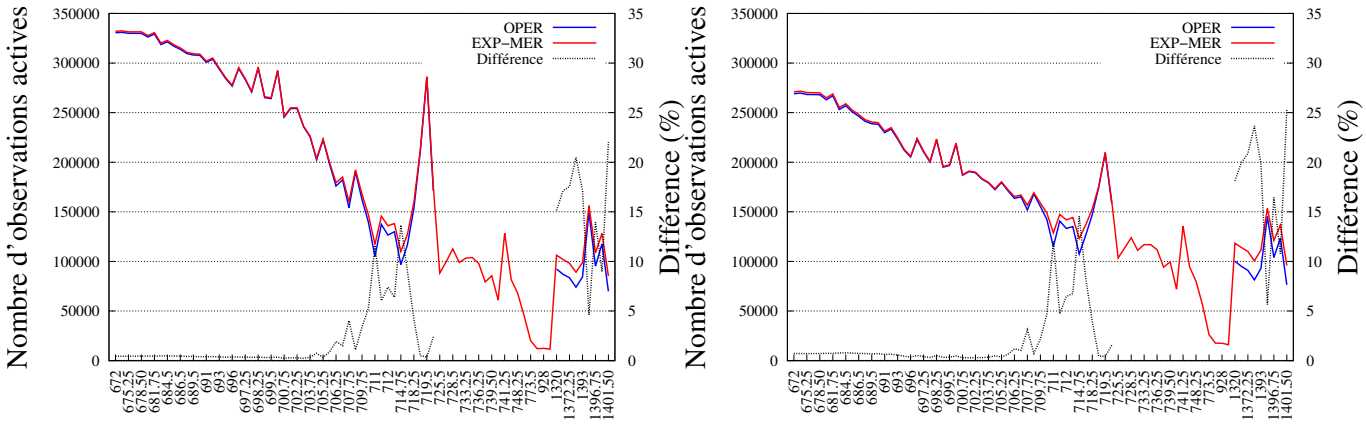


(a) Canal 426 (b) Canal 426

(c) Canal 1194 (d) Canal 1194

FIGURE 5.16 – Nombre d'observations claires selon le cloud detect par boîte de 2.5°x2.5° pour les canaux 426 (en haut) et 1194 (en bas) pour la configuration EXP-MER de jour (à gauche) et de nuit (à droite) pour janvier 2012.

EXP. Une augmentation de 1 à 4% est visible pour les canaux 703.75 à 709.75 cm^{-1}. Une plus forte augmentation est observée pour les canaux compris entre 710.25 et 718.25 cm^{-1} (entre 5 et 15% d'observations supplémentaires de jour et de nuit) et pour les canaux vapeur d'eau entre 1320 et 1401.5 cm^{-1} (entre 5 et 20% d'observations supplémentaires de jour et entre 6 et 25% de nuit). On observe ensuite une baisse du nombre d'observations actives pour les canaux entre 725.5 et 928 cm^{-1}. Cette baisse est particulièrement importante de jour et de nuit pour les canaux de surface et les canaux présentant une forte sensibilité à la surface entre 742 et 928 cm^{-1}. Pour le canal 426 (751 cm^{-1}), environ 45000 observations sont assimilées de jour et de nuit. Pour les canaux de surface 515, 1027, 1133 et 1194 (773.50, 901.5, 928 et 943.25 cm^{-1}), le nombre d'observations assimilées est faible et compris entre 10000 et 20000 observations de jour et de nuit. Toutefois, de manière générale, on assimile plus d'observations que EXP, et cela pour l'ensemble de canaux assimilés sur terre.

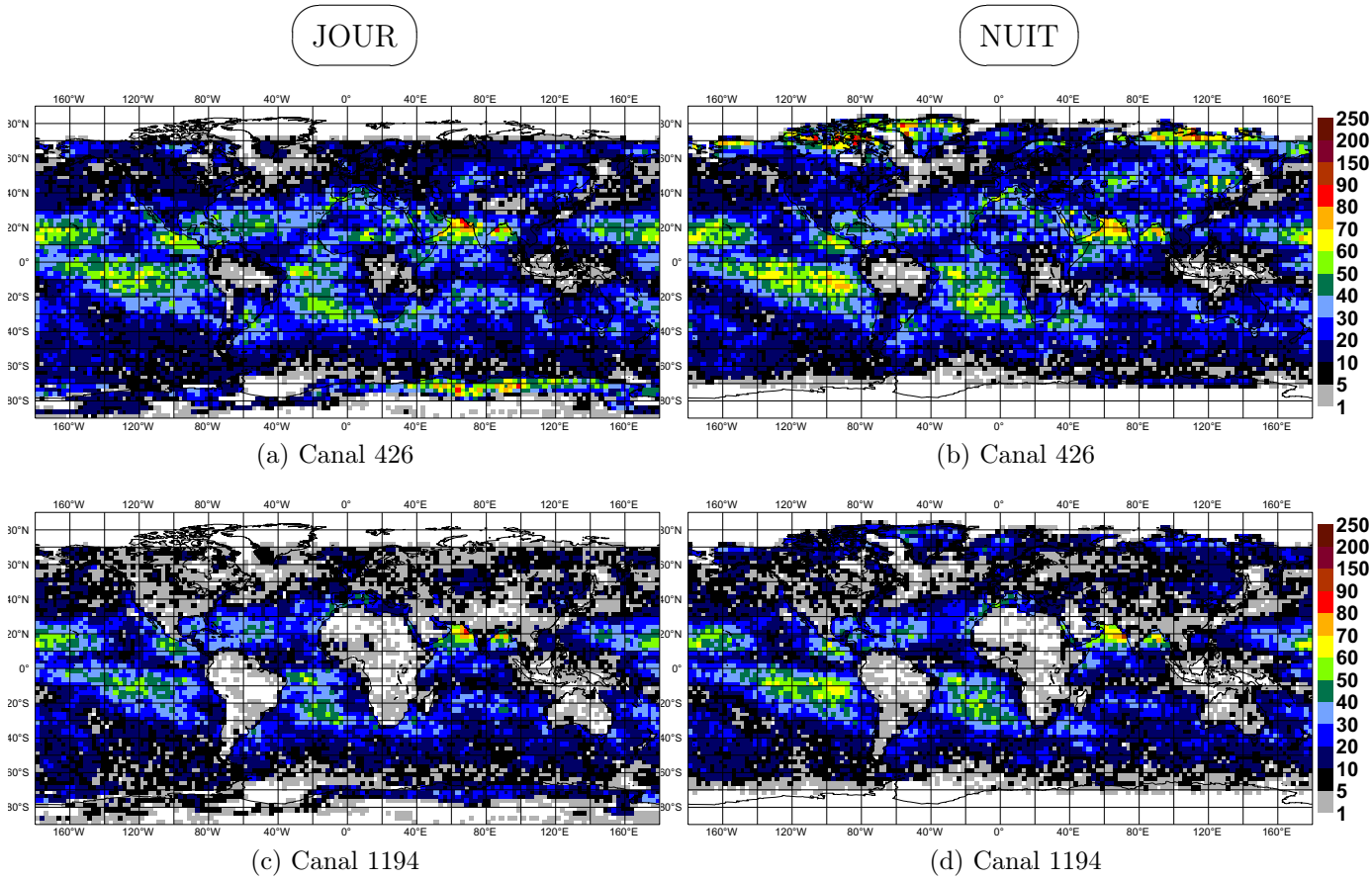


(a) Jour (b) Nuit

FIGURE 5.17 – Nombre d'observations actives sur terre en fonction des canaux assimilés sur terre de jour (a) et de nuit (b) pour les configurations EXP-MER (en rouge) et OPER (en bleu) pour le mois de janvier 2012 sur tout le globe. La différence de nombre d'observations actives entre les deux expériences est représentée par une ligne pointillée noire.

La figure 5.18 représente le nombre d'observations assimilées pour les canaux 426 et 1194 par boîte de 2.5°x2.5° de jour et de nuit pour janvier 2012 pour la configuration EXP-MER. On constate que la répartition des cas clairs selon le cloud detect (voir figure 5.16 ci-dessus) est très fortement corrélée avec le nombre d'observations assimilées. En effet, très peu d'observations sont assimilées sur les continents pour le canal 1194, de jour et de nuit, puisqu'elles sont considérées comme nuageuses selon le cloud detect. Pour le canal 426 les zones dépourvues de cas clairs correspondent également aux zones dans lesquelles très peu d'observations sont assimilées. Le nombre de cas clairs pour ce canal étant plus important que celui du canal 1194,

un plus grand nombre d'observations sont assimilées sur les continents.



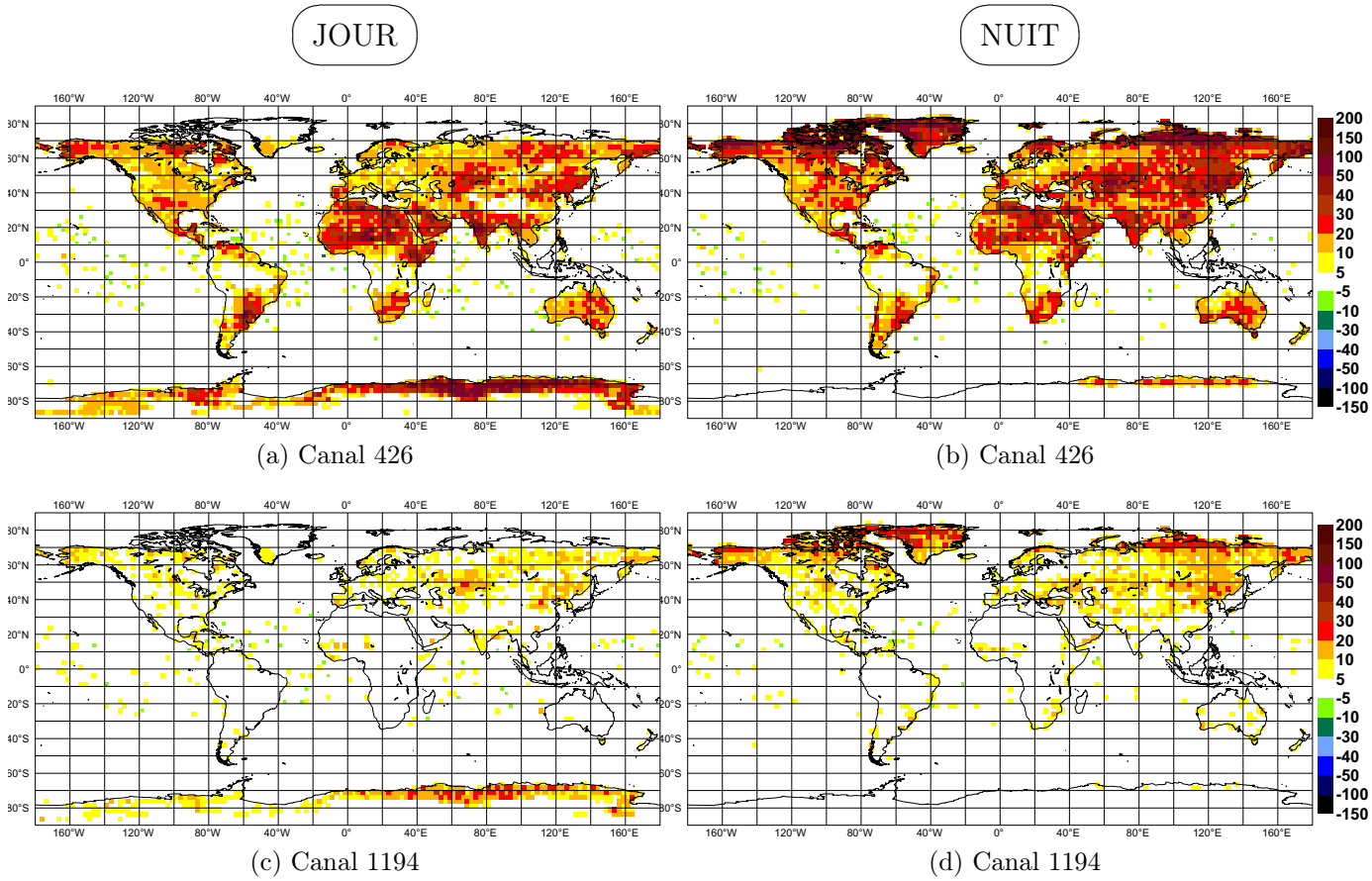
(a) Canal 426 (b) Canal 426

(c) Canal 1194 (d) Canal 1194

FIGURE 5.18 – Nombre d'observations assimilées par boîte de 2.5°x2.5° pour les canaux 426 et 1194 de jour et de nuit pour janvier 2012 pour la configuration EXP-MER.

Les différences entre les nombres d'observations assimilées par boîte de 2.5°x2.5° pour les configurations EXP-MER et OPER sont représentées sur la figure 5.19, de jour et de nuit pour janvier 2012. Sur mer, des écarts de -10 à 10 observations sont observés dans les tropiques. Sur les continents, le nombre d'observations assimilées étant nul pour la configuration OPER pour ces canaux, il s'agit du nombre d'observations assimilées pour EXP-MER.

On peut maintenant se demander si les observations qui sont assimilées ont utilisé une Ts restituée. La figure 5.20 montre, pour les canaux 426 et 1194, le nombre d'observations assimilées pour lesquelles la Ts est restituée de jour et de nuit pour janvier 2012 par boîte de 2.5°x2.5°. Par comparaison avec la figure 5.18, pour le canal 426, on constate que, de jour, la Ts restituée est très peu utilisée sur l'Europe, le Canada, sur une partie de la Chine et de la Russie, et autour de l'Himalaya. De jour et de nuit, sur la moitié nord de l'Amérique du Sud et sur la moitié sud de l'Afrique, la Ts est peu restituée mais lorsqu'elle l'est, elle n'est quasiment pas utilisée pour les observations assimilées. Ces résultats semblent provenir du fait que les

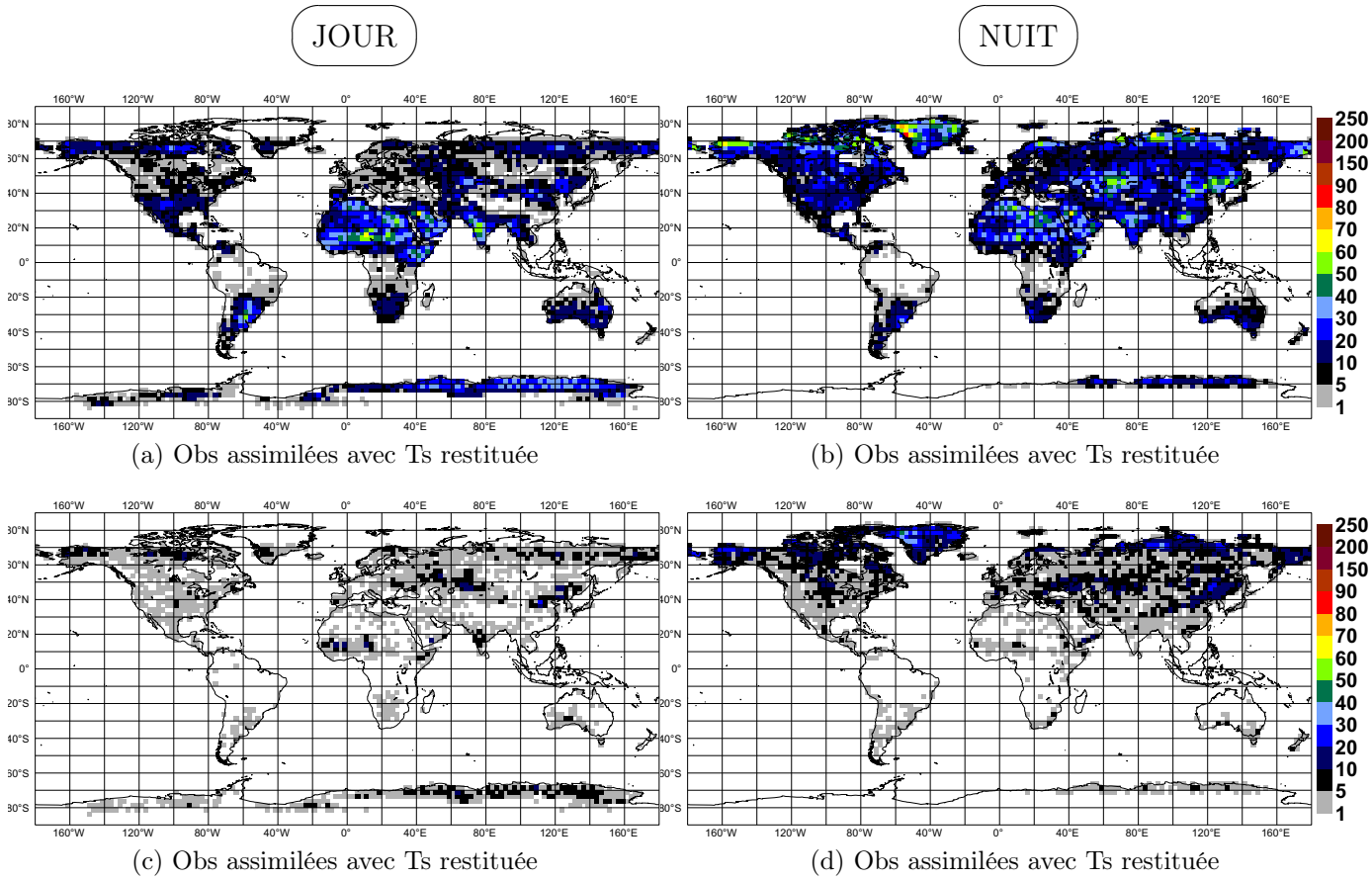


(a) Canal 426 (b) Canal 426

(c) Canal 1194 (d) Canal 1194

FIGURE 5.19 – Répartition spatiale des différences des nombres d'observations assimilées entre les configurations EXP-MER et OPER par boîte de 2.5°x2.5° pour les canaux 426 (751.25 cm^{-1}) et 1194 (943.25 cm^{-1}) sur le globe sur toute la période d'étude, de jour (à gauche) et de nuit (à droite).

innovations sont trop grandes car le modèle est trop éloigné de la réalité. Pour les autres zones, de nuit, la Ts restituée est très souvent utilisée. Pour le canal 1194, de jour et de nuit, peu d'observations sont assimilées sur les continents (pas plus de 10 observations assimilées par boîte de 2.5°x2.5°), mais lorsqu'elles le sont, la Ts restituée est assez souvent utilisée. Comme pour le canal 426, on retrouve les zones où la Ts n'est quasiment jamais utilisée, telles que la moitié nord de l'Amérique du Sud et la moitié sud de l'Afrique, mais également l'Australie. De jour, peu de Ts restituées sont utilisées sur une partie de la Chine et de la Russie. Comme précédemment, des innovations trop importantes peuvent expliquer ce constat.



(a) Obs assimilées avec Ts restituée (b) Obs assimilées avec Ts restituée

(c) Obs assimilées avec Ts restituée (d) Obs assimilées avec Ts restituée

FIGURE 5.20 – Nombre d'observations assimilées pour lesquelles la Ts est restituée et utilisée pour les canaux 426 (en haut) et 1194 (en bas) de jour (à gauche) et de nuit (à droite) pour janvier 2012 par boîte de 2.5°x2.5°.

Impact de l'analyse sur les écarts aux observations. La figure 5.21 représente les moyennes et écarts-types des différences entre les observations et l'ébauche et entre les observations et l'analyse (trait plein) pour la configuration opérationnelle (OPER) et pour l'expérience EXP-MER assimilant autant de canaux que sur mer, sur les surfaces continentales du

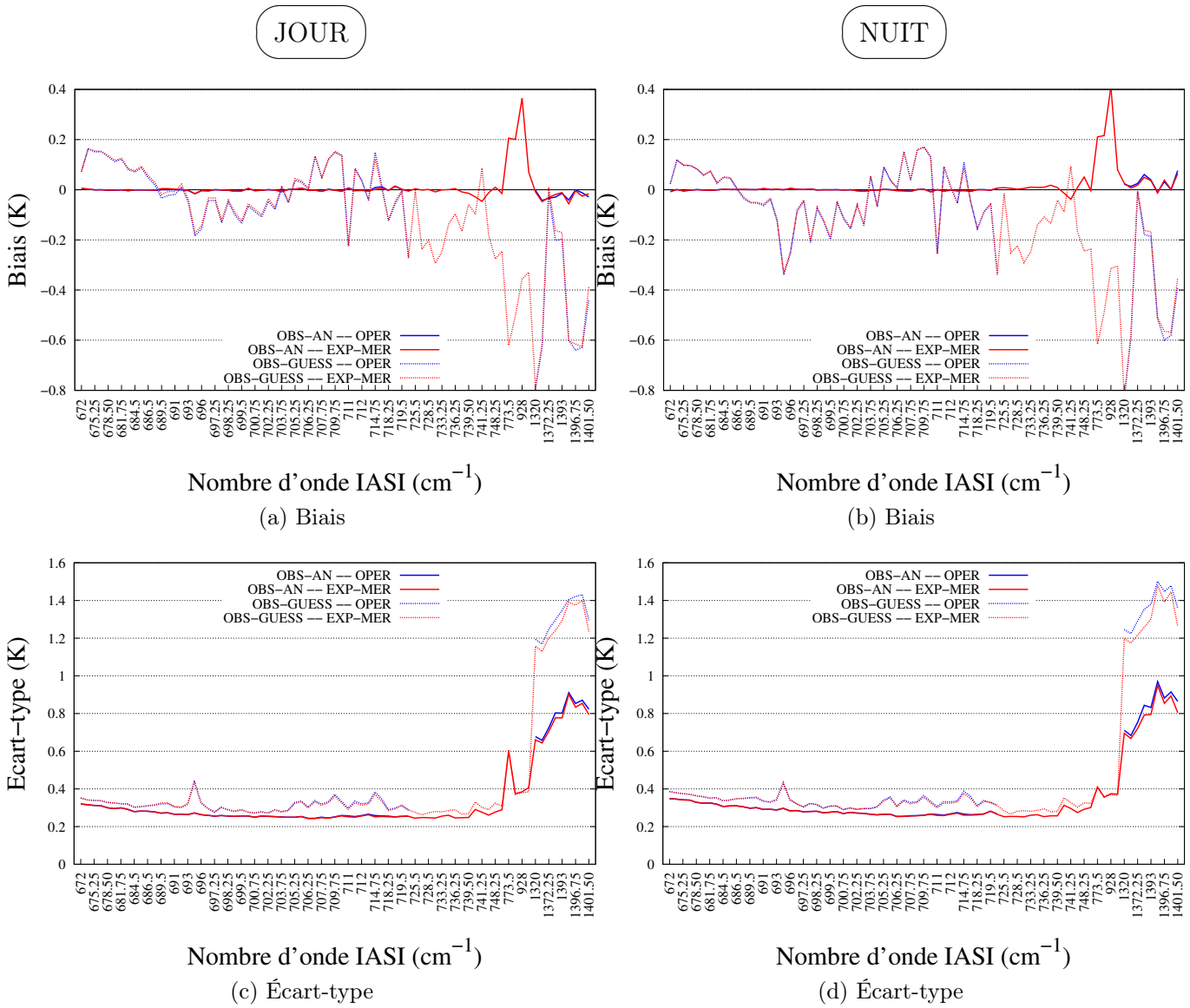
globe, pour le mois de janvier 2012 de jour et de nuit. Ces résultats sont présentés en fonction des canaux assimilés sur terre dans EXP-MER. De jour et de nuit, les biais et écarts-types sont très similaires pour les deux expériences, sauf pour les canaux vapeur d'eau compris entre 1320 et 1401.5 cm^{-1} où les biais et écarts-types des innovations sont réduits d'environ 0.01 K pour l'ébauche et pour l'analyse. Pour les canaux qui ont été ajoutés à la sélection de canaux sur terre, les biais et écarts-types des différences entre observations et guess sont similaires à ceux des autres canaux pour les canaux compris entre 725.5 et 748.25 cm^{-1}, de jour et de nuit. Cependant pour les canaux très sensibles à la surface (entre 751.25 et 943.25 cm^{-1}), le biais augmente fortement et est compris entre -0.3 et -0.6 K de jour et de nuit. L'écart-type augmente de 0.1 K de nuit et de 0.3 K de jour pour ces canaux. Les biais et écarts-types des différences entre observations et analyses des canaux compris entre 751.25 et 943.25 cm^{-1} sont également importants, avec un biais (resp. un écart-type) pouvant atteindre 0.4 K de jour et de nuit (resp. 0.6 K de jour et 0.4 K de nuit). Les canaux très sensibles à la surface semblent donc dégrader l'analyse. La précision des émissivités et des Ts utilisées n'est peut-être donc pas suffisante pour permettre de réduire les écarts entre observations et ébauche et entre observations et analyse pour les canaux de surface. Toutefois, ces paramètres de surface peuvent s'avérer suffisamment précis pour être utilisés avec les canaux qui présentent une plus faible sensibilité à la surface.

Les mêmes résultats ont été tracés sur mer mais ne sont pas montrés car les innovations pour l'ébauche et l'analyse sont quasiment identiques pour les deux configurations OPER et EXP-MER.

Analyses de température. La figure 5.22 représente les moyennes et écarts-types des différences entre les analyses de température à 2 m de EXP-MER et celles de OPER pour le réseau de 0 UTC sur toute la période d'étude. On observe des résultats plus marquants que ceux de la section 5.4.1.3. Les impacts de la configuration EXP-MER sur les analyses de température à 2 m sont principalement localisés sur les continents, et en particulier sur l'Amérique du Sud, l'Afrique, l'Australie, le Groenland et la Sibérie où les différences sont globalement comprises entre -0.2 et 0.2 K. Contrairement à la configuration EXP (qui prend juste en compte une meilleure modélisation de la surface sans ajout de canaux par rapport à OPER), les variations de biais et écart-type sont plus répandues spatialement dans les zones citées et couvrent une plus grande partie des continents.

5.5.1.2 Impact sur les prévisions

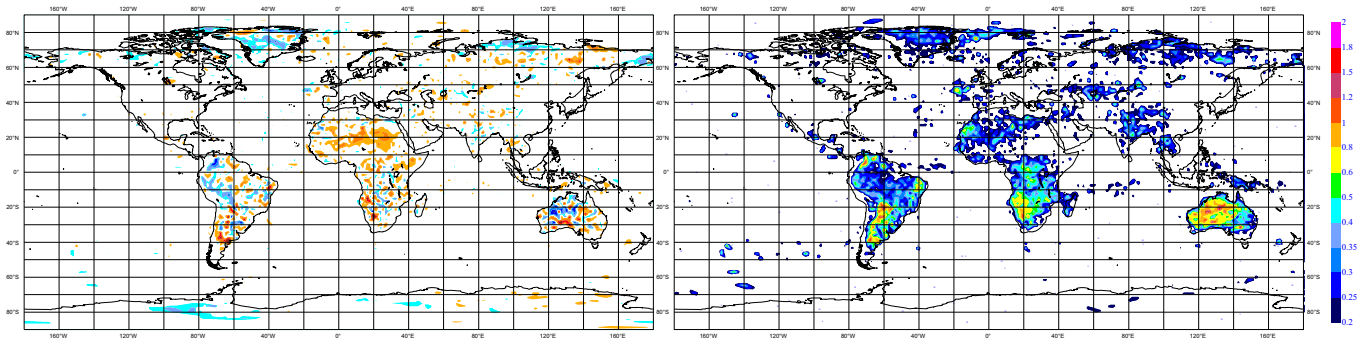
Les scores par rapport aux analyses du CEPMMT pour les géopotentiels, par comparaison avec la configuration opérationnelle OPER, sont représentés sur la figure 5.23 pour la période



(a) Biais (b) Biais

(c) Écart-type (d) Écart-type

FIGURE 5.21 – Moyennes (en haut) et écarts-types (en bas) des différences entre les observations et l'ébauche (trait pointillé) et entre les observations et l'analyse (trait plein) pour la configuration opérationnelle (OPER) et pour l'expérience EXP-MER assimilant autant de canaux que sur mer, sur les surfaces continentales du globe, pour le mois de janvier 2012 de jour (à gauche) et de nuit (à doite). Ces résultats sont présentés en fonction des canaux assimilés sur terre dans EXP-MER.



(a) Biais (b) Écart-type

FIGURE 5.22 – Moyennes et écarts-types des différences entre les analyses de température à 2 m de EXP-MER et les analyses de OPER pour le réseau de 0 UTC pour janvier 2012 (en Kelvin).

du 1er janvier 2012 à 0 UTC au 4 février 2012 à 0 UTC. On observe des impacts positifs sur les scores sur les domaines de l'Asie et NORD20, principalement pour des niveaux de pression inférieurs à 200 hPa mais aussi entre la surface et 300 hPa aux plus longues échéances. Sur NORD20, ces scores sont significatifs d'après le test bootstrap sauf à partir des échéances 96h. Sur l'Asie, ils sont significatifs jusqu'aux échéances 72h mais également après 90h pour les pressions comprises entre 400 et 300 hPa. Ces scores sont significativement négatifs sur les tropiques pour tous les niveaux de pression, ainsi que sur l'Australie et la Nouvelle-Zélande entre 500 et 100 hPa et pour quasiment toute la durée de la prévision dans la stratosphère vers 10-20 hPa. Sur SUD20, on constate un impact significativement négatif dans la stratosphère (tout comme sur l'Asie, l'Australie et la Nouvelle-Zélande) mais également à 0 UTC à 300 hPa. Un impact significativement positif est visible pour les pressions comprises entre 300 et 70 hPa. Sur l'Amérique du Nord, les scores sont significativement positifs jusqu'aux échéances 42h au-dessus de 250 Pa puis significativement négatif à partir des échéances 60h pour les pressions à 50 hPa. Sur l'Europe, l'amélioration est significative uniquement jusqu'aux échéances 24h.

La figure 5.24 représente les variations d'écart quadratique moyen en pourcentage, par rapport aux analyses du CEPMMT (on pourra toutefois noter que le CEPMMT n'assimile pas IASI sur terre), du géopotentiel prévu par l'expérience EXP-MER et de celui prévu par la configuration OPER à 100 hPa, à 0h, 24h et 48h d'échéances. À 0h, l'analyse montre une réduction de l'erreur de géopotentiel, par rapport à OPER, pour les latitudes supérieures à 30°N. Cette réduction est de 4 à 10% sur l'Europe et la Russie, et de 20 à 30% sur le nord du Canada. Une réduction de l'erreur de 10 à 20% est également visible sur l'océan Arctique et l'océan Pacifique au-dessus de 40°N. De même, sur l'Antarctique et l'océan Austral, la réduction des écarts quadratiques moyens entre EXP-MER et OPER est comprise globalement entre 4 et 10%. Ces zones semblent correspondre à des régions où des observations supplémentaires

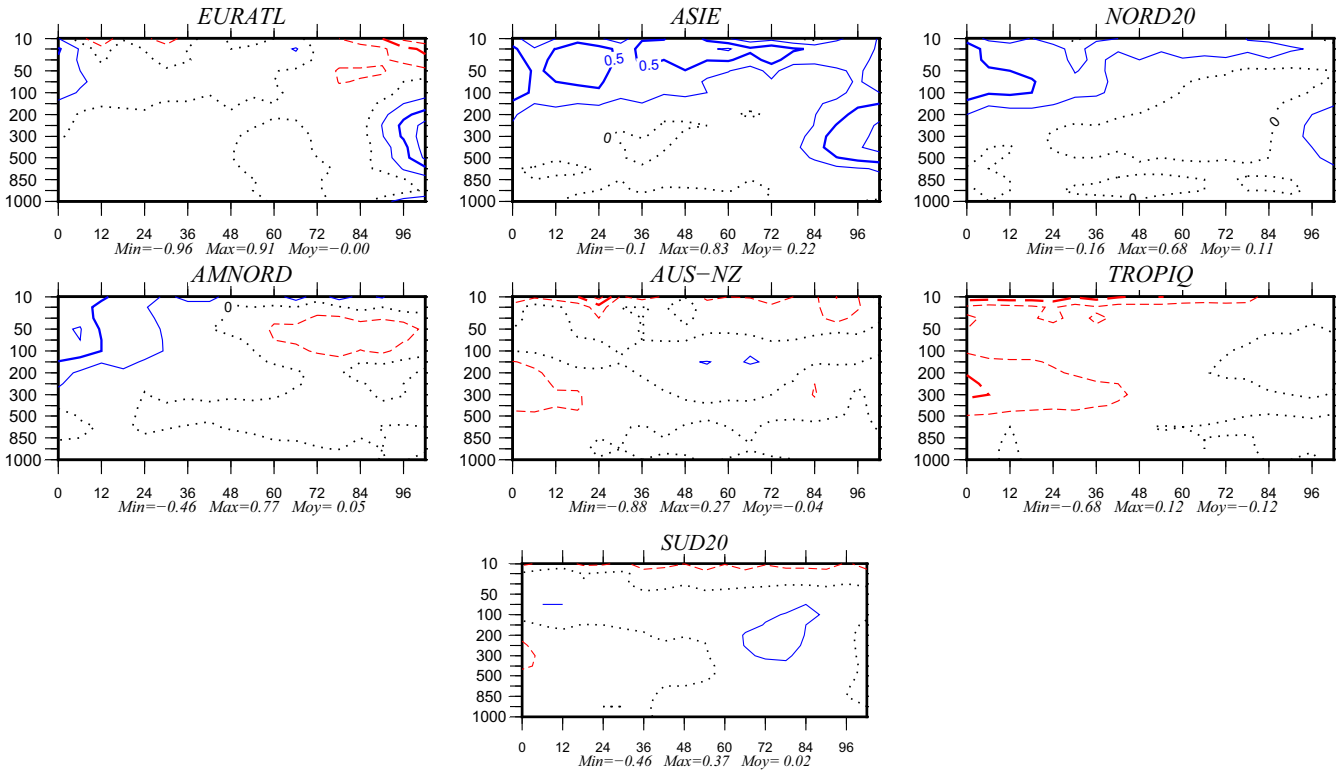


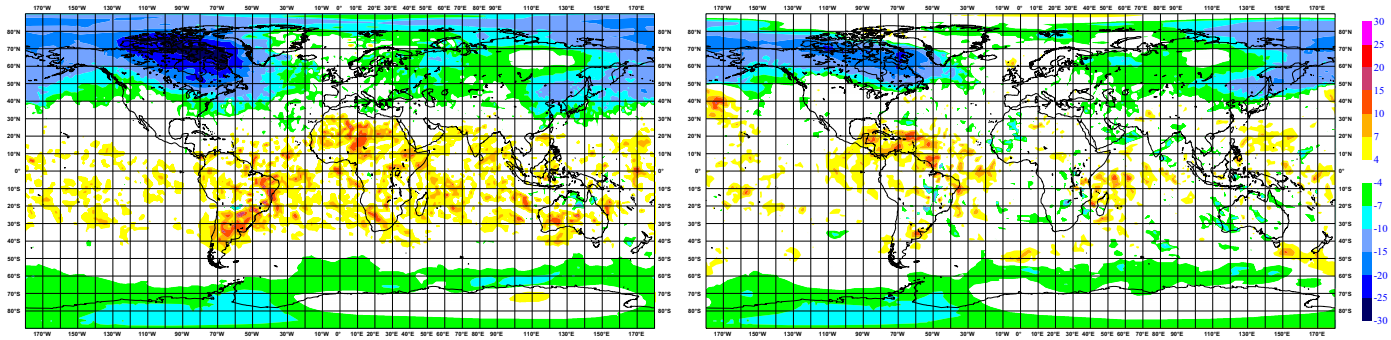
FIGURE 5.23 – Différences entre les écarts quadratiques moyens, par rapport aux analyses du CEPMMT, de géopotentiel prévu par l'expérience EXP-MER et de celui prévu par la configuration OPER pour 4 jours d'échéances sur différentes zones du globe. Les résultats sont moyennés sur la période de janvier 2012. Les contours en bleu indiquent un impact positif, ceux en rouge indiquent un impact négatif, les lignes pointillées représentent les isolignes de valeur nulle. L'unité est le mètre.

ont été assimilées. Cependant, pour les latitudes comprises entre 45°S et 30°N, on observe une erreur jusqu'à 15% supérieure à celle de l'OPER sur les océans et les continents (sauf sur des petites zones au centre de l'Amérique du Sud et au nord de l'Australie où l'impact est positif). Ces dégradations sont de bien plus petite échelle que les améliorations présentes aux moyennes et hautes latitudes. À 24h d'échéance, on observe toujours un impact positif de EXP-MER par rapport à OPER pour les latitudes supérieures à 30°N avec une réduction de l'erreur en géopotentiel pouvant atteindre 20% (l'amélioration est moins importante qu'à 0h sur le nord du Canada), et pouvant atteindre 10% sur l'Antarctique et l'océan Austral. Dans la zone comprise entre 40°S et 30°N, l'augmentation des erreurs par rapport à OPER est moins nette qu'à 0h. En effet, les différences d'écart quadratique sont réduites sur les océans mais également sur la moitié sud de l'Amérique du Sud, sur l'Afrique et l'Australie. Dans ces zones on observe une réduction des erreurs de EXP-MER par rapport à OPER pouvant atteindre 7%. À 48h d'échéance, l'écart quadratique moyen par rapport aux analyses du CEPMMT pour EXP-MER est toujours réduit par rapport à OPER sur l'Est de la Russie, sur l'océan Arctique, sur l'Alaska et sur une partie de l'Antarctique (jusqu'à 15% de réduction de l'erreur sur ces zones). Ces améliorations, au-dessus de 40°N et en-dessous de 40°S, sont moins nombreuses que pour les échéances précédentes. Cependant, on constate que la dégradation sur les tropiques s'estompe peu à peu et les erreurs sont plus faibles sur les continents par comparaison avec OPER.

Pour la température (figure 5.25), les scores par rapport aux analyses du CEPMMT sont assez neutres mais positifs. Sur NORD20, des impacts positifs significatifs sont visibles de la surface à 850 hPa mais une dégradation apparaît entre 700 et 250 hPa jusqu'aux échéances 42h. Sur SUD20, les scores sont meilleurs pour EXP-MER à 30 hPa mais un impact négatif significatif est visible dans les basses couches pour les courtes échéances. Des impacts significativement positifs sont visible sur l'Asie entre 700-500 hPa et 200-150 hPa jusqu'aux échéances 36h. Les impacts positifs aux longues échéances sur l'Asie ne sont pas significatifs. On observe toutefois un impact significativement négatif sur les tropiques, l'Asie, NORD20 et SUD20 dans la stratosphère (entre 30 et 10 hPa). Sur les tropiques une dégradation significative statistiquement est également visible jusqu'aux échéances 48h autour de 500 hPa.

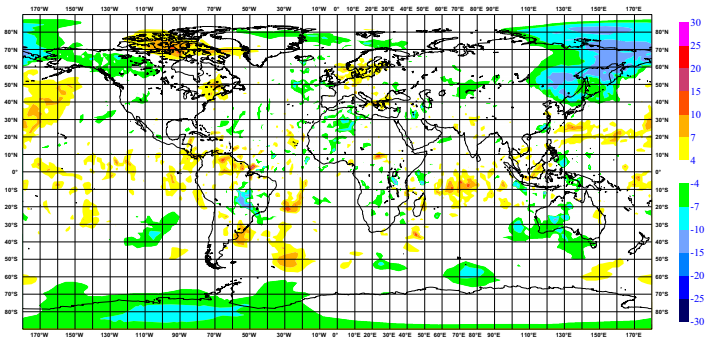
Pour le vent, l'impact est assez neutre. On observe cependant un impact significativement positif sur l'Europe à 100 hPa pour les courtes échéances, et sur l'Asie entre 700 et 150 hPa pour les échéances 90h. Des impacts significativement négatifs existent au-dessus de 50 hPa pour les différentes zones mais avec des impacts plus marqués sur NORD20, l'Europe et l'Amérique du Nord. Les scores sont globalement neutres pour l'humidité, mais des améliorations significatives sont observées en surface dans les tropiques. Ces résultats ne sont pas montrés.

Finalement, la configuration EXP-MER a permis d'améliorer les analyses et les prévisions (notamment en termes de géopotentiel et température) sur certaines zones du globe (Asie,



(a) Analyse

(b) Échéance 24h



(c) Échéance 48h

FIGURE 5.24 – Variations d'écart quadratique moyen en pourcentage, par rapport aux analyses du CEPMMT, du géopotentiel prévu par l'expérience EXP-MER et de celui prévu avec la configuration OPER à 100 hPa, à 0h, 24h et 48h d'échéances.

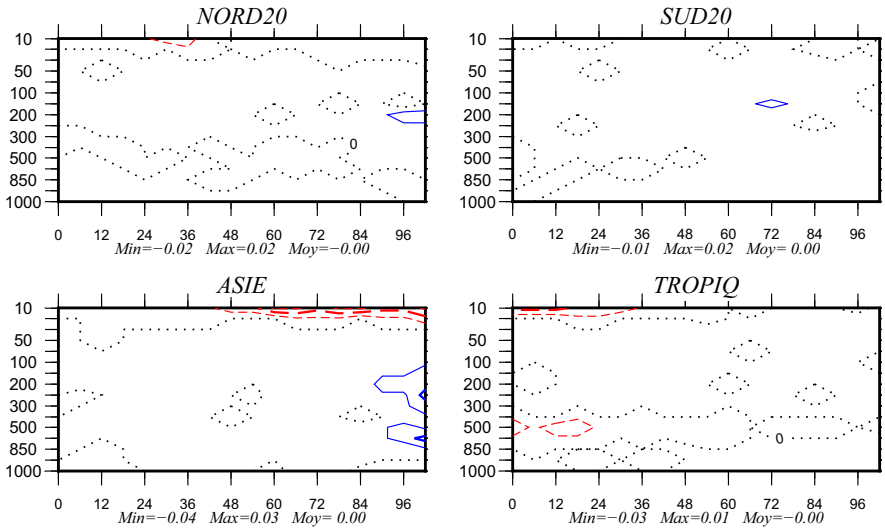


FIGURE 5.25 – Différence entre les écarts quadratiques moyens, par rapport aux analyses du CEPMMT, de température prévue pour l'expérience EXP-MER et pour la configuration OPER pour 4 jours d'échéances sur NORD20, SUD20, l'Asie et les tropiques. Les résultats sont moyennés sur la période de janvier 2012. Les contours en bleu indiquent un impact positif, ceux en rouge indiquent un impact négatif, les lignes pointillées représentent les isolignes de valeur nulle. L'unité est le Kelvin.

NORD20, etc.). Cependant la prise en compte des canaux de surface semble dégrader l'analyse sur certaines zones, ce qui peut détériorer les prévisions. Le relief semble également être un facteur limitant, d'autant plus que peu d'observations sont assimilées sur les reliefs les plus haut. Une nouvelle expérience plus restrictive va donc être mise en place.

5.5.2 Expérience avec discrimination du relief et rejet des canaux de surface sur terre

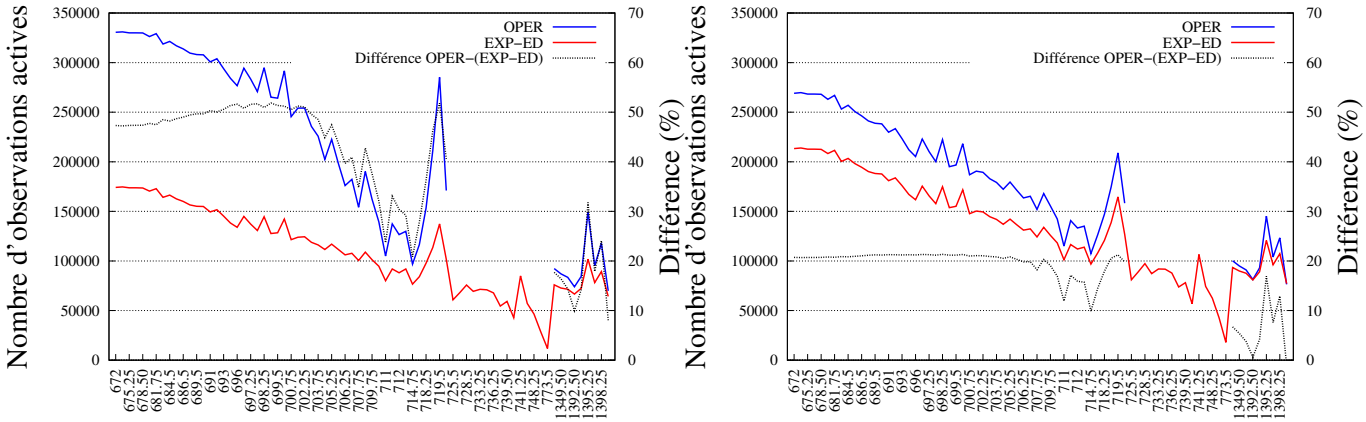
Sur le modèle de l'étude de [Pavelin et Candy, 2013] sur l'assimilation des canaux IASI sur terre dans le modèle opérationnel de prévision numérique du temps anglais, nous avons réalisé une expérience. [Pavelin et Candy, 2013] ont utilisé un schéma d'inversion 1D-Var pour retrouver des paramètres de surfaces réalistes (voir chapitre 3 section 3.4.2.1). Ils ont décidé d'exclure du processus d'assimilation les observations IASI de jour qui sont sensibles à la surface terrestre ainsi que les observations pour les altitudes supérieures à 1000 m. Ils ont utilisé la même combinaison de canaux que sur mer, à laquelle ils ont enlevé les canaux de surface compris entre 833.75 et 962.5 cm^{-1}. Ce système a été implémenté dans le système d'assimilation de données du Met Office pour IASI. Les principaux impacts sont de petites améliorations pour la température dans les bas niveaux et pour l'humidité dans la moyenne troposphère. Aucun canal vapeur d'eau n'était assimilé sur terre auparavant dans leur système, la prise en compte de ces canaux a permis d'améliorer significativement les champs d'humidité analysés dans la moyenne troposphère. Ce fut aussi le cas dans ARPEGE avec l'assimilation des canaux vapeur d'eau au dessus des continents.

Sur le même principe que cette étude, nous avons décidé de rejeter les canaux de surface compris entre 833.75 et 962.5 cm^{-1} de notre sélection de canaux utilisée dans la configuration EXP-MER ainsi que les observations dont les altitudes sont supérieures à 1000 m. Toutefois, cette expérience, nommée EXP-ED, autorise l'assimilation des observations de jour et de nuit.

5.5.2.1 Impact sur l'analyse

Nombre d'observations assimilées et utilisation de la Ts restituée. La figure 5.26 montre le nombre d'observations actives sur terre en fonction des canaux assimilés sur terre de jour (a) et de nuit (b) pour les configurations EXP-ED (en rouge) et OPER (en bleu) pour le mois de janvier 2012 sur tout le globe. On observe une diminution importante du nombre d'observations assimilées par rapport à la configuration opérationnelle, de jour (jusqu'à 50% d'observations en moins) et de nuit (jusqu'à 20% d'observations en moins). Seules les observations dont l'altitude est inférieure à 1000 m sont assimilées. En particulier, de jour, les observations sur l'Antarctique (situé à 3000 m d'altitude) sont rejetées, ce qui explique

la diminution importante du nombre d'observations assimilées. On constate également une diminution du nombre d'observations assimilées pour le canal de surface 515 (773.5 cm^{-1}).

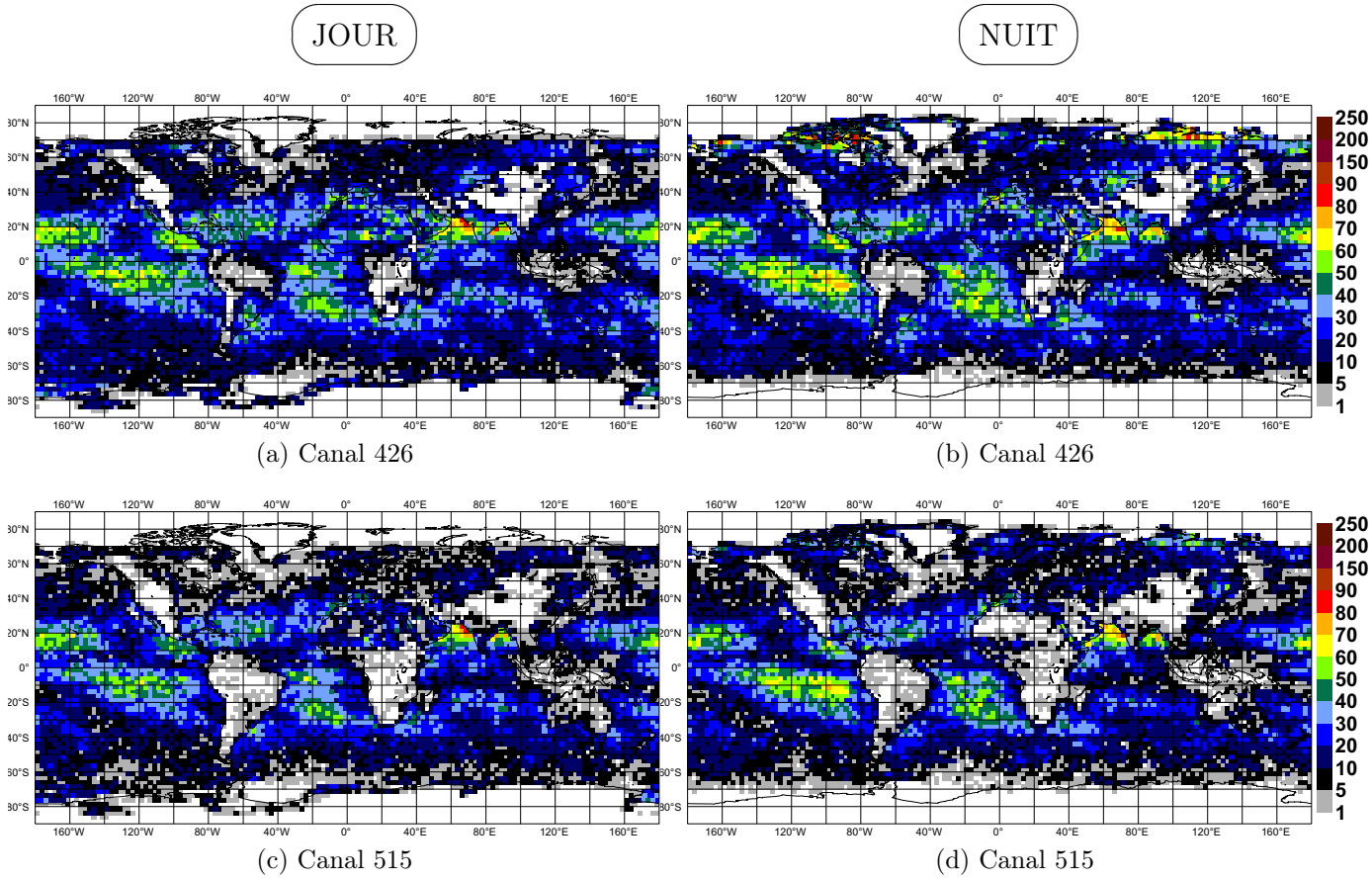


(a) Jour (b) Nuit

FIGURE 5.26 – Nombre d'observations assimilées sur terre en fonction des canaux assimilés sur terre de jour (a) et de nuit (b) pour les configurations EXP-ED (en rouge) et OPER (en bleu) pour le mois de janvier 2012 sur tout le globe. La différence de nombre d'observations actives entre les deux expériences est représentée par une ligne pointillée noire.

La figure 5.27 représente le nombre d'observations assimilées par boîte de 2.5°x2.5° pour les canaux 426 et 515 de jour et de nuit pour janvier 2012 pour la configuration EXP-ED. On constate, par comparaison avec la figure 5.27, qu'aucune observation n'est assimilée dans les zones à plus de 1000 m d'altitude, et en particulier sur les Montagnes Rocheuses, la Cordillère des Andes, l'Antarctique, le massif éthiopien, le plateau iranien et l'Himalaya. Dans les autres zones, le nombre d'observations assimilées pour le canal 426 est assez similaire à celui observé pour la configuration OPER-MER. Pour le canal de surface 515, de la même façon que pour le canal 1194 assimilé dans EXP-MER, très peu d'observations sont assimilées sur les continents. Comme on l'a vu dans la section 5.5.1.1, c'est le cloud detect qui empêche l'assimilation d'un plus grand nombre d'observations sur les continents.

Comme dans les expériences précédentes, la Ts restituée est conservée et utilisée lorsqu'elle diffère de moins de 10 K (en valeur absolue) avec la Ts de l'ébauche. Si la Ts ne peut pas être restituée ou si elle ne remplit pas la condition précédente, alors la Ts de l'ébauche est conservée. La figure 5.28 montre, pour le canal 426, le nombre d'observations assimilées pour lesquelles la Ts est restituée et utilisée de jour et de nuit pour janvier 2012 par boîte de 2.5°x2.5°. On observe des résultats assez similaires à ceux de la figure 5.20. La Ts restituée est très peu utilisée sur l'Europe, le Canada et sur une partie de la Chine de jour. De jour et de nuit, sur l'Amérique du Sud et l'Afrique du Sud, la Ts restituée n'est quasiment pas utilisée pour les observations

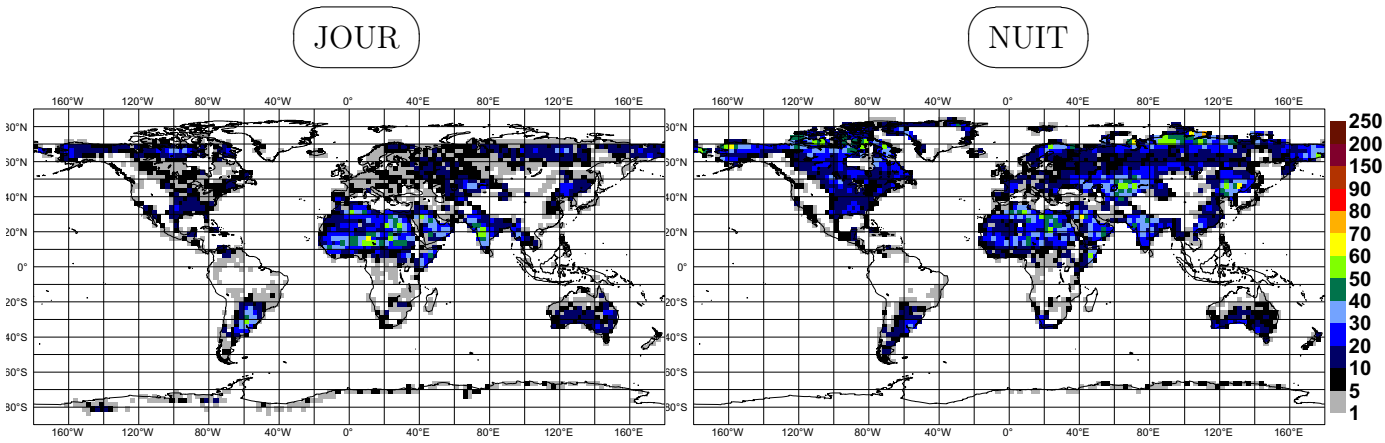


(a) Canal 426 (b) Canal 426

(c) Canal 515 (d) Canal 515

FIGURE 5.27 – Nombre d'observations assimilées par boîte de 2.5°x2.5° pour les canaux 426 et 515 de jour et de nuit pour janvier 2012 pour la configuration EXP-MER.

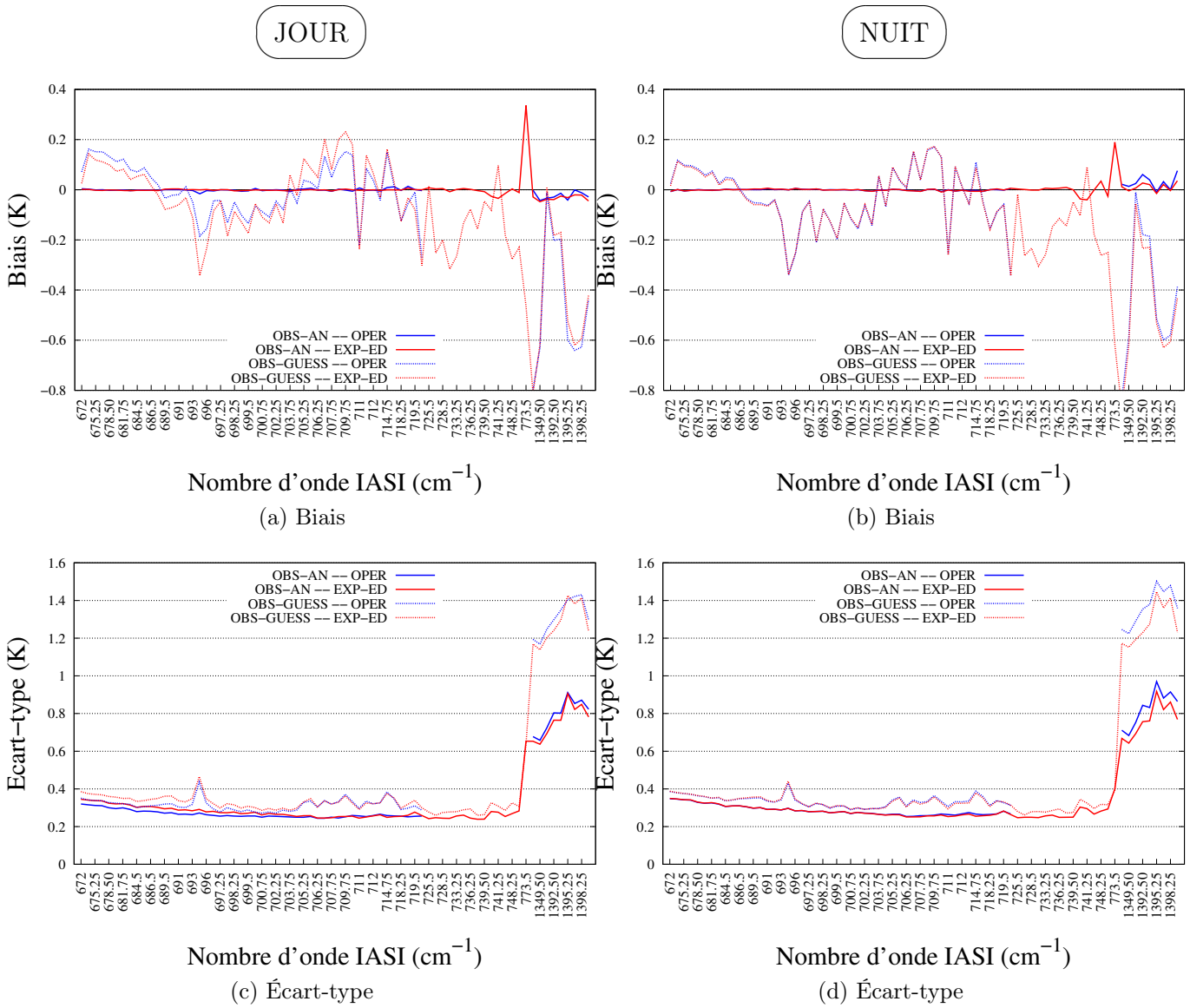
assimilées. À ces zones s'ajoutent maintenant les zones de relief.



(a) Obs assimilées avec Ts restituée (b) Obs assimilées avec Ts restituée

FIGURE 5.28 – Nombre d'observations assimilées pour lesquelles la Ts est restituée et utilisée (en haut) et moyenne des différences entre la Ts restituée et la Ts de l'ébauche pour ces observations (en bas) de jour (à gauche) et de nuit (à droite) pour le canal 426 pour janvier 2012 par boîte de 2.5°x2.5°.

Impact de l'analyse sur les écarts aux observations. La figure 5.29 représente les moyennes et écarts-types des différences entre les observations et l'ébauche et entre les observations et l'analyse (trait plein) pour la configuration opérationnelle (OPER) et pour l'expérience EXP-ED, sur les surfaces continentales du globe, pour le mois de janvier 2012 de jour et de nuit. Ces résultats sont présentés en fonction des canaux assimilés sur terre dans la configuration EXP-ED. De nuit, les biais et écarts-types sont très similaires pour les deux expériences, sauf pour les canaux vapeur d'eau compris entre 1320 et 1401.5 cm^{-1} où les biais et écarts-types des innovations sont réduits d'environ 0.05 K pour l'ébauche et pour l'analyse. De jour, les écarts-types sont également réduits pour l'ébauche et l'analyse pour les canaux vapeur d'eau compris entre 1320 et 1401.5 cm^{-1}, tandis que le biais pour l'analyse augmente légèrement. Pour les canaux compris entre 672 et 705.25 cm^{-1}. L'écart-type des différences entre observation et analyse augmente de 0.02 K pour EXP-ED par rapport à OPER. Puis il est assez similaire pour les canaux compris entre 705.5 et 721.25 cm^{-1} et reste du même ordre pour les nouveaux canaux assimilés. Les différences moyennes entre observations et ébauche sont quant à elles très variables entre 672 et 721.25 cm^{-1}, mais avec l'analyse, ces biais sont significativement réduits et semblent meilleurs avec la configuration EXP-ED par rapport à OPER. Les mêmes résultats ont été calculés sur mer mais ne sont pas montrés ici car les calculs d'innovations pour OPER et EXP-ED sont quasi-similaires.



(a) Biais (b) Biais

(c) Écart-type (d) Écart-type

FIGURE 5.29 – Moyennes (en haut) et écarts-types (en bas) des différences entre les observations et l'ébauche (trait pointillé) et entre les observations et l'analyse (trait plein) pour la configuration opérationnelle (OPER) et pour l'expérience EXP-ED assimilant autant de canaux que sur mer (notée EXP sur la figure), sur les surfaces continentales du globe, pour le mois de janvier 2012 de jour (à gauche) et de nuit (à doite). Ces résultats sont présentés en fonction des canaux assimilés sur terre dans EXP-ED.

5.5.2.2 Impact sur les prévisions

Les scores par rapport aux analyses du CEPMMT pour les géopotentiels, par comparaison avec la configuration opérationnelle OPER, sont représentés sur la figure 5.30 pour la période du 1er janvier 2012 à 0 UTC au 4 février 2012 à 0 UTC. On observe, comme pour la configuration EXP-MER, des impacts positifs sur les scores sur les domaines de l'Asie et NORD20, principalement pour des niveaux de pression inférieures à 400 hPa. Ces impacts sont significatifs selon le test bootstrap jusqu'aux échéances 72h. Les dégradations après 72h ne sont pas significatives. Comme pour EXP-MER, ces scores sont significativement négatifs sur les tropiques, sur l'Australie et la Nouvelle-Zélande, pour les courtes échéances entre 500 et 100 hPa et pour quasiment toute la durée de la prévision dans la stratosphère vers 10-20 hPa. Sur SUD20, on constate un impact significativement négatif dans la stratosphère sur toute la durée de prévision et entre 850 et 250 hPa jusqu'à 36h d'échéance. Un impact significativement positif est visible entre 100 et 50 hPa jusqu'à 48h d'échéances. Par rapport à EXP-MER, sur SUD20, on dégrade moins les scores entre la surface et 500 hPa pour les courtes échéances. Sur l'Amérique du Nord, les scores se comportent de façon similaire à ceux de EXP-MER. Ils sont significativement positifs jusqu'aux échéances 24h pour les pressions inférieures de 250 hPa puis significativement négatifs entre 72 et 96h pour les pressions à 50 hPa. Sur l'Europe, un impact significativement négatif est visible dans la stratosphère jusqu'aux échéances 30h.

La figure 5.31 présente des profils verticaux moyens des scores de la figure 5.30 à 24h d'échéances sur les zones où les plus forts impacts ont été observés : NORD20, les tropiques, SUD20 et l'Asie. Sur ces différents domaines, les écarts quadratiques moyens calculés par rapport aux analyses du CEPMMT pour les deux expériences varient entre 5 et 10 K entre la surface et 50 hPa (sauf pour SUD20 où on peut atteindre 13 K à 300 hPa) et augmente ensuite de façon continue jusqu'à 30 K entre 30 et 10 hPa. Dans le domaine NORD20, on observe une réduction d'environ 0.5 K des biais et écarts quadratiques moyens en comparaison avec OPER entre 250 et 20 hPa. Sur SUD20, l'erreur par rapport à OPER diminue entre 150 et 30 hPa puis augmente légèrement entre 30 et 10 hPa. Sur l'Asie, l'écart quadratique moyen de EXP-ED est réduit par rapport à OPER entre 300 et 10 hPa. En revanche, sur les tropiques, l'erreur augmente par rapport à OPER entre 300 et 100 hPa. On retrouve bien les résultats observés sur la figure 5.30.

Pour la température (figures 5.32), les scores par rapport aux analyses du CEPMMT sont assez neutres. Sur l'Asie, des impacts positifs significatifs sont visibles entre 700 et 500 hPa et entre 300 et 100 hPa. Sur NORD20, des impacts positifs significatifs sont observés à 850 hPa et entre 200 et 150 hPa jusqu'aux échéances 24h. Les impacts positifs sur l'Amérique du Nord ne sont pas significatifs. Sur SUD20, une amélioration significative est visible autour de 50 hPa mais une dégradation apparaît pour les couches entre 700 et 300 hPa. On observe un impact

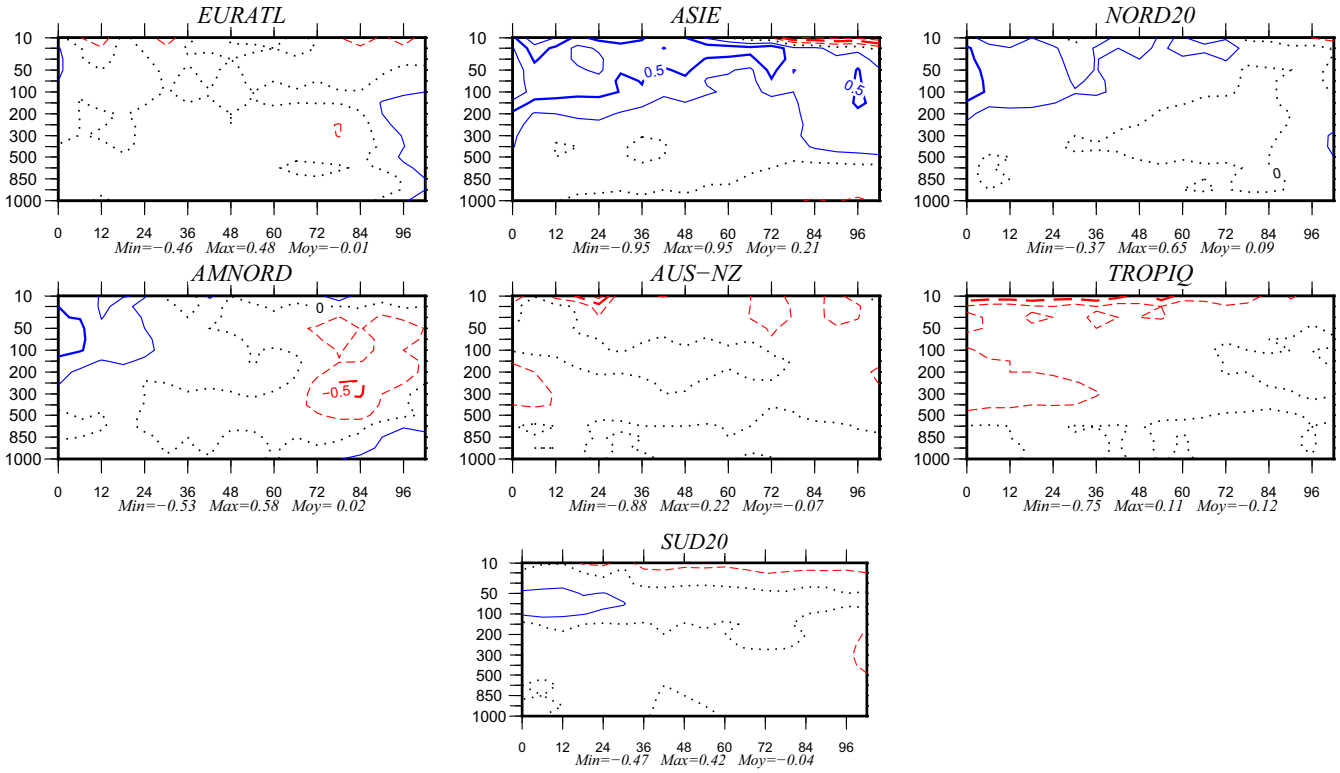


FIGURE 5.30 – Différence entre les écarts quadratiques moyens, par rapport aux analyses du CEPMMT, de géopotentiel prévu par l'expérience EXP-ED et par la configuration OPER en fonction de l'échéance de prévision sur différentes zones du globe. Les résultats sont moyennés sur la période de janvier 2012. Les contours en bleu indiquent un impact positif, ceux en rouge indiquent un impact négatif. L'unité est le mètre.

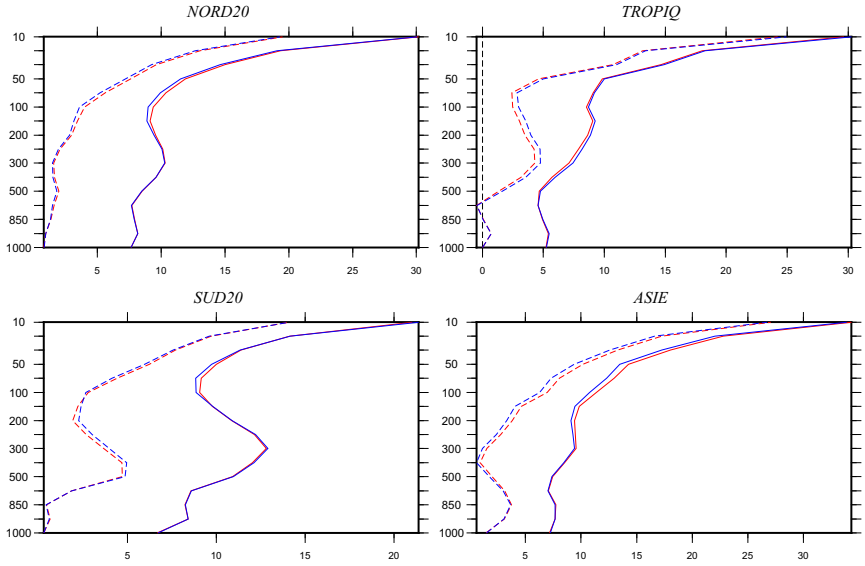


FIGURE 5.31 – Différence entre les écarts quadratiques moyens et les biais, par rapport aux analyses du CEPMMT, de géopotentiel prévu pour l'expérience EXP-ED (en bleu) et pour la configuration OPER (en rouge) à 24h d'échéance selon les niveaux de pressions sur différentes zones du globe. Les résultats sont moyennés sur la période de janvier 2012. L'unité est le mètre.

significativement négatif sur les tropiques, SUD20, NORD20, l'Asie et l'Europe dans la stratosphère (entre 30 et 10 hPa) et sur l'Amérique du Nord à 150 hPa à partir de 72h d'échéances. Sur les tropiques, on retrouve également une dégradation significative entre 700 et 500 hPa jusqu'à 60h d'échéances, mais on observe des impacts positifs à 1000 hPa et entre 300 et 150 hPa (jusqu'aux échéances 42h). On pourra toutefois s'interroger sur la qualité des analyses de température du CEPMMT dans la stratosphère. En effet, celles-ci ont significativement changé depuis que le modèle est ancré sur les intruments de radio-occultation, ce qui n'était pas le cas en 2012 ([Bonavita, 2013]).

Pour le vent, l'impact est assez neutre. Pour l'humidité, les scores sont globalement neutres, mais des améliorations significatives sont observées en surface sur SUD20 et les tropiques (non montrées).

5.5.3 Comparaison de ces deux configurations

La comparaison des expériences EXP-MER et EXP-ED montre que, globalement, la configuration EXP-ED avec discrimination du relief et rejet des canaux de surface permet d'améliorer les prévisions. Un test bootstrap est réalisé sur les différences d'écarts quadratiques moyens de géopotentiel entre les expériences EXP-MER et EXP-ED afin d'évaluer le caractère statistiquement significatif des résultats de comparaison de ces expériences avec un niveau de confiance

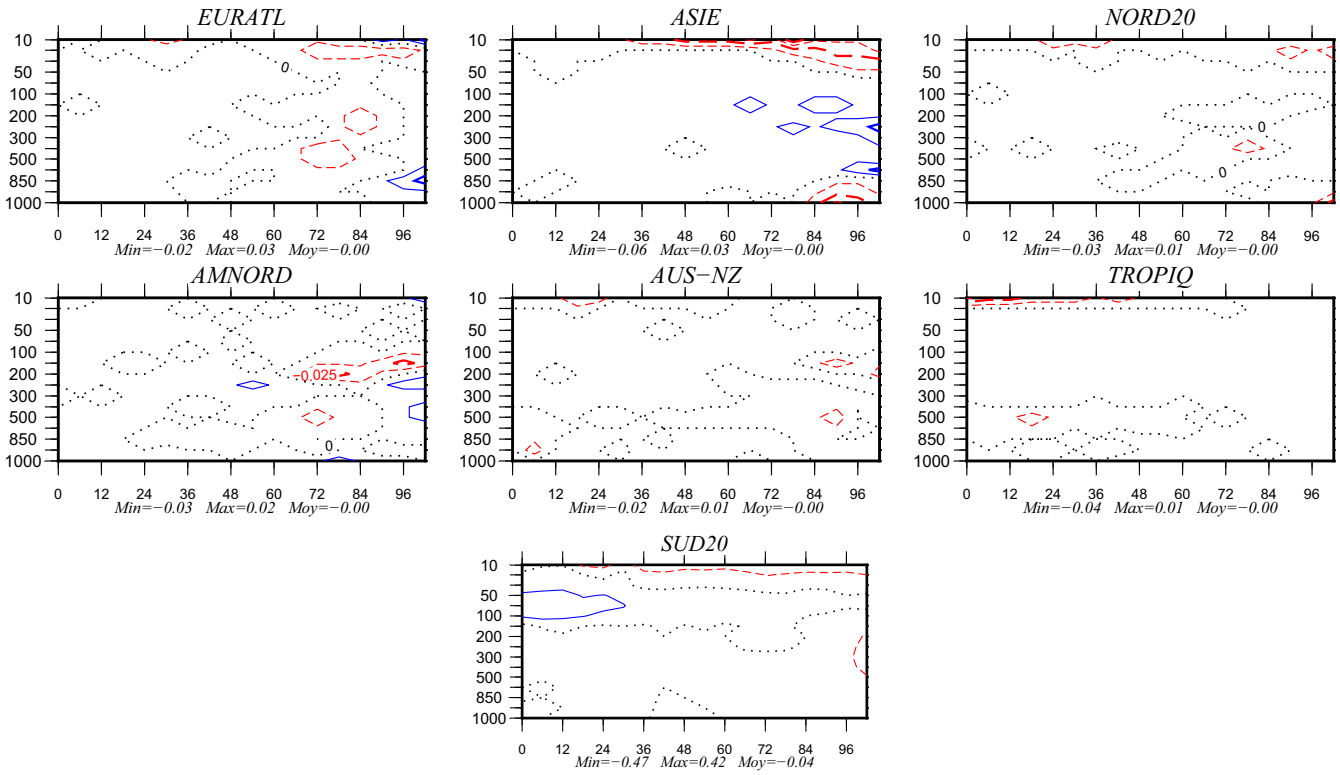


FIGURE 5.32 – Différence entre les écarts quadratiques moyens, par rapport aux analyses du CEPMMT, de température prévue par l'expérience EXP-ED et par la configuration OPER en fonction de l'échéance de prévision sur différentes zones du globe. Les résultats sont moyennés sur la période de janvier 2012. Les contours en bleu indiquent un impact positif, ceux en rouge indiquent un impact négatif. L'unité est le Kelvin.

de 99%. Des améliorations significatives des scores de géopotentiel sont obtenues sur différentes zones du globe grâce à la configuration EXP-ED. Sur SUD20, le scores obtenus avec EXP-ED sont meilleurs principalement jusqu'aux échéances 36h et sur l'ensemble de la colonne. Pour les tropiques, l'amélioration est significative de la surface jusqu'à 150 hPa pour des échéances allant jusqu'à 72h à 400 hPa. Sur l'Europe et NORD20, l'impact est également positif jusqu'aux échéances 6h entre 400 et 200 hPa. De même, sur l'Australie et le Nouvelle-Zélande, les scores sont améliorés entre 700 et 10 hPa. Sur l'Asie les scores sont meilleurs entre 250 et 10 hPa jusqu'aux échéances 30h. Cependant, des dégradations apparaissent sur l'Europe, l'Amérique du Nord, NORD20 pour les pressions inférieures à 100 hPa jusqu'aux échéances 30h mais également sur les tropiques à 100 hPa uniquement.

Pour la température, les scores entre les deux expériences sont plus similaires. La configuration EXP-ED permet toutefois de réduire globalement les erreurs de prévision sur les tropiques et NORD20 entre 500 et 100 hPa mais également sur l'Asie entre 300 et 100 hPa jusqu'aux échéances 18h. Sur SUD20, des impacts positifs apparaissent à 50 hPa pour des échéances allant jusqu'à 54h et des impacts négatifs sont visibles entre 500-400 hPa. Les impacts de EXP-ED par rapport à EXP-MER sont globalement neutres sur le domaine Australie/Nouvelle-Zélande, sur l'Amérique du Nord et l'Europe.

Pour le vent, les impacts sont globalement neutres sur les différentes zones, quelques améliorations apparaissent également entre 500 et 20 hPa.

Pour l'humidité, les scores varient peu. De manière générale, ils sont légèrement meilleurs entre 300 et 200 hPa pour les courtes échéances, mais également sur les tropiques entre 150 et 100 hPa, et sont moins bons sur l'Europe à 100 hPa et entre 850 et 500 hPa sur SUD20 pour les courtes échéances.

Ainsi la comparaison avec la configuration EXP-MER a montré que l'expérience EXP-ED permet, globalement, d'améliorer les prévisions pour les différentes variables dans la troposphère et pour les courtes échéances.

5.6 Conclusion

L'objectif de ce chapitre était de prendre un compte les paramètres de surface (émissivité et Ts) définis dans le chapitre précédent afin d'assimiler les radiances claires IASI et de regarder l'impact sur les prévisions. Les expériences réalisées ont permis d'assimiler des canaux de surface et des canaux sensibles à la surface sur terre. Le tableau 5.1 récapitule et compare ces différentes expériences d'assimilation. Globalement, nous avons montré que l'utilisation de paramètres de surface réalistes a permis d'augmenter le nombre de cas clairs selon le cloud detect et donc d'assimiler un plus grand nombre d'observations par rapport à la configuration

opérationnelle (sauf lorsqu'on rejette les observations sur les reliefs les plus élevés), et cela pour l'ensemble des canaux assimilés. Des améliorations significatives dans les prévisions de géopotentiel ont été observées, en particulier sur l'Asie et NORD20, mais également sur l'Amérique du Nord et SUD20 pour les niveaux de pression inférieures à 400 hPa. Cependant, des scores négatifs ont été observés sur les tropiques, sur l'Australie et la Nouvelle-Zélande. De manière générale, nous avons dégradé les scores dans la stratosphère (ce qui est peut-être lié à un problème de référence). Pour la température, les améliorations sont moins marquées et se situent dans les basses couches et entre 300 et 30 hPa et pour les différentes zones du globe étudiées dans ce chapitre. Pour l'humidité, l'impact est globalement neutre, mais une amélioration est visible en surface sur SUD20 et les tropiques. [Pavelin et Candy, 2013], dans leur étude sur l'assimilation des radiances IASI sensibles à la surface, ont également obtenu un faible impact sur les prévisions. Ils ont montré de faibles améliorations pour la température dans les basses couches ainsi que pour l'humidité troposphérique. L'absence d'impact peut etre expliqué par l'assimilation déja effective de canaux humidité dans ARPEGE, dont l'inclusion s'était révélée bénéfique sur les champs d'humidité troposphérique y compris sur continent. Or ces auteurs n'ont assimilé que les observations de jour. Nous avons pu obtenir des résultats comparables aux leurs, en assimilant les observations de jour et de nuit.

Ces premières expériences d'assimilation sont loin d'être optimales, de part leurs configurations. Un ajustement du jeu de canaux utilisé pourrait permettre d'améliorer les résultats d'analyse et de prévision. Nous avons déjà pu voir que les canaux de surface compris entre 773.5 et 962.5 cm^{-1} semblent avoir un impact négatif sur l'analyse. Cette étude a montré qu'il existe des interactions entre correction de biais et la détection nuageuse. Ainsi en ajoutant de nouveaux prédicteurs (terre/mer, jour/nuit), le schéma VarBC pourrait être utilisé de façon plus efficace pour corriger les observations de leur biais. Un plus grand nombre d'observations claires serait alors détecté, ce qui permettrait d'augmenter le nombre d'observations assimilables. D'autre part, un réglage plus adapté des écarts-types d'erreurs des observations IASI sur terre améliorerait certainement l'utilisation de ces observations. Ce réglage n'a pas été abordé dans le cadre de cette thèse. De plus, des périodes de tests plus longues et sur d'autres périodes de l'année rendraient les résultats obtenus plus robustes. Enfin, il faudrait déterminer quelles sont les interactions entre la surface et la stratosphère afin de comprendre l'impact négatif qui a été observé autour de 100 hPa. Ces interactions peuvent être liées au fait que certains canaux ont des fonctions de poids très larges, couvrant troposphère et basse stratosphère.

TABLE 5.1 – Principaux résultats des expériences d'assimilation réalisées.

OPER vs EXP	
Configuration	EXP comme OPER mais avec paramètres de surface réalistes
Nombre d'obs claires	Augmentation du nombre d'obs claires sur les continents pour EXP de jour sur Sahara, Arabie Saoudite (+ 30 obs), Antarctique (+ 50 obs). Pas de cas clairs sur moitié sud de l'Afrique, Amérique du Sud et Nord de l'Australie. Peu d'obs claires pour canaux de surface.
Nombre d'obs assimilées	Sur terre, de 5 à 20% d'obs assimilées supplémentaires de jour, et de 5 à 23% de plus de nuit pour EXP pour les canaux entre 710.25 et 718.25 cm^{-1} et les canaux vapeur d'eau entre 1320 et 1401.5 cm^{-1}. Pas de variations pour les autres canaux. Canal 2910 : augmentation sur Europe, Asie, Amérique du Nord. De jour : gains de + de 40 obs sur Etats-Unis, Antarctique, nord du Sahara et de la Chine, pertes sur zones du Sahara, Inde et Argentine. De nuit : gains au-dessus de 40°N et Antarctique, pertes sur Mexique, Argentine, Arabie Saoudite.
Écarts aux obs	Peu de différences entre EXP et OPER sauf pour les canaux vapeur d'eau entre 1320 et 1401.5 cm^{-1} de jour et de nuit. Pour EXP et OPER, écart-type réduit de 0.5 K et biais de 0.7 K avec l'analyse par rapport à l'ébauche.
Analyse de T 2m	Impacts localisés sur les continents (Amérique du Sud, Afrique, Australie, Groenland, Sibérie). Différences moyennes d'analyses entre EXP et OPER comprises globalement entre -0.1 et 0.1 K. Différences importantes sur les zones éclairées par le soleil. Écarts-types des différences aussi localisés sur les continents et valent jusqu'à 2 K sur Australie et sud de l'Afrique.
Prévisions	Scores géopotentiel négatifs pour les pressions < 400 hPa puis neutres ailleurs. Scores de T positifs entre 200 et 50 hPa jusqu'à 24h. Scores neutres pour humidité.
EXP vs EXP-BIASCORR	
Configuration	EXP-BIASCORR comme EXP mais permet aux obs des 314 canaux IASI d'intervenir dans le calcul de la correction de biais VarBC sur terre.
Nombre d'obs claires	Canaux 426 et 1194 : + de cas clairs sur les continents et les océans. Gains importants (jusqu'à 40 obs) sur Sahara, Chine, océan Pacifique, Amérique Centrale, Inde. Pertes sur Océan Atlantique, mer d'Arabie et Antarctique (jusqu'à 30 obs).
Nombre d'obs assimilées	Dimininution du nombre d'obs dans les hémisphères nord et sud et dans les tropiques pour la plupart des canaux avec EXP-BIASCORR (sauf pour canaux 1191 et 1271).

Écarts aux obs	Pour EXP-BIASCORR, augmentation de la moyenne de la différence entre obs et analyse par comparaison avec EXP. Pas de variations pour l'écart-type. Pas de différences pour les canaux vapeur d'eau.
Prévisions	Dégradations des scores de géopotentiel et de température dans la stratosphère par rapport à OPER dans les tropiques. Impact négatif vers 10-20 hPa pour température et géopotentiel dans hémisphère nord. Scores neutres pour humidité et vent.
EXP vs EXP-MER	
Configuration	EXP-MER comme EXP mais avec assimilation sur terre de la sélection de canaux sur mer.
Nombre d'obs claires	Canaux 426 et 1194 : Résultats similaires à EXP.
Nombre d'obs assimilées	Légèrement supérieurs au nombre d'obs assimilées obtenues avec EXP pour les canaux vapeur d'eau et ceux entre 710.25 et 718.25 cm^{-1} mais également pour les canaux entre 672 et 702.75 cm^{-1}. Peu d'observations actives pour les canaux sensibles à la surface. Pas d'impact sur mer.
Écarts aux obs	Biais et écarts-types des innovations très similaires entre EXP-MER et OPER, sauf pour les canaux vapeur d'eau où biais et écart-type sont réduits d'environ 0.01 K par rapport à OPER. Augmentation importante du biais pour les canaux très sensibles à la surface, et légère augmentation de jour pour l'écart-type. Pas d'impact sur mer par rapport à OPER.
Analyse de T 2m	Impacts localisés sur les continents (Amérique du Sud, Afrique, Australie, Groenland, Sibérie). Différences moyennes d'analyses entre EXP et OPER comprises globalement entre -0.2 et 0.2 K. Impacts plus répandus et plus étalés sur les continents par rapport à EXP.
Prévisions	Géopotentiel : impacts positifs sur Asie et NORD20 pour les pressions $<$ 200 hPa et entre la surface et 300 hPa. Scores négatifs sur les Tropiques, l'Australie et la Nouvelle-Zélande entre 500 et 100 hPa et dans la stratosphère. Scores positifs sur l'Amérique du Nord au-dessus de 250 hPa et sur l'Europe jusqu'aux échéances 24h. Réduction de l'erreur de géopotentiel à 100 hPa par rapport à OPER (jusqu'à 30%). Scores assez neutres mais positifs pour T. Amélioration sur NORD20, SUD20 et l'Asie mais dégradation dans la stratosphère et les tropiques. Scores neutres pour le vent et l'humidité.

EXP-MER vs EXP-ED	
Configuration	EXP-ED comme EXP-MER mais rejet des canaux de surface entre 833.75 et 962.5 cm^{-1} et des obs d'altitude supérieures à 1000 m.
Nombre d'obs assimilées	Diminution du nombre d'obs assimilées sur terre par rapport à OPER et EXP-MER (jusqu'à 50% d'obs en moins de jour et 20% de nuit) => pas d'obs assimilées sur les reliefs supérieurs à 1000 m.
Écarts aux obs	De nuit, biais et écarts-types des différences entre obs et analyse similaires pour EXP-ED et OPER, sauf réduction pour les canaux vapeur d'eau avec EXP-ED. Biais légèrement meilleurs avec EXP-ED.
Prévisions	Amélioration des prévisions par rapport à EXP-MER. Géopotentiel : meilleurs scores sur SUD20 jusqu'aux échéances 36h ; amélioration de la surface jusqu'à 150 hPa sur les tropiques ; impact positif sur l'Europe et NORD20 entre 400 et 200 hPa ; scores améliorés entre 700 et 10 hPa sur l'Australie et la Nouvelle Zélande. Mais dégradations sur l'Europe, l'Amérique du Nord, NORD20 pour les pressions $<$ 100 hPa et sur les tropiques à 100 hPa. Température : scores similaires mais EXP-ED réduit les erreurs de prévision sur les tropiques et NORD20 entre 500 et 100 hPa. Vent : Impact globalement neutre. Humidité : peu de variations des scores mais légèrement meilleurs entre 300 et 200 hPa et sur les tropiques entre 150 et 100 hPa.

Chapitre 6

Amélioration de la description des profils atmosphériques et des paramètres de surface par inversion des données IASI en Antarctique

Sommaire

6.1 Introduction 163
6.2 Inversions des radiances IASI à Concordia avec un schéma 1D-Var dans le cadre du projet Concordiasi en Antarctique 164
6.2.1 Contexte de l'étude 164
6.2.2 Mise en place de l'expérience 167
6.2.3 Les expériences 1D-Var 169
6.2.4 Résumé des principaux résultats 174
6.2.5 Publication associée 175
6.3 Evaluation des Ts restituées par inversion du modèle de transfert radiatif à Concordia et au Pôle Sud 187
6.3.1 Contexte de l'étude 187
6.3.2 Les données utilisées 187
6.3.3 Les résultats de comparaison à DomeC et au Pôle Sud 188
6.3.4 Résumé des principaux résultats 193
6.4 Conclusion 193

6.1 Introduction

Contrairement aux chapitres précédents, ce chapitre ne s'inscrit pas dans un contexte de prévision numérique mais plutôt dans un cadre de surveillance du climat. Nous allons ici nous

intéresser à l'inversion des profils atmosphériques et des paramètres de surface à l'aide des radiances IASI. La zone d'étude est la station Concordia (75 ° 12' S, 123 ° 37' E) en Antarctique. Complété par un article publié dans la revue "IEEE Transactions on Geoscience and Remote sensing", ce chapitre a pour but la validation de l'utilisation des données IASI à Concordia (75 ° 12' S, 123 ° 37' E) pour la période de novembre 2009 à janvier 2010. Pour cela, les inversions des radiances IASI sont comparées avec des mesures in-situ. Nous allons montrer que les inversions permettent de mieux estimer les variables météorologiques en comparaison à ces mesures in-situ, par rapport aux données fournies par le modèle ARPEGE. L'amélioration est particulièrement importante pour les paramètres de surface. Dans une première partie, les inversions sont réalisées à partir d'un schéma d'analyse variationnelle 1D à Concordia. Cette partie est un résumé de l'article figurant dans la partie 6.2.5 et présente uniquement les principaux résultats. Il est indispensable de se référer à l'article pour avoir un descriptif complet et détaillé de cette étude. Dans une seconde partie, les restitutions de température de surface calculées dans le chapitre 4 par inversion du modèle de transfert radiatif (partie 4.3) sont évaluées par comparaison avec les mesures in-situ à Concordia et au Pôle Sud. Cette étude a été réalisée dans le cadre du stage de Natalia Tatarinova encadré par Eric Brun (CNRM-GAME). Ils ont cherché à comparer différents produits de Ts sur l'Antarctique dans le but d'évaluer l'amplitude diurne de la Ts de la neige. Nous leur avons donc fourni nos restitutions de Ts à partir des radiances IASI, sur leurs zones et les périodes d'étude, afin d'élargir leurs échantillons de comparaison.

6.2 Inversions des radiances IASI à Concordia avec un schéma 1D-Var dans le cadre du projet Concordiasi en Antarctique

Cette partie est associée à l'article :

[Vincensini *et al.*, 2012] : Vincensini A., A. Bouchard, F. Rabier, V. Guidard, N. Fourrié et O. Traullé, *IASI Retrievals Over Concordia Within the Framework of the Concordiasi Program in Antarctica*, IEEE Transactions on Geoscience and Remote sensing, Vol. 50, Issue 8, 2923-2932, 10.1109/TGRS.2011.2177467, 2012.

6.2.1 Contexte de l'étude

Ce travail s'inscrit dans le cadre du projet international Concordiasi coordonné par le CNRM-GAME dans le contexte de l'année polaire internationale ([Rabier et Coauthors, 2010], www.cnrm.meteo.fr/concordiasi/). Le projet Concordiasi est motivé par le besoin de réduire

les incertitudes dans différents (mais complémentaires) domaines de la science "antarctique". Un enjeu important pour la société est de comprendre si le changement climatique peut engendrer un changement significatif dans le bilan de masse de la calotte glaciaire antarctique et par conséquent avoir un impact sur le niveau des océans. L'Antarctique est une région à faible densité de mesures in-situ, en particulier à cause du climat rigoureux et de l'altitude élevée du plateau Antarctique (figure 6.1).

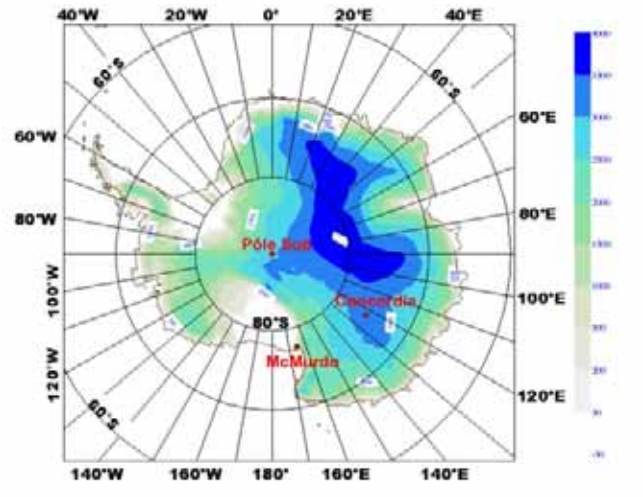
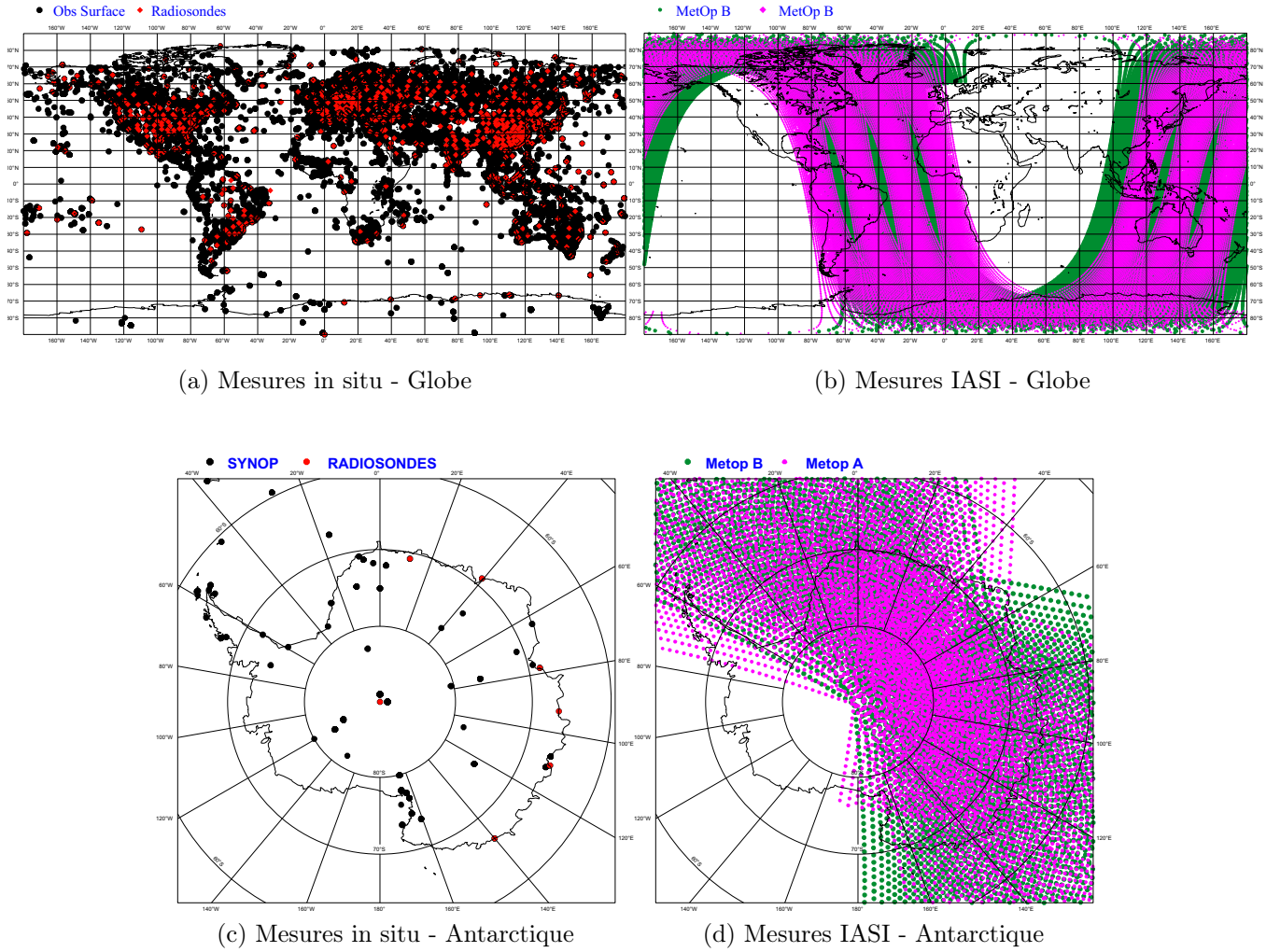


FIGURE 6.1 – Carte du relief (en mètres) de l'Antarctique extrait du modèle ARPEGE.

Cette faible densité spatiale et temporelle d'observations a été mise en évidence dans de é précédentes études [Barker, 2005], [Nordeng *et al.*, 2007], [McNally, 2007]. Les mesures satellitaires ont le potentiel pour combler ce manque de données, mais elles présentent leurs propres défis et difficultés. La figure 6.2 montre la couverture actuelle des données in situ assimilables dans ARPEGE (observations synoptiques et radiosonsages) sur les cartes de gauche et la couverture des données IASI des satellites Metop-A et Metop-B sur les cartes de droite pour la date du 10 juillet 2013 pour le réseau de 0 UTC. L'Antarctique est très peu alimenté en mesures in situ, tandis que le sondeur IASI assure une très bonne couverture du continent.

Le projet Concordiasi s'est déroulé durant les printemps austraux 2008 à 2010. Des radiosondages ont été réalisés et des ballons stratosphériques ont été lâchés afin de fournir des mesures in situ supplémentaires sur l'Antarctique. En 2010, dix-neuf ballons stratosphériques surpressurisés mesurant la température et la pression ont été déployés depuis la station McMurdo. Parmi ces ballons, 6 d'entre eux ont en plus mesuré l'ozone et les 13 autres ont eu la possibilité de larguer des sondes à la demande. L'un des principaux objectifs de la campagne Concordiasi est l'amélioration de l'assimilation de données satellites et en particulier la validation de l'assimilation des radiances IASI sur les régions polaires du sud. Les données IASI



(a) Mesures in situ - Globe

(b) Mesures IASI - Globe

(c) Mesures in situ - Antarctique

(d) Mesures IASI - Antarctique

FIGURE 6.2 – Couverture des données assimilables dans le réseau de 0 UTC d'ARPEGE du 10/07/2013 sur tout le globe (en haut) et sur l'Antarctique (en bas). Ces données proviennent (a) des mesures in situ, observations synoptiques (en noir) et radiosondages (en rouge) et (b) du sondeur IASI pour les satellites Metop-A (en rose) et Metop-B (en vert).

devraient permettre d'améliorer la prévision numérique du temps du fait d'analyses en temps réel plus précises et devraient aider à mieux comprendre les changements climatiques à travers les réanalyses.

Bien que l'Antarctique fasse partie des régions les plus couvertes par les satellites à orbite polaire, relativement peu d'observations sont effectivement exploitées dans les systèmes d'assimilation de données. En effet, comme nous l'avons vu, l'utilisation des radiances satellitaires en assimilation de données est affectée par la présence de nuages qui limite la quantité d'information reçue par les sondeurs infrarouges [McNally et Watts, 2003], et par les incerti-

tudes sur les paramètres de surface, température et émissivité [English, 2008]. L'impact de ces incertitudes est amplifié par l'orographie élevée du continent qui fait que certains canaux de sondage troposphérique, dont la fonction de poids pique vers 600 hPa en l'absence de relief, deviennent des canaux de surface du fait de l'élévation du terrain. Toutefois les restitutions de la température de surface et de l'émissivité de surface [Zhou *et al.*, 2008], [Zhou *et al.*, 2011] peuvent fournir des estimations plus réalistes de ces paramètres. Dans le cadre de la campagne Concordiasi, il est nécessaire de calibrer et valider l'utilisation des données IASI, en comparant les analyses utilisant ces données avec des jeux de données indépendants tels que les mesures in situ [Bouchard *et al.*, 2010]. Actuellement, les mesures in situ disponibles en Antarctique sont principalement localisées sur la côte. A l'intérieur des terres, il n'y a que pour les stations Pôle Sud et Concordia (situé à 75°12' S, 123°37' E) que sont effectuées des mesures régulières. Depuis 2008, des observations conventionnelles supplémentaires telles que des radiosondages ont été réalisées à Concordia et à Durmont d'Urville, dans le cadre de Concordiasi. Concordia est idéalement située pour valider l'assimilation de données satellites. En effet, le plateau Antarctique y est extrêmement homogène en comparaison avec beaucoup d'autres lieux compte tenu du type de sol et du relief.

Cette étude présente les résultats de la validation de l'utilisation des observations IASI pour la température et l'humidité à partir des mesures des radiosondes réalisées au cours du printemps austral 2009 à Concordia. Les données ainsi que le schéma d'inversion qui ont été utilisés sont d'abord présentés. L'optimisation du processus d'inversion et les résultats des expériences 1D-Var sont ensuite discutées.

6.2.2 Mise en place de l'expérience

Les observations in situ pour la validation :

Afin de valider les inversions, des mesures in situ sont utilisées. Les radiosondages mesurent les profils verticaux de l'atmosphère. Ces données fournissent également un moyen de valider directement les inversions de température et d'humidité réalisées à partir des radiances IASI. Ces radiosondes ont une précision de 0.5 K en température et 5 % en humidité. Les profils de température et d'humidité spécifique sont représentés sur la figure 6.3 pour les cas clairs de novembre et décembre 2009. À Concordia, les profils de température sont relativement homogènes sauf près de la surface où il y a un fort gradient de température. Le logarithme népérien de l'humidité spécifique met en évidence une faible quantité de vapeur d'eau et des structures verticales plus prononcées que pour les profils de température. Durant la campagne, les radiosondes ont été lancées à 0 UTC au moment où le satellite Metop-A se trouve au-dessus de Concordia. Les profils de l'ébauche sont disponibles à la même heure.

D'autres mesures in situ proviennent du réseau mondial d'observation du rayonnement à

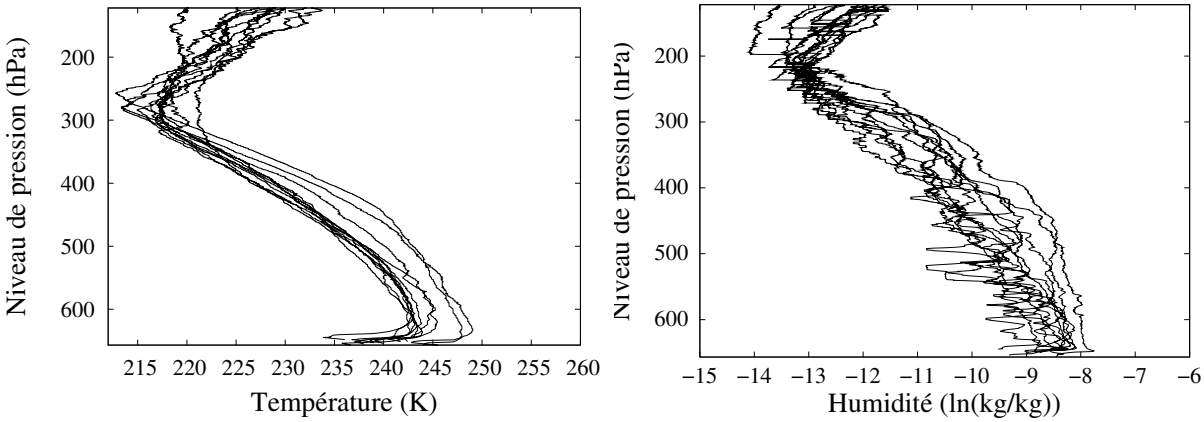


FIGURE 6.3 – Profils fournis par les radiosondages à Concordia pour la température (à gauche) et le logarithme népérien de l'humidité spécifique (à droite) pour les 11 cas clairs sélectionnés pour la période du 20 novembre à 0 UTC au 12 décembre 2009 à 0 UTC. Les profils de température sont complétés en surface par les mesures du BSRN.

la surface de la Terre, le BSRN (Baseline Surface Radiation Network), mis en place par le Programme Mondial de Recherche sur le Climat (PMRC). Les données BSRN mesurent les rayonnements de surface. La température de surface peut être déduite du rayonnement de grande longueur d'onde montant et descendant mesuré par le BSRN ([Brun *et al.*, 2011]). Les données BSRN fournissent également de l'information sur les conditions nuageuses.

Des informations supplémentaires sur les paramètres de surface et les conditions nuageuses ont été recueillies par Olivier Traullé (Météo-France, CNRM-GAME) au cours de sa mission à Concordia en novembre et décembre 2009. La température de surface a été mesurée à l'aide d'une sonde de pénétration et les conditions météorologiques ont été observées à l'oeil nu. Ces observations, accompagnées des données du BSRN nous fournissent des estimations des températures de surface in situ et les conditions nuageuses. Pour la période de novembre et décembre 2009, seuls 11 cas clairs ont été identifiés et sont étudiés ici.

Observations infrarouges et inversions :

Les nuages ont un important impact radiatif sur les radiances infrarouges et peuvent donc limiter sévèrement l'information reçue par le sondeur IASI. Ainsi, dans cette étude, seules les radiances en conditions de ciel clair sont utilisées pour les inversions. Ces cas clairs sont déterminés grâce aux mesures du BSRN (voir les explications dans l'article de la partie 6.2.5) et aux observations in situ. Les inversions de température et humidité des radiances IASI sont réalisées depuis le sommet de l'atmosphère jusqu'à la surface pour la période du 20 novembre au 12 décembre 2009. Un critère de colocalisation spatiale et temporelle nous permet de sélectionner les données IASI les plus proches de l'heure de lâcher des ballons-sondes et les plus proches de Concordia.

Description du schéma 1D-Var :

Les analyses sont réalisées à partir du schéma d'assimilation de données 1D-Var développé par le Met Office dans le cadre du NWP SAF (Satellite Application Facility for Numerical Weather Prediction). Ce schéma permet l'inversion des profils de température et d'humidité ainsi que de certains paramètres de surface (température humidité et pression). Le modèle de transfert radiatif RTTOV v8 ([Eyre, 1991], [Saunders *et al.*, 1999], [Saunders *et al.*, 2007b]) est utilisé ici comme opérateur d'observation. Cette version était celle qui était disponible au début de cette étude. L'ébauche utilisée provient du modèle ARPEGE dont la géométrie a été préalablement modifiée afin d'étudier l'assimilation sur cette région polaire. Le centre du modèle a été déplacé de la France à l'Antarctique, permettant ainsi d'avoir une résolution verticale de 16 km à Concordia avec 60 niveaux verticaux de la surface à 0.05 hPa, le sommet du modèle. La température de surface utilisée pour les inversions provient de l'ébauche et les observations sont celles de IASI (nous verrons par la suite que l'utilisation d'une Ts restituée n'améliore pas les inversions).

6.2.3 Les expériences 1D-Var

Optimisation :

IASI fournit des observations pour 8461 canaux, mais les observations de seulement 170 canaux sont utilisés dans cette étude [Bouchard *et al.*, 2010]. Cette sélection de canaux repose sur les statistiques des différences entre observations (température de brillance) et ébauche, mais également sur la forme des fonctions de poids. Les fonctions de poids de ces 170 canaux sont représentés sur la figure 6.4 en bordeaux pour la température (143 canaux) et en bleu pour la vapeur d'eau (27 canaux).

L'émissivité sur terre est fixée à 0.98 sur tout le spectre IASI. En effet l'émissivité de surface est relativement constante sur l'Antarctique d'après la base de données globale d'émissivité de surface infrarouge développée par [Seemann *et al.*, 2008].

Afin d'améliorer les inversions, plusieurs paramètres d'entrée du 1D-Var ont été optimisés. Les observations IASI ont été corrigées du biais grâce à une correction de biais adaptative pour les radiances satellites. Le schéma VarBC (voir chapitre 1) est calculé dans ARPEGE et permet de réduire les biais entre les observations satellites et leur équivalent modèle.

La matrice B utilisée comme référence dans cette étude est fournie dans le package 1D-Var du Met Office (voir les détails dans l'article de la partie 6.2.5). Cette matrice est beaucoup utilisée dans la communauté d'assimilation de données et nous avons montré qu'elle fournit de meilleures inversions qu'avec la matrice B d'ARPEGE, même si l'ébauche utilisée dans cette

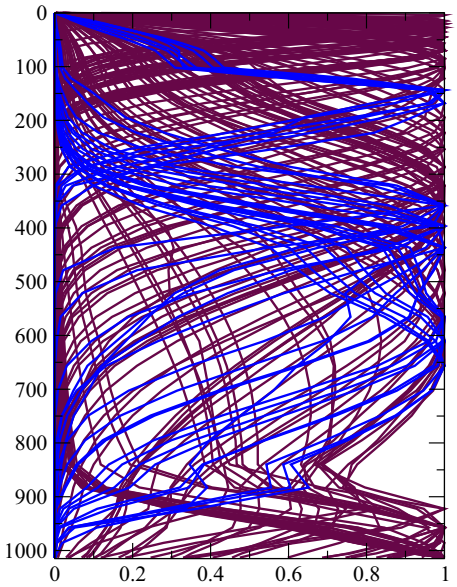


FIGURE 6.4 – Fonctions de poids des 170 canaux sélectionnés pour cette étude. Les fonctions de poids des canaux de température sont représentées en bordeaux et celles des canaux vapeur d'eau sont en bleu.

étude provient d'ARPEGE. La matrice de covariance d'erreur d'observation R est la matrice R opérationnelle du modèle ARPEGE. Cette matrice est supposée valide sur l'Antarctique.

Dans cette étude, seules les variances d'erreur de la matrice B sont ajustées afin d'améliorer les analyses, en considérant comme fixes les variances d'erreur d'observation. Les écarts-types d'erreur d'ébauche sont mal estimés comme on peut le voir sur la figure 6.5.

Ces écarts-types ne suivent pas la courbe des écarts quadratriques moyens (noté eqm par la suite) des différences entre ébauche et radiosonde entre 80 et 320 hPa. Afin de mieux approcher la structure verticale de ces eqm, la matrice B du Met Office a été modifiée pour les températures stratosphériques, comme cela est montré sur la figure 6.5. Cette nouvelle matrice est appelée B'. Les écarts-types d'erreur d'ébauche de la matrice B ne sont pas modifiés pour les températures troposphériques, l'humidité et les paramètres de surface. La matrice de corrélation n'est pas modifiée. La figure 6.5 montre également que les variances d'erreur de la matrice B' sont surestimées par rapport aux eqm des différences entre ébauche et radiosondages. Il est possible de trouver une paire de coefficients qui divise les covariances de température et d'humidité de la matrice B' et qui fournit de meilleures inversions. Pour cela le degré de liberté du signal (DFS) est calculé :

$$DFS = Tr(\mathbf{I} - \mathbf{A}\mathbf{B}^{-1}) \tag{6.1}$$

où $\mathbf{A}$ est la matrice de covariance d'erreur d'analyse et $\mathbf{I}$ est la matrice idendité.

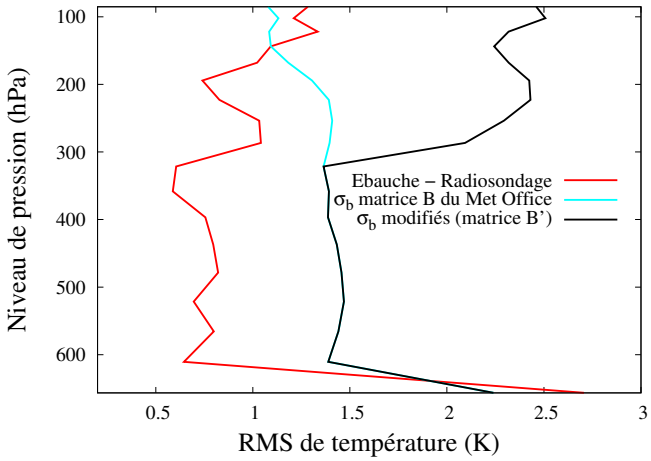


FIGURE 6.5 – Écarts quadratiques moyens de température par rapport aux radiosondages pour les profils de l'ébauche (en rouge) pour les cas clairs de novembre et décembre 2009. Les écarts-types d'erreur d'ébauche sont représentés pour la matrice B du Met Office (en bleu clair) et pour la matrice B' (en noir) qui est la matrice B modifiée pour les températures stratosphériques.

La paire de coefficients divisant la matrice B' et maximisant le DFS fournit les meilleures analyses en termes d'eqm, par comparaison avec les radiosondages. Sur la figure 6.6 les écarts-types d'erreur d'ébauche pour la température et pour l'humidité sont tracés pour la matrice B' initiale et la matrice B' modifiée. Les écarts-types d'erreur d'ébauche pour la température de surface n'ont pas été modifiés car ils semblent être bien estimés en comparaison avec les mesures.

Résultats :

Les eqm des différences entre ébauches et radiosondages et entre analyses et radiosondages en fonction de la pression sont représentés sur la figure 6.6.

Les erreurs associées aux inversions pour la température et l'humidité sont globalement plus faibles que les erreurs pour l'ébauche. Pour la température, les eqm pour la surface sont calculées à partir des données BSRN. Il n'y a pas de données de surface disponibles pour l'humidité. En moyenne, pour la température l'eqm diminue de 0.16 K entre 650 et 100 hPa après analyse, avec une réduction de 0.24 K entre la surface et 290 hPa et une réduction de 0.073 K entre 209 et 80 hPa. Pour l'humidité spécifique, l'eqm moyen de la différence entre analyse et radiosondage est quasiment égal à l'eqm de la différence entre ébauche et radiosonsage entre la surface et 520 hPa. Les eqm après analyse diminuent de 0.06 ln(kg/kg) en moyenne entre 520 et 300 hPa. Les eqm des différences entre les observations IASI et les températures de brillance simulées à partir du 1D-Var sont également réduites significativement en comparaison avec les eqm des différences entre IASI et les profils de l'ébauche.

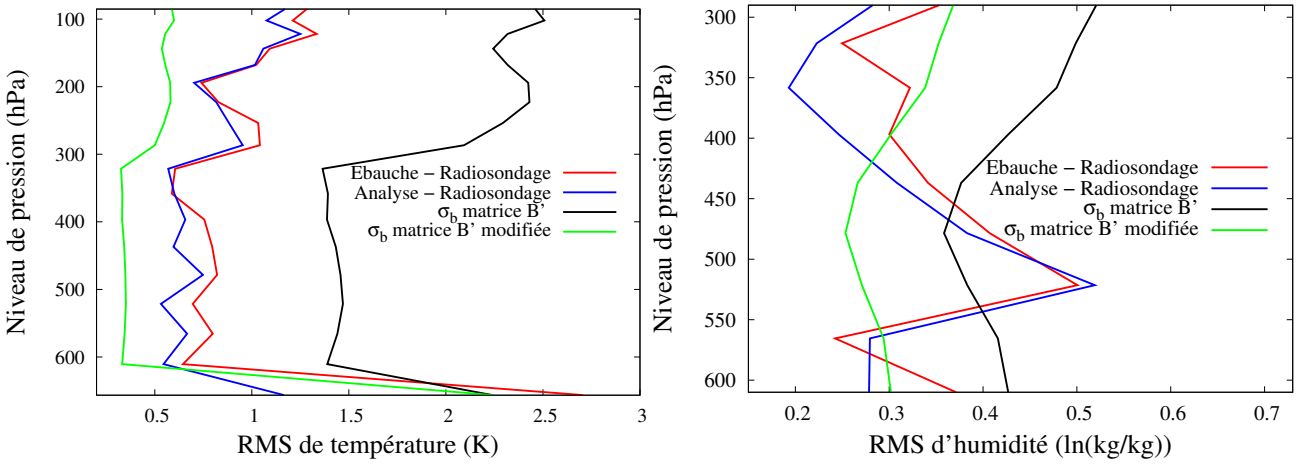


FIGURE 6.6 – Écarts quadratiques moyens (eqm) par rapport aux radiosondages de la température (à gauche) et de l'humidité spécifique (à droite) pour les profils de l'ébauche (en rouge) et pour les profils inversés (en bleu) pour les 11 cas clairs de novembre et décembre 2009. La nouvelle matrice B' est utilisée et est divisée par des coefficients permettant d'avoir le score DFS le plus grand. Les écarts-types d'erreur d'ébauche sont représentés pour la matrice B' (vert foncé) et pour la matrice B' après division des covariances par ces coefficients (vert clair). Pour la température, les eqm de surface sont calculées à partir des données BSRN.

Discussion sur les inversions de température de surface :

La plus grande amélioration est en terme de température de surface (Ts). En effet, les inversions de Ts approchent mieux les observations in situ (mesures manuelles et données du BSRN) que les Ts de l'ébauche (figure 6.7). Pour les mois de novembre et décembre 2009, l'eqm entre mesures in situ et inversions est égale à 1.18 K pour les données du BSRN et 1.07 K pour les mesures manuelles, tandis que l'eqm entre mesures in situ et Ts de l'ébauche est de 2.71 K pour les données BSRN et 3.11 K pour les mesures manuelles.

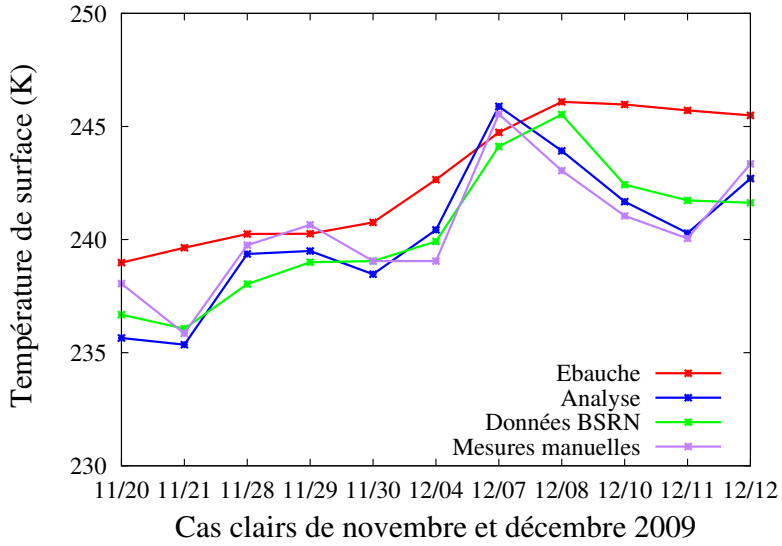


FIGURE 6.7 – Températures de surface de l'ébauche (en rouge), de l'inversion (en bleu) et fournies par les mesures in situ : les données BSRN (en vert) et les mesures manuelles (en mauve), pour les cas clairs de novembre et décembre 2009.

Impact de la Ts de l'ébauche sur les inversions :

Des études précédentes ont montré qu'une bonne estimation de la Ts peut améliorer les inversions ([English, 2008]). L'émissivité de surface est fixée à 0.98. Afin d'avoir une température de surface plus réaliste, la méthode présentée par [Karbou *et al.*, 2006] a été utilisée ici. Au cours de la première inversion, le canal de surface 1194 (943.25 cm^{-1}) est sélectionné et fournit une Ts qui est utilisée comme ébauche lors d'un second processus d'inversion (cette Ts remplace celle de l'ébauche), elle sera appelée "Ts restituée". Le canal 1194 est assimilé dans le schéma 1D-Var. Cependant l'utilisation d'une température de surface restituée à partir de IASI plutôt que les valeurs extraites des ébauches d'ARPEGE n'a pas d'impact significatif sur les profils inversés dans cette étude. Lorsque le 1D-Var est réalisé sans restitution au préalable de la Ts, des canaux de surface ainsi que la Ts sont utilisés comme variable de contrôle et les corrélations de Ts avec les autres variables sont décrites dans la matrice B. Il y a donc un

ajustement de la Ts au cours de la minimisation (la figure 6.6 montre une très forte réduction d'erreur près de la surface). Lorsque la Ts est restituée avant le 1D-Var, il y a sans doute besoin de moins minimiser sur la Ts et on aboutit finalement à un résultat comparable.

De plus, les DFS pour la température diminuent avec l'utilisation de la Ts restituée, ce qui indique que les canaux IASI assimilés contiennent beaucoup d'information sur la Ts. Pour les deux Ts (restituée et ébauche), les profils inversés d'humidité sont très similaires et les DFS sont très proches. La figure 6.8 représente la Ts restituée à partir du canal 1194 ainsi que les inversions produites à partir de cette Ts restituée et de la Ts de l'ébauche. On constate que les courbes des deux inversions sont quasiment confondues. De plus, en comparaison avec la Ts restituée, l'inversion semble globalement permettre à la Ts de se rapprocher de la moyenne des mesures in situ.

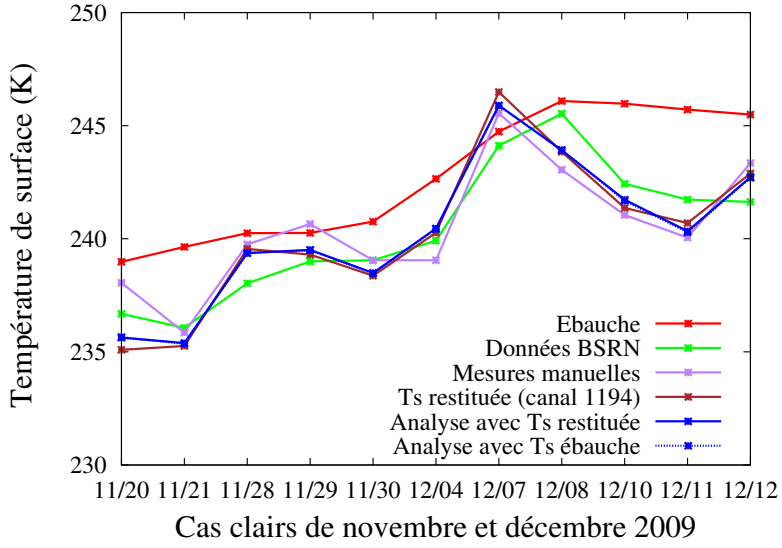


FIGURE 6.8 – Températures de surface de l'ébauche (en rouge), Ts restituée à partir du canal 1194 (en marron), inversion à partir de la Ts restituée (en bleu trait plein) et de la Ts de l'ébauche (en bleu trait pointillé), et températures de surface fournies par les mesures in situ : les données BSRN (en vert) et les mesures manuelles (en mauve), pour les cas clairs de novembre et décembre 2009.

6.2.4 Résumé des principaux résultats

Les inversions des radiances IASI avec un schéma 1D-Var ont permis de mieux estimer les profils de température et d'humidité spécifique à Concordia en comparaison avec les mesures des radiosondes lancées au cours du printemps austral 2009. L'optimisation des covariances d'erreur d'ébauche a permis d'améliorer significativement les analyses qui approchent mieux les profils fournis par les radiosondages. La configuration choisie pour la matrice B a été optimisée

pour fournir les meilleures analyses possibles. IASI permet également de fournir beaucoup d'informations sur les conditions de surface. Les Ts inversées reproduisent avec fidélité les Ts mesurées avec un eqm de 1.2 K. La même étude a été réalisée pour la période de janvier 2010 et les résultats trouvés sont similaires à ceux d'octobre-novembre 2009 (pour plus de détails, se référer à l'article figurant dans la partie 6.2.5).

6.2.5 Publication associée

IEEE TRANSACTIONS ON GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING, VOL. 50, NO. 8, AUGUST 2012 2923

IASI Retrievals Over Concordia Within the Framework of the Concordiasi Program in Antarctica

Anaïs Vincensini, Aurélie Bouchard, Florence Rabier, Vincent Guidard, Nadia Fourrié, and Olivier Traullé

Abstract—**The Concordiasi campaign aimed to improve satellite data assimilation at high latitudes and, particularly, the assimilation of the Infrared Atmospheric Sounding Interferometer (IASI) radiances over Antarctica. This study focuses on the IASI data retrieval using a 1-D variational data assimilation system, which was carried out at the Concordia station and within the framework of Concordiasi. The study period lasted from November 20 to December 12, 2009. Radiosonde measurements are utilized to validate temperature and water vapor retrieved profiles. Baseline Surface Radiation Network data and manned measurements in Concordia are used to verify skin temperature retrievals and derive information about cloudy conditions. This study assesses the impact of several parameters on the retrieved profile quality. In particular, the background error specification is crucial. The background error covariance matrix is optimally tuned to provide the best possible retrievals, modifying the shape of these covariances for stratospheric temperatures, computing and maximizing the degree of freedom for signal (DFS). The DFS characterizes how the assimilation system uses the observation to pull the signal from the background. For the study period, the humidity and temperature retrieved profiles are optimally improved compared with background profiles, with the largest reduction in error for the skin temperature.**

Index Terms—**Antarctica, Concordiasi, Infrared Atmospheric Sounding Interferometer (IASI), retrieval, skin temperature, 1-D variational (1D-Var).**

I. Introduction

ANTARCTICA is relatively data sparse in terms of *in situ* atmospheric measurements, particularly because of very harsh conditions and a high elevation of the Antarctic plateau. The low spatial and temporal density of *in situ* observations at high latitudes was emphasized in previous studies [1]–[3]. Satellite measurements have the potential to fill these data gaps; even if they involve difficulties, they would offer opportunities for future developments. The Concordiasi project was designed in the framework of the fourth International Polar Year [4]. This field experiment occurred during Austral springs 2008–2010. Radio soundings and stratospheric balloons were launched in order to gather additional *in situ* measurements over Antarctica. One of the main goals of the Concordiasi campaign is the improvement of the assimilation of satellite data and, in particular, the validation of Infrared Atmospheric Sounding Interferometer [(IASI); on board of the European polar-orbiting satellite MetOp launched in October 2006] radiance assimilation over the southern polar regions. IASI data should improve numerical weather predictions (NWPs), owing to more accurate real-time analyses, and should help understand climate changes through reanalyses. The use of satellite radiances in data assimilation is impeded by the presence of clouds, which curtail the amount of information received from infrared sounders [5], and by inaccurate estimations of both surface temperature and surface emissivity [6]. However, IASI retrievals of surface temperature and surface emissivity [7], [8] can provide more realistic estimations of these parameters. Within the scope of the Concordiasi campaign, it is necessary to calibrate and validate the use of IASI data, comparing their retrievals with independent data sets such as *in situ* measurements [9]. At present, available data are mainly located on the coast of Antarctica. Inland, only the South Pole station and the Concordia station (located at 75°12′ S, 123°37′ E) are regularly reporting data. Since 2008, additional conventional observations such as radio soundings have been produced at Concordia and at Dumont d'Urville, in the context of Concordiasi. Concordia is ideally located to validate satellite data assimilation. The Antarctic plateau is extremely homogeneous compared to many other locations. This study gives an account of the results of the radiosonde measurements of the Austral spring campaign in 2009, in order to validate the use of IASI observations for temperature and humidity over Concordia. Section II depicts the retrieval data and the retrieval scheme that were used in this study. Optimizations of the retrieval process and results of the 1-D variational (1D-Var) experiments are discussed in Section III. Conclusions are given in Section IV.

Manuscript received March 18, 2011; revised August 5, 2011 and September 23, 2011; accepted October 15, 2011. Date of publication January 4, 2012; date of current version July 18, 2012.

The authors are with the Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM)-Groupe d'études de l'Atmosphère Météorologique (GAME), Météo-France/Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), 31057 Toulouse, France (e-mail: anais.vincensini@meteo.fr; aurelie.bouchard@meteo.fr; florence.rabier@meteo.fr; vincent.guidard@meteo.fr; nadia.fourrie@meteo.fr; olivier.traulle@meteo.fr).

Digital Object Identifier 10.1109/TGRS.2011.2177467

II. Setup of the Experiment

A. Infrared Observations and Retrievals

IASI is a high-spectral-resolution sounder that provides accurate information about the atmospheric temperature and the composition of the atmosphere at a high vertical resolution. IASI measures the infrared radiation emitted from the surface of the Earth and the atmosphere. Since the beginning of 2007, IASI data have been available and assimilated in NWP [10], [11]. Clouds have an important radiative impact on infrared radiances and can severely limit the information from advanced sounders [12]. It was thus decided that this study should focus

0196-2892/$31.00 © 2012 IEEE

on clear-sky conditions, which are determined by *in situ* observations and measurements. Radiances in clear-sky conditions are used to retrieve profiles from the top of the atmosphere down to the surface. In the retrieval process, a difficulty may arise from the high sensitivity to the surface because of the high altitude of Antarctica.

B. Description of the 1D-Var Scheme

Retrievals are performed using a 1D-Var data assimilation scheme with background fields from the NWP Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle (ARPEGE) model of Météo-France developed in collaboration with the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) [13] and with observations from IASI. The 1D-Var code was developed at the Met Office as part of the Numerical Weather Prediction Satellite Application Facility [14]. The 1D-Var scheme consists in retrieving temperature and humidity profiles. For humidity, the natural logarithm of specific humidity is used. Some surface parameters are also retrieved: surface and skin temperatures, surface humidity, and surface pressure.

The 1D-Var scheme is based on the minimization of a cost function which measures the fit of the retrieved atmospheric state to the background variables and to the observations. Let $\mathbf{x_b}$ be a vector of background variables and $\mathbf{B}$ be the associated error covariance matrix. Let $\mathbf{y}$ be a vector of observations and $\mathbf{R}$ be the associated error covariance matrix. The cost function J for the atmospheric state $\mathbf{x}$ is defined by

$$J(\mathbf{x}) = \frac{1}{2}(\mathbf{x}-\mathbf{x_b})^{\mathrm{T}}\mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x}-\mathbf{x_b}) + \frac{1}{2}\left(H(\mathbf{x})-\mathbf{y}\right)^{\mathrm{T}}\mathbf{R}^{-1}\left(H(\mathbf{x})-\mathbf{y}\right) \quad (1)$$

where H is the observation operator that simulates brightness temperatures from atmospheric profiles and ^{T} is the transpose operator.

The minimum of the cost function gives an estimate of the most probable atmospheric state $\mathbf{x_a}$ and is computed by an iterative process. At each iteration, a descent direction is determined, using the value of the cost function gradient

$$\nabla_{\mathbf{x}} J(\mathbf{x}) = \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x}-\mathbf{x_b}) + \mathbf{H}^{\mathrm{T}}\mathbf{R}^{-1}\left(H(\mathbf{x})-\mathbf{y}\right) \quad (2)$$

where $\mathbf{H}^{\mathrm{T}}$ is the adjoint operator of the tangent-linear model $\mathbf{H}$ of H.

The Marquardt–Levenberg descent algorithm is applied to find this minimum. This minimization method is adapted to nonlinear observation operators, as it is the case here (e.g., [15]). This technique is a combination of a Gauss–Newton and a steepest descent minimization technique. The iterative solution of the Marquardt–Levenberg equation is

$$\begin{aligned}\mathbf{x_{n+1}} = \mathbf{x_b} &+ \left(\mathbf{B}^{-1}+\mathbf{H}^{\mathrm{T}}\mathbf{R}^{-1}\mathbf{H}+\mathbf{J}''+\gamma\mathbf{I}\right)^{-1} \\ &\times\left(\mathbf{H}^{\mathrm{T}}\mathbf{R}^{-1}\left(H(\mathbf{x_n})-\mathbf{y}\right)+H(\mathbf{x_n}-\mathbf{x_b})\right) \\ &-\mathbf{J}'+\mathbf{J}''(\mathbf{x_n}-\mathbf{x_b})+\gamma(\mathbf{x_n}-\mathbf{x_b})\big) \quad (3)\end{aligned}$$

where $\mathbf{x_n}$ is the $\mathbf{n}$th estimate of the atmospheric profile, $\mathbf{J}'$ is the first differential of the additional cost function with respect to $\mathbf{x}$, evaluated at $\mathbf{x_n}$, and $\mathbf{J}''$ is the second differential. Thus, $\mathbf{J}'$ is a vector with the same length as $\mathbf{x_n}$, and $\mathbf{J}''$ is a matrix with the same size as $\mathbf{B}$. γ is the Lagrange multiplier which varies depending on the nonlinearity of the problem and the proximity to the desired solution. The method of Lagrange multipliers provides a strategy for finding the stationary points (maxima, minima) of a differentiable function subject to constraints. When $\gamma = 0$, the equation can be solved with the Newtonian inverse Hessian method. In nonlinear cases, it is possible that the step taken by using the Newtonian method will result in an increased cost function. In this case, the value of γ is increased (thereby reducing the step size) until a point is reached where the cost function decreases (as $\gamma \to \infty$, (3) becomes the method of steepest descent). After an improved solution (i.e., lower cost function) has been found, the value of γ may once again be increased to allow larger steps in the next iteration.

When using the Marquardt–Levenberg minimization, we consider that the convergence has occurred when the normalized cost function gradient is less than the square of the cost function and when γ decreased in the previous iteration.

In this study, the algorithm needs only two iterations to converge for all the presented experiments (the maximal number of iterations allowed by the 1D-Var scheme is set to ten). The background fields are already very close to the final solution.

A radiative-transfer model is required with the 1D-Var scheme and supplies both radiances and tangent-linear and adjoint observation operators. In this study, the Radiative Transfer for the Television Infrared Observation Satellite Operational Vertical Sounder (RTTOV) v8 fast radiative-transfer model [16]–[18] serves as observation operator. It accurately computes brightness temperatures given first-guess model fields of temperature and humidity on 43 fixed pressure levels between 0.10 and 1013.15 hPa. The coefficients for the infrared range of the model are from the kCompressed Radiative Transfer Algorithm database.

Most information on atmospheric temperature is derived from the CO_2 absorption waveband assuming fixed CO_2 concentrations. The fixed mixing ratio of CO_2 that is used in this study is equal to 377 ppmv on all atmospheric levels. In reality, atmospheric CO_2 concentrations show significant spatial and temporal variability. According to Engelen *et al.* [19], the use of a global mean CO_2 value introduces errors in the retrieved temperature profiles of up to 0.85 K compared to a retrieval in which the CO_2 is known precisely. It is possible to reduce these errors to 0.3 K when including CO_2 in the retrieval vector, but this was not attempted in this study. Moreover, they have shown that the use of a monthly zonal mean CO_2 value produces errors of up to 0.35 K in the temperature. A sensitivity study has been realized to determine the impact of the modification of the mixing ratio of CO_2 used in the radiative-transfer calculations. Simulation experiments with a variation of CO_2 values between 362 and 402 ppmv (every 5 ppmv) have been carried out. The mean root mean square (rms) of the difference between observed and simulated radiances, which are derived using the RTTOV model with input from NWP ARPEGE model fields, has been computed for all channels in the CO_2 absorption waveband. These results have not shown significant differences. The value of 377 ppmv will be used in the study because the bias correction is adapted to this value. The current assumption is that variational bias correction (varBC) corrects most of the error, due to the fact that we neglect the spatiotemporal variability of CO_2, in the simulation of the satellite radiances. According to Engelen and Bauer [20], the required bias correction is

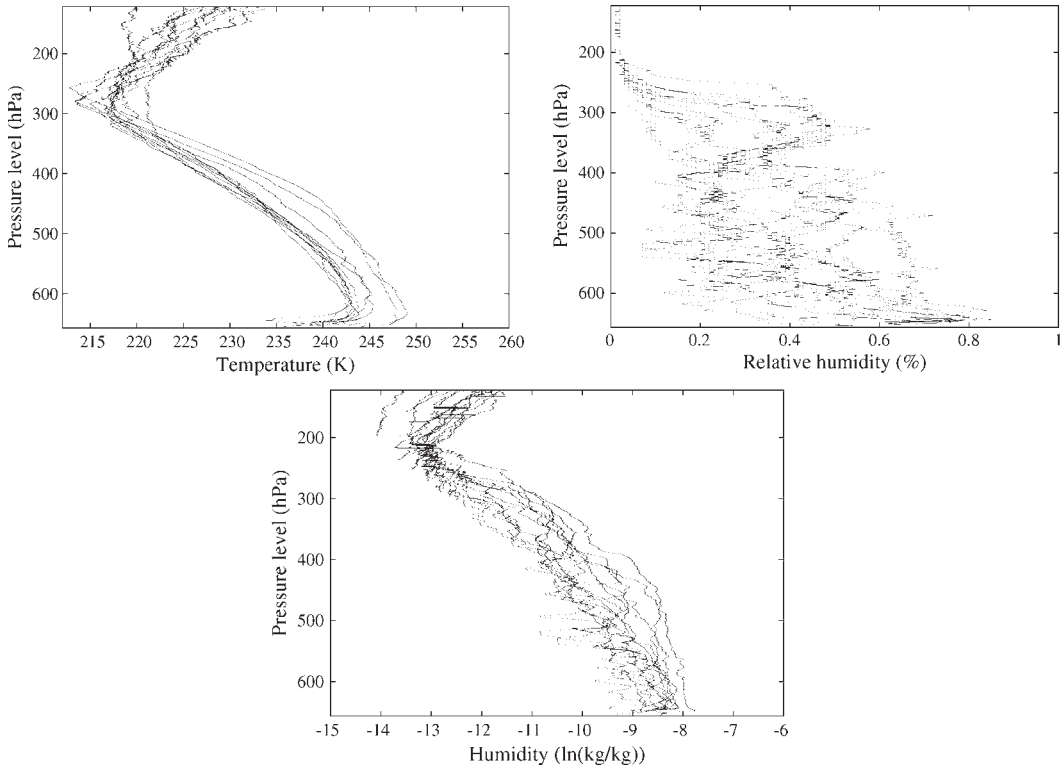


Fig. 1. Radio sounding profiles at Concordia for (top left) temperature, (top right) relative humidity, and (bottom) specific humidity natural logarithm for the 11 clear cases selected for the period of November 20 (0 UTC)–December 12 (0 UTC), 2009. Temperature profiles supplied by radiosondes are completed in the surface by measurements of BSRN.

reduced when using more realistic CO_2 values, and the impact on the analysis quality and forecast scores is mostly neutral.

A realistic climatological ozone profile is used. In this profile, the ozone concentration is smaller than 0.5 ppmv between the surface and 100 hPa and varies between 0.5 and 6 ppmv from 100 to 0.1 hPa. The 170 channels selected in this study are not in the ozone absorption waveband, and they are not very sensitive to ozone.

C. In Situ Observations for Validation

To validate retrievals, *in situ* data are used. Radio soundings measure the vertical profiles of the atmosphere. The radiosonde data also provide a means to directly validate retrievals of temperature and humidity made from the IASI infrared radiances. Other *in situ* measurements come from the Baseline Surface Radiation Network (BSRN), initiated by the World Climate Research Programme. This network aims at providing validation material for satellite radiometry and climate models [21]. BSRN data measure the surface radiation. The skin temperature can be deduced from the observed upward and downward long-wave radiation that is measured by BSRN, according to Planck's law [22]. BSRN data also provide information about cloudy conditions as the high variations of the long-wave downward irradiance depend on the formation or dissipation of clouds. Fig. 1 shows the radio sounding profiles, completed with surface BSRN data, for temperature and the radio sounding profiles for humidity for the cases considered clear in the study. They reveal that, in Concordia, temperature profiles are relatively homogeneous except near the surface (between 630 and 650 hPa) where the temperature gradient is large. Temperature variations of up to 7 K can be observed from 630 hPa to the surface. Relative humidity profiles present larger fluctuations than do temperature and specific humidity, due to its nonlinear dependence to these two parameters. When computing the specific humidity natural logarithm, humidity profiles show a small quantity of water vapor and exhibit more pronounced vertical structures than temperature profiles.

During the Concordiasi campaign in 2009, the Vaisala radiosondes RS92-SGP with a GPS receiver were used. Vaisala reports that the temperature values are accurate to 0.5 K and that the relative humidity values are accurate to 5%. The relative humidity is probably more uncertain when used in Antarctica because of the long response times of radiosonde humidity sensors at low temperatures. According to Vömel *et al.* [23], the Vaisala RS92 humidity sensor is characterized by a large solar radiation dry bias and a minor temperature-dependent calibration error. They have shown that, for soundings launched at solar zenith angles between 10° and 30°, the average dry bias is on the order of 9% at the surface and increases to 50% at 15 km. The dry bias is a function of pressure and is expected to be more significant in tropical than in polar regions, because the tropopause is significantly higher in the tropics, thereby limiting the vertical range in which radiosonde relative humidity data should be considered. Moreover, the observation error standard deviations of radiosondes for temperature at Concordia vary from 0.98 to 1.2 according to altitude. They are smaller than 1 K between the surface and 300 hPa and

larger than 1 K above 300 hPa. Thus, we can mainly trust the radiosondes in the troposphere.

Other information about surface parameters and cloudy conditions was collected by Olivier Traullé (Météo-France/Centre National de Recherches Météorologiques-Groupe d'études de l'Atmosphère Météorologique) during his stay at Concordia in November and December 2009. He measured skin temperature owing to a penetration sonde and observed meteorological conditions. BSRN data, together with human observations, provide us with estimations of *in situ* surface temperatures and cloudy conditions.

D. Available Data

The retrievals are realized for the period from November 20 to December 12, 2009. The background profiles are extracted from ARPEGE. The geometry of ARPEGE was modified in order to study polar assimilation. In this stretched model, the center was moved from France to Concordia, leading to a horizontal resolution of 16 km around Concordia and with 60 vertical levels from the surface up to 0.05 hPa, the top of the model [9]. The background profiles are more accurate with this new geometry than with the operational geometry centered in France. The increased resolution over Antarctica improves the representation of steep orography. Moreover, Bouchard *et al.* [9] have shown that the stretched model centered over Concordia permits the increase of the number of data assimilated in the model for Antarctica and the decrease of the rms of the difference between radio sounding and background for the temperature for all altitudes over the area of interest, in comparison with the initial geometry. The surface and the skin temperatures used in the retrievals are the ones supplied by the background profiles. Moreover, past ECMWF studies showed improvements in polar atmospheric analyses in general [24] due to the increase in the number of used observations and the good data coverage over the polar regions (satellite data and radiosondes). Owing to more extensive use of polar-orbiting-satellite data, the magnitude of analysis increments has been reduced, which reflects improvements of both model and data assimilation. Thus, analyses and short-range forecast errors were very significantly reduced between 2001 and 2006. As both the ARPEGE and the ECMWF models have a lot in common, ARPEGE also benefited from these improvements.

Usually, radio soundings are launched at 12 UTC from Concordia, but during the field campaign additional radiosondes were launched at 0 UTC when the MetOp satellite was over Concordia. Thus, data from radio soundings launched at 0 UTC are used, and background profiles are supplied for the same hour. Retrieved profiles will be compared with radiosonde data as in the work of Gettelman *et al.* [25], in which one of the aims was to validate relative humidity measurements over Concordia from the Atmospheric Infrared Sounder (AIRS). Moreover, it was shown that it is possible to reproduce quite accurately IASI measurements with adequate radiosonde measurements and radiative-transfer models [26]. A good-quality reference data set infers that sonde measurements should have an extremely low bias and a high accuracy of relative humidity. In this study, radio soundings are taken as a reference, but it should be noted that they can induce additional errors in the final results.

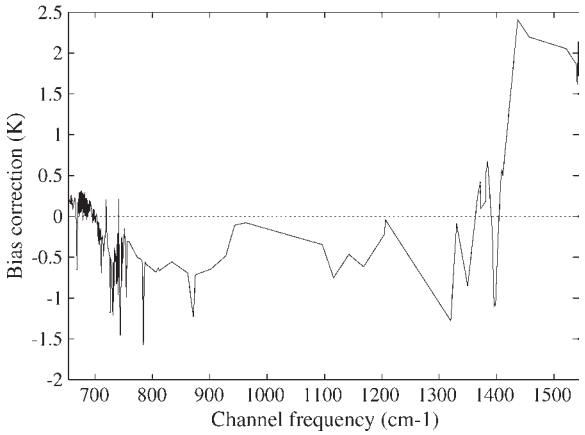


Fig. 2. Bias correction applied to each channel in average over the cases studied in this paper.

Space and time colocation criteria allow us to select IASI data nearest to the radio sounding time and closest to Concordia. For the considered period, IASI pixels are, on average, 37 km away from Concordia, and there is a time lapse of 25 min with the radio sounding launching time. In 2009, 11 cases were considered clear according to human observations and BSRN data. Only these clear cases are presented in this study.

III. 1D-Var Experiments

A. Setup and Optimization

The study investigates the clear cases for the period November to December 2009. IASI can provide observations from 8461 channels, but observations from only 170 channels are used in this study [9]. The selection of channels is based not only on statistics of the difference between observations (brightness temperatures) and background but also on the shape of the weighting functions. Channels are chosen when the rms of the difference between observations and guess is small, with a low bias and a low standard deviation. Spectral channels sensitive to constituents that exhibit strong but unknown spatiotemporal variability are avoided, as it is the case for carbon monoxide, methane and ozone (the selected channels are only chosen in the atmospheric windows, in the CO_2 and H_2O absorption wavebands). These channels are relatively free of interferences of trace gases. Moreover, IASI data are bias corrected, and our varBC accounts for most of the errors related to the observation operator. The emissivity over land is fixed at the value of 0.98 for all wavenumbers. The surface emissivity is relatively constant in Antarctica according to existing emissivity atlas, as the global infrared land surface emissivity database developed by Seeman *et al.* [27]. In order to improve retrievals, several 1D-Var input parameters had to be optimized. IASI data were bias corrected owing to an adaptive bias correction for satellite radiances. The varBC scheme is calculated in ARPEGE and reduces biases between satellite observations and their model equivalent using geometric and flow-dependent predictors to remove systematic errors in satellite radiance data [28], [29]. Three types of predictors are used for IASI: a global offset applied to each channel, a scan angle correction based on the nadir-viewing angle, and an air-mass correction (based

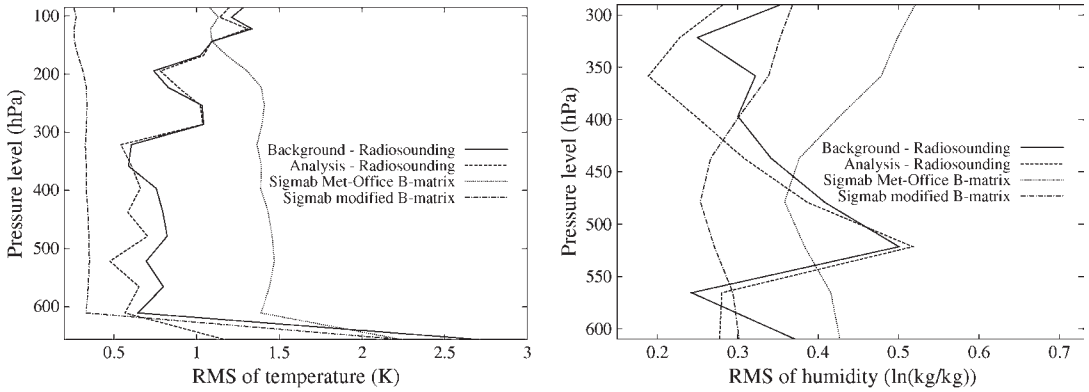


Fig. 3. RMS errors with respect to radio soundings for (first panel) temperature and (second panel) specific humidity natural logarithm for (solid line) background profiles and (dashed line) retrieved profiles for clear cases in November and December 2009. The modified B-matrix is used. Background error standard deviations are represented for the (dotted line) Met Office B-matrix and the (dashed–dotted line) B-matrix after modifications. For temperature, surface rms errors are calculated from BSRN data.

on the thicknesses of the four atmospheric layers of 1000–300, 200–50, 10–2, and 50–5 hPa). Other predictors are additionally used for other instruments (surface wind speed, total column of water vapor, and surface temperature). In the global model ARPEGE, this varBC is refined at each analysis time, using coefficients computed during the previous assimilation as a first guess. Fig. 2 shows the bias correction of IASI data. This bias correction is globally negative between -1.5 K and 0.5 K for channels between 654 and 1410 cm^{-1} but is positive for stratospheric temperature channels and larger than 1.5 K for water vapor channels between 1436 and 1542 cm^{-1}. As the bias correction is only supposed to remove the observation component of the bias, it cannot be expected to be zero.

The B-matrix used as a reference in this study was supplied by the 1D-Var package of the Met Office. This matrix is commonly used in the data assimilation community and was found to produce better retrievals than the ARPEGE B-matrix (not shown), even if background fields from ARPEGE are used in this study. The Met Office B-matrix has the following characteristics: The errors for upper-air temperature and humidity are assumed to be uncorrelated with each other, and the other correlations are specified, including errors between upper-air fields and surface variables. The observation error covariance matrix $\mathbf{R}$ is the operational R-matrix of ARPEGE. This matrix is diagonal, and observation error standard deviations are constant for each subset of channels (0.9 K for surface channels, 0.45 K for channels sounding the tropospheric temperature, 0.45 K and 0.55 K for channels sounding the stratospheric temperature, and 3.6 K for water vapor channels). This matrix is applied globally to IASI radiances and will be assumed to be valid over Antarctica.

In this study, only the variance errors of the B-matrix are adjusted in order to improve analyses, considering observation variance errors as fixed. Fig. 3 shows that the variance errors of the B-matrix are overestimated. Indeed, the standard deviation of background errors σ_b, that is to say, the estimated accuracy of background temperature and humidity, is too large compared to the rms of the differences between background and radio soundings. It is possible to find a pair of coefficients dividing the B-matrix covariances on temperature and humidity that provides better retrievals. In order to determine these coefficients, the degree of freedom for signal (DFS) is computed. The DFS characterizes how the assimilation system uses the observations to pull the signal from the background [15]. Its value is given by

$$DFS = \mathrm{Tr}(\mathbf{I} - \mathbf{A}\mathbf{B}^{-1}) \tag{4}$$

where $\mathbf{A}$ is the retrieval error covariance matrix and $\mathbf{I}$ is the identity matrix. $\mathbf{A}$ is defined by $\mathbf{A} = \mathbf{B} - \mathbf{B}\mathbf{H}^{\mathrm{T}}(\mathbf{H}\mathbf{B}\mathbf{H}^{\mathrm{T}} + \mathbf{R})^{-1}\mathbf{H}\mathbf{B}$, where $\mathbf{H}$, $\mathbf{B}$, and $\mathbf{R}$ are the matrices defined previously.

The pair of coefficients dividing the B-matrix covariances and maximizing the DFS gives more accurate analyses in comparison with radio soundings. Fig. 4 shows the DFS isolines computed for several pairs of coefficients dividing temperature and humidity covariances. Each DFS value in Fig. 4 corresponds to the sum of the DFS computed for temperature and the DFS computed for humidity. Only isolines where DFS is higher than 3.6 are plotted. The maximal DFS is obtained when the temperature covariances are divided by 17.5 and the humidity natural logarithm covariances are divided by 2, with DFS values equal to 1.96 for temperature and 2.03 for humidity. In Fig. 3, the background error standard deviations are plotted for the original B-matrix from the Met Office and the modified B-matrix. On average, these standard deviations decrease when using the modified B-matrix, with values ranging from 1.32 K to 0.32 K for temperature and from 0.43 to 0.31 ln(kg/kg) for specific humidity. The modification of the B-matrix corresponds to a translation of the background error standard deviations (Fig. 3). The modified B-matrix does not permit the background error standard deviations to follow exactly the vertical profile of the rms of the difference between background and radiosonde. However, this matrix is, overall, satisfactory as the background errors are appropriately found to be slightly smaller than these rms values. The standard deviations of background errors seem to be well estimated as regards to the surface parameters (surface and skin temperatures) when compared to measurements, and consequently, their values are unchanged. The following analyses are obtained using this modified B-matrix, and the results in terms of rms are presented in the following. We can notice that the optimization

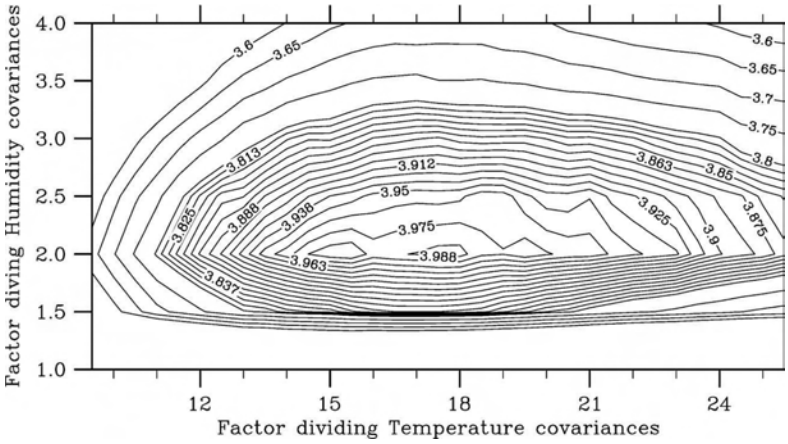


Fig. 4. DFS isolines depending on coefficients dividing temperature and humidity covariances when using the Met Office B-matrix and the operational R-matrix of ARPEGE. Only isolines where DFS is higher than 3.6 are plotted. DFS is computed for each couple of multiplying factors $(10 + n \times 0.5; 1 + m \times 0.5)$ $\forall (n, m) \in [0, 31] \times [0, 6]$.

of the background error covariances significantly improves the analyses. The DFS calculation permits determining the pair of coefficients for which the B-matrix provides the best results in terms of rms. The background error covariances are better estimated, and so, the analyses better fit the radiosondes. The mean rms of the difference between analyses and radiosondes is improved by 0.2 K for temperature with the optimized B-matrix in comparison with the initial B-matrix of the Met Office. The improvement is only 0.04 ln(kg/kg) for water vapor.

B. Results

Fig. 3 shows the rms of the differences between background and radio soundings and between analysis and radio sounding with respect to pressure. Retrieval errors for temperature and humidity are globally smaller than background errors. For temperature, the surface rms errors are calculated from BSRN data. There are no available surface data for specific humidity. On average, for temperature, the rms error decreases by 0.14 K between 650 and 100 hPa after the analysis, with a decrease of 0.25 K between the surface and 290 hPa and a decrease of 0.009 K between 290 and 80 hPa. For specific humidity, between the surface and 520 hPa, the rms of the difference between analysis and radio sounding is almost equal, on average, to the rms of the difference between background and radio sounding. The rms errors after the analysis decrease by 0.06 ln(kg/kg) on average between 520 and 300 hPa. It is important to notice that radio soundings are used as a reference but are not absolutely reliable because of measurement errors. Some of the error between radiosondes and background or IASI retrievals can be attributed to biases in the radiosonde measurements as mentioned in Section II-C. However, other errors can arise from the representivity error due to mismatch between the orography described by the model and the actual orography (as seen by IASI). This error is small because the Concordia station is on a wide plateau and the size of the nadir IASI observation spot is 12 km and around 100 km on the edges. Moreover, only the closest IASI pixel from the ARPEGE grid point near Concordia is used and not an average of several pixels.

In terms of brightness temperatures, the rms of the differences between IASI observations and brightness temperatures from the 1D-Var retrievals is significantly reduced compared to the rms of the differences between IASI observations and brightness temperatures calculated from the background profile (Fig. 5). Moreover, Fig. 5 shows that the observation error standard deviations of the R-matrix are well estimated compared to the rms of the differences between IASI observations and retrievals. They seem to be underestimated in the window channel (from 773 to 1204 cm^{-1}), but the errors come mainly from the background in this waveband, due to a poor specification of skin temperature.

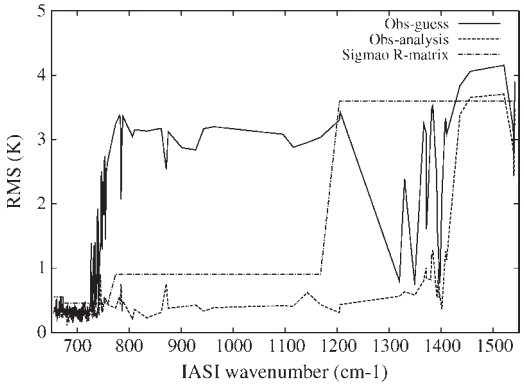


Fig. 5. RMS errors for brightness temperature (solid line) before and (dashed line) after analysis compared with IASI observations depending on the IASI wavenumber. Observation error standard deviations are represented for the (dashed–dotted line) operational R-matrix of ARPEGE.

In the study of Gettelman *et al.* [25], AIRS retrievals of humidity and temperature were compared to radiosondes launched over Concordia in December 2003 and January 2004. These radiosonde measurements have been corrected for most known biases. Satellite data for temperature are of a very high fidelity to the mean differences between AIRS and the radio soundings (less than 1 K at all levels, with AIRS colder than the radiosonde). Humidity is highly biased relative to radiosonde observations. AIRS specific humidity differs from 10% or less from radio soundings near the surface up to 500 hPa but from 50% or more just below the tropopause (300–400 hPa). Thus, there is an upper tropospheric moist bias in the AIRS retrievals

relative to the corrected radiosonde profiles. In this study, results with IASI sounders are very similar. The bias between the IASI-retrieved temperature and radiosonde temperature is less than 1 K at all levels (except for the surface because of a wrong estimate of the background skin temperature), and IASI is globally colder than the radiosondes. The bias between specific humidity retrievals and radiosondes is 15% or less near the surface up to 550 hPa and is 15% or more between 300 and 500 hPa. Thus, the two sounders give very similar results even if the measurement campaigns did not occur during the same Austral spring.

Jacobians are the derivatives of the brightness temperatures with respect to atmospheric parameters at different levels of the radiative-transfer model. Temperature and humidity Jacobians are calculated with the 1D-Var scheme and give information about the sensitivity of IASI channels to atmospheric parameters. The shape of these Jacobians can explain the characteristics of the retrieved profiles. Fig. 6 shows the Jacobians of temperature (respectively humidity) for the 170 assimilated channels. The aspect of the curves representing temperature (humidity) Jacobians has minima around 380 and 200 hPa (a minimum around 530 hPa) which is in agreement with the altitudes at which the rms is reduced during the 1D-Var process (Fig. 3). Jacobians for skin temperature [Fig. 6(c)] show a high sensitivity to surface wavebands and also to water vapor wavebands.

C. Discussion About Skin Temperature Retrievals

The improvement in terms of skin temperature is particularly striking. Fig. 7 shows a better fit of skin temperature retrievals to *in situ* observations (manual measurements and BSRN data) compared with background skin temperature. During the months of November and December 2009, the rms errors between *in situ* measurements and retrievals are 1.18 K for BSRN data and 1.07 K for human observations, whereas the rms scores between *in situ* measurements and background skin temperature are 2.71 K for BSRN data and 3.11 K for manual measurements.

D. Results for a Second Period: January 2010

Retrievals have also been computed for the period of January 2010 with the same $\mathbf{R}$ and $\mathbf{B}$ matrices. Background and radio sounding data are supplied at 12 UTC. According to BSRN data, seven cases have clear-sky conditions. As previously, space and time colocation criteria permit selecting IASI data. For the 2010 period, IASI pixels are further away than those for the previous 2009 period. They are, on average, 71 km away from Concordia, and there is a time lapse of 1 h 39 min with the radio sounding launching time. Calbet *et al.* [26] showed that the spatial colocation is not very important to the radiance matching but that temporal colocation is essential. Because of the time lag between IASI data and radio soundings, retrieved profiles do not strictly fit the radiosondes. However, skin temperature retrievals still fit significantly the BSRN skin temperature compared with the background skin temperature (Fig. 7). The rms score between background skin temperature and BSRN data is equal to 5.87 K versus 1.70 K after analyses.

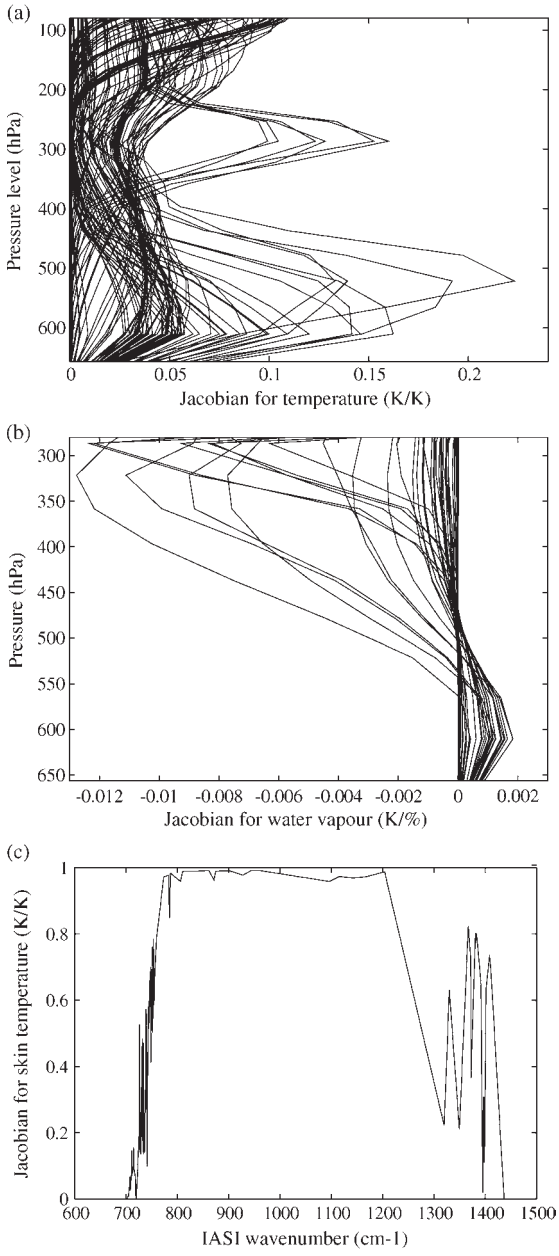


Fig. 6. (a) Temperature and (b) water vapor Jacobians of the 170 selected IASI channels at different levels of the RTTOV radiative-transfer model. The Jacobian for skin temperature, as a function of IASI wavenumber, is shown in panel (c).

E. Impact of Background Skin Temperature on Retrievals

Previous studies revealed that an accurate skin temperature could improve retrievals (e.g., [6]). To have a better background skin temperature, the method presented by Karbou *et al.* [30] is used here. During the first analysis, IASI surface channel 1194 (943.25 cm^{-1}) is selected and supplies a skin temperature that is used as a guess during another retrieval process (it replaces the background skin temperature). This channel 1194 is assimilated in the 1D-Var process. However, the use of a skin temperature retrieved from IASI instead of values taken from ARPEGE background states has no major impact on the retrieved profiles

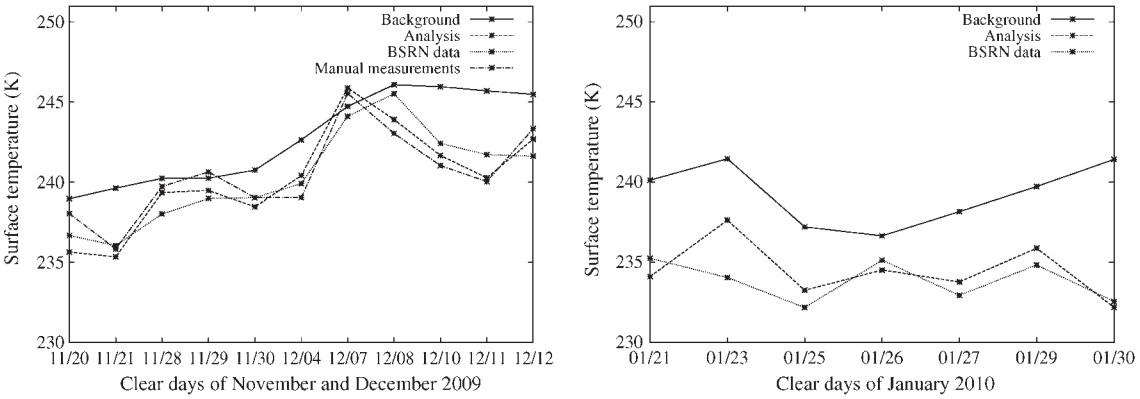


Fig. 7. Surface temperature for clear cases in (first panel) November and December 2009 and in (second panel) January 2010 for (solid line) background and (dashed line) analyses and compared with *in situ* measurements: (Dotted line) BSRN data for the two periods and (dashed–dotted line) manual measurements for November and December 2009.

in this study. The DFS for temperature drops from 1.96 with background skin temperature to 1.79 with IASI-retrieved skin temperature, which indicates that the IASI assimilated channels contain a lot of information about skin temperature, which is consistent with Fig. 6(c). For both skin temperatures, the retrieved profiles of specific humidity are very similar, and the DFS is equal to 2.08 with background skin temperature and to 2.03 with IASI-retrieved skin temperature.

F. Modification of Background Error Standard Deviations for Stratospheric Temperatures

Fig. 3 shows that the background error standard deviations are badly estimated for stratospheric temperatures. These standard deviations do not follow the shape of the curve of the rms of the differences between background and radiosonde between 80 and 320 hPa. Thus, the Met Office B-matrix was modified to better follow the vertical shape of these rms values, as shown in Fig. 8 (second panel). This new matrix is called B'. Background error standard deviations of the B-matrix are not modified for tropospheric temperatures, humidity, and surface parameters. When modifying the upper atmospheric temperatures in the background error covariance matrix, the off-diagonal elements of the B-matrix are modified to take the new background error standard deviations into account. The correlation matrix is not modified. As before, the covariance errors of the B'-matrix are overestimated compared to the rms of the differences between background and radio soundings. It is possible to find a pair of coefficients, determined by the maximization of the calculated DFS, which can be used to divide the covariances of temperature and humidity for the B'-matrix. Fig. 8 (first panel) shows the DFS isolines computed for several pairs of coefficients dividing temperature and humidity covariances. The pair of coefficients for which the DFS value is maximal provides the best retrieval. Each DFS value in Fig. 8 corresponds to the sum of the DFS computed for temperature and the DFS computed for humidity. As for the use of the Met Office B-matrix, the maximal DFS is obtained when the temperature covariances are divided by 17.5 and the humidity natural logarithm covariances are divided by 2, with DFS values equal to 2.49 for temperature and 2.06 for humidity. In Fig. 8 (second panel), the background error standard deviations are plotted for the original B'-matrix and the modified B'-matrix. On average, these standard deviations decrease when using the modified B'-matrix, with values ranging from 1.91 K to 0.46 K for temperature (no modification for specific humidity). As before, the background error standard deviations for surface parameters (surface and skin temperatures) are unchanged.

Fig. 8 (second panel) shows the rms of the differences between background and radio soundings and between analysis and radio sounding with respect to pressure. On average, for temperature, the rms error decreases by 0.16 K between 650 and 100 hPa after the analysis, with a decrease of 0.24 K between the surface and 290 hPa (against 0.25 K for the modified B-matrix) and a decrease of 0.073 K between 290 and 80 hPa (against 0.009 K for the modified B-matrix). Thus, the use of the modified B'-matrix provides more accurate retrievals for stratospheric temperatures and retrievals of similar accuracy for tropospheric temperatures, compared with the results obtained with the modified B-matrix. On average, the modified B'-matrix permits decreasing the rms of the differences between analysis and radio sounding by 0.03 K compared with the modified B-matrix. For the two matrices, the results for specific humidity are very similar.

IV. Conclusion

The IASI sounder has a large potential for the observation of meteorological conditions over Antarctica. It supplies data at this location lacking in *in situ* measurements. The analysis of IASI radiances at Concordia has permitted to better estimate the temperature and the specific humidity at Concordia in comparison with the additional radio soundings launched during autumn 2009 (Austral spring). It was found that, because the standard background error variances were badly specified for stratospheric temperatures, the B-matrix had to be modified to better follow the vertical shape of the rms of the differences between background and radiosonde between 80 and 320 hPa. Subsequently, an optimization of the background error covariances was undertaken by maximizing the DFS in the temperature and humidity profiles. The improvement due to the background error modification was measured quantitatively by improvement in the analyses fit to collocated radiosonde data.

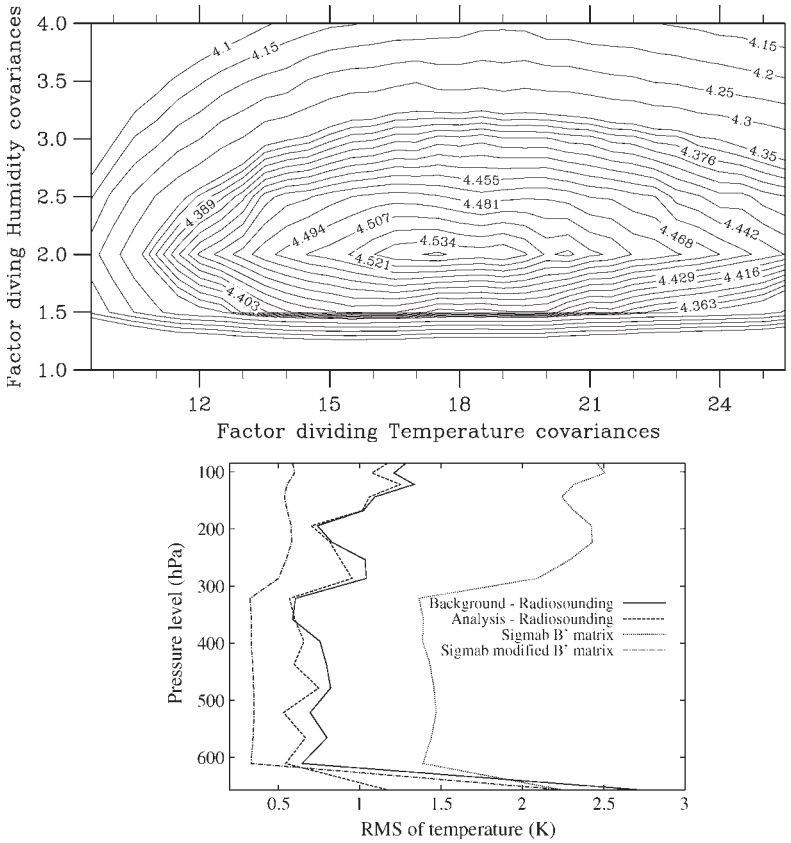


Fig. 8. (First panel) DFS isolines depending on the coefficients dividing temperature and humidity covariances when using the operational R-matrix of ARPEGE and the B'-matrix, which is the B-matrix for which the background error standard deviations have been modified for stratospheric temperature to better fit the vertical profile of the rms of the difference between background and radiosonde. Only isolines where DFS is higher than 4.1 are plotted. The figure on the second panel shows the rms errors for temperature retrievals compared with radio soundings for clear cases of November and December 2009, when using this new matrix B', divided by the coefficients permitting to have the better DFS. The background error standard deviations are represented for the B'-matrix and the B'-matrix after division of its covariances.

This configuration of the B-matrix provided the best possible retrievals. Analysis–radio-sounding rms errors significantly decreased compared with background–radio-sounding rms errors. IASI was also found to be very informative for surface conditions. Retrieved skin temperatures reproduced measured surface data (BSRN and manual measurements) with good fidelity with an rms error around 1.2 K. However, only 11 cases with clear-sky conditions were assimilated. Clouds have an important radiative impact on infrared radiances, and a difficulty in the detection of clouds comes from the use of a wrong surface model and a wrong skin temperature. The Advanced Very High Resolution Radiometer is a radiation-detection imager that can be used to determine both cloud cover and surface temperature. Therefore, it can inform about the cloudiness in IASI pixels which could help detect clouds with more accuracy. An improvement of snow model, which would improve the surface temperature, is another challenge to have a better system.

In order to further validate IASI data over the whole southern polar region, 19 high-altitude balloons able to drop sondes were launched in Austral spring 2010. These 640 dropsondes record the vertical profile of the atmosphere in points that are inaccessible by other means. Thus, this Concordiasi field experiment provided additional validation data that will improve the use of polar-orbiting-satellite data over the whole Antarctic continent and, in particular, the use of IASI radiances.

ACKNOWLEDGMENT

This study was realized owing to the Concordiasi project. Concordiasi is an international project, currently supported by the following agencies: Météo-France, the Centre National d'Études Spatiales (CNES), the Centre National de la Recherche Scientifique/Institut National des Sciences de l'Univers (CNRS/INSU), the National Science Foundation (NSF), the National Center for Atmospheric Research (NCAR), the University of Wyoming, Purdue University, the University of Colorado, the Alfred Wegener Institute, the Met Office, and the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). Concordiasi also benefits from logistic or financial support from the operational polar agencies as the Institut polaire français (IPEV), the Programma Nazionale di Ricerche in Antartide (PNRA), the United States Antarctic Program (USAP), and the British Antarctic Survey (BAS) and from Baseline Surface Radiation Network (BSRN) measurements at Concordia. Concordiasi is part of The Observing System Research and Predictability Experiment- International Polar Year (THORPEX-IPY).

The authors would like to thank E. Brun for his advice on the work and, in particular, on the use of radiosonde and surface data. The authors would also like to thank J. Maziejewski for his help in revising the manuscript.

REFERENCES

[1] D. M. Barker, "Southern high-latitude ensemble data assimilation in the Antarctic mesoscale prediction system," *Mon. Wea. Rev.*, vol. 133, no. 12, pp. 3431–3449, Dec. 2005.

[2] T. E. Nordeng, G. Brunet, and J. Caughey, "Improvement of weather forecasts in polar region," *WMO Bull., International Polar Year 2007–2008*, vol. 56, no. 4, pp. 250–256, Oct. 2007.

[3] A. P. McNally, "The use of satellite data in polar regions," in *Proc. ECMWF Semin.*, Reading, U.K., 2007, p. 12.

[4] F. Rabier, E. Brun, A. Doerenbecher, S. Guedj, V. Guidard, F. Karbou, V.-H. Peuch, L. El Amraoui, D. Puech, C. Genthon, G. Picard, M. Town, A. Hertzog, F. Vial, P. Cocquerez, S. A. Cohn, T. Hock, J. Fox, H. Cole, D. Parsons, J. Powers, K. Romberg, J. VanAndel, T. Deshler, J. Mercer, J. S. Haase, L. Avallone, L. Kalnajs, C. R. Mechoso, A. Tangborn, A. Pellegrini, Y. Frenot, J.-N. Thépaut, A. McNally, G. Balsamo, and P. Steinle, "The Concordiasi project in Antarctica," *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 91, no. 1, pp. 69–86, Jan. 2010.

[5] A. P. McNally and P. D. Watts, "A cloud detection algorithm for high spectral resolution infrared sounders," *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. 129, no. 595, pp. 3411–3423, Oct. 2003.

[6] S. J. English, "The importance of accurate skin temperature in assimilating radiances from satellite sounding instruments," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 46, no. 2, pp. 403–408, Feb. 2008.

[7] L. Zhou, M. Goldberg, C. Barnet, C. Zhaohui, W. W. S. Fengying, T. King, L. Xingpin, S. Haibing, and M. Divakarla, "Regression of surface spectral emissivity from hyperspectral instruments," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 46, no. 2, pp. 328–333, Feb. 2008.

[8] D. K. Zhou, A. M. Larar, X. Liu, W. L. Smith, L. L. Strow, P. Yang, P. Schlüssel, and X. Calbet, "Global land surface emissivity retrieved from satellite ultraspectral IR measurements," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 49, no. 4, pp. 1277–1290, Apr. 2011.

[9] A. Bouchard, F. Rabier, V. Guidard, and F. Karbou, "Enhancements of satellite data assimilation over Antarctica," *Mon. Wea. Rev.*, vol. 138, no. 6, pp. 2149–2173, Jun. 2010.

[10] A. Collard and A. McNally, "The assimilation of Infrared Atmospheric Sounding Interferometer radiances at ECMWF," *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. 135, no. 641, pp. 1044–1058, Apr. 2009.

[11] V. Guidard, N. Fourrié, P. Brousseau, and F. Rabier, "Impact of IASI assimilation at global and convective scales and challenges for the assimilation of cloudy scenes," *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. 137, pp. 1975–1987, 2001.

[12] N. Fourrié and F. Rabier, "Clouds characteristics and channel selection for IASI radiances in meteorologically sensitive areas," *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. 130, no. 600, pp. 1839–1856, Jul. 2004.

[13] P. Courtier, C. Freydier, J. F. Geleyn, F. Rabier, and M. Rochas, "The ARPEGE project at Météo-France," in *Proc. ECMWF Workshop Numer. Methods Atmos. Modelling*, Reading, U.K., 1991, vol. 2, pp. 193–231.

[14] A. Collard, *NWPSAF Met Office ID-Var User Manual, NWPSAF-MO-UD-006*. Bracknell, U.K.: Met Office, 2004.

[15] C. D. Rodgers, *Inverse Methods for Atmospheric Sounding: Theory and Practice*. London, U.K.: World Scientific, 2000.

[16] J. Eyre, "A fast radiative transfer model for satellite sounding systems," Eur. Centre Medium Range Weather Forecast, Reading, U.K., ECMWF Tech. Memo. 176, 1991.

[17] R. W. Saunders, M. Matricardi, and P. Brunel, "An improved fast radiative transfer model for assimilation of satellite radiance observations," *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. 125, no. 556, pp. 1407–1425, Apr. 1999.

[18] R. W. Saunders, P. Rayer, P. Brunel, A. von Engeln, N. Bormann, L. Strow, S. Hannon, S. Heilliette, X. Liu, F. Miskolczi, Y. Han, G. Masiello, J.-L. Moncet, G. Uymin, V. Sherlock, and D. S. Turner, "A comparison of radiative transfer models for simulating Atmospheric Infrared Sounder (AIRS) radiances," *J. Geophys. Res.*, vol. 112, p. 17, 2007.

[19] R. J. Engelen, G. L. Stephens, and A. S. Denning, "The effect of CO_2 variability on the retrieval of atmospheric temperatures," *Geophys. Res. Lett.*, vol. 28, no. 17, pp. 3259–3262, Sep. 2001.

[20] R. J. Engelen and P. T. Bauer, "The use of variable CO_2 in the data assimilation of AIRS and IASI radiances," ECMWF, Reading, U.K., Tech. Memo. 645, 2011.

[21] A. Ohmura, H. Gilgen, H. Hegner, G. Müller, M. Wild, E. G. Dutton, B. Forgan, C. Fröhlich, R. Philipona, A. Heimo, G. König-Langlo, B. McArthur, R. Pinker, C. H. Whitlock, and K. Dehne, "Baseline Surface Radiation Network (BSRN/WCRP): New precision radiometry for climate research," *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 79, no. 10, pp. 2115–2136, Oct. 1998.

[22] E. Brun, D. Six, G. Picard, V. Vionnet, L. Arnaud, E. Bazile, A. Boone, A. Bouchard, C. Genthon, V. Guidard, P. L. Moigne, F. Rabier, and Y. Seity, "Snow atmosphere coupled simulation at Dome C, Antarctica," *J. Glaciol.*, vol. 57, no. 204, pp. 721–736, Sep. 2011.

[23] H. Vömel, H. Selkirk, L. Miloshevich, J. Valverde-Canossa, J. Valdés, E. Kyrö, R. Kivi, W. Stolz, G. Peng, and J. A. Diaz, "Radiation dry bias of the Vaisala RS92 humidity sensor," *J. Atmos. Ocean. Technol.*, vol. 24, no. 6, pp. 953–963, Jun. 2007.

[24] E. Andersson, "Data assimilation in the polar regions," in *Proc. Semin., Polar Meteorology*, Reading, U.K., Sep. 4–8, 2006, pp. 89–101.

[25] A. Gettelman, V. P. Walden, L. M. Miloshevich, W. L. Roth, and B. Halter, "Relative humidity over Antarctica from radiosondes, satellites, and a general circulation model," *J. Geophys. Res.*, vol. 111, p. D09 S13, 2006.

[26] X. Calbet, R. Kivi, S. Tjemkes, F. Montagner, and R. Stuhlmann, "Matching radiative transfer models and radiosonde data from the EPS/MetOp Sodankyl campaign to IASI measurements," *Atmos. Meas. Tech. Discuss.*, vol. 3, pp. 4497–4530, 2010.

[27] S. W. Seeman, E. E. Borbas, R. O. Knuteson, G. R. Stephenson, and H. L. Huang, "Development of a global infrared land surface emissivity database for application to clear sky sounding retrievals from multispectral satellite radiance measurements," *J. Appl. Meteor. Climatol.*, vol. 47, no. 1, pp. 108–123, Jan. 2008.

[28] D. P. Dee, "Variational bias correction of radiances data in the ECMWF system," in *Proc. ECMWF Workshop Assimilation High Spectral Resolution Sounders NWP*, Reading, U.K., 2004, pp. 97–112.

[29] T. Auligné, A. McNally, and D. Dee, "Adaptive bias correction for satellite data in a numerical weather prediction system," *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. 133, no. 624, pp. 631–642, Apr. 2007.

[30] F. Karbou, E. Gérard, and F. Rabier, "Microwave land emissivity and skin temperature for AMSU-A and -B assimilation over land," *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. 132, no. 620, pp. 2333–2355, Oct. 2006.



Anaïs Vincensini received the Dip.Ing. degree in mathematical and mechanical modeling from Bordeaux Polytechnic Institute, Talence, France, in 2009. She has been working toward the Ph.D. degree in the Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM)-Groupe d'études de l'Atmosphère Météorologique (GAME), Météo-France/Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), Toulouse, France, since May 2010.

Her current research activity focuses on the retrievals of clear infrared satellite observations and particularly of Infrared Atmospheric Sounding Interferometer radiances. Her main fields of interest include remote sensing, surface modeling, radiative transfer, and data assimilation.

Aurélie Bouchard received the Ph.D. degree in physics of remote sensing from Université Pierre et Marie Curie, Paris, France, in 2006.

When she joined Météo-France, Toulouse, her field of interest was the impact of observations using analysis method and assimilation method. She studied the impact of satellite (microwave and infrared) assimilated data in meteorological model in the framework of the Concordiasi project. After 3 years of post-doc in Météo-France, she has joined the Office National d'Etudes et de Recherches Aerospatiales (ONERA) where she currently works.



Florence Rabier received the Ph.D. degree in meteorology from Université Pierre et Marie Curie, Paris, France, in 1992.

From 1992 to 1998, she carried out advanced data assimilation work at the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts. She then worked at Météo-France, Toulouse, France, to enhance the assimilation of radiance data within the assimilation system, with focus on the Infrared Atmospheric Sounding Interferometer instrument. Since 2006, she has coordinated the international Concordiasi field experiment over Antarctica. She is currently the Deputy Head of the Numerical Weather Prediction Centre, Météo-France.



Vincent Guidard received the Dip.Ing. degree in meteorology from the National School of Meteorology (ENM), Toulouse, France, in 2002 and the Ph.D. degree in meteorology from Université Toulouse III, Toulouse, in 2007.

He first worked on data fusion for nowcasting purposes and then joined the Numerical Weather Prediction Research Group, Météo-France, Toulouse, in 2006. His main field of interest is the assimilation of satellite data in global and mesoscale models.



Nadia Fourrié received the Ph.D. degree in physical methods for remote sensing from Université Pierre et Marie Curie, Paris, France, in 2000.

Since 2003, she has worked on the assimilation of the Atmospheric Infrared Sounder and the Infrared Atmospheric Sounding Interferometer hyperspectral data for numerical weather prediction models. She is currently with the Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM)-Groupe d'études de l'Atmosphère Météorologique (GAME), Météo-France/Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), Toulouse, France.



Olivier Traullé received the Dip.Ing. degree from the National School of Meteorology (ENM), Toulouse, France.

In 1992, he joined the Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM)-Groupe d'études de l'Atmosphère Météorologique (GAME), Météo-France/Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), Toulouse, working on field campaign data validation, along with instrument development. At the end of 2009, he participated in Concordiasi (measuring surface temperatures, radio sounding, etc., at Dome C), being helpful for the Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE) and his numerous turbulence sensors on a 45-m tower.

6.3 Evaluation des Ts restituées par inversion du modèle de transfert radiatif à Concordia et au Pôle Sud

6.3.1 Contexte de l'étude

Dans le cadre de son stage de master 2 encadré par Eric Brun (CNRM-GAME, Météo-France & CNRS), Natalia Tatarinova a comparé différents produits de Ts sur l'Antarctique dans le but d'évaluer l'amplitude diurne de la Ts de la neige ([Tatarinova et Brun, 2013]). Nous leur avons donc fourni nos restitutions de Ts à partir des radiances IASI (par la méthode décrite dans la partie 4.3). Leur travail a ainsi permis d'évaluer ces restitutions à DomeC et au Pôle Sud pour les trois mois de novembre 2009 à janvier 2010, période durant laquelle s'est déroulée une partie de la campagne Concordiasi. Cette partie présente donc la comparaison de ces restitutions de Ts et des produits MODIS de Ts avec les données in situ fournies par le BSRN (voir chapitre 6 et article de [Vincensini *et al.*, 2012]).

6.3.2 Les données utilisées

Les données de la station BSRN du Pôle Sud ont été fournies par David Longenecker de la NOAA et celles de DomeC par Christian Lanconelli de l'Institut des Sciences Atmosphériques et du Climat (ISAC) du Conseil National de la Recherche (CNR). Comme expliqué par [Brun *et al.*, 2011], la température de surface peut être déduite des rayonnements montant et descendant mesurés par le BSRN d'après la loi de Planck. Pour ce calcul l'émissivité est fixée à 0.98.

Dans les cas des mesures satellites, les données dans un rayon de 50 km autour de DomeC et Pôle Sud sont considérées. Les données MODIS pour les plateformes AQUA et TERRA ont été téléchargées via l'outil d'accès aux données du LP DAAC (Land Processes Distributed Active Archive Center).

La température de surface a été restituée sur la période considérée à partir des radiances IASI pour le canal 756 (833.75 cm^{-1}) et avec une émissivité constante fixée à 0.98. En effet, dans le cas où l'émissivité est constante, j'ai préalablement identifié le canal 756 comme étant le canal fournissant les meilleures restitutions sur le globe en comparaison avec les produits MODIS et les produits IASI L2 de Ts (comme expliqué dans le chapitre 4 section 4.3.3.4). L'imageur AVHRR détectant mal les nuages sur les surfaces enneigées, les Ts sont restituées pour les observations claires et nuageuses. Ne connaissant pas a priori l'état du pixel, on fait donc une hypothèse de ciel clair pour toutes les données IASI pour restituer la Ts. Les Ts fournies par le modèle ARPEGE sont également utilisées pour les comparaisons. De la même

façon, toutes les observations claires et nuageuses sont considérées.

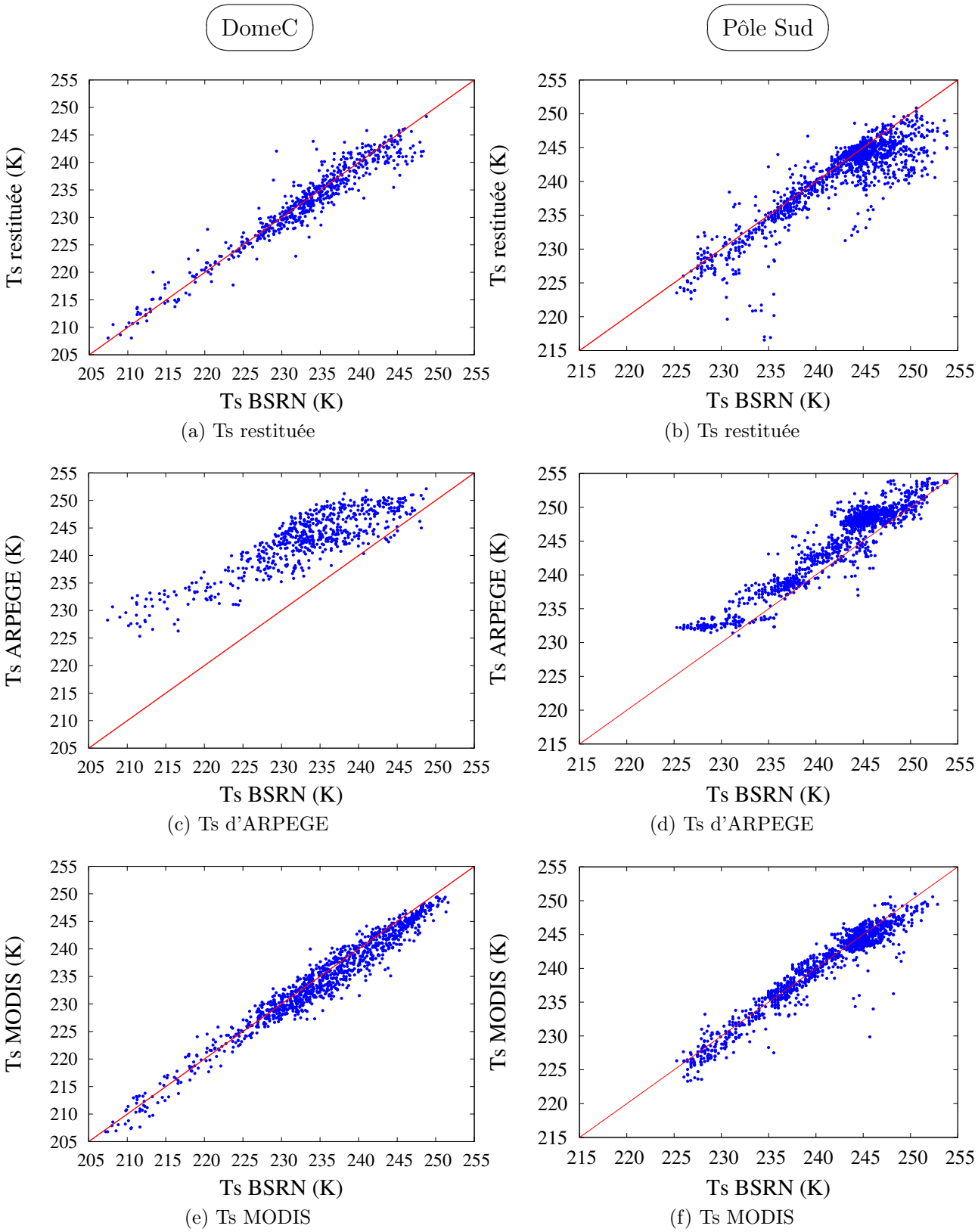
6.3.3 Les résultats de comparaison à DomeC et au Pôle Sud

La figure 6.9 représente les Ts restituées à partir du canal 756 de IASI (en haut), les Ts d'ARPEGE (au centre), les Ts des produits MODIS (en bas) en fonction des Ts du BSRN à DomeC (à gauche) et au Pôle Sud (à droite) pour la période du 1er novembre 2009 au 31 janvier 2010. Dans le tableau 6.1 figurent les coefficients de corrélation entre ces Ts et la Ts du BSRN, les biais, écarts-types et écarts quadratiques moyens (eqm) des différences entre ces Ts, ainsi que le nombre d'observations utilisées pour les comparaisons. La Ts restituée estime bien les données du BSRN à DomeC avec un coefficient de corrélation égal à 0.961. Le biais entre la Ts restituée et les données in situ est faible (-0.45 K) et l'erreur eqm vaut 2.28 K. Au Pôle Sud, le nuage de points est plus dispersé pour les températures les moins froides. Le coefficient de corrélation vaut alors 0.886 et l'eqm est de 3.32 K. La Ts issue du modèle ARPEGE estime moins bien la Ts du BSRN à DomeC où on observe des différences pouvant atteindre 25 K et un eqm de 10.43 K. Le coefficient de corrélation entre la Ts d'ARPEGE et la Ts du BSRN vaut 0.871 à DomeC et 0.946 au Pôle Sud. On constate également que la Ts d'ARPEGE est globalement plus chaude que la Ts du BSRN. La Ts des produits MODIS estime très bien celle du BSRN avec un coefficient de corrélation égal à 0.977 à DomeC et 0.963 au Pôle Sud.

TABLE 6.1 – Biais, écarts-types et écarts quadratiques moyens des différences entre la Ts du BSRN et la Ts restituée à partir du canal 756, la Ts d'ARPEGE, la Ts des produits MODIS pour la période de novembre 2009 à janvier 2010. Les coefficients de corrélation entre ces Ts et la Ts du BSRN ont été calculés. Le nombre d'observations comparées est également indiqué.

		Ts restituée/Ts BSRN	**Ts ARPEGE/Ts BSRN**	**Ts MODIS/Ts BSRN**
DomeC	corrélation	0.961	0.871	0.977
	biais (K)	-0.451	9.562	-0.999
	écart-type (K)	2.232	4.274	1.893
	eqm (K)	2.277	10.434	2.141
	nombre d'obs	610	610	1063
Pôle Sud	corrélation	0.886	0.946	0.963
	biais (K)	-1.679	2.344	-0.388
	écart-type (K)	2.869	1.956	1.632
	eqm (K)	3.324	3.053	1.678
	nombre d'obs	1277	1277	1329

La figure 6.10 représente les Ts du BSRN, des produits MODIS, d'ARPEGE et les Ts restituées à partir de IASI à DomeC pour les mois de novembre 2009, décembre 2009 et janvier 2010, heure par heure. On constate que les données du BSRN décrivent bien le cycle diurne à DomeC. Une cassure dans la courbe des données du BSRN, c'est-à-dire un changement brutal



(a) Ts restituée (b) Ts restituée

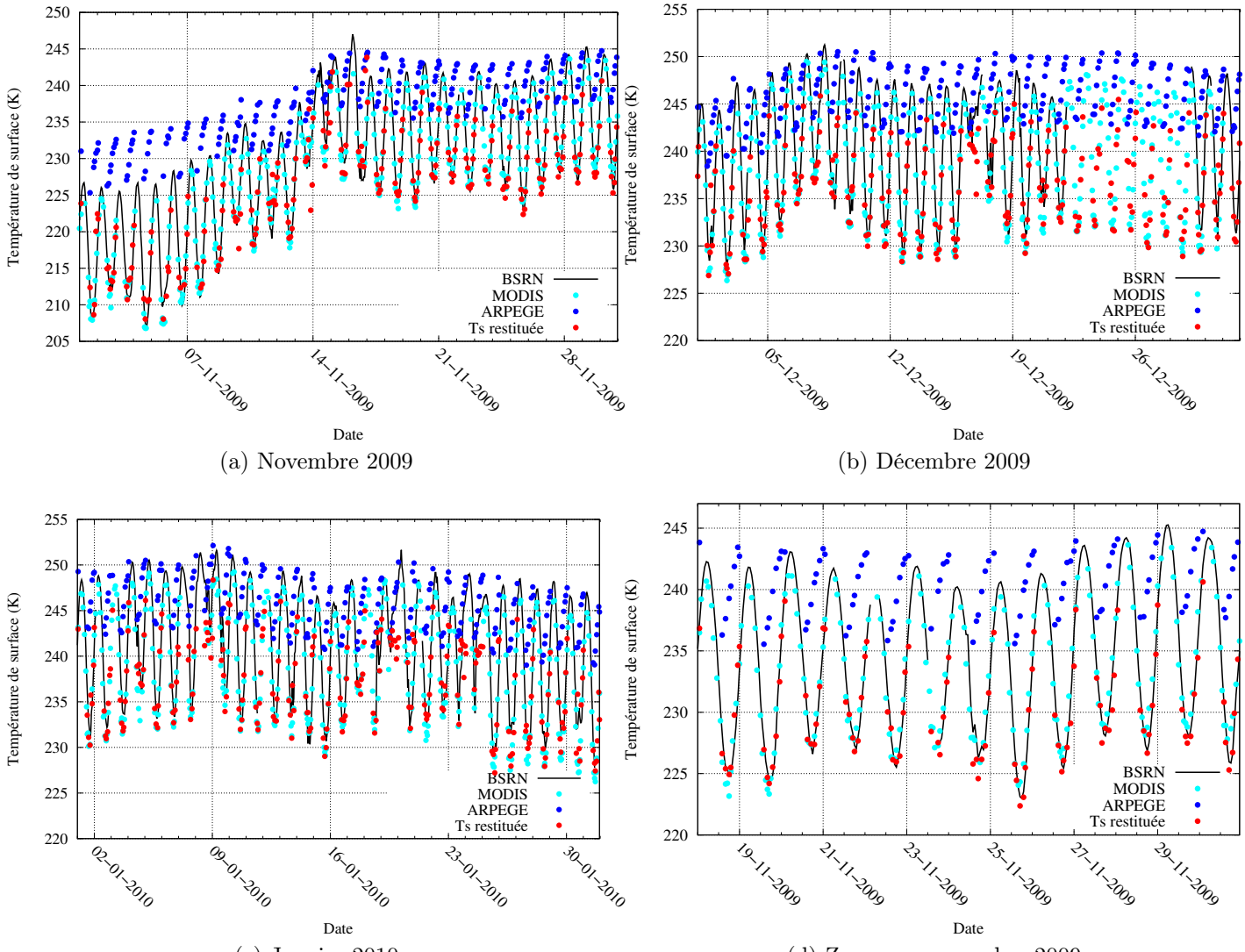
(c) Ts d'ARPEGE (d) Ts d'ARPEGE

(e) Ts MODIS (f) Ts MODIS

FIGURE 6.9 – Nuages de points représentant la Ts restituée à partir du canal 756 de IASI (en haut), la Ts d'ARPEGE (au milieu) et la Ts des produits MODIS (en bas) en fonction de la Ts du BSRN à DomeC (à gauche) et au Pôle Sud (à droite) pour la période de 3 mois de novembre 2009 à janvier 2010.

dans la pente des asymptotes à la courbe, caractérise la présence de nuages. On remarque que, globalement, pour ces trois mois, le modèle ARPEGE surestime la Ts qui peut être jusqu'à 8 K supérieure à la Ts du BSRN et sous-estime l'amplitude diurne. Les Ts restituées à partir des radiances IASI suivent bien la courbe des Ts du BSRN pour les cas clairs de novembre, décembre et janvier. La figure 6.10 (d) est un zoom sur la période du 18 au 30 novembre 2009, période considérée comme claire d'après les variations dans les Ts du BSRN (pas de cassure dans la courbe), sauf le 24 novembre qui peut être considéré comme faiblement nuageux. Sur cette période, la Ts restituée colle bien à la courbe des Ts du BSRN, mais les minima sont parfois légèrement inférieurs à ceux du BSRN. Les produits MODIS de Ts estiment également bien les Ts du BSRN, cependant les minima sont souvent en dessous de ceux de la courbe des données in situ et des Ts restituées. Le mois de janvier semble présenter plus de cas nuageux que les mois de novembre et décembre, les Ts sont alors moins bien estimées, comme c'est le cas par exemple pour les 8, 19 et 31 janvier 2010.

La figure 6.11 représente les Ts du BSRN, des produits MODIS, d'ARPEGE et les Ts restituées à partir de IASI au Pôle Sud pour les mois de novembre 2009, décembre 2009 et janvier 2010, heure par heure. On constate une surestimation (jusqu'à 5 K) des Ts du modèle ARPEGE par comparaison avec les données in situ pour les 3 mois. Les Ts des produits MODIS sont assez fidèles aux Ts du BSRN, on peut cependant observer des différences de 2 ou 3 K entre ces Ts. La détection nuageuse associée aux produits MODIS semble assez efficace, il n'y a pas de valeurs complètement aberrantes dans ces Ts. Les Ts restituées peuvent, quant à elles, être très éloignées des données in situ. En effet, pour la période du 2 au 15 décembre par exemple, les Ts restituées sous-estiment fortement celles du BSRN et on peut observer des différences atteignant 8 K. La figure 6.12 montre le rayonnement descendant, mesuré par le BSRN, pour les 3 périodes considérées. Une forte augmentation de la valeur de ce rayonnement (d'environ 80 à 100 W/m^2) traduit la présence de nuages qui ont un impact sensible sur l'infrarouge ([Brun *et al.*, 2011]). On constate donc que les zones pour lesquelles la Ts restituée est aberrante en comparaison avec les mesures in situ correspondent à des zones nuageuses. C'est le cas pour la période du 2 au 15 décembre (on passe d'un rayonnement de 120 W/m^2 à plus de 200 W/m^2), mais aussi du 1er au 4 et du 9 au 14 novembre et pour une grande partie du mois de janvier. La Ts a été restituée à partir des radiances IASI pour les cas nuageux également car il est difficile d'identifier les cas clairs sur l'Antarctique avec l'imageur AVHRR. La figure 6.11 (d) est un zoom sur l'évolution de la Ts pour la période du 22 au 29 décembre. Cette période semble claire d'après les variations du rayonnement descendant (6.12 (c)). Pour cette période, la Ts restituée est nettement plus proche de la Ts du BSRN en comparaison avec la Ts d'ARPEGE qui est trop chaude d'environ 4 K. Cette Ts restituée à partir du canal 756 ne décrit cependant pas toutes les variations des mesures in situ mais semble tout de même



(a) Novembre 2009

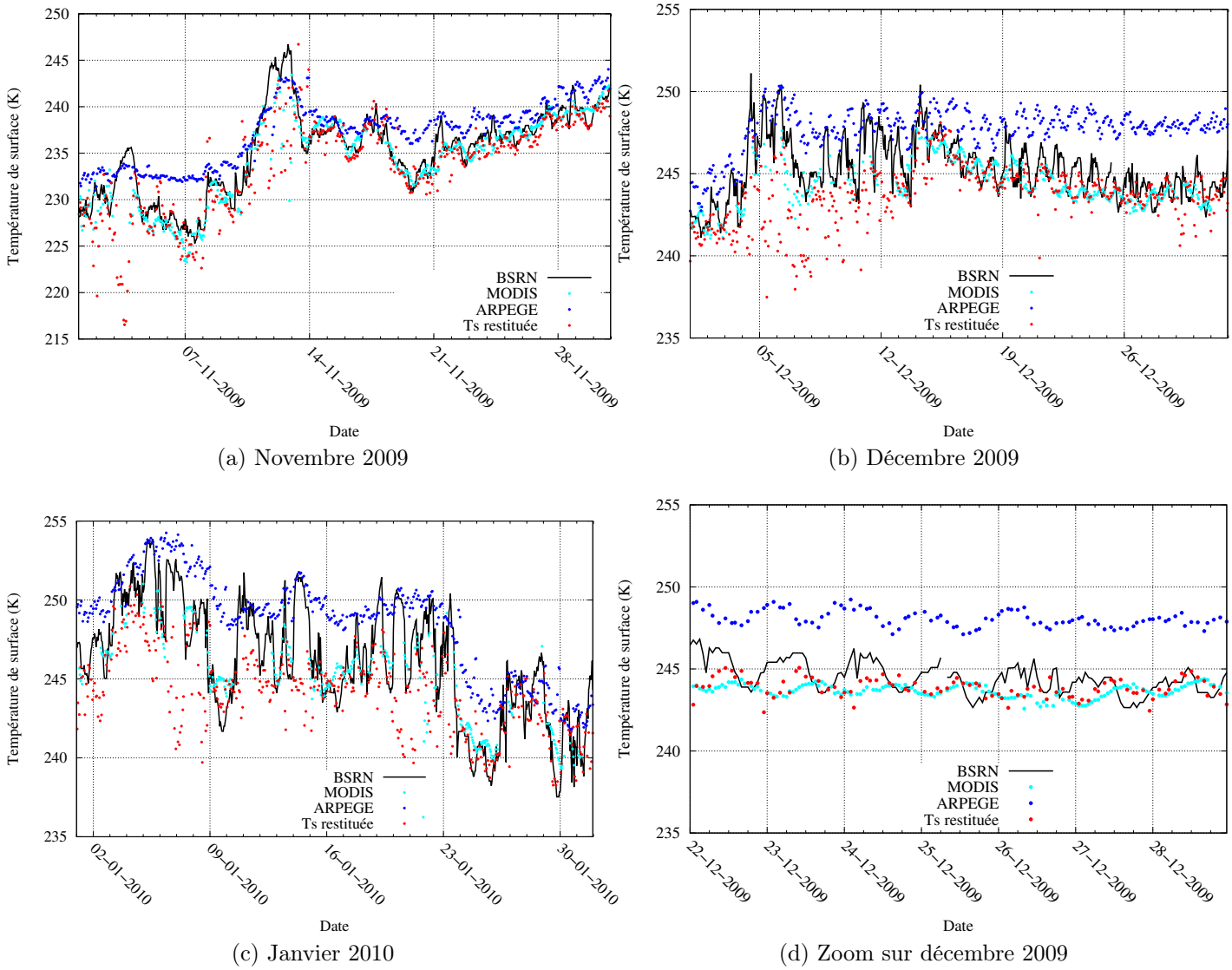
(b) Décembre 2009

(c) Janvier 2010

(d) Zoom sur novembre 2009

FIGURE 6.10 – Évolution de la Ts fournie par le BSRN (ligne noire), de la Ts des produits MODIS (en bleu clair), de la Ts restituée à partir du canal 756 de IASI (en rouge) et de la Ts d'ARPEGE (en bleu foncé) à DomeC pour les mois de novembre 2009 (a), décembre 2009 (b) et janvier 2010 (c). La figure (d) est un zoom sur la période du 18 au 30 novembre 2009.

fournir de meilleures estimations que la Ts des produits MODIS.



(a) Novembre 2009

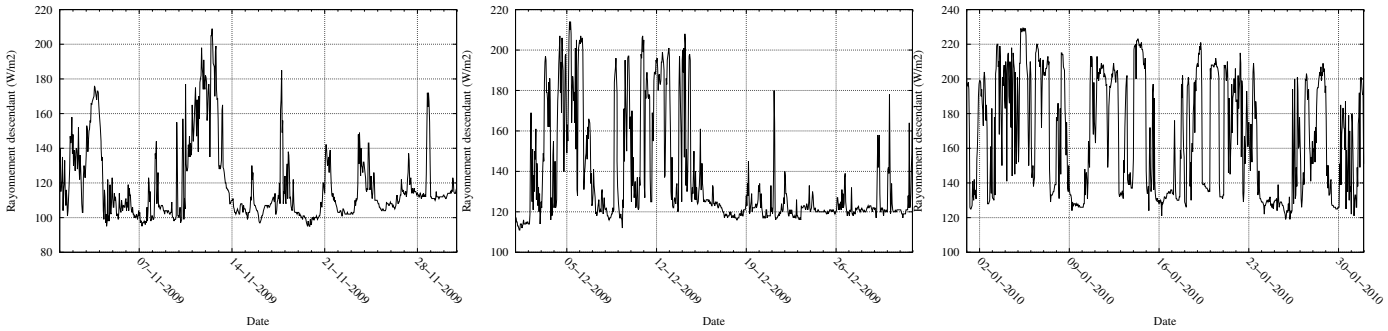
(b) Décembre 2009

(c) Janvier 2010

(d) Zoom sur décembre 2009

FIGURE 6.11 – Évolution de la Ts fournie par le BSRN (ligne noire), de la Ts des produits MODIS (en bleu clair), de la Ts restituée à partir du canal 756 de IASI (en rouge) et de la Ts d'ARPEGE (en bleu foncé) au Pôle Sud pour les mois de novembre 2009 (a), décembre 2009 (b) et janvier 2010 (c). La figure (d) est un zoom sur la période du 22 au 29 décembre 2009.

Natalia Tatarinova a également réalisé des comparaisons avec les produits IASI L2 d'Eumetsat mais très peu de données étaient disponibles à Concordia et au Pôle Sud. Cela peut s'expliquer par une mauvaise détection nuageuse. La caractérisation nuageuse pour les produits IASI L2 repose en partie sur le masque nuageux du radiomètre AVHRR (voir chapitre 4 partie 4.2.2). Or ce dernier détecte difficilement les nuages sur la glace et les surfaces enneigées et a tendance à surestimer le nombre de pixels nuageux. Du fait du faible nombre de données



(a) Novembre 2009 (b) Décembre 2009 (c) Janvier 2009

FIGURE 6.12 – Rayonnement descendant mesuré par le BSRN pour les mois de novembre 2009 (a), décembre 2009 (b) et janvier 2010 (c) au Pôle Sud.

disponibles, les Ts des produits IASI L2 ne sont pas représentées dans les comparaisons.

6.3.4 Résumé des principaux résultats

La comparaison avec les mesures in situ fournies par le BSRN a permis de valider la restitution de Ts à partir du canal 756 de IASI à DomeC et au Pôle Sud pour les cas clairs de novembre 2009 à janvier 2010. À DomeC, la Ts restituée estime particulièrement bien la Ts du BSRN. Au Pôle Sud, les comparaisons sont moins bonnes (ce qui peut s'expliquer par le fait que Pôle Sud se trouve en bord de fauchée) mais améliorent toutefois nettement l'estimation de Ts par rapport à la Ts d'ARPEGE dans des conditions de ciel clair.

6.4 Conclusion

Le sondeur IASI a un fort potentiel pour l'observation des conditions météorologiques en Antarctique. Il fournit des données dans ce lieu qui manque de mesures in situ. Les inversions des données IASI réalisées dans cette partie ont permis d'estimer avec une bonne précision les profils atmosphériques à Concordia. Ces données se sont également avérées être particulièrement efficaces pour retrouver la température de surface à Concordia mais aussi au Pôle Sud.

Les nuages ont un impact radiatif important sur les radiances infrarouges. Une difficulté de la détection des nuages provient de l'utilisation d'un mauvais modèle de surface et d'une mauvaise température de surface. L'imageur AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) est un radiomètre qui peut être utilisé pour déterminer à la fois la couverture nuageuse et la température de surface, même si celui-ci donne des résultats moins sûrs au-dessus de la neige. De plus une amélioration du modèle de neige permettrait d'améliorer la température de surface.

Afin de valider l'utilisation des données IASI sur tout l'Antarctique, 19 ballons stratosphériques capables de lâcher des dropsondes ont été lancés depuis McMurdo au cours du printemps austral 2010. Les 640 dropsondes ont fourni au cours de leur descente vers le sol des observations sur toute la colonne atmosphérique en des points inaccessibles à l'observation par d'autres moyens. La campagne Concordiasi a donc permis de fournir des données de validation supplémentaires qui ont contribué à l'amélioration de l'utilisation des données des satellites à orbite polaire sur tout le continent Antarctique, et en particulier l'utilisation des radiances IASI. En effet, les dropsondes étaient larguées lorsque Metop passait au-dessus des ballons afin de confronter les mesures satellitaires aux mesures in situ. La figure 6.13 représente les trajectoires des 19 ballons strastosphériques et l'ensemble des dropsondes larguées en Antarctique pendant la campagne Concordiasi de 2010. Une grande partie du continent Antarctique et des mers avoisinantes ont été couvertes par ces mesures.

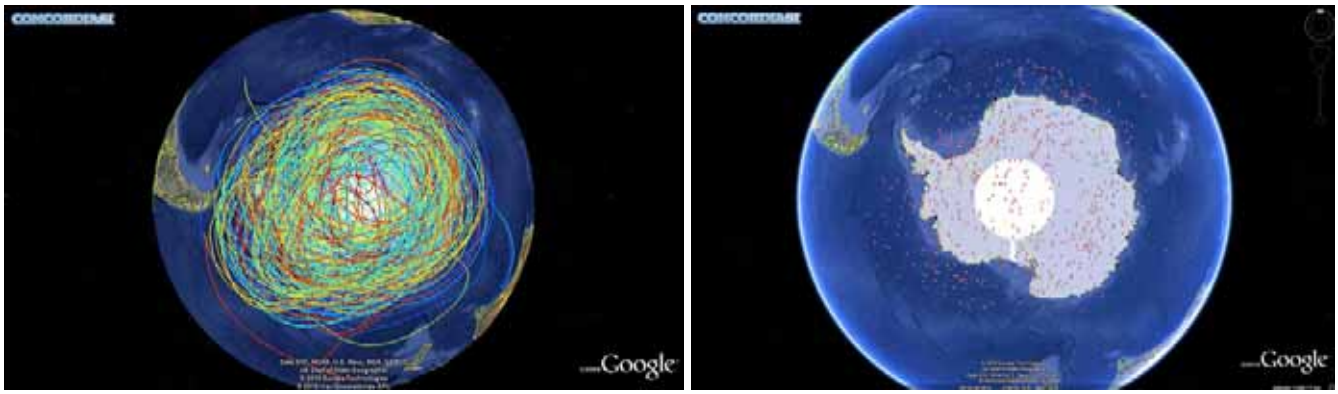


FIGURE 6.13 – Trajectoires des 19 ballons strastosphériques (à gauche) et ensemble des dropsondes larguées en Antarctique (à droite) pendant la campagne Concordiasi 2010.

Chapitre 7

Conclusions et perspectives

Résumé des objectifs et principaux résultats

Les observations satellitaires jouent un rôle essentiel dans les modèles de prévision numérique du temps (PNT). Cependant l'exploitation de ces données au-dessus des continents est encore insuffisante, du fait de l'incertitude sur les paramètres qui caractérisent la surface : l'émissivité et la température de surface (Ts). Bien que ces paramètres soient suffisamment réalistes au-dessus des mers pour permettre l'assimilation des radiances sensibles à la surface, de trop grandes erreurs subsistent sur l'estimation de ces paramètres pour que les observations soient utilisées au-dessus des continents. En fournissant au système une modélisation de surface plus réaliste, [Karbou *et al.*, 2006] et [Guedj *et al.*, 2011] ont montré qu'il était possible de mieux assimiler les observations micro-ondes et infrarouges au-dessus des continents dans les modèles de Météo-France. Mon travail de thèse s'est inspiré de ces travaux pour réaliser une étude approfondie à partir du sondeur infrarouge IASI dans le modèle global de PNT de Météo-France avec un schéma d'assimilation 4D-Var.

Actuellement, pour l'assimilation des données infrarouges dans ARPEGE, l'émissivité est contante et égale à 0.98 et la Ts est issue de l'analyse de surface du modèle ARPEGE. Dans le cas de la gamme spectrale de IASI, l'émissivité de surface connaît d'importantes variations en fonction des types de surface. De plus, la température de surface du modèle ARPEGE est analysée à partir des températures atmosphériques à 2m au-dessus des continents et la qualité de son estimation dépend de la couverture en observations de surface. C'est à cause de ce schéma de surface peu réaliste que les observations sensibles à la surface ne sont pas assimilées. Il existe un grand nombre de méthodes de restitution de l'émissivité et de la Ts. Toutefois, le principal problème dans la restitution de l'un ou de l'autre de ces paramètres est celui de la séparation émissivité-température car le système d'équations est sous-déterminé. Nous avons également mis en évidence la forte corrélation entre les sensibilités de la température de brillance (Tb) observée aux variations de l'une ou de l'autre de ces variables. Ainsi, pour restituer l'un de ces deux paramètres, le second doit être bien connu et non biaisé.

Dans le cadre de cette thèse, nous avons décidé d'utiliser des atlas d'émissivité de surface : l'atlas UWIREMIS développé par l'UW/CIMSS et un atlas construit à partir de produits IASI de niveau 2 d'EUMETSAT. Une fois l'émissivité connue, la Ts a été restituée à

l'aide de la méthode mono-canal par inversion du modèle de transfert radiatif sur le modèle de [Karbou *et al.*, 2006] et [Guedj *et al.*, 2011], pour les cas clairs selon l'imageur AVHRR. L'évaluation de ces Ts restituées a été réalisée par comparaison avec des produits de Ts : les produits IASI de niveau 2 d'EUMETSAT et les produits MODIS de la NASA. On a pu observer une assez bonne concordance entre les Ts restituées et les Ts de ces produits. Contrairement aux instruments AMSU et SEVIRI (qui possèdent peu de canaux et pour lesquels la Ts a été restituée à partir d'un unique canal), plusieurs canaux et combinaisons de canaux IASI (une quarantaine) ont été testées pour effectuer ces restitutions. Le canal 1191 et la combinaison des canaux 1191 et 1271 ont été sélectionnés car ces canaux fournissent les meilleures estimations de Ts par rapport à ces produits.

L'impact sur la simulation des températures de brillances a ensuite été étudié. L'utilisation d'un atlas d'émissivité combiné avec la restitution de Ts à partir des canaux 1191 et 1271 a permis de diminuer les écarts par rapport aux observations et en particulier dans les bandes de surface et sensibles à la surface. La réduction des écarts entre les observations et les températures de brillance simulées contribue à une augmentation du nombre d'observations potentiellement assimilables (de 5 à 20 % d'observations supplémentaires par rapport à la configuration opérationnelle pour les canaux sensibles à la surface), notamment en rendant certains canaux clairs.

Après avoir déterminé la configuration de surface optimale, des expériences d'assimilation ont pu être réalisées dans le modèle global ARPEGE. Les écarts-types d'erreurs d'observations utilisés dans ces expériences sont ceux du modèle ARPEGE mais mériteraient d'être modifiés compte tenu du fait que leur modélisation comporte plus d'incertitude au-dessus des continents.

Une expérience de monitoring a montré qu'en autorisant les observations non assimilées sur terre à intervenir dans la correction de biais VarBC, le nombre d'observations assimilées diminue et les scores de prévision sont dégradés par rapport à la configuration opérationnelle, et cela malgré l'utilisation de paramètres de surface réalistes. La contribution à l'apprentissage de la correction de biais n'a donc pas été activée pour les 314 canaux IASI sur terre.

Nous avons alors réalisé plusieurs expériences d'assimilation utilisant cette configuration sur une période du mois de janvier 2012. Une première expérience a permis d'évaluer l'impact de la prise en compte d'une modélisation de surface réaliste dans la configuration opérationnelle. Bien que le nombre d'observations assimilées augmente significativement pour les canaux sensibles à la surface, les analyses et les prévisions par rapport à la configuration opérationnelle sont peu impactées. Des canaux sensibles à la surface ont ensuite été ajoutés à la sélection de canaux sur terre. Nous avons pu constater que, pour les canaux de surface, un grand nombre d'observations est rejeté. Le relief semble également être un facteur limitant. En se basant sur ces constats, une expérience d'assimilation avec discrimination sur le relief et rejet des canaux de surface (canaux

756 à 1271) a alors été mise en place. Les principales améliorations concernent les prévisions de géopotentiel pour les pressions inférieures à 400 hPa. Les scores de prévisions sont cependant dégradés sur les Tropiques mais également dans la stratosphère pour les pressions inférieures à 30 hPa pour différentes zones du globe. Pour la température, les améliorations sont moins marquées et se situent dans les basses couches et entre 300 et 30 hPa pour différentes zones du globe. Comme pour le géopotentiel, les scores de températures sont dégradés pour les couches au-dessus de 30 hPa. Pour l'humidité, l'impact est globalement neutre, une amélioration est cependant visible en surface sur l'hémisphère sud et les tropiques.

Le dernier chapitre de cette thèse s'inscrit dans le contexte du projet Concordiasi en Antarctique, dans un cadre de surveillance du climat et non de prévision numérique. Il a permis de valider l'utilisation des données IASI à Concordia et notamment pour les inversions de température de surface où l'amélioration est la plus importante. Les Ts restituées à partir de IASI dans cette thèse ont également été évaluées à Concordia et au Pôle Sud par comparaison avec des mesures in-situ. Ces Ts se sont révélées particulièrement précises à Concordia. Ce chapitre a donné lieu à une publication :

Vincensini A., A. Bouchard, F. Rabier, V. Guidard, N. Fourrié et O. Traullé, *IASI Retrievals Over Concordia Within the Framework of the Concordiasi Program in Antarctica*, IEEE Transactions on Geoscience and Remote sensing, Vol. 50, Issue 8, 2923-2932, DOI : 10.1109/TGRS.2011.2177467, 2012.

Limitations et perspectives

Les expériences d'assimilation réalisées dans ce travail de thèse semblent apporter certaines améliorations (et notamment l'augmentation du nombre d'observations assimilées sur le globe) et ne constituent que la première étape vers l'assimilation opérationnelle de l'information troposphérique de IASI au-dessus des continents. Des périodes de test plus longues (cycle annuel) et sur d'autres saisons de l'année permettraient de rendre ces résultats plus robustes. De plus, ces expériences ne sont pas optimales de part leur configuration et nécessiteraient quelques réglages supplémentaires qui sont détaillés ci-après. Il faudrait également comprendre d'où proviennent certaines dégradations qui ont pu être observées, et notamment d'où vient l'impact dans la stratosphère et le lien entre celle-ci et la surface.

Par manque de temps une seule période mensuelle a été évaluée. En effet une période d'un mois nécessite des coûts de calculs importants (quasiment un mois de calculs) et une période plus longue n'a pas pu être étudiée durant cette thèse. Il faudrait cependant étendre cette étude à d'autres saisons de l'année pour vérifier que l'on obtient les mêmes résultats.

Les observations IASI ont été assimilées en utilisant la matrice (diagonale) de covariances d'erreurs d'observation **R** utilisée dans ARPEGE. Or, au-dessus des continents, les simulations des données satellitaires sont de moins bonne qualité que sur mer. Cela provient des erreurs de représentativé qui sont plus prononcées sur terre (hétérogénéité des surfaces continentales) et de fréquents échecs du filtrage nuageux. Ainsi un réglage des écarts-types d'erreurs d'observation s'avère nécessaire. De plus, l'un des enjeux majeurs actuels de l'assimilation des radiances à très haute densité (spatiale et spectrale) est la présence de corrélations entre les erreurs d'observations. En cas de fortes corrélations, et si celles-ci ne sont pas prises en compte dans les modèles de PNT, l'analyse peut s'avérer sous-optimale et le système est dégradé. [Bormann et Bauer, 2010] ont utilisé trois méthodes différentes pour estimer les erreurs d'observation et leurs corrélations pour les radiances en ciel clair utilisées dans le système d'assimilation du CEPMMT. Pour IASI, ils ont mis en évidence de fortes corrélations spatiales et inter-canal pour les canaux sensibles à la vapeur d'eau et pour les canaux sensibles à la surface continentale. Dans les modèles de PNT, on tente de prendre en compte ces corrélations en gonflant les erreurs d'observation. Mais cela n'est pas équivalent à l'introduction de corrélations d'erreurs d'observations dans l'analyse ([Bormann et Bauer, 2010]). Une sélection de canaux à partir d'une analyse en composantes principales pourraient permettre de contourner ce problème d'estimation des corrélations et est certainement une voie d'avenir pour exploiter plus d'information.

Dans la première expérience d'assimilation qui a été menée, une même correction de biais calculée à partir des données au-dessus des mers est appliquée aux observations sur terre et sur océan. Or ces observations ont des erreurs différentes, notamment de représentativité et de transfert radiatif. Les résultats obtenus dans cette étude ont d'ailleurs montré que la correction de biais appliquée aux 314 canaux IASI sur terre pouvait dégrader le système. Or la correction de biais a un impact sur la détection nuageuse et donc sur le nombre d'observations qui vont pouvoir être assimilées. Dans notre cas, l'ajout de prédicteurs terre/mer et jour/nuit dans la correction de biais pourrait permettre de calculer des coefficients de biais sur terre plus réaliste.

Comme nous l'avons montré, l'amélioration des paramètres de surface permet également d'améliorer la détection nuageuse qui est basée sur l'étude des écarts entre simulation et observation. De plus, dans cette thèse, la Ts a été restituée pour les cas clairs selon l'imageur AVHRR. Cependant il est difficile de se reposer dans certains cas uniquement sur la détection nuageuse de l'imageur qui possède des canaux infrarouges et est donc affectée par les mêmes problèmes pour la détection nuageuse.

Si cette Ts est restituée, alors elle est utilisée lorsque l'écart entre cette Ts et celle de l'ébauche est inférieure à un seuil de 10 K, pour rester dans des cas de linéarité. Toutefois ce seuil est assez élevé, il serait intéressant de regarder l'impact sur les analyses et les prévisions

lorsque ce seuil est abaissé. De plus, lorsque la Ts ne remplit pas les conditions précédentes, la Ts de l'ébauche est assez souvent utilisée. Il faudrait tester un rejet des observations pour lesquelles la Ts n'est pas restituée dans le processus d'assimilation. De plus, contrairement à l'hémisphère nord où l'assimilation des données IASI au-dessus des continent semble bénéfique, il faudrait peut-être revoir la restitution de Ts au-dessus de l'Afrique, l'Amérique du Sud et l'Australie et mieux comprendre ce qu'il s'y passe.

La validation de la Ts au-dessus du continent Antarctique a montré de bons résultats sur 3 mois. Ceci pourrait être expliqué par une bonne description de l'émissivité de surface, car elle varie moins spectralement et temporellement au-dessus des surfaces enneigées et glacées comme nous l'avons vu dans le chapitre 4 (elle est proche de 0.98 pour les surfaces froides et enneigées). Une inversion simultanée de l'émissivité et de la Ts à partir des atlas d'émissivité pourrait être envisagée. Dans cette thèse, des atlas d'émissivité mensuels ont été utilisés, mais il serait possible de les construire sur des plus courtes périodes (15 jours par exemple) afin de mieux décrire les variations temporelles de l'émissivité. Cette étude a aussi mis en évidence la difficulté à détecter les pixels clairs IASI.

L'analyse de surface dans ARPEGE est actuellement réalisée par un schéma de surface indépendant à partir des observations in situ et des températures atmosphériques à 2 m au-dessus des continents. Afin d'améliorer ces analyses, nous pourrions tenter d'intégrer des données satellitaires directement dans le modèle de surface. Une autre alternative serait d'appliquer directement nos restitutions de température de surface au calcul de l'analyse de surface.

De plus, il serait intéressant d'appliquer la méthode de restitution developpée dans cette thèse à d'autres sondeurs. Ainsi, on pourra comparer les Ts restituées à partir de IASI sur Metop-A et sur Metop-B, mais également avec CrIS, et plus tard avec IASI-NG et IRS. Les Ts restituées à partir de IASI sur Metop-A et B, couplées avec celles obtenues à partir de CrIS, pourront permettre d'étudier le cycle diurne de la Ts. Le sondeur IASI-NG, avec son bruit radiométrique et sa résolution spectrale divisés par deux par rapport à IASI, pourra permettre de restituer la Ts avec plus de précision. Le sondeur IRS à bord du satellite géostationnaire Meteosat Third Generation pourra, quant à lui, s'avérer particulièrement utile pour la restitution de la Ts dans AROME. On pourrait également réaliser nos expériences d'assimilation et de prévision avec IASI sur Metop-B. Toutefois, la réalisation de prévisions avec les deux IASI sur Metop-A et B s'avère être trop coûteuse.

Les différents points cités ci-dessus pourront contribuer à améliorer l'assimilation des données infrarouges sur terre en condition de ciel clair et ainsi mieux exploiter le volume considérable de données IASI disponibles sur les continents. De plus, il serait intéressant d'étendre la problématique de cette thèse au cas des modèles mésoéchelle qui disposent d'un schéma de surface différent et d'une résolution spatiale différente. Enfin, une autre perspective serait de

comparer des Ts restituées dans ARPEGE à partir de différents sondeurs (infrarouge et micro-onde par exemple), même si elles ne représentent pas toutes la même grandeur physique. Les données micro-onde voient plus en profondeur que les mesures infrarouges.

Table des figures

1.1 Cumul mensuel du nombre d'observations conventionnelles et satellitaires utilisées entre juin 2002 et juin 2013. Les observations conventionnelles sont : les stations synoptiques (SYNOP), les radiosondages (TEMP), les bateaux (SHIP), les capteurs profileurs (PILOT/PRF), les avions, les bouées, les stations terrestres receptionnant le signal GPS (GPS sol). Les observations satellitaires proviennent des satellites géostationnaires et défilants SATOB, des sondeurs ou imageurs ATOVS, AIRS, IASI, SSMI/S, SEVIRI, CRIS, ATMS, des diffusiomètres SCATT, de la radio-occultation du signal GPS (GPS sat). 5

1.2 Nombre de canaux assimilés le 19 septembre 2010 dans chaque pixel IASI dans le modèle global ARPEGE de Météo-France. (Source : [Guidard *et al.*, 2011]). . 7

2.1 Réseau mondial des satellites météorologiques. (Source : http ://www.wmo.int) . 15

2.2 Couverture globale opérée par les satellites à orbites géostationnaires en 2013. (Source : CMS) 16

2.3 Les différents types de réflexion 19

2.4 (a) Variations de la transmittance en fonction de la longueur d'onde et des composés gazeux de l'atmosphère. La figure (b) est un agrandissement dans le domaine de l'infrarouge. Les fenêtres de transmission atmosphérique sont en blanc sur les figures. (Source : e-cours.univ-paris1.fr) 21

2.5 Sources de rayonnement intervenant dans le transfert radiatif. (Source : [Guedj *et al.*, 2011]) 22

2.6 Principales régions spectrales utilisées par l'instrument IASI. (Source : [Cayla, 2001]) 25

2.7 Exemple de spectre IASI en ciel clair. 25

2.8 Principe de l'acquisition des données IASI par balayage transversal à la trace du satellite. (Source : CNES) 26

2.9 Procédure pour cycler le 4D-Var. Pour chaque cycle c, le modèle d'évolution est intégré de t_0 à t_N à partir de l'état initial $\mathbf{x}_c^b(t_0)$ (courbe noire pleine) et le vecteur d'innovation $\mathbf{d}_i$ est calculé pour les différentes observations $\mathbf{y}_i^0$ avec $i = 1, N$ (ligne fine verticale). La trajectoire analysée (courbe grise pointillée) minimise au mieux l'écart aux observations tout au long du cycle d'assimilation (t_0 à t_N). L'état analysé $\mathbf{x}_c^a(t_N)$ est ensuité utilisé comme état initial d'ébauche pour le cycle suivant. (Source : [Daget, 2007]) 30

2.10 Proportions du nombre d'observations utilisées par type d'observation pour juillet 2013 dans ARPEGE. Cumul mensuel du nombre d'observations utilisées pour cette période : 554 152 865. 34
2.11 Localisation de la sélection des 314 canaux (en rouge) sur le spectre IASI. 39

3.1 Sensibilité de la simulation de Tb à l'émissivité. Les différences moyennes sur tout le globe entre la Tb simulée avec différentes valeurs constantes d'émissivité et celle simulée avec une émissivité égale à 0.98 sont représentées en fonction des nombres d'onde des 314 canaux IASI. 47
3.2 Sensibilité de la simulation de Tb à la température de surface. Les différences moyennes sur tout le globe entre la Tb simulée en ajoutant des constantes comprises entre -10 et 10 K à la Ts de l'ébauche et la Tb simulée avec la Ts de l'ébauche sont représentées en fonction des nombres d'onde des 314 canaux IASI. 47

4.1 Émissivité de surface extraite de l'atlas UWIREMIS pour juillet 2007 pour 5 points sur le globe en fonction de la sélection des 314 canaux IASI. 72
4.2 Émissivité de surface des produits IASI L2 pour juillet 2011 pour 5 points sur le globe en fonction de la sélection des 314 canaux IASI. 73
4.3 Emissivité de surface de l'atlas UWIREMIS pour juillet 2007 et émissivité de surface des produits IASI L2 pour juillet 2011 pour 4 nombres d'onde : 901.50 cm^{-1}, 1062.50 cm^{-1}, 1142.50 cm^{-1} et 1225 cm^{-1} 75
4.4 Moyennes et écarts-types des différences entre les observations IASI et les simulations de température de brillance avec et sans atlas d'émissivité de jour (a) et de nuit (b) en fonction du nombre d'onde IASI. 77
4.5 Ts des produits MODIS en fonction de la Ts des produits IASI L2 d'EUMETSAT (à gauche) et répartition spatiale des différences entre Ts des produits IASI L2 et Ts des produits MODIS sur le globe (à droite), pour les 5 premiers jours de juillet 2011 de jour (en haut) et de nuit (en bas). Les différences de Ts sont en Kelvin. 81
4.6 Ts des produits IASI L2 d'EUMETSAT en fonction de la Ts de l'ébauche (en bleu) et de la Ts restituée à partir du canal 1191 (en rouge) de jour pour les 5 premiers jours de juillet 2011 et pour tout le mois de juillet 2011. 84
4.7 Moyennes et écarts-types sur tout le globe des différences entre la Ts restituée et la Ts des produits EUMETSAT (en rouge) et entre la Ts de l'ébauche et ces produits (en bleu foncé) de jour (en haut) et de nuit (en bas) pour les 5 premiers jours de juillet 2011 (à gauche) et pour tout le mois de juillet 2011 (à droite). Le nombre d'observations associées est représenté en bleu clair. 86

4.8 Nuage de points des différences entre Ts restituée et Ts des produits MODIS (en rouge) et entre Ts de l'ébauche et Ts des produits MODIS (en bleu) en fonction de la différence d'angle zénithal entre les observations de jour (à droite) et de nuit (à gauche) pour les 5 premiers jours de juillet 2011. 87

4.9 Nuage de points des différences entre Ts restituée et Ts des produits MODIS (en rouge) et entre Ts de l'ébauche et Ts des produits MODIS (en bleu) en fonction de l'heure de la mesure de jour et de nuit pour les 5 premiers jours de juillet 2011. 88

4.10 Moyennes et écarts-types sur tout le globe des différences entre la Ts restituée (en rouge) et les Ts des produits EUMETSAT (à gauche) et MODIS (à droite) et entre la Ts de l'ébauche (en bleu foncé) et les Ts des produits EUMETSAT et MODIS **de jour**, en fonction du nombre d'onde IASI, pour les 5 premiers jours de **juillet 2011**. Les Ts sont restituées à partir de l'atlas des produits IASI L2 (en bas) et l'atlas UWIREMIS (en haut). Le nombre d'observations associées est représenté en bleu clair. 89

4.11 Moyennes et écarts-types sur tout le globe des différences entre la Ts restituée (en rouge) et les Ts des produits EUMETSAT (à gauche) et MODIS (à droite) et entre la Ts de l'ébauche (en bleu foncé) et les Ts des produits EUMETSAT et MODIS **de nuit**, en fonction du nombre d'onde IASI, pour les 5 premiers jours de **juillet 2011**. Les Ts sont restituées à partir de l'atlas des produits IASI L2 (en bas) et l'atlas UWIREMIS (en haut). Le nombre d'observations associées est représenté en bleu clair. 90

4.12 Coefficients de corrélation entre la Ts restituée et les Ts des produits IASI L2 (à gauche) et des produits MODIS (à droite) et entre la Ts de l'ébauche (en bleu) et les Ts des produits EUMETSAT et des produits MODIS. Les résultats sont présentés de jour (en haut) et de nuit (en bas), en fonction du nombre d'onde IASI, pour les 5 premiers jours de juillet 2011. Les Ts sont restituées à partir de l'atlas UWIREMIS (en vert) et de l'atlas créé à partir des produits IASI L2 (en rouge). 92

4.13 Moyennes et écarts-types sur tout le globe des différences entre la Ts restituée (en rouge) et les Ts des produits EUMETSAT (à gauche) et MODIS (à droite) et entre la Ts de l'ébauche (en bleu foncé) et les Ts des produits EUMETSAT et MODIS **de jour**, en fonction du nombre d'onde IASI, pour les 5 premiers jours de **janvier 2012**. Les Ts sont restituées à partir de l'atlas des produits IASI L2 (en bas) et l'atlas UWIREMIS (en haut). Le nombre d'observations associées est représenté en bleu clair. 93

4.14 Différence (en Kelvin) entre la Ts de l'ébauche et la Ts des produits IASI L2 (à gauche) et entre la Ts restituée à partir du canal 1191 et la Ts des produits IASI L2 (à droite), de jour ((a) et (b)) et de nuit ((c) et (d)) pour le 3 juillet 2011. Les observations IASI claires selon l'AVHRR (fraction nuageuse nulle) sont représentées de jour (e) et de nuit (f). 96

4.15 Différence (en Kelvin) entre la Ts de l'ébauche et la Ts des produits MODIS (à gauche) et entre la Ts restituée à partir du canal 1191 et la Ts des produits MODIS (à droite), de jour ((a) et (b)) et de nuit ((c) et (d)) pour le 3 juillet 2011. Les observations IASI claires selon l'AVHRR (fraction nuageuse nulle) sont représentées de jour (e) et de nuit (f). 97

4.16 Différence (en Kelvin) entre la Ts restituée à partir du canal 1191 et la Ts restituée à partir de la combinaison de canaux 1191 et 1271 avec l'atlas UWIREMIS de jour (a) et de nuit (b) pour le 3 juillet 2011. 98

4.17 Carte du relief dans ARPEGE. Différentes bandes d'altitude sont représentées : 0-500m, 500-1000m, 1000-1500m et altitudes supérieures à 1500m. 99

4.18 Nombre d'observations IASI par boîte de 1°x1° permettant d'effectuer les comparaisons entre la Ts restituée à partir des canaux 1191 et 1271 et la Ts des produits IASI L2 d'EUMETSAT en fonction du relief pour tout le mois de juillet 2011, de jour (à droite) et de nuit (à gauche). 101

4.19 Moyenne par boîte de 1°x1° des différences (en Kelvin) entre les Ts restituées à partir de la combinaison de canaux 1191 et 1271 et les Ts des produits IASI L2 d'EUMETSAT en fonction du relief pour tout le mois de juillet 2011, de jour (à droite) et de nuit (à gauche). 102

4.20 Écart-type par boîte de 1°x1° des différences (en Kelvin) entre les Ts restituées à partir de la combinaison de canaux 1191 et 1271 et les Ts des produits IASI L2 d'EUMETSAT en fonction du relief pour tout le mois de juillet 2011, de jour (à droite) et de nuit (à gauche). 104

4.21 Différences moyennes (en Kelvin) entre la Ts restituée à partir de la combinaison de canaux 1191 et 1271 et la Ts de l'ébauche par boîte de 1°x1° pour les mois de juillet 2011 et janvier 2012 de jour et de nuit. 105

4.22 Différences moyennes (en Kelvin) entre la Ts restituée à partir de la combinaison de canaux 1191 et 1271 et la Ts restituée à partir du canal 1191 par boîte de 1°x1° pour les mois de juillet 2011 (à gauche) et janvier 2012 (à droite) de jour (en haut) et de nuit (en bas). 107

4.23 Différences moyennes (en pointillé) sur le globe pour juillet 2011 entre les observations IASI et les simulations de température de brillance avec et sans atlas d'émissivité de jour (a) et de nuit (b) en fonction du nombre d'onde IASI. Les lignes pleines représentent les écart-types associés. 108

4.24 Différences moyennes (en haut) par boîte de 1°x1° entre les observations IASI (OBS) et les Tb simulées avec l'atlas UWIREMIS et la Ts restituée à partir des canaux 1191 et 1271 (EXP), et écart-type associé (au milieu), pour le canal de surface 1027, de jour (à gauche) et de nuit (à droite) pour juillet 2011 sur tout le globe. Les figures du bas représentent les différences moyennes entre les observations IASI et les Tb simulées à partir de la configuration opérationnelle (OPER). L'unité est le Kelvin. 110

4.25 Moyennes et écarts-types en fonction du nombre d'onde IASI pour juillet 2011 (a) des différences entre les observations IASI et les simulations de Tb avec l'atlas UWIREMIS et la TS restituée à partir du canal 1191 (en rose) et des canaux 1191 et 1271 (rouge), et (b) entre les observations IASI et les simulations de Tb avec la Ts restituée à partir du canal 1191 et pour les 2 atlas, UWIREMIS (rose) et EUMETSAT (rouge). 111

4.26 Moyenne et écarts-types des différences entre les observations IASI et les simulations de température de brillance avec et sans atlas d'émissivité de jour et de nuit en fonction du nombre d'onde IASI pour octobre 2011 (à gauche) et janvier 2012 (à droite). 112

4.27 Moyennes (en haut) et écarts-types (au milieu) des différences entre les observations IASI (OBS) et les Tb simulées avec l'atlas UWIREMIS et la Ts restituée à partir des canaux 1191 et 1271 (EXP), par boîte de 1°x1° pour le canal de surface 1027 et pour les mois d'octobre 2011 (à gauche) et janvier 2012 (à droite) sur tout le globe de jour uniquement. Les figures du bas représentent les différences moyennes entre les observations IASI et les Tb simulées à partir de la configuration opérationnelle (OPER). L'unité est le Kelvin. 114

5.1 Fonctions de poids des canaux IASI assimilés dans le modèle opérationnel ARPEGE pour la température (T) sur mer (a), terre (b), glace de mer (c), et pour la vapeur d'eau (d) sur mer, terre et glace de mer. Ces figures représentent la pression (hPa) en fonction des fontions de poids. 117

5.2 Écarts-types d'erreur d'observation diagnostiqué (en vert) et utilisé dans ARPEGE (en bleu) en fonction des canaux IASI. 118

5.3 Nombre d'observations claires selon l'AVHRR (en haut) et nombre d'observations pour lesquelles la Ts est restituée et utilisée (en bas), de jour (à gauche) et de nuit (à droite) pour janvier 2012 par boîte de 2.5°x2.5°. La différence de température est en Kelvin. 119
5.4 Moyenne par boîte de 2.5°x2.5° des Ts restituées utilisées (en haut) et des Ts de l'ébauche (en bas) de jour (à gauche) et de nuit (à droite) pour janvier 2012. L'unité est en Kelvin. 120
5.5 Fonctions de poids des canaux 426 et 1194. 121
5.6 Nombre d'observations claires selon le cloud detect pour la configuration opérationnelle OPER (à gauche) et pour EXP (à droite) pour les canaux 426 (en haut) et 1194 (en bas) **de jour** uniquement pour janvier 2012 par boîte de 2.5°x2.5°. . 122
5.7 Nombre d'observations claires selon le cloud detect pour pour la configuration opérationnelle OPER (à gauche) et pour EXP (à droite) pour les canaux 426 (en haut) et 1194 (en bas) **de nuit** uniquement pour janvier 2012 par boîte de 2.5°x2.5°. 123
5.8 Nombre d'observations actives sur terre (en haut) et sur mer (en bas) en fonction des canaux assimilés sur terre de jour et de nuit pour le mois de janvier 2012 sur tout le globe. La différence de nombre d'observations actives entre les deux expériences est représentée par une ligne pointillée noire. 125
5.9 Répartition spatiale des différences des nombres d'observations assimilées entre les configurations EXP et OPER par boîte de 2.5°x2.5° pour le canal 2910 (1372.25 cm^{-1}) sur le globe sur toute la période d'étude, de jour et de nuit. . . . 126
5.10 Moyennes (en haut) et écarts-types (en bas) des différences entre les observations et l'ébauche (trait pointillé) et entre les observations et l'analyse (trait plein) pour la configuration opérationnelle (OPER) et pour l'expérience prenant en compte des paramètres de surface réalistes (EXP), sur les surfaces continentales du globe, pour le mois de janvier 2012 de jour (à gauche) et de nuit (à doite). . 128
5.11 Moyennes des différences (en Kelvin) entre les analyses de température à 2 m de EXP et les analyses de OPER pour les réseaux de 0, 6, 12 et 18 UTC sur toute la période d'étude. 129
5.12 Écarts-types des différences (en Kelvin) entre les analyses de température à 2 m de EXP et les analyses de OPER pour les réseaux de 0, 6, 12 et 18 UTC sur toute la période d'étude. 130
5.13 Différence de nombre d'observations claires selon le cloud detect entre EXP-BIASCORR et EXP pour les canaux 426 (en haut) et 1194 (en bas) de jour (à gauche) et de nuit (à droite) pour janvier 2012 par boîte de 2.5°x2.5°. 133

5.14 Moyennes et écarts-types des écarts à l'ébauche (en bleu foncé) et à l'analyse (en rouge) pour les observations IASI pour la configuration EXP (à gauche) et pour l'expérience EXP-BIASCORR (à droite) pour le mois de janvier 2012 dans l'hémisphère sud. Pour la configuration opérationnelle OPER, ces écarts à l'analyse (en bleu clair) et à l'ébauche (en noir) sont également tracés. Ces figures indiquent également le nombre d'observations assimilées et la différence d'observations assimilées par rapport à la configuration OPER. 134

5.15 Différences entre les écarts quadratiques moyens (à gauche), les écarts-types (au centre), les biais (à droite), par rapport aux analyses du CEPMMT, de géopotentiel (a) ou de la température (b) prévu(e) pour l'expérience EXP-BIASCORR et pour la configuration OPER pour 4 jours d'échéances dans le domaine des tropiques. Les résultats sont moyennés sur la période de janvier 2012. Les contours en bleu indiquent un impact positif, ceux en rouge indiquent un impact négatif. Les unités sont le mètre pour le géopotentiel et le Kelvin pour la température. . 135

5.16 Nombre d'observations claires selon le cloud detect par boîte de 2.5°x2.5° pour les canaux 426 (en haut) et 1194 (en bas) pour la configuration EXP-MER de jour (à gauche) et de nuit (à droite) pour janvier 2012. 137

5.17 Nombre d'observations actives sur terre en fonction des canaux assimilés sur terre de jour (a) et de nuit (b) pour les configurations EXP-MER (en rouge) et OPER (en bleu) pour le mois de janvier 2012 sur tout le globe. La différence de nombre d'observations actives entre les deux expériences est représentée par une ligne pointillée noire. 138

5.18 Nombre d'observations assimilées par boîte de 2.5°x2.5° pour les canaux 426 et 1194 de jour et de nuit pour janvier 2012 pour la configuration EXP-MER. . . . 139

5.19 Répartition spatiale des différences des nombres d'observations assimilées entre les configurations EXP-MER et OPER par boîte de 2.5°x2.5° pour les canaux 426 (751.25 cm^{-1}) et 1194 (943.25 cm^{-1}) sur le globe sur toute la période d'étude, de jour (à gauche) et de nuit (à droite). 140

5.20 Nombre d'observations assimilées pour lesquelles la Ts est restituée et utilisée pour les canaux 426 (en haut) et 1194 (en bas) de jour (à gauche) et de nuit (à droite) pour janvier 2012 par boîte de 2.5°x2.5°. 141

5.21 Moyennes (en haut) et écarts-types (en bas) des différences entre les observations et l'ébauche (trait pointillé) et entre les observations et l'analyse (trait plein) pour la configuration opérationnelle (OPER) et pour l'expérience EXP-MER assimilant autant de canaux que sur mer, sur les surfaces continentales du globe, pour le mois de janvier 2012 de jour (à gauche) et de nuit (à doite). Ces résultats sont présentés en fonction des canaux assimilés sur terre dans EXP-MER. 143

5.22 Moyennes et écarts-types des différences entre les analyses de température à 2 m de EXP-MER et les analyses de OPER pour le réseau de 0 UTC pour janvier 2012 (en Kelvin). 144

5.23 Différences entre les écarts quadratiques moyens, par rapport aux analyses du CEPMMT, de géopotentiel prévu par l'expérience EXP-MER et de celui prévu par la configuration OPER pour 4 jours d'échéances sur différentes zones du globe. Les résultats sont moyennés sur la période de janvier 2012. Les contours en bleu indiquent un impact positif, ceux en rouge indiquent un impact négatif, les lignes pointillées représentent les isolignes de valeur nulle. L'unité est le mètre. 145

5.24 Variations d'écart quadratique moyen en pourcentage, par rapport aux analyses du CEPMMT, du géopotentiel prévu par l'expérience EXP-MER et de celui prévu avec la configuration OPER à 100 hPa, à 0h, 24h et 48h d'échéances. . . . 147

5.25 Différence entre les écarts quadratiques moyens, par rapport aux analyses du CEPMMT, de température prévue pour l'expérience EXP-MER et pour la configuration OPER pour 4 jours d'échéances sur NORD20, SUD20, l'Asie et les tropiques. Les résultats sont moyennés sur la période de janvier 2012. Les contours en bleu indiquent un impact positif, ceux en rouge indiquent un impact négatif, les lignes pointillées représentent les isolignes de valeur nulle. L'unité est le Kelvin. 148

5.26 Nombre d'observations assimilées sur terre en fonction des canaux assimilés sur terre de jour (a) et de nuit (b) pour les configurations EXP-ED (en rouge) et OPER (en bleu) pour le mois de janvier 2012 sur tout le globe. La différence de nombre d'observations actives entre les deux expériences est représentée par une ligne pointillée noire. 150

5.27 Nombre d'observations assimilées par boîte de 2.5°x2.5° pour les canaux 426 et 515 de jour et de nuit pour janvier 2012 pour la configuration EXP-MER. 151

5.28 Nombre d'observations assimilées pour lesquelles la Ts est restituée et utilisée (en haut) et moyenne des différences entre la Ts restituée et la Ts de l'ébauche pour ces observations (en bas) de jour (à gauche) et de nuit (à droite) pour le canal 426 pour janvier 2012 par boîte de 2.5°x2.5°. 152

5.29 Moyennes (en haut) et écarts-types (en bas) des différences entre les observations et l'ébauche (trait pointillé) et entre les observations et l'analyse (trait plein) pour la configuration opérationnelle (OPER) et pour l'expérience EXP-ED assimilant autant de canaux que sur mer (notée EXP sur la figure), sur les surfaces continentales du globe, pour le mois de janvier 2012 de jour (à gauche) et de nuit (à doite). Ces résultats sont présentés en fonction des canaux assimilés sur terre dans EXP-ED. 153

5.30 Différence entre les écarts quadratiques moyens, par rapport aux analyses du CEPMMT, de géopotentiel prévu par l'expérience EXP-ED et par la configuration OPER en fonction de l'échéance de prévision sur différentes zones du globe. Les résultats sont moyennés sur la période de janvier 2012. Les contours en bleu indiquent un impact positif, ceux en rouge indiquent un impact négatif. L'unité est le mètre. 155

5.31 Différence entre les écarts quadratiques moyens et les biais, par rapport aux analyses du CEPMMT, de géopotentiel prévu pour l'expérience EXP-ED (en bleu) et pour la configuration OPER (en rouge) à 24h d'échéance selon les niveaux de pressions sur différentes zones du globe. Les résultats sont moyennés sur la période de janvier 2012. L'unité est le mètre. 156

5.32 Différence entre les écarts quadratiques moyens, par rapport aux analyses du CEPMMT, de température prévue par l'expérience EXP-ED et par la configuration OPER en fonction de l'échéance de prévision sur différentes zones du globe. Les résultats sont moyennés sur la période de janvier 2012. Les contours en bleu indiquent un impact positif, ceux en rouge indiquent un impact négatif. L'unité est le Kelvin. 157

6.1 Carte du relief (en mètres) de l'Antarctique extrait du modèle ARPEGE. 165

6.2 Couverture des données assimilables dans le réseau de 0 UTC d'ARPEGE du 10/07/2013 sur tout le globe (en haut) et sur l'Antarctique (en bas). Ces données proviennent (a) des mesures in situ, observations synoptiques (en noir) et radiosondages (en rouge) et (b) du sondeur IASI pour les satellites Metop-A (en rose) et Metop-B (en vert). 166

6.3 Profils fournis par les radiosondages à Concordia pour la température (à gauche) et le logarithme népérien de l'humidité spécifique (à droite) pour les 11 cas clairs sélectionnés pour la période du 20 novembre à 0 UTC au 12 décembre 2009 à 0 UTC. Les profils de température sont complétés en surface par les mesures du BSRN. 168

6.4 Fonctions de poids des 170 canaux sélectionnés pour cette étude. Les fonctions de poids des canaux de température sont représentées en bordeaux et celles des canaux vapeur d'eau sont en bleu. 170

6.5 Écarts quadratiques moyens de température par rapport aux radiosondages pour les profils de l'ébauche (en rouge) pour les cas clairs de novembre et décembre 2009. Les écarts-types d'erreur d'ébauche sont représentés pour la matrice B du Met Office (en bleu clair) et pour la matrice B' (en noir) qui est la matrice B modifiée pour les températures stratosphériques. 171

6.6 Écarts quadratiques moyens (eqm) par rapport aux radiosondages de la température (à gauche) et de l'humidité spécifique (à droite) pour les profils de l'ébauche (en rouge) et pour les profils inversés (en bleu) pour les 11 cas clairs de novembre et décembre 2009. La nouvelle matrice B' est utilisée et est divisée par des coefficients permettant d'avoir le score DFS le plus grand. Les écarts-types d'erreur d'ébauche sont représentés pour la matrice B' (vert foncé) et pour la matrice B' après division des covariances par ces coefficients (vert clair). Pour la température, les eqm de surface sont calculées à partir des données BSRN. . . 172

6.7 Températures de surface de l'ébauche (en rouge), de l'inversion (en bleu) et fournies par les mesures in situ : les données BSRN (en vert) et les mesures manuelles (en mauve), pour les cas clairs de novembre et décembre 2009. 173

6.8 Températures de surface de l'ébauche (en rouge), Ts restituée à partir du canal 1194 (en marron), inversion à partir de la Ts restituée (en bleu trait plein) et de la Ts de l'ébauche (en bleu trait pointillé), et températures de surface fournies par les mesures in situ : les données BSRN (en vert) et les mesures manuelles (en mauve), pour les cas clairs de novembre et décembre 2009. 174

6.9 Nuages de points représentant la Ts restituée à partir du canal 756 de IASI (en haut), la Ts d'ARPEGE (au milieu) et la Ts des produits MODIS (en bas) en fonction de la Ts du BSRN à DomeC (à gauche) et au Pôle Sud (à droite) pour la période de 3 mois de novembre 2009 à janvier 2010. 189

6.10 Évolution de la Ts fournie par le BSRN (ligne noire), de la Ts des produits MODIS (en bleu clair), de la Ts restituée à partir du canal 756 de IASI (en rouge) et de la Ts d'ARPEGE (en bleu foncé) à DomeC pour les mois de novembre 2009 (a), décembre 2009 (b) et janvier 2010 (c). La figure (d) est un zoom sur la période du 18 au 30 novembre 2009. 191

6.11 Évolution de la Ts fournie par le BSRN (ligne noire), de la Ts des produits MODIS (en bleu clair), de la Ts restituée à partir du canal 756 de IASI (en rouge) et de la Ts d'ARPEGE (en bleu foncé) au Pôle Sud pour les mois de novembre 2009 (a), décembre 2009 (b) et janvier 2010 (c). La figure (d) est un zoom sur la période du 22 au 29 décembre 2009. 192
6.12 Rayonnement descendant mesuré par le BSRN pour les mois de novembre 2009 (a), décembre 2009 (b) et janvier 2010 (c) au Pôle Sud. 193
6.13 Trajectoires des 19 ballons strastosphériques (à gauche) et ensemble des dropsondes larguées en Antarctique (à droite) pendant la campagne Concordiasi 2010. 194

Liste des tableaux

2.1 Les satellites géostationnaires contribuant au réseau mondial, leur position et les zones surveillées. Situation en 2013. 16

4.1 Moyenne et écart-type des émissivités sur le globe pour le mois de juillet 2011 pour l'atlas des produits IASI L2 et pour juillet 2007 pour l'atlas UWIREMIS pour 4 canaux. 76
4.2 Liste des combinaisons de canaux testées pour les restitutions de Ts. 83
4.3 Moyenne et écart-type des différences entre la Ts restituée à partir du canal 1191 (Tsinv) et la Ts des produits IASI L2 (Tsprod) et entre la Ts de l'ébauche (Tsback) et la Ts des produits sur le globe de jour pour une période d'étude de 5 jours en juillet 2011 et pour tout le mois. Les corrélations entre ces Ts ainsi que le nombre d'observations associées sont également indiqués. 84
4.4 Moyenne et écart-type de l'émissivité restituée sur le globe pour les mois de juillet et janvier 2007 pour l'atlas UWIREMIS et pour juillet et janvier 2011 pour l'atlas des produits IASI L2 pour les canaux 1191, 1271 et pour la combinaison de ces deux canaux. 95
4.5 Moyenne, écart-type, écart quadratique moyen (eqm) des différences entre les Ts restituées à partir du canal 1191 puis 1191 et 1271, et la Ts des produits IASI L2 pour le mois de juillet 2011 de jour, sur tout le globe. Le nombre d'observations associées est également indiqué. 100

5.1 Principaux résultats des expériences d'assimilation réalisées. 160

6.1 Biais, écarts-types et écarts quadratiques moyens des différences entre la Ts du BSRN et la Ts restituée à partir du canal 756, la Ts d'ARPEGE, la Ts des produits MODIS pour la période de novembre 2009 à janvier 2010. Les coefficients de corrélation entre ces Ts et la Ts du BSRN ont été calculés. Le nombre d'observations comparées est également indiqué. 188

Bibliographie

[eum, 2010] (2010). IASI L2 Surface Temperature : PPF v5 Validation Results. Eum/met/ten/10/0188. (Cité en page 79.)

[Aires *et al.*, 2002] Aires, F., Chedin, A., Scott, N. A., et Rossow, W. B. (2002). A regularized neural net approach for retrieval of atmospheric and surface temperatures with the IASI instrument. *Journal of Applied Meteorology*, 41(2) :144–159. (Cité en page 67.)

[Atitar et Sobrino, 2009] Atitar, M. et Sobrino, J. A. (2009). A Split-Window Algorithm for Estimating LST From Meteosat 9 Data : Test and Comparison With In Situ Data and MODIS LSTs. *Geoscience and Remote Sensing Letters, IEEE*, 6(1) :122–126. (Cité en page 60.)

[August *et al.*, 2012] 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. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 113 :1340–1371. (Cité en pages 73 et 79.)

[Auligné *et al.*, 2007] Auligné, T., McNally, A., et Dee, D. (2007). Adaptative bias correction for satellite data in a numerical weather prediction system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 133 :631–642. (Cité en pages 37 et 132.)

[Barducci *et al.*, 2012] Barducci, A., Guzzi, D., Lastri, C., Marcoionni, P., Nardino, V., et Pippi, I. (2012). Maximum Entropy temperature-emissivity separation in the TIR spectral range using the MaxEnTES algorithm. *Infrared Physics & Technology*, pages 12–20. (Cité en page 48.)

[Barker, 2005] Barker, D. M. (2005). Southern high-latitude ensemble data assimilation in the Antarctic mesoscale prediction system. *Mon. Wea. Rev.*, 133 :3431–3449. (Cité en page 165.)

[Becker et Li, 1990a] Becker, F. et Li, Z. L. (1990a). Temperature-independent spectral indices in thermal infrared bands. *Remote Sensing of Environment*, 32(1) :17–33. (Cité en pages 49 et 52.)

[Becker et Li, 1990b] Becker, F. et Li, Z. L. (1990b). Towards a local split window method over land surfaces. *Remote Sensing*, 11(3) :369–393. (Cité en page 58.)

[Berk *et al.*, 2003] Berk, A., Anderson, G. P., Acharya, P. K., Hoke, M. L., Chetwynd, J. H., Bernstein, L. S., Shettle, E. P., Matthew, M. W., et Adler-Golden, S. M. (2003). MODTRAN4 Version 3 Revision 1 USER'S MANUAL. *Hanscom Air Force Base, Air Force Research Laboratory*. (Cité en page 56.)

[Blackwell, 2005] Blackwell, W. J. (2005). A neural-network technique for the retrieval of atmospheric temperature and moisture profiles from high spectral resolution sounding data. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 43(11) :2535–2546. (Cité en page 67.)

[Bonavita, 2013] Bonavita, M. (2013). On some aspects of the impact of GPSRO observations in Global Numerical Weather Prediction. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. (Cité en page 156.)

[Borbas *et al.*, 2007] Borbas, E. E., Knuteson, R. O., Seemann, S. W., Weisz, E., Moy, L., et Huang, H. L. (24-28 September 2007). A high spectral resolution global land surface infrared emissivity database. In *Joint 2007 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference and the 15th Satellite Meteorology and Oceanography Conference of the American Meteorological society*, Amsterdam, The Netherlands. (Cité en page 71.)

[Borbas et Ruston, 2010] Borbas, E. E. et Ruston, B. (2010). The RTTOV UWiremis IR land surface emissivity module. NWPSAF Tech. Memo AS09-04. (Cité en pages 7, 46 et 71.)

[Bormann et Bauer, 2010] Bormann, N. et Bauer, P. (2010). Estimates of spatial and interchannel observation-error characteristics for current sounder radiances for numerical weather prediction. I : Methods and application to ATOVS data. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(649) :1036–1050. (Cité en pages 38 et 198.)

[Bouchard *et al.*, 2010] Bouchard, A., Rabier, F., Guidard, V., et Karbou, F. (2010). Enhancements of satellite data assimilation over Antarctica. *Mon. Wea. Rev.*, 138 :2149–2172. (Cité en pages 167 et 169.)

[Brun *et al.*, 2011] Brun, E., Six, D., Picard, G., Vionnet, V., Arnaud, L., Bazile, E., Boone, A., Bouchard, A., Genthon, C., Guidard, V., Moigne, P. L., Rabier, F., et Seity, Y. (2011). Snow atmosphere coupled simulation at DomeC, Antarctica. *J. Glaciol.* in press. (Cité en pages 168, 187 et 190.)

[Calbet et Schlüssel, 2006] Calbet, X. et Schlüssel, P. (2006). Technical note : Analytical estimation of the optimal parameters for the EOF retrievals of the IASI Level 2 Product Processing Facility and its application using AIRS and ECMWF data. *Atmos. Chem. Phys.*, 6 :831–846. (Cité en page 73.)

[Camps-Valls *et al.*, 2010] Camps-Valls, G., Guanter, L., Muñoz-Marí, J., Gómez-Chova, L., et Calbet, X. (2010). Nonlinear retrieval of atmospheric profiles from Metop-IASI and MTG-IRS data. In *Proc. SPIE 7830, Image and Signal Processing for Remote Sensing XVI, 78300Z*. International Society for Optics and Photonics. (Cité en page 67.)

[Capelle *et al.*, 2012] Capelle, V., Chedin, A., Péquignot, E., Schlüssel, P., Newman, S. M., et Scott, N. A. (2012). Infrared Continental Surface Emissivity Spectra and Skin Temperature

Retrieved from IASI Observations over the Tropics. *J. Applied Met. and Clim.*, 51 :1164–1179. (Cité en pages 56, 65 et 82.)

[Chaumat *et al.*, 2009] Chaumat, L., Standfuss, C., Tournier, B., Armante, R., et Scott, N. A. (2009). 4A/OP reference documentation. Technical report, NOV-3049-NT-1178-v4. 0, NOVELTIS, LMD/CNRS, CNES. (Cité en page 56.)

[Chedin *et al.*, 1982] Chedin, A., Scott, N. A., et Berroir, A. (1982). A Single-Channel, Double-Viewing Angle Method for Sea Surface Temperature Determination from Coincident METEOSAT and TIROS-N Radiometric Measurements. *Journal of Applied Meteorology*, 21 :613–618. (Cité en page 61.)

[Chedin *et al.*, 1985] Chedin, A., Scott, N. A., 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. (Cité en pages 56 et 57.)

[Clough *et al.*, 1992] Clough, S. A., Iacono, M. J., et Moncet, J. C. (1992). Line-by-line calculations of atmospheric fluxes and cooling rates : Application to water vapor. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984-2012)*, 97(D14) :15761–15785. (Cité en page 23.)

[Coiffier *et al.*, 1987] Coiffier, J., Ernie, Y., Geleyn, J.-F., Clochard, J., et Hoffman, J. (1987). The operational hemispheric model at the French Meteorological Service. *Short- and medium-range numerical weather prediction*, pages 337–345. (Cité en page 33.)

[Collard, 2007] Collard, A. (2007). Selection of IASI channels for use in numerical weather prediction. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 133 :1977–1991. (Cité en page 39.)

[Courtier *et al.*, 1998] Courtier, P., Andersson, E., Heckley, W., Vasiljevic, D., Hamrud, M., Hollingsworth, A., Rabier, F., Fisher, M., et Pailleux, J. (1998). The ECMWF implementation of three-dimensional variational assimilation (3D-Var). I : Formulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 124(550) :1783–1807. (Cité en page 4.)

[Courtier *et al.*, 1991] Courtier, P., Freydier, C., Geleyn, J. F., Rabier, F., et Rochas, M. (1991). The ARPEGE project at Météo-France. In *Proc. ECMWF Workshop on Numerical Methods in Atmospheric Modelling*, volume 2, pages 193–231, Reading, United Kingdom, ECMWF. (Cité en page 31.)

[Courtier *et al.*, 1994] Courtier, P., Thépaut, J.-N., et Hollingsworth, A. (1994). A strategy for operational implementation of 4D-Var, using an incremental approach. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 120(519) :1367–1387. (Cité en page 29.)

[Cuenca et Sobrino, 2004] Cuenca, J. et Sobrino, J. A. (2004). "Experimental measurements for studying angular and spectral variation of thermal infrared emissivity". *Appl. Opt*, 43 :4598–4602. (Cité en page 48.)

[Daget, 2007] Daget, N. (2007). Revue des méthodes d'assimilation. (Cité en pages 30 et 201.)

[Dash *et al.*, 2005] Dash, P., Göttsche, F. M., Olesen, F. S., et Fischer, H. (2005). Separating surface emissivity and temperature using two-channel spectral indices and emissivity composites and comparison with a vegetation fraction method. *Remote sensing of environment*, 96(1) :1–17. (Cité en page 53.)

[Dee *et al.*, 2011] Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., et al. (2011). The ERA-Interim reanalysis : Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656) :553–597. (Cité en page 3.)

[Desroziers *et al.*, 2005] Desroziers, G., Berre, L., Chapnik, B., et Poli, P. (2005). Diagnosis of observation, background and analysis-error statistics in observation space. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(613) :3385–3396. (Cité en page 116.)

[Edwards, 1992] Edwards, D. P. (1992). GENLN2 : A general line-by-line atmospheric transmittance and radiance model. *NCAR Technical Note NCAR/TN-367+STR, National Center for Atmsopheric Research, Boulder, Co.* (Cité en page 23.)

[Efron, 1979] Efron, B. (1979). Bootstrap methods : another look at the jackknife. *The annals of Statistics*, pages 1–26. (Cité en page 131.)

[English, 2008] English, S. J. (2008). The importance of accurate skin temperature in assimilating radiances from satellite sounding instruments. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 46 :403–408. (Cité en pages 7, 167 et 173.)

[Eyre, 1991] Eyre, J. (1991). *A fast radiative transfer model for satellite sounding systems*, volume 176 of *ECMWF Tech. Memo.* (Cité en page 169.)

[Eyre, 1992] Eyre, J. R. (1992). *A bias correction scheme for simulated TOVS brightness temperatures*. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts. (Cité en page 36.)

[Fourrié et Thépaut, 2003] Fourrié, N. et Thépaut, J. N. (2003). Evaluation of the AIRS near-real-time channel selection for application to numerical weather prediction. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 129(592) :2425–2439. (Cité en page 39.)

[Francois *et al.*, 1997] Francois, C., Ottlé, C., et Prévot, L. (1997). Analytical parameterization of canopy directional emissivity and directional radiance in the thermal infrared. application on the retrieval of soil and foliage temperatures using two directional measurements. *International Journal of Remote Sensing*, 18(12) :2587–2621. (Cité en page 48.)

[Gao *et al.*, 2013] Gao, C., Tang, B. H., Wu, H., Jiang, X., et Li, Z. L. (2013). A generalized split-window algorithm for land surface temperature estimation from MSG-2/SEVIRI data. *International Journal of Remote Sensing*, 34(12) :4182–4199. (Cité en page 58.)

[Gauthier et Thépaut, 2001] Gauthier, P. et Thépaut, J.-N. (2001). Impact of the digital filter as a weak constraint in the preoperational 4DVAR assimilation system of Météo-France. *Monthly weather review*, 129(8) :2089–2102. (Cité en page 4.)

[Giard et Bazile, 2000] Giard, D. et Bazile, E. (2000). Implementation of a new assimilation scheme for soil and surface variables in a global NWP model. *Monthly weather review*, 128(4) :997–1015. (Cité en page 32.)

[Gillespie *et al.*, 1998] Gillespie, A., Rokugawa, S., Matsunaga, T., Cothern, J. S., Hook, S., et A. B. 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. (Cité en pages 45, 51 et 64.)

[Gillespie, 1986] Gillespie, A. R. (1986). Lithologic mapping of silicate rocks using TIMS. In *The TIMS Data User's Workshop p 29-44*. (Cité en page 51.)

[Gillespie *et al.*, 2011] Gillespie, A. R., Abbott, E. A., Gilson, L., Hulley, G., Jiménez-Muñoz, J. C., et Sobrino, J. A. (2011). Residual errors in ASTER temperature and emissivity standard products AST08 and AST05. *Remote Sensing of Environment*, 115(12) :3681–3694. (Cité en page 64.)

[Gillespie *et al.*, 1999] Gillespie, A. R., Rokugawa, S., Hook, S. J., Matsunaga, T., et Kahle, A. B. (1999). Temperature/emissivity separation algorithm theorical basis document. Version 2.4. (Cité en pages 48, 49, 63 et 64.)

[Gobron *et al.*, 1997] Gobron, N., Pinty, B., Verstraete, M. M., et Govaerts, Y. (1997). A semidiscrete model for the scattering of light by vegetation. *JGR*, 102(D8) :9431–9446. (Cité en page 48.)

[Guedj *et al.*, 2011] Guedj, S., Karbou, F., et Rabier, F. (2011). Land surface temperature estimation to improve the assimilation of SEVIRI radiances over land. *J. Geophys. Res.*, 116 :18. (Cité en pages 7, 8, 41, 56, 57, 68, 195 et 196.)

[Guidard *et al.*, 2011] Guidard, V., Fourrié, N., Brousseau, P., et Rabier, F. (2011). Impact of IASI assimilation at global and convective scales and challenges for the assimilation of cloudy scenes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137 :1975–1987. (Cité en pages 7, 40 et 201.)

[Harris et Kelly, 2001] Harris, B. A. et Kelly, G. (2001). A satellite radiance-bias correction scheme for data assimilation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127(574) :1453–1468. (Cité en page 36.)

[Hilton *et al.*, 2012] Hilton, F., Armante, R., August, T., Barnet, C., Bouchard, A., Camy-Peyret, C., Capelle, V., Clarisse, L., Clerbaux, C., Coheur, P.-F., et al. (2012). Hyperspectral Earth observation from IASI : Five years of accomplishments. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(3) :347–370. (Cité en page 3.)

[Hong *et al.*, 2010] Hong, S., Shin, I., et Ou, M. L. (2010). Comparison of the Infrared Surface Emissivity Model (ISEM) with a Physical Emissivity Model. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 27(2) :345–352. (Non cité.)

[Hook *et al.*, 1992] 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 Sens. Environ.*, 42 :123–135. (Cité en pages 49 et 56.)

[Hulley *et al.*, 2008] Hulley, G., Hook, S. J., et Baldridge, A. M. (2008). ASTER land surface emissivity database of California and Nevada. *Geophysical Research Letters*, 35(13) :L13401. (Non cité.)

[Hulley et Hook, 2009] Hulley, G. C. et Hook, S. J. (2009). Intercomparison of versions 4, 4.1 and 5 of the MODIS Land Surface Temperature and Emissivity products and validation with laboratory measurements of sand samples from the Namib desert, Namibia. *Remote Sens. Environ.*, 113 :1313–1318. (Cité en pages 45 et 80.)

[Hulley et Hook, 2011] Hulley, G. C. et Hook, S. J. (2011). Generating consistent land surface temperature and emissivity products between ASTER and MODIS data for earth science research. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 49(4) :1304–1315. (Cité en page 64.)

[Hultberg, 2010] Hultberg, T. (2010). Surface Emissivity within IASI L2 PPF v5. Eum/ops-eps/ten/10/0203. (Cité en page 74.)

[Jacob *et al.*, 2004] Jacob, F., Petitcolin, F., Schmugge, T., Vermote, E., French, A., et Ogawa, K. (2004). Comparison of land surface emissivity and radiometric temperature derived from MODIS and ASTER sensors. *Remote Sensing of Environment*, 90(2) :137–152. (Cité en page 52.)

[Jacquemoud et Baret, 1990] Jacquemoud, S. et Baret, F. (1990). PROSPECT : A model of leaf optical properties spectra. *Remote sensing of environment*, 34(2) :75–91. (Cité en page 48.)

[Janisková *et al.*, 1999] Janisková, M., Thépaut, J.-N., et Geleyn, J.-F. (1999). Simplified and regular physical parameterizations for incremental four-dimensional variational assimilation. *Monthly weather review*, 127(1) :26–45. (Cité en page 4.)

[Jiang et Li, 2008] Jiang, G. M. et Li, Z. L. (2008). Intercomparison of two BRDF models in the estimation of the directional emissivity in MIR channel from MSG1-SEVIRI data. *Optics Express*, 16(23) :19310–19321. (Cité en page 52.)

[Jiménez-Muñoz *et al.*, 2009] Jiménez-Muñoz, J. C., Cristóbal, J., Sobrino, J. A., Sòria, G., Ninyerola, M., et Pons, X. (2009). Revision of the single-channel algorithm for land surface

temperature retrieval from landsat thermal-infrared data. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 47(1) :339–349. (Cité en page 57.)

[Jiménez-Muñoz et Sobrino, 2003] Jiménez-Muñoz, J. C. et Sobrino, J. A. (2003). A generalized single-channel method for retrieving land surface temperature from remote sensing data. *J. Geophys. Res.*, 108(22). (Cité en page 57.)

[Jiménez-Muñoz et Sobrino, 2006] Jiménez-Muñoz, J. C. et Sobrino, J. A. (2006). Error sources on the land surface temperature retrieved from thermal infrared single channel remote sensing data. *International Journal of Remote Sensing*, 27(5) :999–1014. (Cité en page 64.)

[Kahle *et al.*, 1980] Kahle, A. B., Madura, D. P., et Soha, J. M. (1980). Middle infrared multispectral aircraft scanner data : Analysis for geological applications. *Applied Optics*, 19(14) :2279–2290. (Cité en page 50.)

[Karbou *et al.*, 2006] Karbou, F., Gérard, E., et Rabier, F. (2006). Microwave land emissivity and skin temperature for AMSU-A and -B assimilation over land. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 132 :2333–2355. (Cité en pages 8, 41, 56, 57, 68, 173, 195 et 196.)

[Kealy et Gabell, 1993] Kealy, P. et Gabell, A. R. (1993). Separating temperature and emissivity in thermal infrared multispectral scanner data : implication for recovering land surface temperatures. *Geosci. Remote Sens.*, 31(6) :1155–1164. (Cité en page 64.)

[Kerr *et al.*, 2004] 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 Processing*, pages 33–109. (Cité en page 54.)

[Li *et al.*, 2007] Li, J., Li, J., Weisz, E., et Zhou, D. K. (2007). Physical retrieval of surface emissivity spectrum from hyperspectral infrared radiances. *Geophys. Res. Lett.*, 34 :L16812. (Cité en pages 49 et 53.)

[Li *et al.*, 2012] Li, Z., Li, J., Li, Y., Zhang, Y., Schmit, T. J., Zhou, L., Goldberg, M. D., et Menzel, W. P. (2012). Determining diurnal variations of land surface emissivity from geostationary satellites. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984-2012)*, 117(D23). (Cité en page 53.)

[Li *et al.*, 2000] Li, Z., Petitcolin, F., et Zhang, R. (2000). A physically based algorithm for land surface emissivity retrieval from combined mid-infrared and thermal infrared data. *Science in China Series E : Technological Sciences*, 43(1) :23–33. (Cité en page 52.)

[Li et Becker, 1990] Li, Z. L. et Becker, F. (1990). Properties and comparison of temperature-independent thermal infrared spectral indices with NDVI for HAPEX data. *Remote sensing of environment*, 33(3) :165–182. (Cité en page 52.)

[Li et Becker, 1993] Li, Z. L. et Becker, F. (1993). Feasibility of land surface temperature and emissivity determination from AVHRR data. *Remote Sens. Environ.*, 43 :67–85. (Cité en pages 52 et 55.)

[Li *et al.*, 1999] Li, Z. L., Becker, F., Stoll, M. P., et Wan, Z. (1999). Evaluation of six methods for extracting relative emissivity spectra from thermal infrared images. *Remote Sensing of Environment*, 69(3) :197–214. (Cité en page 51.)

[Li *et al.*, 2013] Li, Z. L., Tang, B., 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. (Cité en page 55.)

[Liu et Rabier, 2002] Liu, Z. Q. et Rabier, F. (2002). The interaction between model resolution, observation resolution and observation density in data assimilation : A one-dimensional study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128(582) :1367–1386. (Cité en page 38.)

[Mao *et al.*, 2008] Mao, K., Shi, J., Tang, H., Li, Z. L., Wang, X., et K. S. Chen, K.-S. (2008). A neural network technique for separating land surface emissivity and temperature from ASTER imagery. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 46(1) :200–208. (Cité en page 66.)

[Mas et Flores, 2008] Mas, J. F. et Flores, J. J. (2008). The application of artificial neural networks to the analysis of remotely sensed data. *International Journal of Remote Sensing*, 29(3) :617–663. (Non cité.)

[Masiello *et al.*, 2013] Masiello, G., Serio, C., Venafra, S., DeFeis, I., et Borbas, E. E. (2013). Day-Night variation of Sahara desert sand emissivity during the dry season from IASI observations. *J. Geophys. Res.* Submitted for publication. (Cité en page 53.)

[Masuda *et al.*, 1988] Masuda, K., Takashima, T., et Takayama, Y. (1988). Emissivity of pure and sea waters for the model sea surface in the infrared window regions. *Remote Sensing of Environment*, 24(2) :313–329. (Cité en pages 45 et 48.)

[Matricardi, 2009] Matricardi, M. (2009). An assessment of the accuracy of the RTTOV fast radiative transfer model using IASI data. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 9(2) :9491–9535. (Cité en page 23.)

[Matsunaga, 1994] Matsunaga, T. (1994). A temperature-emissivity separation method using an empirical relationship between the mean, the maximum, and the minimum of the thermal infrared emissivity spectrum. *Jour. Remote Sens. Soc. Japan*, 14(2) :230–241. (Cité en page 64.)

[McMillin, 1975] McMillin, L. M. (1975). "Estimation of sea surface temperature from two infrared window measurements with different absorption". *J. Geophys. Res.*, 80 :5113–5117. (Cité en page 58.)

[McNally, 2007] McNally, A. P. (2007). The use of satellite data in polar regions. In *Seminar Proc.*, page 12, Reading, United Kingdom, ECMWF. (Cité en page 165.)

[McNally et Watts, 2003] McNally, A. P. et Watts, P. D. (2003). A cloud detection algorithm for high spectral resolution infrared sounders. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 129 :3411–3423. (Cité en pages 40 et 166.)

[Menzel *et al.*, 1983] Menzel, W. P., Smith, W. L., et Stewart, T. R. (1983). Improved cloud motion wind vector and altitude assignment using VAS. *Journal of Climate and Applied meteorology*, 22(3) :377–384. (Cité en page 40.)

[Mitraka *et al.*, 2012] Mitraka, Z., Chrysoulakis, N., Kamarianakis, Y., Partsinevelos, P., et Tsouchlaraki, A. (2012). Improving the estimation of urban surface emissivity based on sub-pixel classification of high resolution satellite imagery. *Remote Sensing of Environment*, 117 :125–134. (Cité en page 49.)

[Mushkin *et al.*, 2005] 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. (Cité en page 56.)

[Noilhan et Planton, 1989] Noilhan, J. et Planton, S. (1989). A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, 117(3) :536–549. (Cité en page 32.)

[Nordeng *et al.*, 2007] Nordeng, T. E., Brunet, G., et Caughey, J. (2007). Improvement of weather forecasts in polar region. In *WMO Bull., International Polar Year 2007-2008*, volume 56, pages 250–256. (Cité en page 165.)

[Pangaud *et al.*, 2009] Pangaud, T., Fourrié, N., Guidard, V., Dahoui, M., et Rabier, F. (2009). Assimilation of AIRS radiances affected by mid-to low-level clouds. *Monthly Weather Review*, 137(12) :4276–4292. (Cité en page 40.)

[Pavelin et Candy, 2013] Pavelin, E. G. et Candy, B. (2013). Assimilation of surface-sensitive infrared radiances over land : Estimation of land surface temperature and emissivity. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society.* (Cité en pages 8, 65, 149 et 159.)

[Péquignot *et al.*, 2008] Péquignot, E., Chédin, A., et Scott, N. A. (2008). Infrared Continental Surface Emissivity Spectra Retrieved from AIRS Hyperspectral Sensor. *J. Applied Met. and Clim.*, 47 :1619–1633. (Cité en pages 56 et 65.)

[Peres et DaCamara, 2004] Peres, L. F. et DaCamara, C. C. (2004). Land surface temperature and emissivity estimation based on the two-temperature method : sensitivity analysis using

simulated MSG/SEVIRI data. *Remote Sensing of Environment*, 91(3) :377–389. (Cité en page 63.)

[Peres et DaCamara, 2005] Peres, L. F. et DaCamara, C. C. (2005). Emissivity maps to retrieve land-surface temperature from MSG/SEVIRI. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 43(8) :1834–1844. (Cité en page 52.)

[Peres *et al.*, 2010] Peres, L. F., DaCamara, C. C., Trigo, I. F., et Freitas, S. C. (2010). Synergistic use of the two-temperature and split-window methods for land-surface temperature retrieval. *International Journal of Remote Sensing*, 31(16) :4387–4409. (Non cité.)

[Pinker *et al.*, 2009] Pinker, R. T., Sun, D., Hung, M. P., et Li, C. (2009). Evaluation of satellite estimates of land surface temperature from GOES over United States. *J. Applied Met. and Clim.*, 48(1) :167–180. (Cité en page 58.)

[Prata, 1993] Prata, A. J. (1993). Land surface temperatures derived from the advanced very high resolution radiometer and the Along-Track Scanning Radiometer 1. *J. Geophys. Res.*, 98 :16689–16702. (Cité en pages 49 et 61.)

[Prata, 1994] Prata, A. J. (1994). Land surface temperatures derived from the advanced very high resolution radiometer and the along-track scanning radiometer : 2. Experimental results and validation of AVHRR algorithms. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984-2012)*, 99(D6) :13025–13058. (Cité en pages 58 et 60.)

[Prata *et al.*, 1995] Prata, A. J., Caselles, V., Coll, C., Sobrino, J. A., et Ottlé, C. (1995). Thermal remote sensing of land surface temperature from satellites : Current status and future prospects. *Remote Sensing Reviews*, 12 :175–224. (Cité en pages 49, 54 et 55.)

[Rabier et Coauthors, 2010] Rabier, F. et Coauthors (2010). The Concordiasi project in Antarctica. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 91 :69–86. (Cité en page 164.)

[Rabier *et al.*, 2002] Rabier, F., Fourrié, N., Chafäi, D., et Prunet, P. (2002). Channel selection methods for infrared atmospheric sounding interferometer radiances. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128(581) :1011–1027. (Cité en page 39.)

[Rabier *et al.*, 2000] Rabier, F., Järvinen, H., Klinker, E., Mahfouf, J.-F., et Simmons, A. (2000). The ECMWF operational implementation of four-dimensional variational assimilation. I : Experimental results with simplified physics. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126(564) :1143–1170. (Cité en page 4.)

[Rabier *et al.*, 1998] Rabier, F., McNally, A., Andersson, E., Courtier, P., Unden, P., Eyre, J., Hollingsworth, A., et Bouttier, F. (1998). The ECMWF implementation of three-dimensional variational assimilation (3D-Var). II : Structure functions. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 124(550) :1809–1829. (Cité en page 4.)

[Realmuto, 1990] Realmuto, V. J. (1990). Separating the effects of temperature and emissivity : Emissivity spectrum normalization. In *Proc. 2nd TIMS Workshop*, pages 90–55. (Cité en page 51.)

[Ren *et al.*, 2011] Ren, H., Yan, G., Chen, L., et Li, Z. (2011). Angular effect of MODIS emissivity products and its application to the split-window algorithm. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 66(4) :498–507. (Cité en page 60.)

[Rodgers, 1996] Rodgers, C. D. (1996). Information content and optimization of high-spectral-resolution measurements. In *SPIE's 1996 International Symposium on Optical Science, Engineering, and Instrumentation*, pages 136–147. International Society for Optics and Photonics. (Cité en page 39.)

[Salisbury et D'Aria, 1992] Salisbury, J. W. et D'Aria, D. M. (1992). Emissivity of terrestrial materials in the 8-14 μm atmospheric window. *Remote Sens. Environ.*, 42 :83–106. (Cité en pages 51 et 59.)

[Salisbury et D'Aria, 1994] Salisbury, J. W. et D'Aria, D. M. (1994). Emissivity of terrestrial materials in the 3-5 μm atmospheric window. *Remote Sens. Environ.*, 47 :345–361. (Cité en page 51.)

[Salisbury *et al.*, 1994] Salisbury, J. W., Wald, A., et D'Aria, D. M. (1994). Thermal-infrared remote sensing and Kirchhoff's law 1. Laboratory measurements. *J. Geophys. Res.*, 99 :11897–11911. (Non cité.)

[Saunders, 2010] Saunders, R. (2010). RTTOV Science and Validation Plan. *Met Office : Exeter, UK. Available at http ://research. metoffice. gov. uk/research/interproj/nwpsaf*. (Cité en page 23.)

[Saunders *et al.*, 2012] Saunders, R., Hocking, J., Rayer, P., Matricardi, M., Geer, A., Bormann, N., Brunel, P., Karbou, F., et Aires, F. (2012). RTTOV-10 Science and Validation Report. *EUMETSAT, NWPSAT-MO-TV-023*, page 31. (Cité en page 56.)

[Saunders *et al.*, 2007a] Saunders, R., Rayer, P., Blackmore, T., Matricardi, M., Bauer, P., et Salmond, D. (2007a). A new fast radiative transfer model-RTTOV-9. In *Joint 2007 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference and the 15th Satellite Meteorology and Oceanography Conference of the American Meteorological Society, Amsterdam, The Netherlands*. (Cité en page 23.)

[Saunders *et al.*, 1999] Saunders, R. W., Matricardi, M., et Brunel, P. (1999). An improved fast radiative transfer model for assimilation of satellite radiance observations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 125 :1407–1425. (Cité en page 169.)

[Saunders *et al.*, 2007b] Saunders, R. W., Rayer, P., Brunel, P., von Engeln, A., Bormann, N., Strow, L., Hannon, S., Heilliette, S., Liu, X., Miskolczi, F., Han, Y., Masiello, G., Moncet,

J.-L., Uymin, G., Sherlock, V., et Turner, D. S. (2007b). A comparison of radiative transfer models for simulating Atmospheric Infrared Sounder (AIRS) radiances. *J. Geophys. Res.*, 112 :17. (Cité en page 169.)

[Schädlich *et al.*, 2001] Schädlich, S., Göttsche, F. M., et Olesen, F. S. (2001). Influence of land surface parameters and atmosphere on METEOSAT brightness temperatures and generation of land surface temperature maps by temporally and spatially interpolating atmospheric correction. *Remote Sensing of Environment*, 75(1) :39–46. (Cité en page 56.)

[Schmugge *et al.*, 2002] Schmugge, T., French, A., Ritchie, J. C., Rango, A., et Pelgrum, H. (2002). Temperature and emissivity separation from multispectral thermal infrared observations. *Remote Sensing of Environment*, 79(2) :189–198. (Cité en page 48.)

[Seemann *et al.*, 2008] Seemann, S. W., Borbas, E. E., Knuteson, R. O., Stephenson, G. R., et Huang, H. L. (2008). Development of a Global Infrared Land Surface Emissivity Database for Application to Clear Sky Sounding Retrievals from Multispectral Satellite Radiance Measurements. *Amer. Meteor. Soc.*, 47 :108–123. (Cité en pages 45, 46, 71 et 169.)

[Sellers *et al.*, 1988] Sellers, P. J., Hall, F. G., Asrar, G., Strebel, D. E., et Murphy, R. E. (1988). The first ISLSCP field experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 69(1) :22–27. (Cité en page 70.)

[Sherlock et Saunders, 1999] Sherlock, V. et Saunders, R. (1999). ISEM-6 : Infrared Surface Emissivity Model for RTTOV-6. *NWP SAF report.* (Cité en pages 45 et 48.)

[Snyder *et al.*, 1998] Snyder, W. C., Wan, Z., Zhang, Y., et Feng, Y. Z. (1998). Classification-based emissivity for land surface temperature measurement from space. *International Journal of Remote Sensing*, 19(14) :2753–2774. (Cité en page 51.)

[Sobrino et Raissouni, 2000] Sobrino, J. et Raissouni, N. (2000). Toward remote sensing methods for land cover dynamic monitoring : application to Morocco. *Int. J. Remote Sensing*, 21(2) :353–366. (Cité en page 60.)

[Sobrino *et al.*, 2004] Sobrino, J. A., Jimenez-Munoz, J. C., El-Kharraz, J., Gomez, M., Romaguera, M., et Soria, G. (2004). "Single-channel and two-channel methods for land surface temperature retrieval from DAIS data and its application to the Barrax site". *Int. J. Remote Sensing*, 25(1) :215–230. (Cité en pages 60 et 61.)

[Sobrino *et al.*, 2008] Sobrino, J. A., Jiménez-Muñoz, J. C., Sòria, G., Gómez, M., Ortiz, A. B., Romaguera, M., Zaragoza, M., Julien, Y., Cuenca, J., Atitar, M., et al. (2008). Thermal remote sensing in the framework of the SEN2FLEX project : field measurements, airborne data and applications. *International Journal of Remote Sensing*, 29(17-18) :4961–4991. (Cité en page 64.)

[Sobrino *et al.*, 2006] Sobrino, J. A., Jiménez-Muñoz, J. C., Zarco-Tejada, P. J., Sepulcre-Cantó, G., et de Miguel, E. (2006). Land surface temperature derived from airborne hyperspectral scanner thermal infrared data. *Remote Sensing of Environment*, 102(1) :99–115. (Cité en page 64.)

[Sobrino *et al.*, 1996] Sobrino, J. A., Li, J. A., Stoll, M. P., et Becker, F. (1996). "Multi-channel and multi-angle algorithms for estimation sea and land surface temperature with ATSR". *Int. J. Remote Sensing*, 17(11) :2089–2114. (Cité en pages 58, 60 et 61.)

[Sobrino *et al.*, 1994] Sobrino, J. A., Li, Z. L., Stoll, M. P., et Becker, F. (1994). Improvements in the split-window technique for land surface temperature determination. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 32(2) :243–253. (Cité en page 58.)

[Sòria et Sobrino, 2007] Sòria, G. et Sobrino, J. A. (2007). ENVISAT/AATSR derived land surface temperature over a heterogeneous region. *Remote Sensing of Environment*, 111(4) :409–422. (Cité en page 61.)

[Strow *et al.*, 1998] Strow, L. L., Motteler, H. E., Benson, R. G., Hannon, S. E., et Souza-Machado, S. D. (1998). Fast computation of monochromatic infrared atmospheric transmittances using compressed look-up tables. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 59(3) :481–493. (Cité en page 23.)

[Sun et Pinker, 2003] Sun, D. et Pinker, R. T. (2003). Estimation of land surface temperature from a Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES-8). *Journal of Geophysical Research*, 108(D11) :4326. (Cité en page 52.)

[Taillefer, 2002] Taillefer, F. (2002). CANARI (Code for the Analysis Necessary for Arpege for its Rejects and its Initialization) : Technical documentation. *Internal CNRM/GMAP Rep., XXX*. (Cité en page 33.)

[Tatarinova et Brun, 2013] Tatarinova, N. et Brun, E. (2013). Acquisition et évaluation de la température de surface observée avec un interféromètre IASI en Antarctique par comparaison avec des données MODIS. *Rapport de stage*. (Cité en page 187.)

[Theodore *et al.*, 2013] Theodore, B., Goöttsche, F., Olesen, F., Zhou, D., August, T., et Klaes, D. (2013). Assessment of IASI Land Surface Temperature using Ground-based Measurements. In *IASI Conference, Hyères les Palmiers*. (Cité en page 79.)

[Trigo *et al.*, 2008] Trigo, I. F., Peres, L. F., DaCamara, C. C., et Freitas, S. C. (2008). Thermal land surface emissivity retrieved from SEVIRI/Meteosat. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 46(2) :307–315. (Cité en page 52.)

[Vincensini *et al.*, 2012] Vincensini, A., Bouchard, A., Rabier, F., Guidard, V., Fourrie, N., et Traullé, 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. (Cité en pages 164 et 187.)

[Vogel *et al.*, 2011] Vogel, R. L., Liu, Q., Han, Y., et Weng, F. (2011). Evaluating a satellite-derived global infrared land surface emissivity data set for use in radiative transfer modeling. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984-2012)*, 116(D8). (Cité en page 7.)

[Wan, 2008] Wan, Z. (2008). New refinements and validation of the MODIS Land-Surface Temperature/Emissivity products. *Remote Sens. Environ.*, 112 :59–74. (Cité en page 45.)

[Wan et Dozier, 1989] Wan, Z. et Dozier, J. (1989). Land-surface temperature measurement from space : Physical principles and inverse modeling. *Geosci. Remote Sens.*, 27(3) :268–278. (Cité en page 49.)

[Wan et Dozier, 1996] Wan, Z. et Dozier, J. (1996). A Generalized Split-Window Algorithm for Retrieving Land-Surface Temperature from Space. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 34 :892–905. (Cité en pages 58 et 80.)

[Wan et Li, 1997] Wan, Z. et Li, Z. L. (1997). A Physics-Based Algorithm for Retrieving Land-Surface Emissivity and Temperature from EOS/MODIS Data. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 35 :980–996. (Cité en page 63.)

[Wan *et al.*, 2002] Wan, Z., Zhang, Y., Zhang, Q., et Li, Z. (2002). Validation of the land-surface temperature products retrieved from Terra Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data. *Remote Sensing of Environment*, 83(1) :163–180. (Cité en pages 60 et 63.)

[Wang *et al.*, 2013] Wang, N., Li, Z. L., Tang, B. H., Zeng, F., et Li, C. (2013). Retrieval of atmospheric and land surface parameters from satellite-based thermal infrared hyperspectral data using a neural network technique. *International Journal of Remote Sensing*, 34(9-10) :3485–3502. (Cité en page 67.)

[Wang *et al.*, 2010] Wang, N., Tang, B. H., Li, C., et Li, Z. L. (2010). A generalized neural network for simultaneous retrieval of atmospheric profiles and surface temperature from hyperspectral thermal infrared data. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2010 IEEE International*, pages 1055–1058. IEEE. (Cité en page 66.)

[Watson, 1992a] Watson, K. (1992a). Spectral ratio method for measuring emissivity. *Remote Sens. Environ.*, 42 :113–116. (Cité en pages 49, 50 et 64.)

[Watson, 1992b] Watson, K. (1992b). Two-temperature method for measuring emissivity. *Remote Sens. Environ.*, 42 :117–121. (Cité en pages 49 et 63.)

[Zhou *et al.*, 2013] Zhou, D. K., Larar, A. M., et Liu, X. (2013). MetOp-A/IASI Observed Continental Thermal IR Emissivity Variations. *Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing, IEEE Journal of*, 6(3) :1156–1162. (Cité en page 44.)

[Zhou *et al.*, 2011] Zhou, D. K., Larar, A. M., Liu, X., Smith, W. L., Strow, L. L., Yang, P., Schlüssel, P., et Calbet, X. (2011). Global land surface emissivity retrieved from satellite ultraspectral IR measurements. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 49 :1277–1290. (Cité en pages 49, 53, 54, 73 et 167.)

[Zhou *et al.*, 2002] Zhou, D. K., Smith, W. L., Li, J., Howell, H. B., Cantwell, G. W., Larar, A. M., Knuteson, R. O., Tobin, D. C., Revercomb, H. E., et Mango, S. A. (2002). Thermodynamic product retrieval methodology for NAST-I and validation. *App. Opt.*, 41(33) :6957–6967. (Cité en page 73.)

[Zhou *et al.*, 2008] Zhou, L., Goldberg, M., Barnet, C., Zhaohui, C., S. Fengying, W. W., King, T., Xingpin, L., Haibing, S., et Divakarla, M. (2008). Regression of Surface Spectral Emissivity From Hyperspectral Instruments. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 46 :328–333. (Cité en pages 49, 53 et 167.)

Annexe 1 : Sélection de canaux

Sélection de canaux assimilés sur mer et sur terre dans les configurations OPER, EXP, EXP-MER et EXP-ED.

Nombre d'onde (cm^{-1})	Numéro de canal	**SUR MER**	**SUR TERRE**			
		Toutes les expériences	**OPER**	**EXP**	**EXP-MER**	**EXP-ED**
672.00	109	×	×	×	×	×
673.75	116	×	×	×	×	×
675.25	122	×	×	×	×	×
676.75	128	×	×	×	×	×
678.50	135	×	×	×	×	×
680.00	141	×	×	×	×	×
681.75	148	×	×	×	×	×
683.25	154	×	×	×	×	×
684.50	159	×	×	×	×	×
685.00	161	×	×	×	×	×
686.50	167	×	×	×	×	×
688.00	173	×	×	×	×	×
689.50	179	×	×	×	×	×
689.75	180	×	×	×	×	×
691.00	185	×	×	×	×	×
691.50	187	×	×	×	×	×
693.00	193	×	×	×	×	×
694.50	199	×	×	×	×	×
696.00	205	×	×	×	×	×
696.50	207	×	×	×	×	×
697.25	210	×	×	×	×	×
697.75	212	×	×	×	×	×
698.25	214	×	×	×	×	×
699.00	217	×	×	×	×	×
699.50	219	×	×	×	×	×
700.25	222	×	×	×	×	×
700.75	224	×	×	×	×	×
701.25	226	×	×	×	×	×
702.25	230	×	×	×	×	×
702.75	232	×	×	×	×	×
703.75	236	×	×	×	×	×
704.50	239	×	×	×	×	×
705.25	242	×	×	×	×	×
705.50	243	×	×	×	×	×

Nombre d'onde (cm^{-1})	Numéro de canal	**SUR MER**	**SUR TERRE**			
		Toutes les expériences	**OPER**	**EXP**	**EXP-MER**	**EXP-ED**
706.25	246	×	×	×	×	×
707.00	249	×	×	×	×	×
707.75	252	×	×	×	×	×
708.25	254	×	×	×	×	×
709.75	260	×	×	×	×	×
710.25	262	×	×	×	×	×
711.00	265	×	×	×	×	×
711.50	267	×	×	×	×	×
712.00	269	×	×	×	×	×
713.50	275	×	×	×	×	×
715.25	280	×	×	×	×	×
715.25	282	×	×	×	×	×
718.25	294	×	×	×	×	×
718.75	296	×	×	×	×	×
719.50	299	×	×	×	×	×
721.25	306	×	×	×	×	×
725.50	323	×			×	×
727.00	329	×			×	×
728.50	335	×			×	×
731.50	347	×			×	×
733.25	354	×			×	×
734.75	360	×			×	×
736.25	366	×			×	×
738.00	373	×			×	×
739.50	379	×			×	×
740.00	381	×			×	×
741.25	386	×			×	×
742.00	389	×			×	×
748.25	414	×			×	×
751.25	426	×			×	×
773.50	515	×			×	×
901.50	1027				×	
928.00	1133				×	
942.50	1191	×				
943.25	1194	×			×	
962.50	1271	×				
1320.00	2701	×	×	×	×	×
1349.50	2819	×	×	×	×	×
1372.25	2910	×	×	×	×	×
1392.50	2991	×	×	×	×	×
1393.00	2993	×	×	×	×	×
1395.25	3002	×	×	×	×	×
1396.75	3008	×	×	×	×	×
1398.25	3014	×	×	×	×	×
1401.50	3027	×	×	×	×	×

IASI sounder contribution to land surface parameter retrievals for numerical weather prediction

AUTHOR : Anaïs VINCENSINI

ABSTRACT :

The Infrared Atmospheric Sounding Interferometer (IASI), on-board the EUMETSAT Polar System Metop satellite, is developed by CNES in the framework of a co-operation agreement with EUMETSAT. IASI enables, amongst other, infrared soundings of temperature, moisture and retrievals of surface parameters. However in the numerical weather prediction context, these observations are not as intensively used over land as they are over sea because of larger uncertainties about land emissivity and land surface temperature (LST). These uncertainties have an impact on the quality of radiative transfer simulation and hinder the use of these measurements in numerical weather prediction models. Only channels that are not sensitive to the surface are currently assimilated in operations, which limits the potential of sounding instruments to the highest atmospheric layers. This PhD aims to improve the description of land surface parameters in the ARPEGE global model of Météo-France to assimilate IASI data over land.

First of all, we tried to improve the surface modelling (surface emissivity and LST) over land in the ARPEGE model. To this end, two emissivity atlases were integrated in this model. The first one is the emissivity climatology computed from the IASI Level-2 products from EUMETSAT and the second one is the global high spectral resolution infrared land surface emissivity database (called UWIREMIS) developed by the Space Science and Engineering Center at University of Wisconsin. Hence, the LST was retrieved from IASI surface channels using these atlases as input parameters in the radiative transfer model. These LSTs were compared to land LST products : the MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer) products from the NASA and the IASI Level-2 products from EUMETSAT. These comparisons enabled us to choose the IASI channel combination that provided the best LST estimates. The use of a realistic surface modelling contributed to improve the quality of radiative transfer simulations for surface sensitive channels.

Then, surface sensitive IASI radiances were assimilated over land in ARPEGE in clear sky conditions using the surface parameters as previously defined. The impact on analysis and forecast quality was studied. The use of good estimates of surface emissivity and LST significantly increased the number of assimilated observations. The main improvements are for geopotential and temperature forecasts for pressure levels lower than 400 hPa (except in the tropics and in the stratosphere).

Finally, from a climatological point of view and within the more specific framework of the Concordiasi campaign, we assessed and validated the use of IASI data in Antarctica. The temperature and humidity retrieved in this particular study proved of better quality than the model profiles, as assessed against the sonde measurements. The improvement is particularly striking for surface temperature. In this framework, the LST retrieved in this PhD were compared with in situ measurements at Concordia and at South Pole station. These estimates are of a great accuracy at Concordia.

KEYWORDS : data assimilation, IASI, surface emissivity, surface temperature, retrieval.

Contribution du sondeur IASI à l'estimation des paramètres des surfaces continentales pour la prévision numérique du temps

Doctorat de l'Université de Toulouse

AUTEUR :	**Anaïs VINCENSINI**
DIRECTRICE DE THÈSE :	**Nadia FOURRIÉ**
CO-DIRECTRICE DE THÈSE :	**Florence RABIER**

RÉSUMÉ :

Le sondeur infrarouge hyperspectral IASI (Interféromètre Atmosphérique de Sondage Infrarouge), développé conjointement par le CNES et EUMETSAT à bord du satellite européen Metop, permet, entre autres, le sondage de la température, de l'humidité ainsi que la restitution de paramètres de surface. Bien que l'on tire le meilleur parti de ces données sur la mer, leur utilisation est encore limitée au-dessus des terres dans le contexte de la prévision numérique du temps, à cause de l'incertitude plus grande sur l'émissivité et la température de surface (Ts). Ces erreurs se répercutent sur la qualité des simulations de transfert radiatif et empêche l'utilisation de ces mesures dans les modèles de prévision numérique du temps. Seuls les canaux non sensibles à la surface terrestre sont assimilés de façon opérationnelle, limitant ainsi le potentiel de sondage aux couches atmosphériques les plus élevées. Cette thèse a pour but l'amélioration de la description des paramètres de surface dans le modèle global ARPEGE de Météo-France en vue de l'assimilation des données du sondeur IASI sur les continents.

Nous avons d'abord cherché à améliorer la modélisation de la surface (émissivité et Ts) sur les continents dans le modèle ARPEGE. Pour cela, différents atlas d'émissivité ont été intégrés dans ce modèle : l'un a été calculé à partir des données MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer) par l'Université du Wisconsin et le second a été construit à partir des produits IASI de niveau 2 (L2) développés par EUMETSAT. La Ts a ensuite été restituée à partir de canaux de surface IASI en profitant d'une meilleure connaissance de l'émissivité de surface donnée par ces atlas. Ces Ts ont été évaluées par comparaison avec les produits MODIS de la NASA et les produits IASI L2 d'EUMETSAT. Ces comparaisons nous ont permis de sélectionner une combinaison de canaux qui fournit les meilleures estimations de Ts. L'utilisation d'une modélisation de surface réaliste a contribué à l'amélioration de la qualité des simulations de transfert radiatif pour les canaux sensibles à la surface.

Les radiances IASI sensibles à la surface ont alors pu être assimilées sur les continents dans le modèle ARPEGE en ciel clair et en utilisant la paramétrisation de surface définie précédemment. Les impacts sur la qualité des analyses et des prévisions ont été étudiés. La prise en compte d'une émissivité et d'une Ts précises a permis d'augmenter significativement le nombre d'observations assimilées. Les principales améliorations concernent les prévisions de géopotentiel et de température pour des pressions inférieures à 400 hPa (en dehors des tropiques).

Enfin, dans un cadre plus spécifique et climatologique, nous nous sommes intéressés à la validation de l'utilisation des données IASI en Antarctique durant la campagne Concordiasi. Cette étude a permis d'améliorer les profils inversés de température et de vapeur d'eau par comparaison avec les profils provenant du modèle. L'amélioration est particulièrement importante pour la température de surface. Dans ce cadre, les Ts restituées dans cette thèse ont été comparées à Concordia et au Pôle Sud avec des mesures in-situ et se sont révélées particulièrement précises à Concordia.

MOTS-CLÉS : assimilation de données, IASI, émissivité de surface, température de surface, inversion.

DISCIPLINE :	Physique de l'atmosphère - assimilation de données
UNITÉ DE RECHERCHE :	Centre National de Recherches Météorologiques - Groupe d'étude de l'Atmosphère Météorologique Météo-France et CNRS, 42 avenue Gaspard Coriolis 31057 Toulouse cedex 1, France