

Table des matières

1	Introduction	3
2	Assimilation des radiances satellitaires	9
2.1	Les observations satellitaires	9
2.1.1	Introduction	9
2.1.2	Le transfert radiatif	13
2.1.3	Les radiances IASI	25
2.2	L'assimilation des données satellitaires dans les modèles de PNT de Météo-France	28
2.2.1	Prévision numérique du temps : de la formulation à la pratique	29
2.2.2	Description des modèles de PNT de Météo-France	33
2.3	Conclusion	39
3	Estimation de la Ts depuis l'espace	41
3.1	Introduction	41
3.2	Méthodes de restitution de la Ts à partir des radiances satellitaires	43
3.2.1	Restitution de la Ts avec une émissivité connue	43
3.2.2	Restitution de la Ts avec une émissivité inconnue	47
3.3	Vers une meilleure estimation des Ts restituées	51
3.4	Conclusion	54
4	Restitution et évaluation des Ts à partir des radiances IASI dans le modèle à aire limitée AROME	55
4.1	Introduction	55
4.2	Restitution des Ts à partir des observations IASI	56
4.2.1	Sélection des canaux IASI sensibles à la surface	56
4.2.2	Comparaison des Ts restituées à partir de IASI Metop A & B .	58
4.2.3	Comparaison des Ts de l'ébauche et des Ts restituées à partir des radiances IASI, SEVIRI et AVHRR	59
4.2.4	Extension des comparaisons vers le modèle global ARPEGE .	65
4.3	Sélection du canal IASI le plus approprié à la restitution de la Ts . .	68
4.3.1	Comparaison des Ts restituées à partir de IASI et SEVIRI .	69
4.3.2	Comparaison des Ts restituées à partir de IASI et AVHRR .	70
4.4	Étude comparative des Ts restituées à partir de IASI et SEVIRI : cas d'étude sur la Sardaigne	73
4.5	Conclusion	77
5	Impact de l'utilisation des Ts restituées sur l'assimilation de IASI dans AROME	79

5.1	Introduction	79
5.2	Impact de l'utilisation des Ts restituées à partir du canal IASI 1194 sur les processus de simulation des radiances IASI sur terre	81
5.2.1	Impact sur les simulations des températures de brillance	81
5.2.2	Impact sur la détection nuageuse	84
5.3	Vers une amélioration de l'assimilation des radiances IASI sur terre .	87
5.3.1	Impact sur l'assimilation des observations IASI	87
5.3.2	Impact sur les analyses et les prévisions	90
5.4	Impact de l'intégration des Ts restituées à partir du canal IASI 1194 dans le modèle global ARPEGE	95
5.5	Conclusion	101
5.6	Publication associée aux chapitres 4 et 5	102
6	Conclusion et perspectives	121
	Bibliographie	127
	Annexe A	149

Liste des acronymes

1D-Var	Assimilation Variationnelle uni-dimensionnelle
3D-Var	Assimilation Variationnelle tri-dimensionnelle
4D-Var	Assimilation Variationnelle quadri-dimensionnelle
ALADIN	Aire Limitée Adaptation Dynamique développement InterNational
AROME	Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Echelle
ARPEGE	Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
CEPMMT	Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme
CNES	Centre National d'Études Spatiales
CrIS	Cross-track Infrared Sounder
ESA	European Satellite Agency
EUMETSAT	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
IASI	Interféromètre Atmosphérique de Sondage Infrarouge
Metop	Meteorological operational satellite
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MSG	Meteosat Second Generation
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
PNT	Prévision Numérique du Temps
REM	Rayonnement ÉlectroMagnétique
RTTOV	Radiative Transfer for TOVS
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager
Tb	Température de brillance
TIROS	Television InfraRed Observational Satellite
TOVS	TIROS Operational Vertical Sounder
Ts	Température de surface
ZCIT	Zone de Convergence InterTropicale

CHAPITRE 1

Introduction

Les progrès techniques réalisés en télédétection ont largement contribué à approfondir nos connaissances scientifiques dans les domaines du climat, de la météorologie et de l'environnement. Parmi les variables de surface qui suscitent le plus grand intérêt de la communauté scientifique dans les domaines de l'agriculture et de la gestion des terres, du climat urbain, du changement climatique mais aussi en prévision hydrologique et météorologique, la température de surface de la Terre (Ts) est sans doute l'une des variables clés qui rentre dans la compréhension du bilan énergétique de la Terre [Voogt and Oke, 2003, Zhou et al., 2003, Anderson et al., 2008, Zhang et al., 2008, Kustas and Anderson, 2009, Weng, 2009, Karnieli et al., 2010]. Elle est également considérée comme un paramètre crucial dans la détermination des flux d'énergie dans le continuum sol-végétation-atmosphère [Kerr et al., 2004].

La Ts dépend d'autres paramètres de surface tels que l'émissivité, l'albédo, la couverture végétale ou encore l'humidité du sol [Goward et al., 2002, Neteler, 2010, Odunuga and Badru, 2015]. Une simple variation de ces paramètres peut conduire à une modification, parfois importante, de la Ts. L'estimation de la Ts à l'échelle globale ne peut se réaliser qu'à travers les satellites qui offrent aujourd'hui de très bonnes résolutions spatiales, spectrales et temporelles. L'estimation de la Ts à partir des données satellitaires a commencé au début des années 1970 [Dickinson, 1994, Norman and Becker, 1995, Sun, 2011]. Malgré leur nombreux avantages, l'estimation de la Ts à partir des radiances satellitaires demeure difficile avec parfois beaucoup d'incertitudes sur certaines régions du globe (particulièrement sur les déserts froids et chauds) liées essentiellement à la variation de l'émissivité de surface et/ou à une mauvaise détection des nuages et des aérosols [Prata et al., 1995, Jin, 2004]. Plus encore, l'hétérogénéité de surface, fortement liée à la résolution spatiale des satellites, peut créer des biais lors de l'estimation de la Ts en raison de la non-linéarité entre les radiances satellitaires et les paramètres biogéophysiques [Hu and Islam, 1997, Hu et al., 2015].

Estimation de la température de surface par satellite

Les instruments passifs à bord des satellites mesurent un rayonnement au sommet de l'atmosphère réfléchi et/ou émis par la surface de la Terre, des océans et de

l'atmosphère (Figure 1.1). Les propriétés du rayonnement dépendent des propriétés biophysiques et chimiques des milieux observés. Les interactions rayonnement-matière se traduisent par cinq phénomènes majeurs : émission, absorption, transmission, réflexion et diffusion. L'absorption modifie l'énergie interne du corps produisant ainsi de la chaleur et provoquant une réémission de l'énergie à une plus grande longueur d'onde. En appliquant la loi de Planck, la température de brillance peut être extraite à partir de la luminance qui n'est autre que le rayonnement électromagnétique réfléchi et/ou émis par le système terre-océans-atmosphère et enregistré au niveau du capteur satellitaire [Dash et al., 2002].

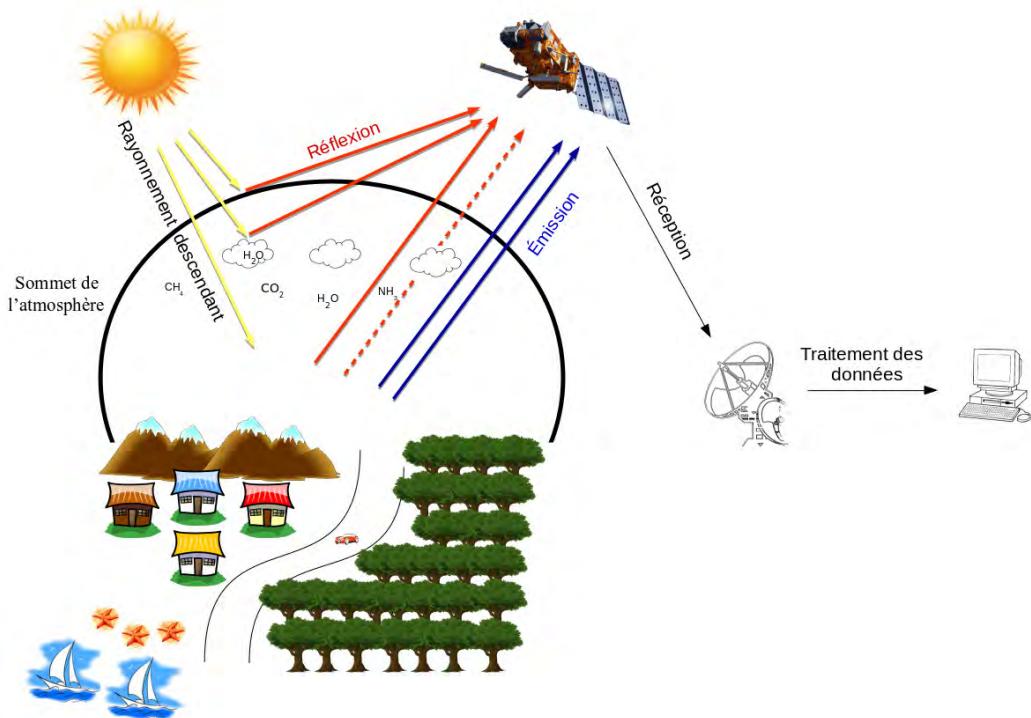


FIGURE 1.1 – Principe de la télédétection passive.

L'influence des couches atmosphériques se traduit par une différence entre la température de brillance estimée et la température de surface de l'ordre de 1 K à 5 K [Prata et al., 1995] d'où l'importance des corrections atmosphériques. Le passage des températures de brillance aux températures réelles de surface nécessite la prise en compte d'autres paramètres tels que l'émissivité de surface, l'humidité du sol, la couverture végétale ou encore la rugosité de surface [Friedl, 2002]. Dans le domaine du rayonnement infrarouge (capteurs mesurant entre 1 μm à environ 50-100 μm), plusieurs approches ont été développées pour restituer la T_s à partir des radiances satellitaires en prenant compte de l'émissivité de surface et de l'atmosphère (nuages et aérosols) : la méthode mono-canal [Sun and Pinker, 2007], la méthode du Split-Window

[Jiang et al., 2011, McMillin, 1975], la méthode multi-canal [Gao et al., 2013, Zhong et al., 2015], la méthode multi-angulaire [Chedin et al., 1982, Prata, 1994, Sobrino et al., 2004], la méthode multi-temporelle [Li et al., 2011], la méthode multi-spectrale [Péquignot et al., 2008] ou encore la méthode du filtre de Kalman [Masiello et al., 2013].

Les sondeurs infrarouges hyperspectraux, tels que IASI (Interféromètre Atmosphérique de Sondage Infrarouge) [Hilton et al., 2012] et CrIS (Cross-track Infrared Sounder) [Bloom, 2001], mesurent dans des milliers de canaux apportant ainsi une grande quantité d'information sur la surface et l'atmosphère. Ces sondeurs offrent une bonne opportunité pour la restitution de la Ts à partir des radiances satellitaires. Néanmoins, l'hétérogénéité des surfaces continentales rend l'interprétation de la mesure satellitaire parfois très complexe.

Problématique de l'assimilation des données satellitaires sur terre

Les satellites d'observation de la Terre ont contribué au développement rapide de nos connaissances sur le fonctionnement du système terrestre et ont révolutionné notre compréhension et prévision particulièrement en météorologie et océanographie. Cependant, les observations satellitaires ne sont pas suffisamment utilisées sur les surfaces continentales. Cela peut être attribué à plusieurs facteurs, tels que : (1) l'hétérogénéité de surface (ville, végétation, sol nu, eau, etc) rendant sa modélisation extrêmement complexe, (2) la grande variation des paramètres de surface (e.g., température, émissivité et humidité), (3) les algorithmes d'extraction de l'information à partir des radiances satellitaires souvent inadéquats avec la nature physique de la variable de surface (e.g., formulation linéaire pour des paramètres de surface suivant une distribution gaussienne), (4) le manque de stations in-situ dans certaines régions (e.g., Sahara, sommet des montagnes, banquise polaire) qui rend la validation des paramètres géophysiques restitués à partir des observations satellitaires parfois impossible.

Dès lors, les efforts se sont multipliés pour développer une modélisation de surface plus réaliste qui prend en considération la nature des variables de surface et qui exploite d'avantage les observations satellitaires en améliorant l'assimilation de ces observations sur terre. À Météo-France, [Karbou et al., 2006] et [Vincensini, 2013] ont respectivement amélioré l'assimilation des micro-ondes issus de AMSU (Advanced Microwave Sounding Unit) et des radiances IASI dans le modèle global ARPEGE (Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle). [Guedj et al., 2011] a amélioré l'assimilation des radiances SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) dans le modèle ALADIN (Aire Limitée Adaptation Dynamique développement

InterNational). Au MetOffice, l'équipe de [Pavelin and Candy, 2014] a développé une méthode d'analyse en composantes principales de l'émissivité de surface afin d'améliorer l'assimilation des canaux IASI sensibles à la surface et d'évaluer leur impact dans leur modèle global. Le centre météorologique canadien a également publié une étude récente qui porte sur le progrès réalisé en termes d'assimilation des radiances AIRS (Atmospheric Infrared Sounder) et IASI dans le modèle global canadien [Dutta et al., 2016]. Tous ces précédents travaux ont été basés sur une modélisation de surface plus réaliste ce qui a permis d'augmenter le nombre de canaux assimilés sur terre et d'améliorer les analyses et les prévisions d'autres observations.

Objectifs et organisation de la thèse

Dans la présente étude, j'ai restitué la Ts à partir des radiances IASI dans le modèle à aire limitée AROME (Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Echelle). IASI est un sondeur infrarouge (IR) hyperspectral embarqué à bord des satellites polaires Metop A, Metop B et très prochainement Metop C (2006, 2012 et 2018, respectivement). Il a été développé par le CNES (Centre National d'Études Spatiales) en partenariat avec EUMETSAT (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites). IASI a été initialement conçu pour améliorer les prévisions météorologiques. Il fournit les profils de température et d'humidité dans la troposphère et la basse stratosphère avec des précisions respectives de l'ordre de 1 K et 10-15 % [Blumstein et al., 2004]. IASI fournit également des informations sur la température et l'émissivité de surface.

Le modèle AROME a été conçu pour améliorer la prévision des phénomènes météorologiques dangereux (e.g., brouillard, tempêtes, épisodes cévenols ou îlots de chaleur urbain). Une bonne description des basses couches de l'atmosphère est une étape cruciale dans l'initialisation de l'état de l'atmosphère en prévision numérique du temps (PNT). La présente étude suit l'approche développée par [Vincensini, 2013] pour déterminer la Ts à partir d'une combinaison de canaux IASI dans le modèle global ARPEGE. Cependant, je me suis concentrée sur la restitution des Ts à partir des canaux IASI sensibles à la surface dans le modèle AROME en me basant sur une description de surface plus réaliste et cela dans le but d'augmenter l'utilisation des données IASI sur terre dans AROME pour avoir une meilleure description de la couche limite.

L'objectif de cette thèse est d'étudier la faisabilité d'utiliser la Ts restituée à partir des radiances IASI pour assimiler des canaux IASI supplémentaires sur terre. En poursuivant les travaux de recherche de [Guedj et al., 2011] et de [Vincensini, 2013], la Ts a été extraite des radiances IASI en inversant l'équation du transfert radiatif [Karbou et al., 2006] et en utilisant le modèle RTTOV [Hocking et al., 2013] et l'atlas d'émissivité de 2013 développé par l'Université du

Wisconsin [Borbas et al., 2007]. Le manuscrit est organisé en 6 chapitres :

- Le second chapitre donne un aperçu général sur les observations satellitaires, suivi d'une esquisse historique sur l'assimilation de ces observations dans les modèles de PNT et plus particulièrement ceux de Météo-France.
- Une description des méthodes de restitution de la Ts est donnée au chapitre 3 suivie d'une discussion sur l'atlas d'émissivité de surface utilisé tout au long de cette étude.
- Le quatrième chapitre traite la restitution et l'évaluation des Ts à partir des radiances IASI dans le modèle AROME. En poursuivant les travaux de [Vincensini, 2013], j'ai sélectionné cinq canaux IASI compris entre 901.50 cm^{-1} et 1115.75 cm^{-1} pour la restitution de la Ts. Une série de comparaisons entre la Ts restituée à partir de ces cinq canaux et celle de l'ébauche m'a permis de m'orienter vers le canal IASI 1194 (943.25 cm^{-1}) pour la restitution de la Ts. La validation de ce choix s'est faite à travers des comparaisons entre les Ts restituées à partir de IASI et celles restituées à partir de SEVIRI et de AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer).
- L'impact de l'utilisation de la Ts restituée à partir du canal IASI 1194 sur les processus de simulation et d'assimilation des radiances IASI dans AROME est présenté dans le chapitre 5. La première partie de ce chapitre présente l'impact sur les simulations, sur la détection nuageuse et sur la sélection des données à assimiler, tandis que la seconde partie évalue l'impact sur l'assimilation, les analyses et les prévisions. Une extension de la méthodologie développée dans AROME vers le modèle global ARPEGE est donnée à la fin du chapitre à travers l'étude de l'impact de l'intégration de la Ts restituée à partir du canal IASI 1194 dans le modèle global ARPEGE.
- Le dernier chapitre résume les conclusions principales et donne quelques perspectives d'avenir pour ce travail.

CHAPITRE 2

Assimilation des radiances satellitaires

Sommaire

2.1	Les observations satellitaires	9
2.1.1	Introduction	9
2.1.2	Le transfert radiatif	13
2.1.2.1	Généralités	13
2.1.2.2	Équation du transfert radiatif	23
2.1.2.3	Le modèle de transfert radiatif RTTOV	24
2.1.3	Les radiances IASI	25
2.2	L'assimilation des données satellitaires dans les modèles de PNT de Météo-France	28
2.2.1	Prévision numérique du temps : de la formulation à la pratique	29
2.2.1.1	Notations et hypothèses	29
2.2.1.2	Formalisme	31
2.2.2	Description des modèles de PNT de Météo-France	33
2.2.2.1	Le modèle global ARPEGE	33
2.2.2.2	Le modèle à aire limitée AROME	34
a)	Description du modèle AROME	34
b)	Modèle de surface	37
c)	Correction de biais	37
d)	Détection nuageuse	38
2.3	Conclusion	39

2.1 Les observations satellitaires

2.1.1 Introduction

Déjà soixante ans d'observation de la Terre par satellite! Une aventure qui a démarré en 1957 avec Sputnik-1 lancé par l'ancienne Union Soviétique et qui a officiellement ouvert la porte vers la conquête de l'espace. Dès lors, les missions

spatiales se sont multipliées en réponse à des programmes de recherche de plus en plus ciblés permettant ainsi d'obtenir des informations précieuses sur les océans, les glaces, les terres émergées et l'atmosphère.

Le premier satellite météorologique lancé avec succès par l'agence spatiale américaine (NASA) le 1^{er} avril 1960 est TIROS-1 (Television InfraRed Observational Satellite). Le lancement ultérieur d'autres satellites a abouti à la création d'un réseau mondial d'observation (Figure 2.1) favorisant un accès plus facile à la donnée météorologique même dans les zones les plus hostiles (e.g, déserts, sommet des montagnes, les pôles) où les stations in-situ sont presque inexistantes.



FIGURE 2.1 – Réseau mondial des satellites météorologiques.

Source : <http://www.wmo.int> (2013)

Les satellites météorologiques fournissent des données en temps réel, enregistrées et archivées en permanence et offrent une couverture globale avec des résolutions (spatiales, spectrales et temporelles) qui ne sont pas atteintes par d'autres systèmes de mesure. La couverture globale des données météorologiques est assurée par des satellites polaires et géostationnaires.

- Généralement, les satellites polaires (ou défilants) observent la Terre à seulement 850 km d'altitude et se caractérisent par une orbite circulaire qui passe par les pôles. Leur couverture spatiale varie selon les instruments et leurs fauchées. Ils permettent une meilleure résolution spatiale et surtout l'observation des régions qui ne sont pas couvertes par les satellites géostationnaires. Les satellites polaires Metop (Meteorological operational satellite) appartiennent au système "Initial Joint

Polar-Orbiting Operational Satellite System" (IJPS) développé conjointement par l'Europe et les États-Unis (avec la NOAA). EUMETSAT Polar System (EPS) développé par EUMETSAT est la contribution européenne au projet. Les satellites Metop sont essentiellement dédiés à l'observation de l'atmosphère pour la prévision météorologique mais contribuent aussi à la surveillance du climat. Les instruments communs aux satellites européens et américains sont : • **HIRS** (High-resolution Infrared Radiation Sounder) sondeur infrarouge à 20 canaux pour le sondage atmosphérique de la température, de la vapeur d'eau, de l'ozone et du dioxyde d'azote. HIRS fournit également des données sur les nuages, la température de surface, la composition atmosphérique et la qualité de l'air. Ces données sont utilisées aussi bien en météorologie qu'en océanographie. • **AMSU** (Advanced Microwave Sounding Unit) sondeur hyperfréquence à 15 canaux opérationnel depuis 1998. Les instruments AMSU sont composés de 2 sous-unités : AMSU-A et AMSU-B. AMSU-A donne les profils de température atmosphérique et AMSU-B fournit des données sur l'humidité. Les données de AMSU-A sont conjointement utilisées avec celles de HIRS (pour les satellites de la NOAA) ou celles de IASI (pour les satellites européens) pour extraire les profils d'humidité et de température atmosphérique depuis la surface de la Terre jusqu'à la haute stratosphère. AMSU-A fournit également des données sur les précipitations, la couverture neigeuse, la glace de mer et l'humidité du sol. Il est divisé en deux modules indépendants : AMSU-A1 qui contient 13 canaux mesurant entre 23.8 GHz et 57.3 GHz et AMSU-A2 avec seulement 2 canaux opérant entre 57.3 GHz et 89.0 GHz. • **MHS** (Microwave Humidity Sounder) est un sondeur hyperfréquence à 5 canaux conçu pour mesurer l'humidité atmosphérique à différentes altitudes (il peut également fournir des informations sur la température de surface). • **AVHRR-3** (Advanced Very High Resolution Radiometer) radiomètre à balayage dédié à la météorologie, la climatologie et le suivi de la végétation. AVHRR se caractérise par une résolution spatiale de 1 km dans l'IR et de 0,5 km dans le visible et par une fauchée de 2940 km. Avec ces 6 canaux mesurant dans le visible et l'IR (Table 2.1), AVHRR est particulièrement adapté à la détection nuageuse puisqu'il donne des images de nuages à l'échelle globale au moins 2 fois par jour. L'instrument est également utilisé pour la détection de la température de surface, des feux de forêts, de l'avancement du désert ou du rétrécissement de la calotte glaciaire et du changement de la végétation. Dans le cadre de ce travail de thèse, l'identification des observations claires ou nuageuses s'est basée sur la détection nuageuse fournie par l'AVHRR. Cette détection nuageuse repose sur une analyse des propriétés des nuages présents dans les observations de IASI.

Les européens ont de leur côté développé d'autres instruments : **GOME-2** (Global Ozone Monitoring Experiment-2) un spectromètre à balayage conçu par l'agence spatiale allemande et embarqué à bord de Metop A. Il mesure l'ozone atmosphérique, le dioxyde d'azote et donne la distribution du rayonnement ultraviolet de surface complétant ainsi les données de tous les Metop. **GRAS** (Global Navigation

TABLE 2.1 – Caractéristiques des 6 canaux de AVHRR-3 (Source : NOAA).

Numéro du canal	Bandes spectrales (μm)	Applications
1 (visible)	0.580 - 0.68	Cartographie de jour des zones nuageuses et de la surface terrestre
2 (proche IR)	0.725 - 1.00	Cartographie de jour des zones nuageuses et de la surface terrestre
3A (proche IR)	1.580 - 1.64	Détection neige et glace
3B (IR)	3.550 - 3.93	Cartographie de nuit des zones nuageuses et température de surface de la mer
4 (IR)	10.300 - 11.30	Cartographie de nuit des zones nuageuses et température de surface de la mer
5 (IR)	11.500 - 12.50	Température de surface de la mer

Satellite System Receiver for Atmospheric Sounding) fournit les profils de température et d'humidité dans la troposphère et la stratosphère en se basant sur la radio-occultation. **ASCAT** (Advanced SCATterometer) est utile pour la mesure de la vitesse et la direction du vent au-dessus des océans, ainsi que la mesure de l'humidité du sol. **IASI** (Infrared Atmospheric Sounding Interferometer) est un interféromètre Michelson à IR pour le sondage de la température, de la vapeur d'eau et de l'ozone en conditions de ciel clair (IASI sera détaillé dans la partie 2.1.3).

- Les satellites géostationnaires sont placés à 35.800 km d'altitude au-dessus de l'équateur et observent constamment la même zone à la surface de la Terre. Avec une orbite parfaitement circulaire, leur période de révolution, le taux de rotation de leur plan orbital et leur vitesse angulaire de rotation sont égaux à celui de la Terre. Les satellites géostationnaires Météosat Seconde Génération (MSG) développés par l'agence spatiale européenne (ESA) à la demande de l'organisation météorologique européenne (EUMETSAT) sont placés à l'équateur sur le méridien de Greenwich et couvrent l'Afrique, l'Europe, le Moyen-Orient, une grande partie de l'océan Atlantique et l'océan Indien occidental avec des données toutes les 15 minutes visant une utilisation opérationnelle en météorologie. L'instrument le plus connu des MSG est l'imageur **SEVIRI** (Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager). Avec sa bonne résolution spatiale, sa haute résolution temporelle et sa grande couverture spectrale (12 canaux du visible à l'infrarouge dont un canal visible haute résolution (HRV) - Table 2.2), SEVIRI fournit des données précieuses sur l'atmosphère (surtout sur les masses nuageuses) améliorant considérablement les entrées des modèles de PNT. Il construit une image de la zone couverte chaque 12 minutes et 30 secondes permettant ainsi la détection et l'identification des structures nuageuses, l'observation des aérosols ainsi que le suivi des nuages et de la végétation d'une manière très précise et plus rapide. MSG embarque également le radiomètre visible-infrarouge **GERB** (Geostationary Earth Radiation Budget) conçu pour étudier le bilan radiatif de la Terre. Il donne des mesures précises sur le rayonnement réfléchi et/ou émis par la Terre et son atmosphère.

Les satellites géostationnaires surveillent en continu la même zone du globe. La

TABLE 2.2 – Les douze canaux SEVIRI (Source : EUMETSAT).

Numéro du canal	Bandé spectrale (μm)	Résolution
HRV	0.50 - 0.90	1 km
VIS 0.6	0.56 - 0.71	3 km
VIS 0.8	0.74 - 0.88	3 km
NIR 1.6	1.50 - 1.78	3 km
IR 3.9	3.48 - 4.36	3 km
IR 6.2 (WV)	5.35 - 7.15	3 km
IR 7.3 (WV)	6.58 - 7.85	3 km
IR 8.7	8.30 - 9.10	3 km
IR 9.7	9.38 - 9.94	3 km
IR 10.8	9.80 - 11.80	3 km
IR 12.0	11.00 - 13.00	3 km
IR 13.4	12.40 - 14.40	3 km

couverture globale est assurée par un ensemble de satellites météorologiques géostationnaires en orbite (Figure 2.2) : **Meteosat** opéré par EUMETSAT avec **MSG-1** situé au-dessus de l'océan Indien, **MSG-2** et **MSG-3** couvrent l'Europe, tandis que **MSG-4** est en stockage en orbite. **GOES-EAST** et **GOES-WEST** (GOES pour Geostationary Operational Environmental Satellite) sont des satellites américains positionnés respectivement à 75° et 135° Ouest et couvrent le Nord et le Sud américain (pour le premier) et la partie Est du Pacifique (pour le second). **MTSAT-1R**, **MTSAT-2** et **Himawari** sont des satellites japonais situés respectivement à 140° , 145° et 140.7° Est et fournissent des données sur le Japon, l'Australie et la partie Ouest du Pacifique. Cette partie du globe (Ouest du Pacifique) est également couverte par le satellite sud coréen **COMS-1** situé à 128.2° Est. S'ajoutent à cette série de satellites, les satellites chinois **FY-2E** et **FY-2G** qui sont positionnés respectivement à 86.5° et 105° Est (et plus récemment **FY-4** lancé en 2016 et positionné à 86.5 Est) et le satellite indien **INSAT-3D** positionné à 82° Est qui couvrent l'océan Indien.

2.1.2 Le transfert radiatif

2.1.2.1 Généralités

Les satellites captent le rayonnement électromagnétique (REM) réfléchi et/ou émis par la surface de la Terre, des océans et de l'atmosphère dans les domaines du visible (VIS, de $0.38 \mu\text{m}$ à $0.78 \mu\text{m}$), des infrarouges (IR, subdivisé en proche IR "PIR" ($0.7 \mu\text{m} < \lambda < 3 \mu\text{m}$), en IR moyen "MIR" ($3 \mu\text{m} < \lambda < 25 \mu\text{m}$) et en IR lointain (au-delà de $25 \mu\text{m}$)) et des micro-ondes ou hyperfréquences (μO , de 0.1 mm

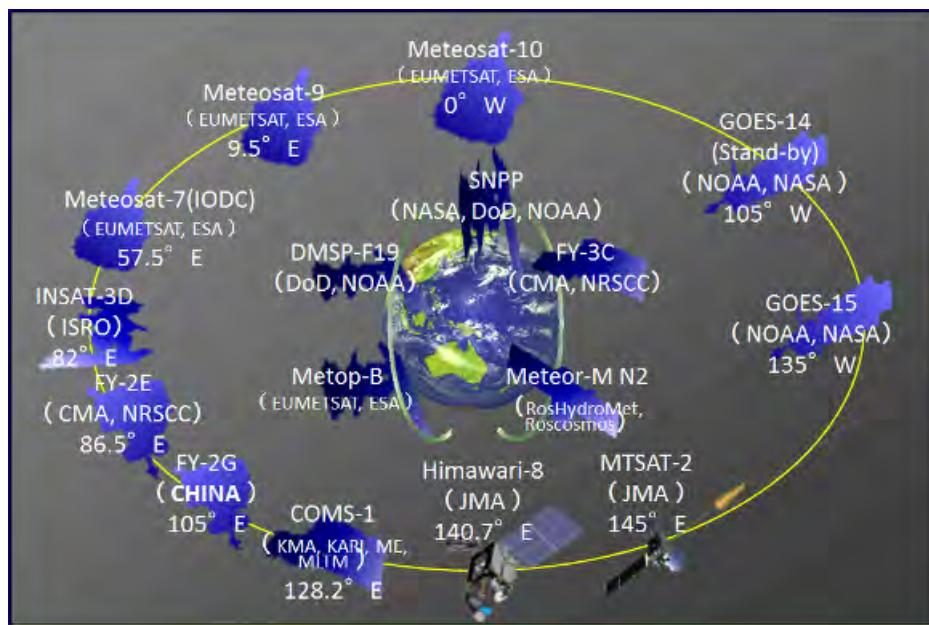


FIGURE 2.2 – Exemple de couverture globale des satellites géostationnaires.
Source : <http://www.wmo.int> (2015)

à quelques dizaines de centimètres) (Figure 2.3).

Les différentes couches atmosphériques filtrent le REM reçu du soleil et de la Terre. De ce fait, l'interprétation des données satellitaires requiert la connaissance du transfert radiatif. Ce dernier décrit les interactions entre le REM et la matière (e.g, gaz, aérosols et nuages). En fonction des propriétés intrinsèques de la matière, cinq interactions majeures peuvent avoir lieu : (a) émission, (b) absorption, (c) transmission (Figure 2.4), (d) réflexion (Figure 2.8) et/ou (e) diffusion (Figure 2.9) [Bonn and Rochon, 1992].

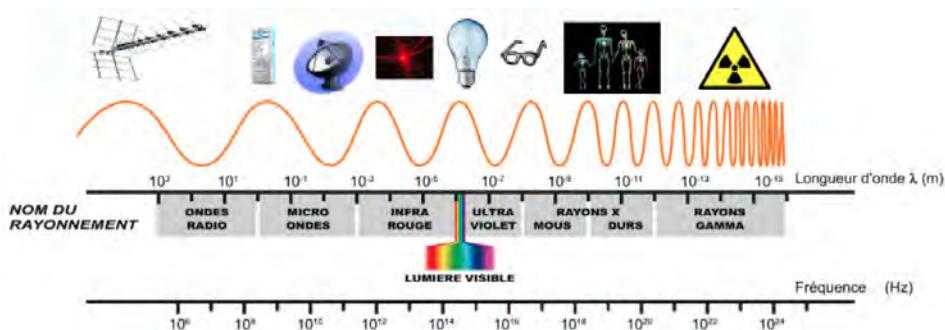


FIGURE 2.3 – Le spectre des ondes électromagnétiques.
Source : <http://www.reseau-canope.fr>

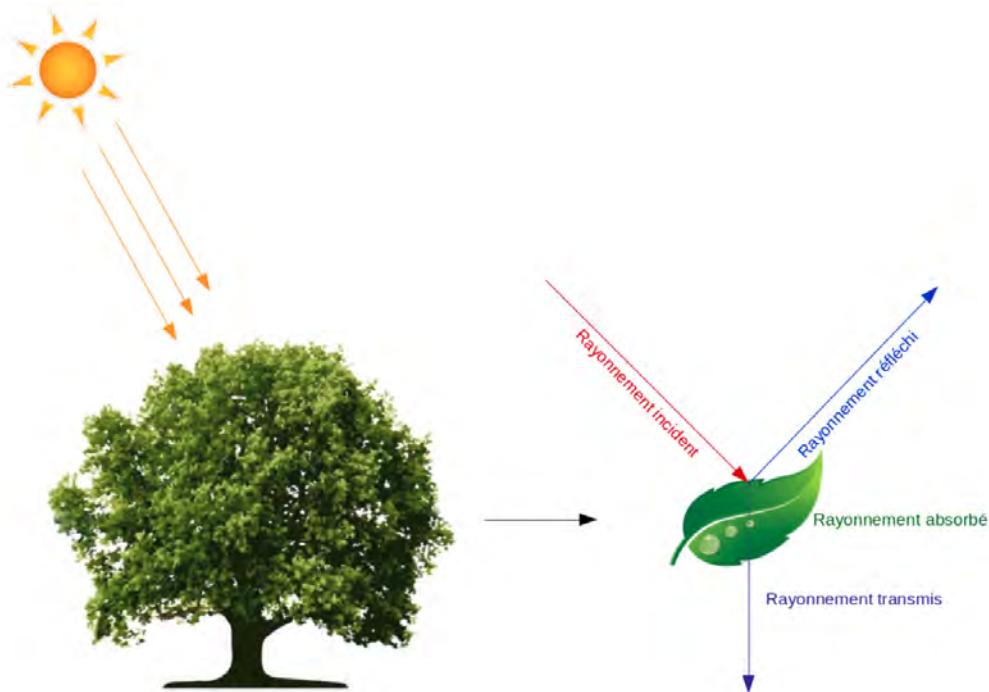


FIGURE 2.4 – Interactions du rayonnement électromagnétique avec la matière.

a) Émission :

Les lois de la physique stipulent que tout corps dont la température thermodynamique est supérieure à 0 K (-273 °C) émet un REM qui lui est propre du fait de l'agitation thermique des particules. L'émission propre d'un corps est donc caractéristique de sa température. De ce fait, deux notions fondamentales sont à rappeler :

1) Notion de "corps noir" :

Introduit par Kirchhoff en 1860, un corps noir est un corps idéal en équilibre thermodynamique avec son environnement. Il absorbe en totalité le rayonnement qu'il reçoit et émet un rayonnement maximum dans toutes les longueurs d'onde [Howell et al., 1969]. Le corps noir a été formalisé par trois lois physiques :

1.1) Loi de Planck :

[Planck, 1901] publia en 1901 l'expression de la formule du rayonnement thermique en se basant sur les travaux de son maître Kirchhoff. Planck montra en fait que le corps noir est lambertien (c'est à dire, la luminance directionnelle du corps noir est la même dans toutes les directions), sa luminance à une longueur d'onde ne dépend que de la température :

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

où h : constante de Planck ($h=6.6237 * 10^{-34}$ J.s), k : constante de Boltzmann ($k=1.381 * 10^{-23}$ J/K), c : vitesse de la lumière dans le vide ($c=3 * 10^8$ m/s) et T : température en Kelvin.

En d'autres termes, à une température donnée, la luminance est déterminée pour chaque longueur d'onde. Et inversement, la luminance émise ne dépend que de la température du corps noir.

1.2) Loi de Stefan Boltzmann :

Boltzmann a par la suite défini l'émittance totale du corps noir (équivalente à son maximum de rayonnement dans toutes les directions du demi-espace par unité de surface) comme suit :

$$M = \sigma \cdot T^4 \quad (2.2)$$

où σ est la constante de Boltzmann et T la température en Kelvin [Gradshteyn and Ryzhik, 2000].

Cela signifie que toute courbe de rayonnement de corps noir atteint une hauteur maximale pour une longueur d'onde donnée λ_{max} dépendante de la température T.

1.3) Loi de Wien :

Cette loi caractérise la dépendance du rayonnement du corps noir à la longueur d'onde. Dans ce cas, la longueur d'onde du maximum d'émission est donnée par :

$$\lambda_{max} = \frac{\sigma_w}{T} \quad (2.3)$$

où σ_w est une constante égale à $2898 \mu\text{m.K}$ et T la température en Kelvin [Lorentz, 1900].

De ce fait, le soleil peut-être considéré comme un corps noir avec une température de surface égale à 6000 K, la longueur d'onde de son maximum d'émission est donc $\lambda_{max} = 0.48 \mu\text{m}$. Cette longueur d'onde correspond au maximum de sensibilité de l'œil humain. Par contre, la température de surface de la Terre avoisine 300 K avec un maximum d'émission dans le spectre infrarouge vers $10 \mu\text{m}$ (Figure 2.5). La longueur d'onde de son maximum d'émission serait de $9.6 \mu\text{m}$ si elle rayonnait comme un corps noir. En réalité, la Terre (ainsi que la plupart des surfaces naturelles) se comporte plutôt comme un corps gris.

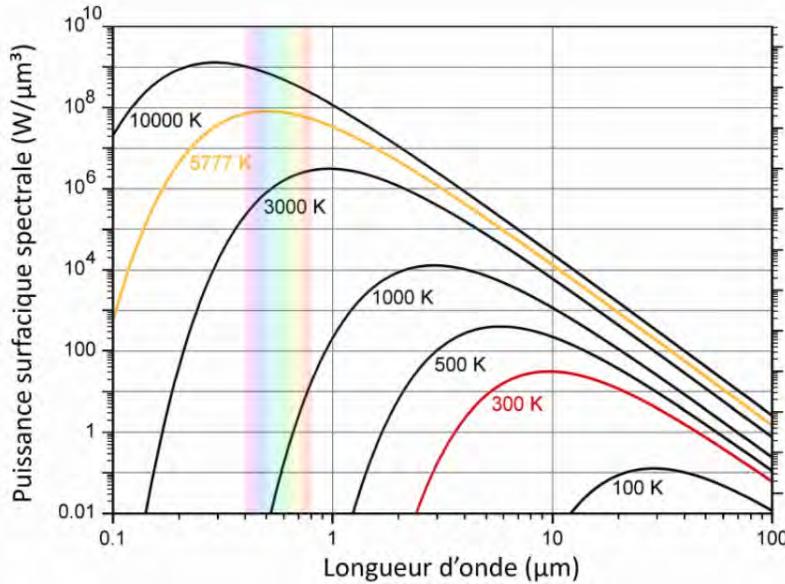


FIGURE 2.5 – Courbes de Planck pour le soleil ($T=6000\text{K}$) et la Terre ($T=300\text{K}$).
Source : e-cours.ens-lyon.fr

2) Notion de "corps gris" :

Un corps naturel est considéré comme un corps gris. À la différence du corps noir, un corps gris n'absorbe qu'une partie du rayonnement incident, le reste est réfléchi et/ou transmis. Aussi, à température égale, un corps gris n'émet pas autant qu'un corps noir. L'expression de la luminance spectrale d'un corps gris s'écrit comme suit :

$$L_\lambda(\theta, \varphi, T) = \varepsilon_\lambda(\theta, \varphi, T) \cdot L_\lambda^* \quad (2.4)$$

où $\varepsilon_\lambda(\theta, \varphi, T)$: émissivité directionnelle spectrale dans la direction (θ, φ) , L_λ^* : luminance spectrale d'un corps noir de température T .

Chaque corps émet donc, à une température donnée, un rayonnement correspondant à ses caractéristiques propres.

Émissivité

Les deux notions précédentes font appel à l'émissivité qui est définie comme étant le rapport entre la luminance d'un corps donné et la luminance du corps noir à la même température :

$$\varepsilon(\lambda) = \frac{L_{\lambda, corps}(T)}{L_\lambda} \quad (2.5)$$

Ce rapport est inclus entre 0 et 1 et dépend de la nature du corps et de son état de surface. Si l'émissivité d'une surface est proche de 1, cette surface est assimilée comme un corps noir. Par contre, si l'émissivité d'une surface est proche de 0 cela veut dire que la surface se comporte comme un corps gris. La loi de Kirchhoff stipule que, à l'équilibre thermique, l'émissivité directionnelle monochromatique d'un matériel doit être égale à l'absorption de ce matériel. Il est donc facile d'évaluer l'émissivité d'un matériel par simple mesure de son absorption. L'émissivité des substances dépend de leur nature physico-chimique et de leur état de surface. Elle varie avec la longueur d'onde, la direction d'émission et la température de surface. Dans la littérature, on parle souvent de quatre types d'émissivité : (1) émissivité monochromatique directionnelle, (2) émissivité monochromatique hémisphérique, (3) émissivité totale directionnelle et (4) émissivité totale hémisphérique. Les deux premiers types d'émissivité dépendent de la fréquence ν et la direction $\vec{\Omega}$ alors que les deux derniers sont, respectivement, obtenus par intégration sur le demi-espace ou sur l'ensemble des fréquences. L'expression de l'émissivité des surfaces continentales est donnée par :

$$\varepsilon(\lambda) = 1 - \rho(\lambda) \quad (2.6)$$

où $\rho(\lambda)$ est la réflectance spectrale à la fréquence λ , la réflectance étant le rapport entre l'énergie réfléchie et l'énergie incidente à une longueur d'onde donnée.

b) Absorption :

Tout corps dont la surface reçoit un REM peut en absorber une partie (Figure 2.4). Cette énergie absorbée modifie l'énergie interne du corps en question. Ce dernier passe d'un état énergétique à un autre jusqu'à atteindre un nouvel état d'équilibre thermodynamique. Le rapport entre l'énergie absorbée et celle reçue est appelé coefficient d'absorption ou absorptance α . Il est compris entre 0 et 1.

c) Transmission :

La transmission du rayonnement se produit lorsque ce dernier traverse une surface sans atténuation significative. Tout corps qui reçoit une certaine quantité d'énergie rayonnante peut en transmettre une partie (Figure 2.6). Le rapport entre l'énergie transmise et l'énergie incidente est appelé coefficient de transmission ou transmittance τ . La transmittance est également comprise entre 0 et 1. En télédétection, l'atmosphère est hypothétiquement considérée plane et parallèle prise dans un milieu non diffusant. Dans ce cas, l'expression de la transmittance s'écrit sous la forme :

$$\begin{aligned}\Gamma\nu(z, \theta) &= \exp \frac{-\tau(z, z_{sat})}{\cos(\theta)} \\ \tau(z, z_{sat}) &= \int_{z_{sat}}^z \alpha(z) dz \\ \alpha(z) &= k_\nu(z) c_\nu(z) \rho(z)\end{aligned}\tag{2.7}$$

où $\Gamma\nu(z, \theta)$ est la transmittance mesurée à une fréquence ν selon un angle d'observation θ et à une altitude z . τ exprime l'opacité du milieu qui se traduit par la somme des absorptions (qui correspond au coefficient d'extinction $\alpha =$ fonction croissante du nombre de molécules par volume d'air) reliées 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}). z_{sat} étant l'altitude du satellite.

La transmittance est un phénomène très important dans le sondage atmosphérique. La transmission du rayonnement est fortement liée au pouvoir absorbant des gaz et des particules atmosphériques. Les principaux gaz absorbants sont : la vapeur d'eau (H_2O), l'ozone (O_3), le dioxyde de carbone (CO_2) et l'oxygène (O_2). L'atmosphère se comporte comme un corps totalement absorbant dans les plus courtes longueurs d'onde correspondant aux rayons γ et X. À partir de $0.35 \mu\text{m}$ (proche du visible), l'atmosphère présente des zones spectrales où l'atténuation atmosphérique est relativement faible appelées fenêtres atmosphériques (Figure 2.6). Les satellites d'observation de la Terre utilisent ces fenêtres atmosphériques pour avoir de l'information sur l'atmosphère et la surface de la terre.

La détermination des profils de température et d'humidité est l'un des principaux objectifs des satellites météorologiques. Les sondages atmosphériques de l'humidité et de la température se font généralement dans les bandes d'absorption de H_2O pour le premier cas et dans les bandes de O_2 et du CO_2 pour le second cas. H_2O présente plusieurs bandes d'absorption dont les longueurs d'onde sont supérieures à $0.7 \mu\text{m}$ ce qui réduit considérablement l'observation dans le domaine du PIR à l'exception de quelques fenêtres atmosphériques très bien définies autour de $1.06 - 1.22 - 1.6$ et $2.2 \mu\text{m}$. O_2 a une bande d'absorption très étroite autour de $0.76 \mu\text{m}$ alors que les bandes d'absorption du CO_2 sont généralement mélangées à celles de H_2O dans le PIR. De ce fait, la luminance mesurée au sommet de l'atmosphère est en réalité une moyenne pondérée de la luminance des différentes couches émettrices (surface de la Terre et différentes couches de l'atmosphère). La fonction de poids permet de décrire la couche atmosphérique dont la luminance mesurée par le capteur satellitaire a été émise.

La fonction de poids :

La fonction de poids est la dérivée du profil de transmission atmosphérique. Elle s'écrit sous la forme suivante :

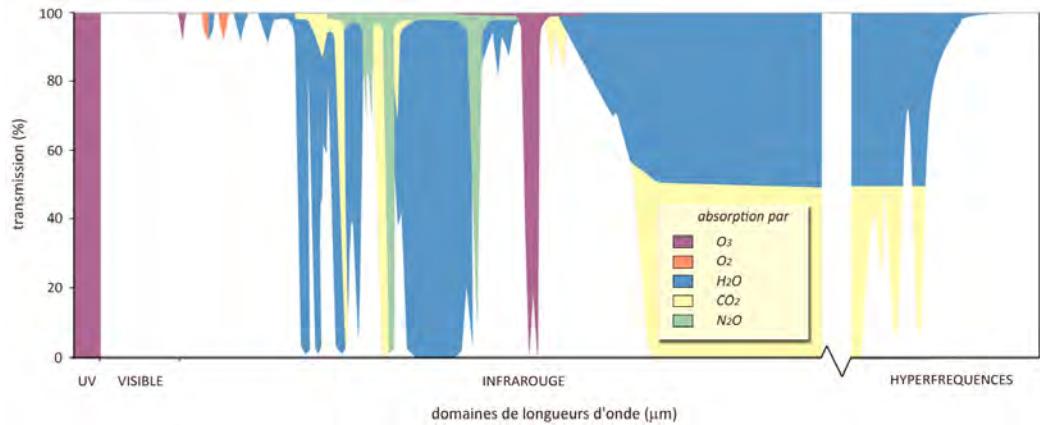


FIGURE 2.6 – Les fenêtres atmosphériques de transmission (en blanc sur la figure) en fonction de la longueur d'onde et des gaz atmosphériques.

Source : e-cours.univ-paris1.fr

$$K_\nu(z) = \frac{d\tau(z, \theta)}{dz} \quad (2.8)$$

où $K_\nu(z)$ est la fonction poids à la fréquence ν et à l'altitude z , $\tau(z, \theta)$ est la transmittance à l'altitude z pour un angle d'incidence θ .

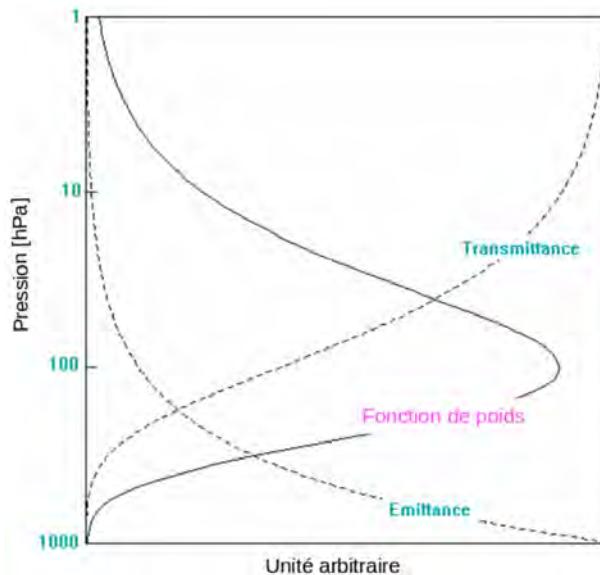


FIGURE 2.7 – Courbes prises à titre d'exemple pour représenter la variation de l'émittance, la transmittance et la fonction de poids par rapport à la pression atmosphérique.

Source : e-cours.univ-paris1.fr

La figure 2.7 montre la relation entre l'émittance, la transmittance et la fonc-

tion de poids. L'émittance est une fonction croissante du nombre de molécules par volume d'air, elle décroît donc avec l'altitude. Par contre, la transmittance atmosphérique croît avec l'altitude, elle passe de 0 à la surface, à 1 au sommet de l'atmosphère. De ce fait, la fonction de poids est une multiplication entre l'émittance et la transmittance. Elle présente une distribution gaussienne avec des valeurs proches de 0 à la surface de la Terre et au sommet de l'atmosphère et un pic à une altitude donnée. Ce pic correspond en fait au maximum d'absorption et permet de connaître la sensibilité de chaque canal atmosphérique (telle longueur d'onde sensible à telle altitude de l'atmosphère). En d'autres termes, il permet d'identifier les couches atmosphériques qui ont contribué le plus au signal reçu par le satellite. En modifiant la longueur d'onde, on peut déplacer le pic d'absorption de la fonction de poids et tracer ainsi les profils atmosphériques. En inversant l'équation du transfert radiatif, nous pouvons récupérer des informations sur la température et la composition atmosphérique tout au long de ces profils.

d) Réflexion :

Tout corps qui reçoit une quantité de REM peut en réfléchir une partie. La réflexion se produit lorsqu'un rayon de lumière est réorienté dans un sens inverse quand il heurte une surface non transparente. L'intensité de la réflexion dépend de l'indice de réfraction de la surface en question, de son coefficient d'absorption et de ses angles d'incidence. Le rapport entre l'énergie réfléchie et l'énergie incidente est appelé coefficient de réflexion ou réflectance ρ ($0 < \rho < 1$). La réflectance de l'énergie solaire par les surfaces terrestres est appelée **albédo**.

En fonction de la nature de la surface et de la longueur d'onde, deux types de réflexion sont observés (Figure 2.8) :

. **réflexion spéculaire** : se produit lorsque la surface de séparation est relativement plane par rapport à la longueur d'onde du rayonnement incident. Dans ce cas, le rayonnement réfléchi est entièrement redirigé vers une seule direction et la réflexion répond alors à la loi de Descartes (angle de réflexion = angle d'incidence). Si la surface est lisse et plate, les réflexions spéculaires se produisent suivant la loi de la réflexion.

. **réflexion diffuse** : s'observe quand la surface est rugueuse par rapport à la longueur d'onde. L'énergie peut être dans ce cas rediffusée vers toutes les directions de l'hémisphère d'où provient le rayonnement incident. La rugosité d'une surface peut se définir selon la loi de Rayleigh : si les variations extérieures sont de taille inférieure au 1/8 de la longueur d'onde, la surface est supposée lisse, sinon, elle est rugueuse. On parle de surface Lambertienne (telle que certains types de végétation) lorsque la luminance émise par cette surface est indépendante de la direction d'émission.

La somme des énergies réfléchies, absorbées et transmises est égale à l'énergie

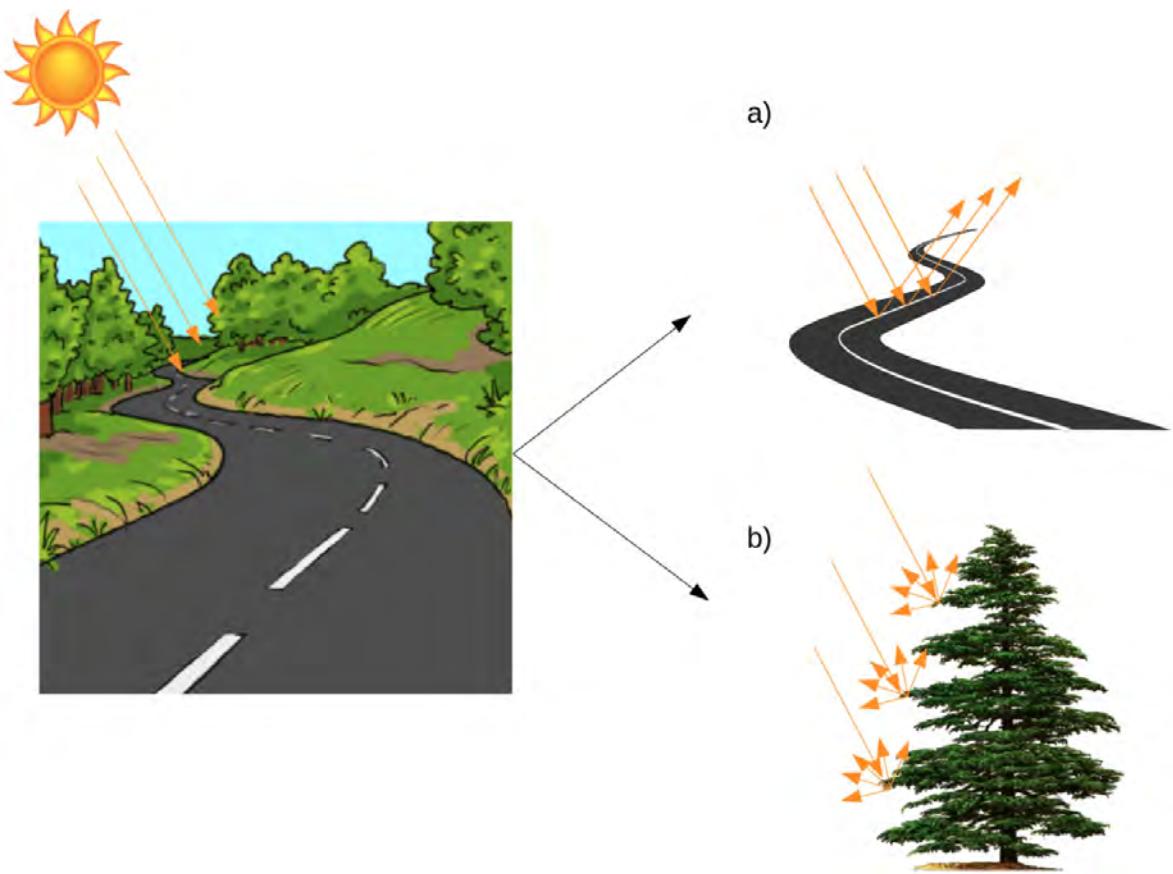


FIGURE 2.8 – Les deux types de réflexion : a) réflexion spéculaire et b) réflexion diffuse.

incidente : $\rho + \alpha + \tau = 1$

e) Diffusion :

Les particules atmosphériques (gaz et aérosols) conduisent à une diffusion dans toutes les directions d'une partie de l'énergie incidente (Figure 2.9). Environ 25% du rayonnement solaire arrivant dans l'atmosphère est diffusée. La diffusion dépend de la longueur d'onde, de la densité des particules atmosphériques et de l'épaisseur de la couche atmosphérique traversée par le rayonnement. On distingue trois types de diffusions :

. **diffusion de Rayleigh** : se produit lorsque la taille des particules (poussière ou molécules d'azote et d'oxygène) est inférieure à la longueur d'onde du rayonnement. Cette diffusion atteint surtout les courtes longueurs d'onde et est particulièrement observable dans les couches supérieures de l'atmosphère.

. **diffusion de Mie** : affecte les particules dont les dimensions sont de même ordre que la longueur d'onde du rayonnement. Souvent produit par la poussière, la

fumée ou l'eau, ce type de diffusion affecte surtout les grandes longueurs d'onde de la couche turbulente.

. **diffusion non sélective** : se produit lorsque les particules sont beaucoup plus grosses que la longueur d'onde du rayonnement. Dans ce cas, toutes les longueurs d'onde sont dispersées de façon presque égale conduisant à un rayonnement blanc (e.g., le brouillard).

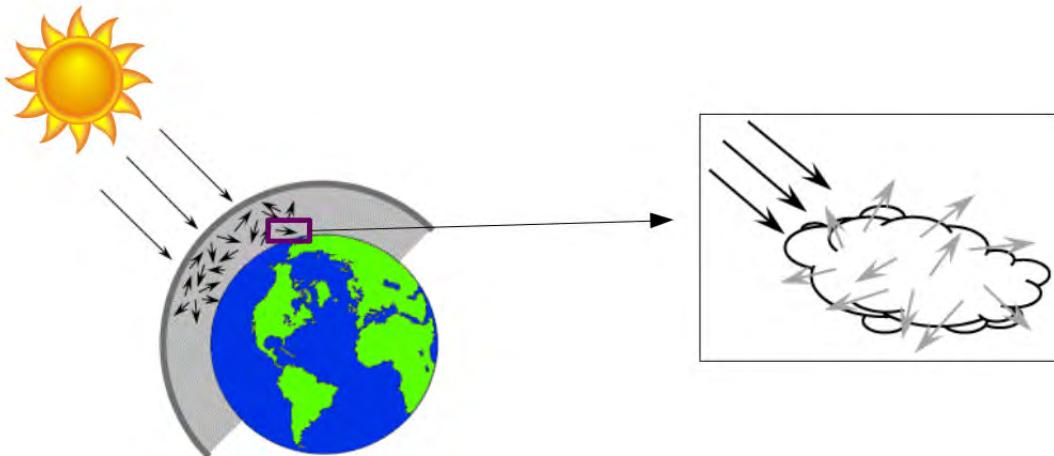


FIGURE 2.9 – Diffusion atmosphérique.
Source : Centre Canadien de Télédétection

La diffusion est un phénomène très important en télédétection, essentiellement dans le cas d'une atmosphère chargée d'humidité et d'aérosols qui diffusera davantage le rayonnement qu'une atmosphère sèche et qui nécessitera par conséquence l'application de corrections atmosphériques avant l'exploitation des données satellitaires [Campbell and Wynne, 2011].

2.1.2.2 Équation du transfert radiatif

La théorie du transfert radiatif s'est basée sur le développement de la physique théorique. En 1860, Kirchhoff formula la loi de la radiation en appliquant les deux lois de la thermodynamique. Par la suite, Planck introduisit les bases de la physique quantique en décrivant la forme spectrale de la radiation thermique. Albert Einstein réussit ensuite à comprendre davantage la fonction de Planck et initia alors la notion de photon. Dès lors, le transfert radiatif est largement utilisé dans plusieurs domaines et contribue à percer les mystères de la Terre mais aussi ceux de l'univers.

Tout REM mesuré par un capteur passif d'un satellite est affecté par l'absorption, l'émission, la réflexion et la diffusion qu'il subit tout au long de son trajet depuis la surface de la Terre jusqu'au sommet de l'atmosphère. L'équation du transfert radiatif décrit ces interactions via une formulation mathématique :

$$R_\nu(\theta) = \overbrace{\varepsilon_\nu(\theta)L_\nu(Ts)\Gamma_\nu(\theta)}^1 + \overbrace{L_\nu^\uparrow(\theta)}^2 + \overbrace{(1 - \varepsilon_\nu(\theta))\Gamma_\nu(\theta)L_\nu^\downarrow(\theta)}^3 \quad (2.9)$$

où ε_ν est l'émissivité de surface, Γ_ν la transmission atmosphérique, L_ν^\uparrow et L_ν^\downarrow sont, respectivement, le rayonnement montant et descendant. Ts est la température de surface exprimée dans l'espace des radiances.

Cette équation simplifie les différentes interactions en supposant une atmosphère plane et parallèle. La première partie de l'équation représente l'émission naturelle de la surface en partie atténuée par l'atmosphère (L_ν). Le rayonnement émis par les différentes couches atmosphériques est pris en compte dans la deuxième partie. La troisième partie de l'équation exprime le rayonnement descendant réfléchi par la surface et en partie atténué par l'atmosphère.

2.1.2.3 Le modèle de transfert radiatif RTTOV

Afin d'interpréter les radiances satellitaires, les chercheurs ont développé plusieurs modèles de transfert radiatif (RTM) pour répondre à la demande croissante des centres de recherche en PNT, en climatologie et en télédétection appliquée. Les premiers RTM développés sont les "raie par raie" (line by line en anglais "LBL"). Ces modèles s'appuient sur le calcul de la transmittance, dans une longueur d'onde bien définie, de chaque gaz spectroscopiquement actif présent dans plusieurs couches atmosphériques ce qui nécessite des ressources informatiques considérables pour extraire l'information d'un canal. Ces modèles sont essentiellement représentés par le LBLRTM (Line-By-Line Radiative Transfer Model) [Clough et al., 1992] largement utilisé aux États-Unis et le code GENLEN2 [Edwards, 1992] également utilisé aux États-Unis et dans certains centres en Europe. Il existe aussi des modèles dites "pseudo LBL" moins utilisés tels que STRANSAC développé par le LMD (Laboratoire de Météorologie Dynamique) [Scott, 1974]. Bien qu'ils soient très précis, ces modèles sont très coûteux en temps de calcul, ce qui limite leur utilisation en opérationnel. Pour optimiser le temps de calcul, d'autres modèles dits "rapides" ont été développés. Les plus connus sont le CRTM (Community Radiative Transfer Model) [Weng et al., 2005] utilisé dans beaucoup de centres américains (e.g., NCEP/EMC et NASA), RTTOV (Radiative transfer Model for TOVS) très utilisé en Europe (EUMETSAT, CEPMMT, Météo-France, MetOffice, etc) [Eyre, 1991, Matricardi et al., 2004, Saunders et al., 2012], le AES-FAST [Turner, 1995] utilisé par le centre canadien "Environment Canada and Climate Change" conjointement avec le RTTOV et plus récemment le OSS (Optimal Spectral Sampling) qui commence à avoir de plus en plus d'importance [Moncet et al., 2008]. Contrairement aux modèles raie par raie, les modèles rapides opèrent par bande spectrale en moyennant la transmittance en son sein ce qui réduit significativement

le temps de calcul.

Dans le cadre de cette étude, j'ai utilisé le modèle de transfert radiatif RTTOV (version 11) [Hocking et al., 2013]. RTTOV permet de simuler les observations IR hyperspectrales dans des conditions de ciel clair ou nuageux, ainsi que les observations dans les micro-ondes et le visible. Les entrées du modèle sont : les profils de température et d'humidité (et éventuellement les profils de contenus nuageux liquides et solides), le vent à 10 m, la température et l'humidité à 2 m, la température de surface, l'émissivité et la pression de surface, quelques gaz comme le O_3 , le CO_2 , le CH_4 et le N_2O (l'oxyde d'azote). RTTOV donne la transmission atmosphérique ainsi que le rayonnement montant et descendant (Γ_ν , L_ν^\uparrow et L_ν^\downarrow) de chaque canal. Par défaut, RTTOV utilise une émissivité constante de surface mais il est également possible d'utiliser un atlas d'émissivité dérivant d'une climatologie dans le spectre des IR [Borbas and Ruston, 2010]. Le modèle précalcule pour chaque instrument des coefficients basés sur une régression linéaire dérivée du LBLRTM [Clough et al., 1992, Delamere et al., 2004, Clough et al., 2005, Hocking, 2014]. Dans sa note technique, [Matricardi, 2009] décrit les coefficients de régression RTTOV utilisés pour IASI (les mêmes sont utilisés à Météo-France).

2.1.3 Les radiances IASI

IASI est un sondeur IR hyperspectral initialement conçu pour le sondage de température, d'humidité et d'ozone en ciel clair dans le but d'améliorer les prévisions météorologiques. Il a été développé par le CNES en partenariat avec EUMETSAT. IASI est embarqué à bord des satellites polaires Metop A (2006), Metop B (2012) et très prochainement Metop C (2018). Il permet d'extraire les profils de température et d'humidité dans la troposphère et la basse stratosphère avec, respectivement, des précisions de l'ordre de 1 K et 10-15%, à une résolution verticale de 1 km et la cartographie de la répartition globale de l'ozone (les deux se font à un échantillage horizontal de 25 km au nadir et plus en bord de fauchée) [Blumstein et al., 2004]. IASI fournit aussi des informations sur l'émissivité et la température de surface (en ciel clair) ainsi que les profils de divers gaz (e.g., O_3 , CH_4 , CO, N_2O et CO_2). La résolution spatiale de IASI est de 12 km au nadir avec une résolution spectrale de 0.5 cm^{-1} et un échantillonnage spectral de 0.25 cm^{-1} . IASI contient 8461 canaux sondant entre 645 et 2760 cm^{-1} mais moins de 200 canaux sont actuellement assimilés dans les centres de PNT [Hilton et al., 2012]. À noter que beaucoup plus de canaux IASI sont utilisés pour l'étude de la composition atmosphère [Clerbaux et al., 2009]. Les canaux IASI ont été divisés en trois bandes spectrales (Table 2.3) correspondant à trois capteurs différents dans l'instrument IASI [Cayla, 2001].

IASI est composé d'un interféromètre de Michelson et d'un imageur infrarouge à large bande spectrale et à haute résolution spatiale IIS (Integrated Imaging System)

TABLE 2.3 – Les régions spectrales du sondeur IASI.

Bande	Région spectrale (cm^{-1})	Absorbants concernés	Applications de IASI
B1	650 - 770	CO_2	profil de température
B1	790 - 980	fenêtre atmosphérique	propriétés des nuages et des surfaces
B1	1000 - 1070	O_3	sondage de O_3
B1	1080 - 1150	fenêtre atmosphérique	propriétés des nuages et des surfaces
B2	1210 - 1650	H_2O	profils de H_2O et contenu en CH_4 et N_2O
B3	2100 - 2150	CO	contenu en CO
B3	2150 - 2250	N_2O et CO_2	profil de température et contenu en N_2O
B3	2350 - 2420	CO_2	profil de température
B3	2420 - 2700	fenêtre atmosphérique	propriétés des nuages et des surfaces
B3	2700 - 2760	CH_4	contenu en CH_4

opérant en synergie avec l'AVHRR. L'acquisition des images se fait en 8 secondes par balayage discontinu dans un plan perpendiculaire à la trace au sol du satellite (Figure 2.10). Il y a en tout 30 positions de visée équitablement réparties et écartées d'environ 3.3° .

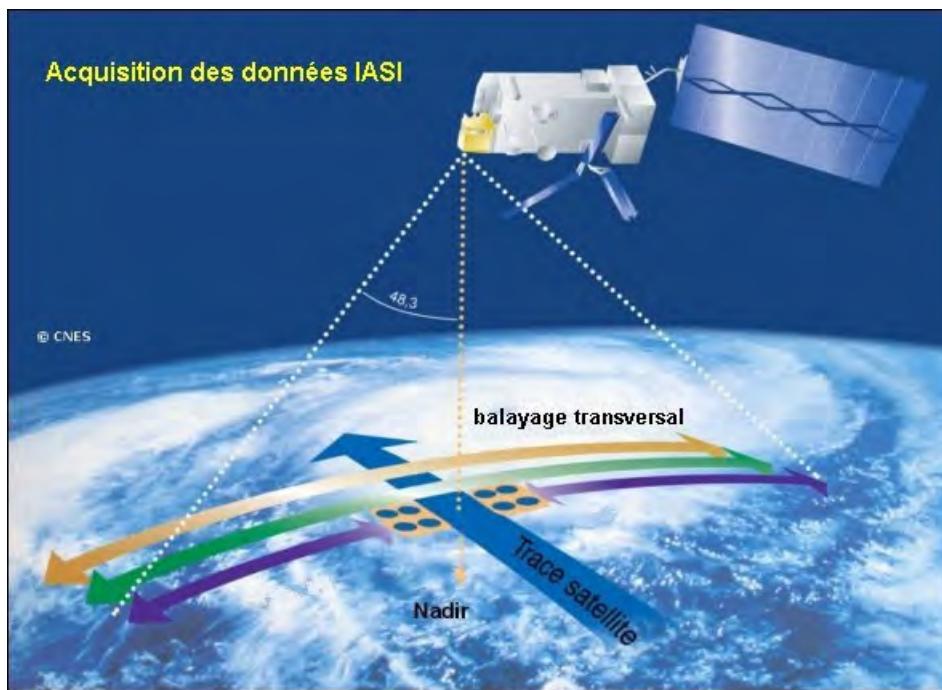


FIGURE 2.10 – Principe de l'acquisition des données IASI par balayage transversal à la trace du satellite. (Source : CNES)

Le principe d'acquisition repose sur la collecte du rayonnement IR émis par la surface terrestre et les différentes couches atmosphériques puis son acheminement vers le détecteur (via l'interféromètre). Par la suite, une transformée de Fourier optique s'effectue dans la cavité centrale de l'instrument dont le résultat est une "autoapodisation" du spectre (càd, filtration du signal à travers une limitation des lobes secondaires et un doublement de la largeur à mi-hauteur conduisant à la sortie

à un spectre dit "brut"). La dernière étape consiste à diviser le rayonnement sortant en trois bandes spectrales (Table 2.3) : bande B1 de 645 à 1 210 cm^{-1} , bande B2 de 1210 à 2000 cm^{-1} et la bande B3 de 2000 à 2 760 cm^{-1} . Un exemple de spectre IASI en ciel clair est illustré sur la figure 2.11.

Les données IASI sont ensuite envoyées vers les stations de réception au sol. Ces stations s'occupent du traitement des données brutes IASI et fournissent des produits de différents niveaux. Le niveau 2 est plus élaboré où les paramètres géophysiques ont été extraits à partir des radiances IASI. On y trouve notamment : les profils de température et d'humidité, l'émissivité et la température de surface, la fraction nuageuse, la température et la pression au sommet du nuage, le contenu en gaz (O_3 , N_2O , CO, CH_4 et CO_2), la covariance d'erreur et les indications sur la qualité du traitement et les incertitudes associées [Cayla, 2001].

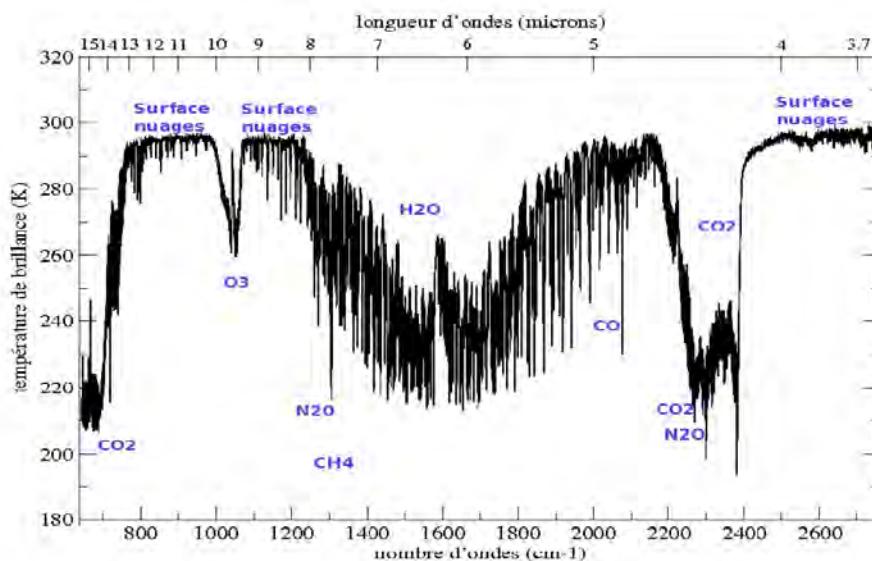


FIGURE 2.11 – Exemple de spectre IASI en ciel clair

IASI-NG (IASI-Next Generation) sera le successeur de IASI [Crevoisier et al., 2014]. Avec une technologie plus innovante, la résolution spectrale de IASI-NG ainsi que le rapport signal-bruit seront nettement améliorés par rapport à IASI (amélioration d'un facteur 2). IASI-NG fournira, avec une plus grande précision, les profils de température et d'humidité et contribuera plus efficacement aux recherches météorologiques mais aussi à ceux sur le changement climatique (gaz à effet de serre, poussière de désert ou couverture nuageuse). La très haute résolution spectrale de IASI-NG devrait apporter de précieuses informations dans les basses couches de l'atmosphère et à l'interface troposphère-stratosphère et contribuer davantage à l'amélioration des modèles de PNT. Il sera embarqué à bord de la nouvelle série de satellites Metop-SG appartenant au programme EPS-SG (EUMETSAT Polar system-Second Generation) d'EUMETSAT dont le

lancement est prévu pour les horizons 2021, 2028 et 2035.

2.2 L'assimilation des données satellitaires dans les modèles de PNT de Météo-France

La prévision numérique du temps remonte à 1890 avec le célèbre Météorologue américain Cleveland Abbe qui décrivit dans son papier "The physical basis of long-range weather forecasting" la météorologie comme une application des lois hydro- et thermodynamiques à l'atmosphère [Willis and Hooke, 2006]. En 1904, Vilhelm Bjerknes suggéra pour la première fois de considérer la prévision du comportement de l'atmosphère comme un problème physique-mathématique avec des hypothèses de départ [Bjerknes, 1904]. Bjerknes se concentra sur sept variables de base (pression, température, densité, humidité et composantes de la vitesse) et développa sept équations indépendantes : les trois équations hydrodynamiques de mouvement, l'équation de continuité, l'équation d'état et les équations exprimant les première et deuxième lois de la thermodynamique. Ces équations s'avérèrent non solvables et Bjerknes ne réussit pas à trouver une solution numérique ou analytique pour résoudre le problème. C'est en 1922, que le britannique Lewis Fry Richardson (mathématicien, météorologue et psychologue) eut l'idée de prévoir le temps en partant des équations primitives de l'atmosphère et des lois de la mécanique des fluides [van den Dungen and Ashford, 1986]. Cependant, il a fallu attendre encore 28 ans pour que la vision de Richardson se concrétise avec le développement de l'informatique et l'apparition des premières tentatives de prévision numérique du temps par ordinateur.

Depuis, les modèles de PNT se sont développés visant toujours une représentation simple et réaliste de l'atmosphère à travers des équations dynamiques (système d'équations de Navier-Stokes : équation du vent horizontal, équation d'équilibre hydrostatique, équation de continuité, équations de la thermodynamique, équation de la vapeur d'eau, équation d'état) et des hypothèses et approximations. On appelle assimilation de données le processus par lequel on obtient une représentation aussi fidèle que possible de l'état de l'atmosphère en s'appuyant sur toutes les sources d'information disponibles. Ces sources d'information sont :

- Les observations : stations terrestres et maritimes, avions, satellites, radars, radiosondages ;
- Une ébauche (dite Background ou First Guess en anglais) : donne une représentation initiale de l'atmosphère en se basant sur une représentation antérieure du modèle à courte échéance (6h dans le modèle global et 1h dans le modèle à fine échelle) et sur une climatologie ;

L'assimilation des données a commencé par l'interpolation des observations [Richardson, 1922] suivie de l'analyse de Cressman dans les années 50 [Cressman, 1959] et de Nudging ou relaxation newtonienne dans les années 70 [Lakshmivarahan and Lewis, 2013] jusqu'à l'interpolation optimale [Phillips, 1982] et les méthodes variationnelles 3D-Var (prise en compte de la distribution spatiale des observations) [Courtier et al., 1998, Rabier et al., 1998] dans les années 80, 90 puis 4D-Var (introduction de la dimension temporelle qui s'ajoute à la distribution spatiale des observations) dans les années 2000 [Rabier et al., 2000]). Il y a aussi toutes les méthodes ensemblistes comme EnVar (les ensembles variationnels) par exemple.

Le meilleur état initial possible pour un modèle de prévision est appelé analyse. Cette dernière fournit aussi une référence de l'atmosphère pour la vérification de la qualité des prévisions et même celle des observations.

2.2.1 Prévision numérique du temps : de la formulation à la pratique

2.2.1.1 Notations et hypothèses

Notations

L'équipe de [Ide et al., 1997] a défini une notation uniforme en assimilation de données qui sera utilisée tout au long du manuscrit. En considérant un espace du modèle de dimension n et un espace des observations de dimension p , on peut donc définir les paramètres suivants :

\mathbf{x} : vecteur d'état. C'est un vecteur colonne représentant l'état de l'atmosphère que l'on cherche à estimer. Bien que plusieurs vecteurs d'état peuvent être définis, ils ne représentent qu'une approximation de la réalité ;

\mathbf{x}^t : vecteur d'état du modèle vrai de dimension n ;

\mathbf{x}^b : vecteur de l'ébauche de dimension n (information le plus souvent issue du modèle, d'une prévision antérieure, d'une climatologie, etc), où $\mathbf{x}^b = \mathbf{x}^t + \boldsymbol{\varepsilon}^b$ (où $\boldsymbol{\varepsilon}^b$ est l'erreur de l'ébauche) ;

\mathbf{x}^a : vecteur de l'état analysé de dimension n (que l'on cherche) ;

\mathbf{y}^o : vecteur d'observation de dimension p pour l'ensemble des observations disponibles. Il est souvent de taille inférieure à celui du vecteur d'état. \mathbf{y}^o peut s'écrire : $\mathbf{y}^o = \mathcal{H}(\mathbf{x}^t) + \boldsymbol{\varepsilon}^0$ (où \mathcal{H} est appelé opérateur d'observation et $\boldsymbol{\varepsilon}^0$ représente l'erreur d'observation). Le passage de l'espace d'état vers l'espace des observations est assuré par l'opérateur d'observation ;

\mathcal{H} : opérateur d'observation passant de la dimension n à p. Il permet d'établir une relation entre les observations (variables mesurées) et les paramètres du modèle (variables à estimer) tel que : $\mathcal{H}(\mathbf{x}) = \mathbf{y}$. Si \mathcal{H} est linéaire, alors il existe une matrice \mathbf{H} de dimension p^*n telle que $\mathbf{H}\mathbf{x}=\mathcal{H}(\mathbf{x})$. La matrice \mathbf{H} comprend au moins (1) un passage de l'espace spectral à l'espace physique, (2) une interpolation des points de grille encadrant l'observation, (3) une interpolation suivant la verticale jusqu'au niveau de l'observation et (4) le calcul de l'équivalent modèle de l'observation.

Erreurs

Le processus d'assimilation de données nécessite la description d'un certain nombre d'erreurs qu'il faut préalablement définir. Trois types d'erreurs sont à citer :

- erreur d'ébauche : écart entre l'ébauche et l'état réel du système $\boldsymbol{\varepsilon}^b = \mathbf{x}^b - \mathbf{x}^t$. Si cette erreur est nulle, alors l'analyse est dite triviale. En d'autres termes, l'ébauche est conservée sans tenir compte des observations.

- erreurs d'observation : écart entre les observations et l'état correspondant dans l'espace des observations à la réalité. Dans ce cas, $\boldsymbol{\varepsilon}^o = \mathbf{y} - \mathcal{H}(\mathbf{x}^t)$. Si les erreurs d'observation sont nulles, cela revient à dire que les observations sont fidèles à la réalité.

- erreur d'analyse : écart entre l'analyse et l'état réel du système $\boldsymbol{\varepsilon}^a = \mathbf{x}^a - \mathbf{x}^t$. Une bonne assimilation se traduit par une erreur d'analyse plus petite que l'erreur d'ébauche.

De ce fait, on définit les matrices suivantes :

\mathbf{B} : matrice de covariance d'erreur d'ébauche $(\mathbf{x}^b - \mathbf{x}^t)$ de dimension n^*n ;

\mathbf{R} : matrice de covariance d'erreur d'observation $(\mathbf{y} - \mathcal{H}(\mathbf{x}^t))$ de dimension p^*p ;

\mathbf{A} : matrice de covariance d'erreur d'analyse $(\mathbf{x}^a - \mathbf{x}^t)$ de dimension n^*n .

Hypothèses

On peut poser certaines hypothèses, telles que :

- l'opérateur d'observation est linéarisé : les variations de l'opérateur d'observation au voisinage de l'ébauche est linéaire. Ainsi, pour tout \mathbf{x} suffisamment proche de \mathbf{x}^b , $\mathcal{H}(\mathbf{x}) - \mathcal{H}(\mathbf{x}^b) = \mathbf{H}(\mathbf{x} - \mathbf{x}^b)$ où \mathcal{H} est un opérateur linéaire ;

- les prévisions et les observations sont non biaisées : $E(\boldsymbol{\varepsilon}^b) = E(\boldsymbol{\varepsilon}^o) = 0$.

- les erreurs de prévision et d'observations sont décorrélées : $E(\boldsymbol{\varepsilon}^b(\boldsymbol{\varepsilon}^o)^T) = E(\boldsymbol{\varepsilon}^o(\boldsymbol{\varepsilon}^b)^T) = 0$.

- Les matrices de covariances des erreurs de prévision \mathbf{B} et d'observations \mathbf{R} sont connues : $\mathbf{B} = E(\boldsymbol{\varepsilon}^b(\boldsymbol{\varepsilon}^b)^T)$ et $\mathbf{R} = E(\boldsymbol{\varepsilon}^o(\boldsymbol{\varepsilon}^o)^T)$.

- L'analyse \mathbf{x}^a doit être un estimateur non biaisé ($E(\mathbf{x}^a - \mathbf{x}^t) = 0$) et minimiser la variance d'erreur d'estimation ($\mathbf{A} = E((\mathbf{x}^a - \mathbf{x}^t)(\mathbf{x}^a - \mathbf{x}^t)^T)$)

2.2.1.2 Formalisme

Dans les centres de PNT, deux méthodes d'assimilation de données sont couramment utilisés :

- **méthodes statistiques aux moindres carrés ou BLUE (Best Linear Unbiased Estimation)** :

Dans ce cas le meilleur estimateur de \mathbf{x} qui minimise la variance des erreurs d'estimation est donné par :

$$\begin{aligned}\mathbf{x}^a &= \mathbf{x}^b + \mathbf{B}\mathbf{H}^T(\mathbf{H}\mathbf{B}\mathbf{H}^T + \mathbf{R})^{-1}(\mathbf{y}^o - \mathcal{H}(\mathbf{x}^b)) \\ &= (\mathbf{B}^{-1} + \mathbf{H}^T\mathbf{R}^{-1}\mathbf{H})^{-1}(\mathbf{B}^{-1}\mathbf{x}^b + \mathbf{H}^T\mathbf{R}^{-1}\mathbf{y}^o)\end{aligned}\quad (2.10)$$

Le vecteur $\mathbf{y}^o - \mathcal{H}(\mathbf{x}^b)$ est appelé vecteur des résidus observés ou vecteur d'innovation et $\mathbf{x}^a - \mathbf{x}^b$ est appelé incrément d'analyse.

La matrice $\mathbf{K} = \mathbf{B}\mathbf{H}^T(\mathbf{H}\mathbf{B}\mathbf{H}^T + \mathbf{R})^{-1}$ est la matrice de gain. Cette matrice est coûteuse en temps de calcul (très grande) ce qui limite l'utilisation de la méthode BLUE.

- **méthode variationnelle tri-dimensionnelle (3D-Var)** :

Cette deuxième méthode définit une fonction coût $J(\mathbf{x})$ qui mesure la distance de l'état de l'atmosphère par rapport à l'ébauche et par rapport aux observations. Chacune des distances fait intervenir des pondérations liées aux précisions de chacune des sources d'information. La force du 3D-Var se résume essentiellement en : (1) l'absence de la matrice de gain, (2) la minimisation est résolue à grande échelle, (3) l'utilisation d'un grand nombre d'observations de différent type et (4) la linéarité de l'opérateur d'observation \mathcal{H} n'est plus exigée.

Dans ce cas, on cherche un état \mathbf{x}_o tel que la distance entre la trajectoire du modèle issue de \mathbf{x}^o et les observations soit minimale. $J(\mathbf{x})$ s'écrit comme suit :

$$\begin{aligned}J(\mathbf{x}) &= J^b(\mathbf{x}) + J^o(\mathbf{x}) \\ &= 1/2(\mathbf{x} - \mathbf{x}^b)^T\mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}^b) + 1/2(\mathbf{y}^o - \mathcal{H}(\mathbf{x}))^T\mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y}^o - \mathcal{H}(\mathbf{x}))\end{aligned}\quad (2.11)$$

où \mathbf{x} : la variable de contrôle du problème de minimisation. J^b et J^o : la distance de l'estimation à l'ébauche et aux observations.

\mathcal{H} : l'opérateur d'observation, il n'est pas nécessairement linéaire par rapport à la variable de contrôle. Lorsque \mathcal{H} est linéaire le gradient est égal à :

$$\nabla J(\mathbf{x}) = \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}^b) + \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y}^o - \mathcal{H}(\mathbf{x})) \quad (2.12)$$

La minimisation se fait par une méthode de descente dans la direction du gradient.

- Formulation variationnelle quadri-dimensionnelle : 4D-Var

Le 4D-Var a été développé afin de trouver une solution du modèle qui ne soit pas trop éloignée d'une ébauche \mathbf{x}^b disponible à t_0 et qui passe le plus proche possible des observations durant une période d'assimilation $[t_0, t_n]$ [Klinker et al., 2000, Rabier et al., 2000, Mahfouf and Rabier, 2000]. Cette période d'assimilation (appelée aussi fenêtre temporelle d'observation) est de 6h dans le modèle global ARPEGE de Météo-France et 12h dans le modèle global IFS (Integrated Forecasting System) du Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (CEPMMT). La trajectoire du modèle est forcée de façon à être proche des observations en ajustant les conditions initiales (Figure 2.12).

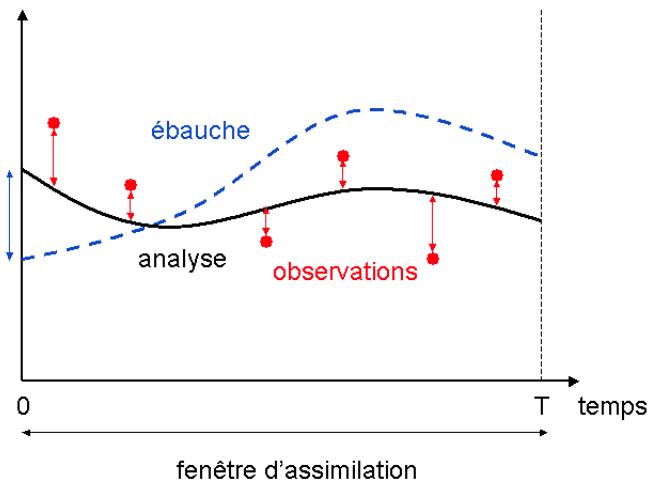


FIGURE 2.12 – Représentation simplifiée d'un schéma d'assimilation 4D-Var. On cherche à obtenir la trajectoire analysée du modèle (courbe pleine noire) qui soit à la fois proche des observations (cercles rouges) et de l'ébauche fournie par une prévision antérieure (courbe en tiretés bleue). (Source : <http://www.encyclopedie-environnement.org>)

Le 4D-Var consiste à trouver un état initial \mathbf{x}_0^a qui minimise la fonction coût suivante :

$$J(\mathbf{x}^o) = 1/2(\mathbf{x}^o - \mathbf{x}^b)^T \mathbf{B}^{-1} (\mathbf{x}^o - \mathbf{x}^b) + 1/2 \sum_{i=0}^m (\mathbf{y}_i^o - \mathcal{H}_i(\mathbf{x}_i))^T \mathbf{R}_i^{-1} (\mathbf{y}_i^o - \mathcal{H}_i(\mathbf{x}_i)) \quad (2.13)$$

où m est le nombre d'instants t_i pour lesquels les observations sont présentes. \mathcal{H}_i est l'opérateur d'observation, éventuellement non linéaire, qui relie la variable du modèle \mathbf{x}_i aux observations \mathbf{y}_i^o . \mathbf{R}_i est la matrice de covariance d'erreur d'observations pour les instants t_i . Ainsi, le modèle de prévision est intégré dans \mathbf{x}_i . \mathbf{x}_i est la prévision de l'instant initial à t_i .

Dans un modèle de grande échelle, le 4D-Var avait tendance à ajuster en premier les composantes les plus énergétiques ce qui entraînait une minimisation coûteuse en temps de calcul. [Courtier et al., 1994] ont donc proposé l'utilisation d'un modèle linéaire-tangent et de son adjoint à une résolution plus faible à travers une paramétrisation physique simplifiée. Cette méthode est connue sous le nom de "l'approche incrémentale". Elle remplace la condition initiale entière par une solution approchée en se basant sur une fonction coût quadratique qui vise la minimisation de la fonction coût par le biais d'un incrément propagé dans le temps avec le modèle linéaire-tangent permettant ainsi de réduire significativement le coût de la minimisation. Le 4D-Var est actuellement implémenté d'une manière opérationnelle dans plusieurs centres de PNT (comme le CEPMMT (1997) et Météo-France (2000)) et contribue à l'amélioration de la qualité des prévisions.

2.2.2 Description des modèles de PNT de Météo-France

2.2.2.1 Le modèle global ARPEGE

ARPEGE est le modèle global de Météo-France conçu pour la prévision numérique opérationnelle à grande échelle. Il couvre le globe avec une maille variable allant de 7.5 km environ sur la France à 37 km aux antipodes et avec une résolution verticale de 105 niveaux dont le premier niveau est à 10 m au-dessus de la surface et le dernier à 70 km environ. ARPEGE utilise l'assimilation variationnelle 4D-Var qui est continuellement alimentée par des données conventionnelles (e.g., les stations terrestres et maritimes, les stations synoptiques (SYNOP), les observations des bateaux (SHIP), les bouées (DRIBU), les radiosondes (TEMP) et les profileurs du vent (PILOT)) et par des observations aéro ou spatio portées (GPS sol, capteurs satellitaires : IASI, SEVIRI, CrIS, AMSU, SCAT, etc). ARPEGE assure la prévision jusqu'à quatre jours d'échéance. Le code de ARPEGE-IFS est partagé entre Météo-France et le CEPMMT pour des raisons de recherche et développement. ARPEGE a également été orienté vers la recherche en climatologie avec la version "ARPEGE-climat" qui simule les variations du climat passées, présentes et

futures.

Dans la présente étude, je me suis essentiellement focalisée sur le modèle AROME qui sera encore plus détaillé que le modèle global ARPEGE dans la section suivante.

2.2.2.2 Le modèle à aire limitée AROME

a) Description du modèle AROME

Le modèle AROME est le modèle de prévision numérique du temps à maille fine conçu pour améliorer la prévision des phénomènes météorologiques dangereux (e.g., brouillard, tempêtes, épisodes cévenols ou îlots de chaleur urbain). Il est opérationnel à Météo-France depuis décembre 2008 [Seity et al., 2011]. Sa configuration a évolué en avril 2015 [Brousseau et al., 2016]. AROME utilise maintenant une résolution horizontale de 1.3 km avec 1536x1440 points de grille (au lieu de 2.5 km et 750x720 points de grille dans l'ancienne configuration) dont 57.3% de points sont sur continent, couvrant ainsi la France métropolitaine et les pays avoisinant (5.2°W-11.2°E, 40.5°N-51.7°N, Figure 2.13). Une nouvelle base orographique à résolution plus fine y est aussi intégrée (GMTED2010 à 250 m au lieu du GTOPO30 à 1 km). La résolution verticale de AROME s'est également améliorée au niveau de la troposphère avec 90 niveaux verticaux (au lieu de 60 niveaux dans l'ancienne configuration) dont le premier niveau est à 5 m au-dessus de la surface et le niveau le plus haut est aux alentours de 10 hPa [Brousseau et al., 2016].

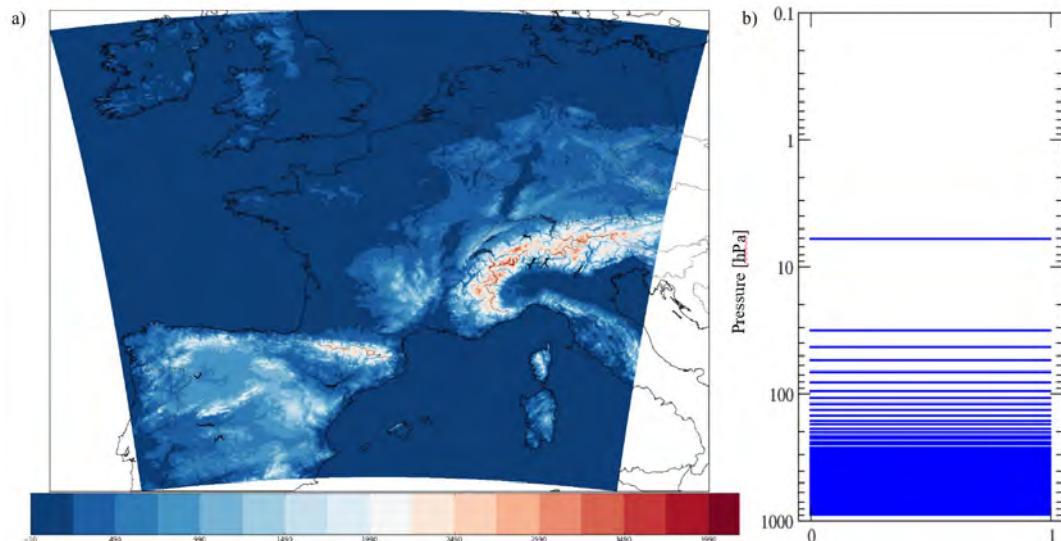


FIGURE 2.13 – Domaine (a) et niveaux verticaux (b) du modèle AROME (les couleurs indiquent le relief). (Source : <http://www.umr-cnrm.fr/>)

La paramétrisation physique du modèle AROME est héritée du modèle Meso-

NH [Lafore et al., 1997] tandis que la partie dynamique est une adaptation à la maille fine dérivée du modèle ALADIN (Aire Limitée Adaptation Dynamique développement InterNational) [Bubnová et al., 1995]. AROME est un modèle spectral non-hydrostatique. Il utilise un schéma temporel itératif semi-Lagrangian, semi-implicite et prend ses conditions aux limites latérales du modèle global ARPEGE [Seity et al., 2011]. L'assimilation 3D-Var du modèle AROME [Brousseau et al., 2008] est dérivée du modèle ALADIN-France [Fischer et al., 2005, Guidard et al., 2006]. À chaque cycle d'assimilation, les deux composantes horizontales du vent, la température, l'humidité spécifique et la pression de surface sont analysés pour tous les niveaux verticaux à la résolution du modèle. L'assimilation des données dans AROME a significativement augmenté avec l'assimilation horaire 3D-Var. L'incorporation des observations dans AROME se fait donc chaque heure permettant de mieux profiter des observations ayant une haute résolution temporelle. La Figure 2.14 montre le cumul mensuel du nombre d'observations utilisées lors du mois de mars 2017 avec une forte proportion des données radar (plus de 47%) suivi des mesures sous abri (SYNOP) (19%), des avions et des radiosondages (TEMP) (9%) puis des GPS sol (2.5%). L'assimilation des données satellitaires est faible (10%) représentées notamment par IASI (3%) (À noter que ce ratio peut changer d'un mois à l'autre).

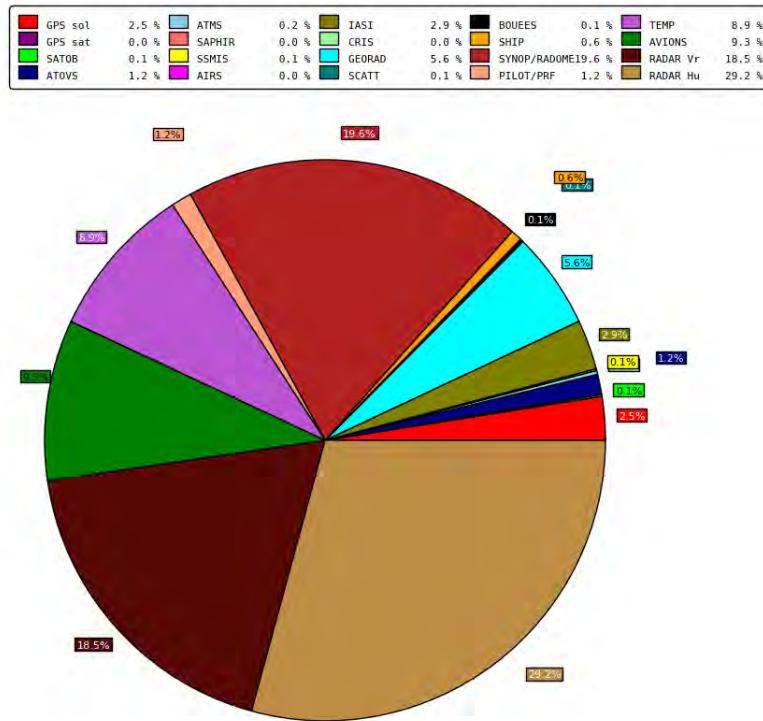


FIGURE 2.14 – Proportion du nombre d'observations utilisées par type d'observation dans le modèle AROME (cumul mensuel du nombre d'observations utilisées pour mars 2017).

Le passage à la nouvelle configuration (surtout la baisse de la limite supérieure des niveaux verticaux du modèle) s'est traduit par une réduction encore plus importante de l'assimilation des données satellitaires. La figure 2.15 illustre l'évolution des cumuls mensuels du nombre d'observations satellitaires depuis 2009. Les premières données de IASI issues du satellite Metop A ont commencé à être assimilées dans AROME peu après avril 2010. Le nombre de données IASI augmente considérablement les années suivantes en bénéficiant des améliorations de IASI dans ARPEGE (dépasse les 3 millions en combinant les données de IASI Metop A & B). À partir d'avril 2015 (date de la bascule vers la nouvelle configuration du modèle AROME), une nette réduction des observations IASI assimilées dans AROME a été constatée (au mieux 1 million d'observations IASI assimilées) du fait de la réduction de la limite supérieure des niveaux verticaux du modèle (suppression des canaux sondant dans les hautes couches de l'atmosphère). Par contre, on remarque que l'assimilation des GEORAD (radiances géostationnaires SEVIRI) est en nette augmentation depuis 2015 en raison de l'augmentation du nombre de cycles d'analyse dans la nouvelle configuration du modèle AROME, d'autant plus que les simulations des observations SEVIRI sont peu impactées par la limite supérieure des niveaux verticaux du modèle AROME.

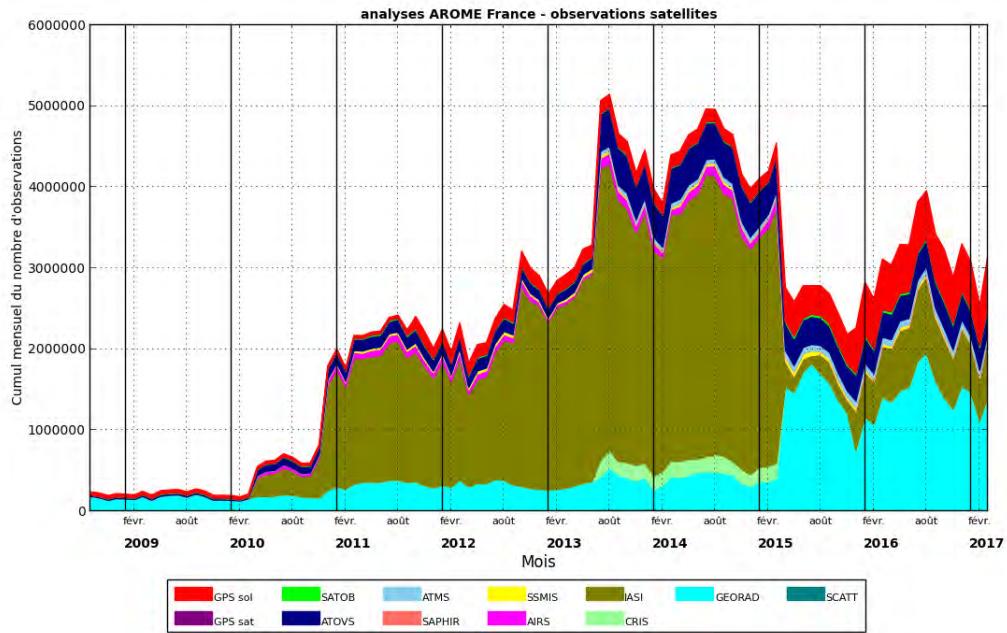


FIGURE 2.15 – Proportion du nombre d'observations satellitaires utilisées dans le modèle AROME depuis 2009.

L'assimilation des radiances IASI dans AROME bénéficie de celle réalisée dans ARPEGE [Guidard et al., 2011] où 314 canaux IASI sélectionnés par [Collard, 2007] sont régulièrement suivis et contrôlés. Dans ARPEGE (et dans l'ancienne configura-

tion de AROME), 123 canaux IASI sont assimilés sur mer contre 86 canaux assimilés sur terre. Avec la baisse de la limite supérieure des niveaux verticaux dans la nouvelle configuration de AROME, tous les canaux sensibles à la stratosphère ont été éliminés de l'assimilation pour ne garder sur terre que 8 canaux vapeur d'eau (WV pour Water Vapour) sensibles à la moyenne et à la haute troposphère et 44 canaux assimilés sur mer : 20 canaux de température, 4 canaux de surface et 20 canaux WV sondant de la surface à la haute troposphère.

b) Modèle de surface

Le schéma de surface du modèle AROME se base sur SURFEX (Externalized Surface) [Seity et al., 2011] qui est une plateforme de modélisation de la surface. Le modèle SURFEX inclut un couplage surface-atmosphère [Best et al., 2004] basé sur différentes composantes telles que le modèle ISBA (Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere) [Noilhan and Planton, 1989, Noilhan and Mahfouf, 1996] et le modèle TEB (Town Energy Balance) [Masson, 2000]. À chaque pas de temps, SURFEX reçoit les données de ces différentes composantes puis calcule les informations demandées en moyennant différents flux et en ajoutant d'autres termes radiatifs (e.g., température et émissivité de surface, albédo direct et diffus) [Le Moigne et al., 2009]. Le modèle SURFEX subdivise la surface en quatre composantes : végétation, zone urbaine, mer/océan et lacs. Chaque composante sera couplée à la base ECOCLIMAP [Masson et al., 2003, Faroux et al., 2007] qui fournit la carte d'occupation du sol spécialement conçue pour alimenter les modèles climatiques et ceux de PNT. ECOCLIMAP contient approximativement 250 écosystèmes répartis entre lacs, mer/océan, zone urbaine (ville et aéroport) et surface naturelle (végétation).

SURFEX est un modèle de surface développé indépendamment du modèle atmosphérique. Il diagnostique la température et l'humidité à 2 m et le vent à 10 m à chaque pas de temps en appelant l'algorithme SBL (Surface Boundary Layer algorithm) [Masson and Seity, 2009]. Au cours de l'assimilation, l'analyse de la Ts se base sur une interpolation optimale entre l'ébauche et les observations de température et d'humidité à 2 m, sur des atlas climatologiques et sur le schéma d'analyse de surface.

c) Correction de biais

La mesure satellitaire contient quatre types de biais : biais instrumental, biais d'observation, biais de représentation et biais propre au modèle lui-même dont la séparation est très difficile mais pas impossible. Depuis 2008, Météo-France utilise un schéma de correction de biais variationnel (VarBC pour Variational Bias Correc-

tion) [Auligné et al., 2007, Dee, 2004] incorporé dans le système d'assimilation du modèle ARPEGE puis du modèle AROME. Le VarBC sépare le biais d'observation des erreurs systématiques de l'ébauche en utilisant une régression linéaire multiple et plusieurs prédicteurs ($\mathbf{B}(\beta) = \sum_{i=1}^N \beta_i P_i$ où β_i sont les coefficients de correction de biais et P_i les prédicteurs).

En appliquant la correction de biais à la fonction coût (Eq. 2.11), on obtient :

$$J(\mathbf{x}, \beta) = \underbrace{(\mathbf{x} - \mathbf{x}^b)^T \mathbf{B}^{-1} (\mathbf{x} - \mathbf{x}^b)}_1 + \underbrace{[\mathbf{y} - \mathcal{H}(\mathbf{x}) - \mathbf{B}(\beta)]^T \mathbf{R}^{-1}}_2 + [\mathbf{y} - \mathcal{H}(x) - \mathbf{B}(\beta)] + (\beta_b - \beta)^T \mathbf{B}_\beta^{-1} (\beta_b - \beta) \quad (2.14)$$

où (1) est J^b , (2) représente J incluant la correction de biais apportée aux observations et (3) J_β distance de l'estimation à β_b (estimation des coefficients de la correction de biais lors de l'analyse précédente).

Pour AROME, il a été décidé d'utiliser les mêmes coefficients de régression qui sont calculés pour ARPEGE, où VarBC est réajusté à chaque temps d'analyse en utilisant des coefficients calculés durant le cycle d'assimilation précédent (sauf pour SEVIRI). Dans la présente étude, trois types de prédicteurs ont été utilisés pour IASI : un offset global appliqué à chaque canal, une correction de l'angle de visée basée sur l'angle de vue au nadir (à la puissance 2 et 3) et une correction liée à la masse d'air s'appuyant sur les épaisseurs de quatre couches atmosphériques (1000-300, 200-50, 10-1 et 50-5 hPa). Les deux derniers niveaux ne sont pas utilisés pour les canaux IASI assimilés dans AROME en raison de la nouvelle configuration du modèle.

d) Détection nuageuse

Dans mon travail de recherche, je me suis intéressée aux simulations en ciel clair. Pour avoir uniquement les observations claires, j'ai utilisé l'information sur la couverture nuageuse fournie par l'AVHRR et qui est distribuée en même temps que les données IASI (AVHRR étant sur la même plateforme que IASI). L'information sur la détection nuageuse est importante lors de la restitution des Ts. En effet, dans le domaine des IR la mesure satellitaire est hautement affectée par les nuages contrairement aux μO d'où l'intérêt d'avoir une information sur la couverture nuageuse. À Météo-France et au CEPMMT, une méthode de détection nuageuse pour les sondes hyperspectraux a été développée par [McNally and Watts, 2003]. Cette méthode s'appuie sur l'identification des canaux clairs dans le spectre IR. Le schéma de la détection nuageuse se base sur la comparaison entre les observations et l'ébauche. Selon leur fonction de poids, les canaux sont ordonnés depuis ceux sondant dans la haute atmosphère jusqu'aux canaux sensibles à la surface. Par la suite, la pré-

sence de nuages est identifiée selon un ordre vertical rendant possible de détecter les canaux clairs ou nuageux. Lors du processus de simulation ou d'assimilation, les canaux affectés par les nuages sont automatiquement éliminés dans l'assimilation AROME.

2.3 Conclusion

Ce chapitre a donné un aperçu sur les bases physiques de la télédétection à travers une présentation des différentes interactions rayonnement-matière, suivie d'une description de l'équation du transfert radiatif, du modèle RTTOV et des radiances IASI. La deuxième partie du chapitre présente l'évolution de l'assimilation des observations satellitaires dans les modèles de PNT et plus particulièrement ceux de Météo-France (le modèle à aire limitée AROME et le modèle global ARPEGE) en mettant l'accent sur les paramètres utilisés dans ce travail de thèse. Le chapitre suivant présente les différentes méthodes de restitution de la T_s à partir des radiances satellitaires et présente l'atlas d'émissivité de surface continentale de l'Université du Wisconsin utilisé dans le cadre de mon travail.

CHAPITRE 3

Estimation de la Ts depuis l'espace

Sommaire

3.1	Introduction	41
3.2	Méthodes de restitution de la Ts à partir des radiances satellitaires	43
3.2.1	Restitution de la Ts avec une émissivité connue	43
3.2.1.1	Méthode mono-canal	43
3.2.1.2	Méthode multi-canal	45
3.2.1.3	Méthode multi-angulaire	46
3.2.2	Restitution de la Ts avec une émissivité inconnue	47
3.2.2.1	Méthodes de restitution simultanée de la Ts et de l'émissivité de surface avec des conditions atmosphériques connues	47
-	Méthode des deux températures	48
-	Méthode jour/nuit	48
-	Schéma d'analyse variationnelle 1D-Var	49
3.2.2.2	Méthodes de restitution simultanée de la Ts, de l'émissivité de surface et des profils atmosphériques	49
-	Méthode du réseau neuronal artificiel	50
-	Méthode de restitution physique en deux étapes	51
3.3	Vers une meilleure estimation des Ts restituées	51
3.4	Conclusion	54

3.1 Introduction

La Ts est considérée depuis 1994 comme un paramètre primordial par le programme international de la géosphère et de la biosphère de par son rôle important dans le transfert radiatif de la Terre [Townshend et al., 1994]. La Ts conditionne les processus biogéophysiques du transfert d'énergie entre la surface de la Terre et son atmosphère (e.g., évapotranspiration, photosynthèse, flux d'énergie

latente et bilan hydrique). Elle est largement utilisée dans de nombreuses applications : agriculture, climat urbain, changement climatique, hydrologie, écologie, climatologie et météorologie (notamment en PNT) [Arnfield, 2003, Zhou et al., 2003, Voogt and Oke, 2003, Kerr et al., 2004, Anderson et al., 2008, Zhang et al., 2008, Weng, 2009, Hansen et al., 2010, Karnieli et al., 2010]. La Ts peut se mesurer *in situ* par thermométrie de contact ou à travers des capteurs de température infrarouge permettant de mesurer la Ts d'un objet sans contact en détectant le rayonnement infrarouge émis par cet l'objet. Cette mesure est souvent précise mais limitée dans le temps et dans l'espace et, par conséquence, ne peut fournir une estimation de la Ts à grande échelle. Les satellites offrent aujourd'hui cette possibilité avec une couverture globale et un suivi quasi-instantané de la Ts.

Néamoins, la grande hétérogénéité de surface (eau, sol nu, végétation, ville, etc) conjuguée à l'influence des différentes couches atmosphériques rendent l'estimation de la Ts par satellite extrêmement complexe [Vauclin et al., 1982, Prata et al., 1995, Liu et al., 2006, Neteler, 2010], d'autant plus que la Ts est fortement liée à d'autres paramètres de surface tels que l'émissivité. Cette dernière varie spectralement d'une surface à l'autre [Nerry et al., 1990] et dépend de l'angle zénithal solaire, de la rugosité de surface, de la polarisation et de l'indice de réfraction [Hong et al., 2010]. Des progrès ont été réalisés pour estimer la température et l'émissivité de surface des océans où des modèles de restitution de l'émissivité de surface dans le spectre IR ont été spécialement développés (e.g., le modèle ISEM (Infra-red Surface Emissivity Model) [Sherlock, 1999] et UWIREMIS (module conçu par l'Université du Wisconsin pour l'estimation de l'émissivité de surface dans le modèle RTTOV) [Borbas and Ruston, 2010]). Par contre, sur terre, l'estimation de la Ts et de l'émissivité de surface est très difficile et génère beaucoup d'incertitudes. À la surface de la Terre, la Ts et l'émissivité varient dans le temps et dans l'espace, l'émissivité variant spectralement aussi, et elles dépendent de la teneur en eau du sol, du couvert végétal et de l'occupation des sols. Toutes ces variabilités rendent la modélisation de la Ts et de l'émissivité de surface très difficile et engendrent des biais, parfois importants, lors de la restitution de la Ts. [Borbas and Ruston, 2010] et [Edwards, 2010] décrivent des biais importants de jour, particulièrement sur les zones sèches, lors de la restitution de la Ts par satellite.

[Price, 1984] initia la restitution de la Ts à partir des radiances satellitaires en adaptant l'algorithme de restitution de la température des surfaces océaniques aux terres agricoles. Dès lors, plusieurs méthodes se sont développées pour restituer la Ts à partir des radiances satellitaires [Becker, 1987, Becker and Li, 1990, May, 1993, Nalli and Smith, 1998, Liang, 2001, Ma et al., 2002]. Le chapitre présent donne un aperçu de ces méthodes dans le cas d'une émissivité connue ou inconnue.

3.2 Méthodes de restitution de la Ts à partir des radiances satellitaires

3.2.1 Restitution de la Ts avec une émissivité connue

3.2.1.1 Méthode mono-canal

Comme son nom l'indique, la méthode mono-canal [Hook et al., 1992] repose sur la restitution de la Ts à partir des radiances satellitaires mesurées par un seul canal choisi dans une fenêtre atmosphérique avec, a priori, une bonne connaissance des conditions atmosphériques (transmittance, rayonnement montant et descendant), de l'émissivité de surface et du relief [Chedin et al., 1982, Mushkin et al., 2005, Sobrino and Jiménez-Muñoz, 2005, Karbou et al., 2006]. La restitution de la Ts se fait par inversion de l'équation de transfert radiatif (Eq. 2.9). Les corrections atmosphériques sont généralement fournies par les modèles de transfert radiatif (e.g, RTTOV [Hocking et al., 2013], 4A/OP (operational release for 4A radiative transfer model) [Chaumat et al., 2009] et MODTRAN (MODerate resolution atmospheric TRANsmission) [Berk et al., 1987]). [Wan, 1999] estime que l'erreur commise par ces modèles est globalement de l'ordre de 0.5% à 2%, pour des fenêtres atmosphériques compris entre 3.4-4.1 μm et 8-13 μm , conduisant à des incertitudes lors de la restitution de la Ts de 0.4 K à 1.5 K. Aussi, une erreur de 1% sur l'estimation de l'émissivité de surface se traduit par des incertitudes sur les Ts restituées de 0.3 K (pour une atmosphère chaude et humide) à 0.7 K (dans le cas d'une atmosphère froide et sèche) pour des longueurs d'onde autour de 10 μm où l'émissivité de la plupart des surfaces continentales est connue [Dash et al., 2002]. Les profils atmosphériques peuvent être obtenus par radiosondage, sondage vertical par satellites ou à partir des modèles de PNT. Bien que le radiosondage soit le plus précis, l'étendue de l'atmosphère représente une limite à cette mesure et induit des erreurs de 0.5 K pour la température et de 10% pour l'humidité [Ma et al., 1999]. L'étude de [Ottlé and Stoll, 1993] montra que les profils atmosphériques issus directement du sondage satellitaire, surtout ceux des basses couches de l'atmosphère, présentent beaucoup d'incertitudes et ne sont pas suffisamment fiables pour être utilisés dans la méthode mono-canal. De nos jours, les centres de PNT fournissent des profils atmosphériques issus des prévisions, analyses et réanalyses avec des précisions jugées satisfaisantes [Coll et al., 2012, Jiménez-Muñoz et al., 2010] et parfois inférieures à 0.5 K (impact des erreurs de prévision d'humidité atmosphérique données par le CEPMMT sur la restitution des Ts [Freitas et al., 2010]). À noter qu'une combinaison de canaux qui repose sur une moyenne des Ts restituées à partir de plusieurs canaux séparés (méthode dite de "combinaison de canaux") comme celle utilisée par [Vincensini, 2013] est également envisageable.

Dans mon étude, j'ai utilisé la méthode mono-canal pour la restitution de la Ts

à travers l'inversion de l'équation du transfert radiatif [Karbou et al., 2006] :

$$Ts = L \left[\frac{R_\nu(\theta) - L_\nu^\uparrow(\theta) - \Gamma_\nu(\theta)(1 - \varepsilon_\nu(\theta))L_\nu^\downarrow(\theta)}{\Gamma_\nu(\theta)\varepsilon_\nu(\theta)} \right]^{-1} \quad (3.1)$$

où L est la fonction de Planck et R_ν est la radiance monochromatique observée. ε_ν , Γ_ν , L_ν^\uparrow et L_ν^\downarrow représentent, respectivement, l'émissivité de surface, la transmittance atmosphérique et le rayonnement montant et descendant au niveau du canal ν . Les valeurs de Γ_ν , L_ν^\uparrow et L_ν^\downarrow peuvent directement être calculées en utilisant le modèle RTTOV [Hocking et al., 2013] avec une connaissance antérieure de l'atmosphère (prévisions à courte échéance de la température de l'air et de l'humidité).

La même approche a été utilisée par [Karbou et al., 2006], [Guedj et al., 2011] et [Vincensini, 2013] afin de restituer des paramètres de surface à partir des instruments AMSU, SEVIRI et IASI dans les modèles ARPEGE (pour Karbou et Vincensini) et ALADIN (pour Guedj). La restitution des paramètres de surface s'est basée sur une description plus réaliste de la surface. Dans la même optique, j'ai utilisé l'atlas d'émissivité mensuelle de 2013 développé par le CIMSS (Cooperative Institute of Meteorological Satellite Studies) de l'Université du Wisconsin pour restituer les Ts à partir des radiances IASI dans le modèle AROME. Cet atlas est généré par un algorithme qui fournit une base mondiale de l'émissivité de surface à très haute résolution spectrale (de 3.6 à 14.3 μm) réalisée à partir de composites mensuels issus du capteur MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) et définis à une résolution spatiale de 0.05° [Borbas and Ruston, 2010].

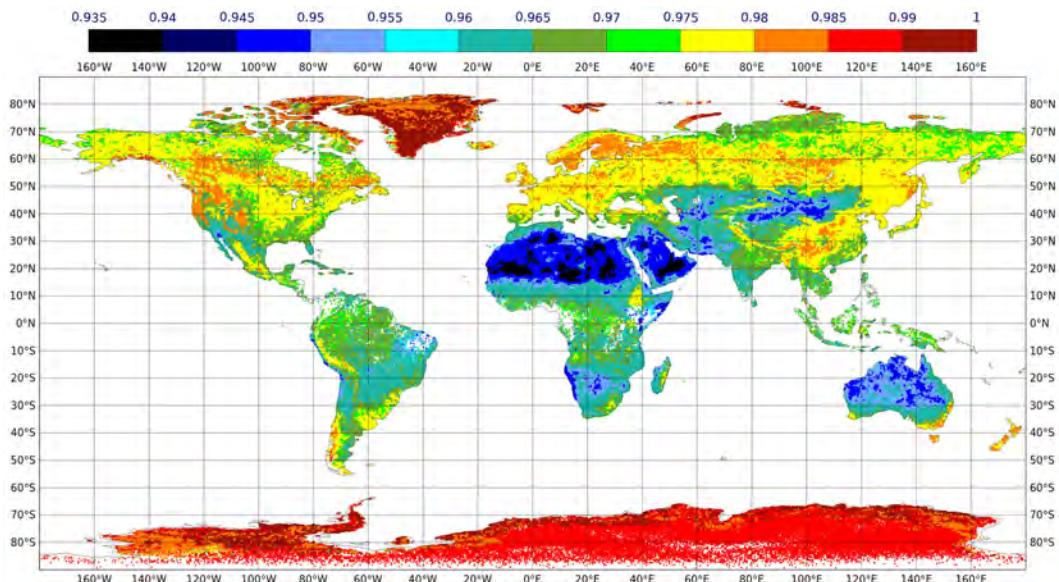


FIGURE 3.1 – Atlas d'émissivité de l'Université du Wisconsin du canal IASI 1194 (943.25 cm^{-1}) dans le modèle global ARPEGE du 15 janvier au 28 février 2015.

Contrairement à l'émissivité opérationnelle utilisée pour les capteurs infrarouges (constante égale à 0.98), l'atlas d'émissivité présente une variation allant de 0.93 à 1 selon la nature du sol, sa rugosité et sa teneur en eau (Figure 3.1). En effet, l'émissivité varie de 0.935 à 0.955 sur les grands déserts du monde (le Sahara, le désert de Nubi, le désert du Nefoud, le désert de Gobi, le désert de Victoria et le désert du Kalahari) et sur les zones très arides (le nord et le sud de l'Iran, la partie Est de la Somalie, le long des côtes atlantique de la Namibie, la partie centrale du Botswana, quelques zones nord de la Cordillère des Andes et sur la Péninsule de Californie). Les émissivités élevées (de 0.985 à 1) se trouvent essentiellement sur les zones extrêmement froides (arctique et antarctique). Les zones tempérées (moyennes latitudes) se caractérisent par des émissivités incluses entre 0.975 et 0.985. Les régions tropicales ont des émissivités de 0.96-0.97. L'impact de l'utilisation de cet atlas sur les Ts restituées sera discuté dans la partie 3.3.

3.2.1.2 Méthode multi-canal

La méthode mono-canal exige une connaissance, a priori, de l'émissivité et des profils atmosphériques au niveau de chaque pixel ainsi que l'utilisation d'un modèle de transfert radiatif pour la restitution de la Ts. Ces conditions peuvent ne pas être toutes réunies limitant ainsi l'utilisation de cette méthode. Pour contourner ce problème, les scientifiques ont développé d'autres techniques. Depuis les années 80, les chercheurs ont exploité les progrès réalisés en termes d'estimation de la température de la surface des océans pour proposer des algorithmes adaptés aux surfaces continentales connus sous le nom de split-window [Price, 1984, Becker, 1987, Becker and Li, 1990, Prata, 1994, Sobrino et al., 2004, Atitar and Sobrino, 2009]. En 1996, [Wan and Dozier, 1996] proposèrent pour la première fois une méthode de split-window généralisée applicable à plusieurs régions du globe. En fonction de la variation spatio-temporelle de la Ts et de l'émissivité (variation spectrale également pour cette dernière), du contenu en vapeur d'eau et de l'angle de visée, les scientifiques ont développé plusieurs algorithmes de split-window :

Algorithme split-window linéaire

Cet algorithme a été développé en utilisant deux canaux d'absorption i et j situés entre 10-12.5 μm afin de réduire l'influence des couches atmosphériques et de considérer la Ts comme une combinaison linéaire de deux températures de brillance. Dans ce cas, le split-window linéaire peut-être écrit sous la forme :

$$Ts = a_0 + a_1 T_i + a_2 (T_i - T_j) \quad (3.2)$$

où a_k ($k=0, 1$ et 2) sont des coefficients qui dépendent principalement de la réponse spectrale des deux canaux (i et j), de leur émissivité, du contenu en

vapeur d'eau et de l'angle de visée. La qualité des Ts restituées est donc fonction de a_k . Plusieurs formulations linéaires du split-window se sont développées en se basant sur ces coefficients [Price, 1984, Becker and Li, 1990, Kerr et al., 1992, Sobrino et al., 1997].

Algorithme split-window non linéaire

Il y a aussi d'autres algorithmes split-window qui reposent sur des simplifications non-linéaires de l'équation de transfert radiatif conduisant à des formulations de type :

$$Ts = c_0 + c1Ti + c2(Ti - Tj) + c3(Ti - Tj)^2 \quad (3.3)$$

Où c_k ($k=0-3$) sont des coefficients pré-déterminés à partir d'une régression non linéaire de l'équation de transfert radiatif sur des données satellites simulées à partir d'un ensemble d'atmosphères et de paramètres de surface.

Les algorithmes du split-window linéaire ou non linéaire peuvent être étendus pour la restitution de la Ts à partir de plusieurs canaux (e.g, restitution de la Ts à partir de 3 canaux GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite) [Sun and Pinker, 2003]. Néanmoins, la restitution de la Ts à partir de plusieurs canaux se traduit aussi par l'addition du bruit instrumental et des erreurs liées à l'estimation de l'émissivité de surface (surtout sur les zones où l'émissivité varie rapidement comme le cas des régions arides à semi-arides) [Becker and Li, 1990].

3.2.1.3 Méthode multi-angulaire

Semblable à la méthode du split-window, la méthode multi-angulaire repose sur une absorption atmosphérique différentielle liée à une différence de réception du signal lorsque le même objet est observé par un canal donné selon différents angles de visée [Chedin et al., 1982, Prata, 1994, Sobrino et al., 1997]. Cette méthode a été principalement développée pour ATSR (Along Track Scanning Radiometer) embarqué à bord du premier satellite européen (ERS-1). Bien que la méthode multi-angulaire donne de meilleurs résultats par rapport à la méthode du split-window, l'étude de [Sobrino and Jiménez-Muñoz, 2005] a révélé ses limites pour les radiances satellitaires. En effet, la dépendance angulaire est en soi un frein pour cette méthode. Si on prend à titre d'exemple l'estimation de l'émissivité de surface par satellite, la variation angulaire des surfaces continentales est tellement importante qu'elle ne peut être déterminée avec exactitude à la résolution spatiale des satellites [Sobrino and Cuenca, 1999]. En plus, cette méthode exige que l'atmosphère soit sans nuages et horizontalement uniforme. Pour cela, les mesures multi-angulaires doivent avoir des angles de visée différents, sinon les mesures seront hautement

corrélées et l'algorithme sera instable et extrêmement sensible au bruit de la mesure [Prata, 1994]. La méthode multi-angulaire s'applique de préférence à des zones homogènes (telles que les prairies, pour éviter que la Ts restituée ne soit entachée d'erreurs issues du décalage d'enregistrement qu'engendre les différents angles d'observation) et dans des conditions atmosphériques idéales limitant ainsi l'utilisation de cette méthode en PNT.

3.2.2 Restitution de la Ts avec une émissivité inconnue

Les méthodes précédentes reposent sur une connaissance, a priori, de l'émissivité de surface mais en réalité l'estimation de celle-ci à partir des radiances satellitaires est beaucoup plus complexe car elle varie avec plusieurs paramètres (e.g., le couvert végétal, la nature du sol, sa rugosité et sa teneur en eau) [Salisbury and D'Aria, 1992]. Généralement, une incertitude de 1% sur l'émissivité de surface entraîne une erreur de 0.3-0.7 K dans les Ts restituées (en fonction de la nature de surface [Dash et al., 2002]). Afin de réduire ces erreurs, il est impératif d'améliorer l'estimation de l'émissivité de surface par satellite. Il existe actuellement trois approches pour la restitution de la Ts avec une émissivité inconnue : (1) les méthodes de restitution progressive où l'émissivité est restituée en premier à partir de relations empiriques basées sur des mesures dans le VIS et le PIR ou de relations physiques qui reposent sur des mesures au sol. La Ts est restituée ensuite en utilisant l'une des méthodes décrites dans la section 3.2.1. Ces méthodes incluent : la méthode de classification basée sur l'émissivité [Sun and Pinker, 2003, Peres and DaCamara, 2005], la méthode de détermination de l'émissivité basée sur le NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) [Sobrino and Raissouni, 2000] et la méthode d'indépendance de la température aux indices spectraux [Li et al., 2000]. (2) Les méthodes de restitution simultanée de la Ts et de l'émissivité de surface avec des conditions atmosphériques connues [Watson, 1992, Wan and Li, 1997] et (3) les méthodes de restitution simultanée de la Ts, de l'émissivité de surface et des profils atmosphériques [Ma et al., 2002]. Les méthodes (2) et (3) sont celles qui nous intéressent le plus et seront détaillées dans les parties suivantes.

3.2.2.1 Méthodes de restitution simultanée de la Ts et de l'émissivité de surface avec des conditions atmosphériques connues

Ces méthodes ont été développées depuis les années 90 et peuvent être divisées en deux catégories : les méthodes multi-temporelles et les méthodes multi-spectrales. En supposant que l'émissivité de surface varie peu dans le temps, les méthodes multi-temporelles utilisent des données fournies sur plusieurs intervalles de temps pour restituer la Ts et l'émissivité de surface. Ces méthodes sont essentiellement

représentées par la méthode des deux températures [Watson, 1992] et la méthode jour/nuit [Wan and Li, 1997] qui vont être détaillées dans ce qui suit. Par contre, les méthodes multi-spectrales s'appuient sur le comportement spectral intrinsèque de l'émissivité de surface. Pour illustrer ces secondes méthodes, je peux citer à titre d'exemple : la méthode de l'émissivité du corps gris [Barducci and Pippi, 1996] et la méthode de séparation de la température et de l'émissivité [Gillespie et al., 1998].

- Méthode des deux températures

Cette méthode se base sur la réduction d'inconnus par des observations multiples. En supposant que la surface de la Terre est observée par N canaux à deux intervalles de temps différents t_1 et t_2 , en apportant les corrections atmosphériques nécessaires pour chaque canal et en admettant que l'émissivité de surface est invariable dans le temps, [Watson, 1992] considère alors $2N$ équations (N étant le nombre de canaux) avec $N+2$ inconnus (Ts_{t1} , ε_{N1} , Ts_{t2} et ε_{N2} "ε est l'émissivité de surface"). L'avantage de cette approche consiste en la détermination de l'émissivité spectrale sans supposition a priori de la forme spectrale. Les différentes températures sont obtenues en observant l'objet deux fois par jour (de préférence à midi et minuit), la méthode suppose donc que l'émissivité est temporellement invariable. Cette supposition demeure valable pour les roches et les sols secs, moins pour la végétation et elle n'est pas vraie quand l'humidité du sol change entre les deux mesures. Certes, cette méthode a une formulation simple et directe. Cependant, les suppositions de départ ne sont pas toujours vérifiées ce qui conduit à des solutions instables très sensibles au bruit instrumental et aux erreurs commises lors des corrections atmosphériques [Watson, 1992, Gillespie et al., 1998]. En plus, cette méthode se base sur l'acquisition de données à deux intervalles de temps différents exigeant ainsi que, de préférence, la zone couverte soit petite et homogène pour réduire les erreurs d'estimation de la Ts et de l'émissivité de surface [Wan, 1999].

- Méthode jour/nuit

[Wan and Li, 1997] ont développé un algorithme de récupération simultanée de la Ts et de l'émissivité de surface à partir d'une combinaison d'observations jours/nuits de MODIS dans sept bandes de l'IR thermique. L'algorithme comporte 14 équations solvables grâce à des méthodes statistiques et a été testé sur 80 données MODIS simulées dans des atmosphères et des Ts complètement différentes. La méthode jour/nuit est basée sur trois hypothèses : (1) l'émissivité de surface ne présente pas de changements significatifs entre le jour et la nuit et pendant plusieurs jours (sauf en cas de précipitations ou de neige), (2) une faible variation du facteur de forme angulaire (< 2%) dans le MIR et (3) la réflexion de la surface est suppo-

sée lambertienne. Afin de réduire les erreurs liées aux corrections atmosphériques, [Wan and Li, 1997] ont introduit la température de l'air proche de la surface (T_a) et le contenu en vapeur d'eau (W). Ces deux variables modifient les profils atmosphériques lors des restitutions. Ces modifications conduisent à des biais de 0.009 et 0.4-0.5 K dans, respectivement, les émissivités de surface et les Ts restituées de jour et de nuit (une erreur maximale de la Ts restituée est estimée à 2-3 K). Bien que cette méthode donne des résultats intéressants, la géométrie d'acquisition des données et l'angle de visée du capteur présentent certaines limites. L'utilisation combinée des données de MODIS Terra et Aqua a apporté des solutions en mettant plus de poids sur les observations de jour [Wan and Li, 2010].

- Schéma d'analyse variationnelle 1D-Var

Cette méthode a été développée au MetOffice par [Pavelin and Candy, 2014] pour l'assimilation des radiances IASI sensibles à la surface en tenant compte de la variation simultanée de la Ts et de l'émissivité de surface. Dans cette approche, l'assimilation se fait en deux temps : (1) une phase de pré-traitement basée sur un schéma d'analyse variationnelle 1D-Var de la Ts et des spectres d'émissivité de surface. En s'appuyant sur différents spectres d'émissivité mesurés en laboratoire, le nombre de canaux utilisés pour la restitution de l'émissivité de surface a été réduit en utilisant une analyse en composantes principales. Cette première étape donne une représentation des variables de surface cohérente avec la résolution horizontale des observations à la surface ce qui permet d'éviter les problèmes de résolutions spatiales qui se posent notamment lors de l'utilisation de l'atlas d'émissivité. (2) Les radiances en composantes principales obtenues sont par la suite intégrées dans un schéma d'analyse 4D-Var permettant d'obtenir une estimation de la Ts et de l'émissivité de surface.

Le schéma d'analyse variationnelle 1D-Var a donné de bons résultats en termes d'estimation de la Ts et de l'émissivité de surface avec un impact légèrement positif pour la température dans les basses couches de l'atmosphère et pour l'humidité dans la moyenne troposphère. Cette méthode est actuellement opérationnelle au Met Office pour l'assimilation des radiances IASI. Néanmoins, la Ts de l'ébauche (issue du modèle) a été identifiée comme la principale source d'incertitude pour cette technique.

3.2.2.2 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 avec des conditions atmosphériques connues sont largement utilisées dans de nombreuses

applications mais présentent des limites en PNT. En effet, les centres de PNT s'appuient essentiellement sur les profils atmosphériques pour la restitution de la Ts et de l'émissivité de surface. En 2002, [Ma et al., 2002] a suggéré la restitution simultanée de la Ts, de l'émissivité de surface et des profils atmosphériques. Cela est d'autant plus faisable avec les hyperspectraux qui décrivent finement les profils atmosphériques et les paramètres de surface [Chahine et al., 2001]. Deux méthodes principales de restitution simultanée de la Ts, de l'émissivité de surface et des profils atmosphériques ont été proposées à savoir : (1) la méthode du réseau neuronal artificiel [Wang et al., 2010] et la méthode de restitution physique en deux étapes [Mas and Flores, 2008].

- Méthode du réseau neuronal artificiel

Depuis le début des années 90, le réseau neuronal artificiel est devenu un outil populaire dans l'analyse de données satellitaire. L'utilisation accrue de cette méthode est principalement due à : (1) l'estimation fiable des relations non linéaires entre les simulations et les observations, (2) la sensibilité réduite au jeu de données utilisé (données incomplètes ou imprécises), (3) la prise en compte réaliste des contraintes physiques lors des analyses et (4) l'utilisation de plusieurs types de données [Mas and Flores, 2008]. En pratique, un neurone est un ensemble d'entrées (x_1, \dots, x_m). Chaque connexion entre les entrées et l'unité de traitement est affectée par différentes forces nommées poids synaptiques. Un signal x_j à l'entrée de la connexion j et connecté au neurone k sera multiplié par le poids synaptique w_{kj} . La formulation mathématique du neurone est donnée par :

$$v_k = \sum_{j=0}^m w_{kj} x_j \quad (3.4)$$

où w_0 est le biais et $x_0=1$.

Cette méthode a été aussi bien utilisée pour la restitution de la Ts et de l'émissivité de surface [Mas and Flores, 2008] que pour la restitution des profils atmosphériques [Blackwell, 2005]. [Wang et al., 2013] l'a même utilisée dans une restitution simultanée de la Ts, de l'émissivité de surface et des profils atmosphériques et a obtenu un écart-type respectif de 1.6 K, de 2 K et de 0.3 g/cm² pour la Ts et les profils de température et d'humidité dans la troposphère. Par contre, il a obtenu un écart-type inférieur à 0.01 pour l'émissivité de surface entre 10-14 μm. Bien que ces résultats soient intéressants, il n'existe toujours pas une architecture précise du réseau neuronal artificiel universellement admise. En effet, cette méthode fonctionne comme une "boîte noire" et le processus de restitution des paramètres n'est toujours pas bien maîtrisé.

- Méthode de restitution physique en deux étapes

[Ma et al., 2002] a proposé d'étendre la méthode de restitution physique en deux étapes aux Ts, aux émissivités de surface et aux profils de température et d'humidité atmosphériques issues des observations MODIS dans le MIR et l'IR thermique. Cette méthode s'est inspirée de la restitution des profils atmosphériques. La première étape consiste à extraire un ensemble d'équations à partir du tangent-linéaire de l'équation du transfert radiatif en prenant compte des profils de température et d'humidité ainsi que la Ts et l'émissivité de surface. Pour réduire le nombre des paramètres restitués, une analyse en composante principale est appliquée en amont aux profils de température et d'humidité et au spectre d'émissivité. Selon les travaux de [Ma et al., 2000, Ma et al., 2002], seulement cinq vecteurs de température et trois vecteurs de vapeur d'eau peuvent refléter toute l'information comprise dans 40 niveaux de température et vapeur d'eau atmosphériques. La seconde étape consiste en l'utilisation d'un algorithme itératif Newtonien afin d'obtenir la Ts, l'émissivité de surface et les profils de température et d'humidité en calculant le maximum de la vraisemblance. À noter que cet algorithme exige l'utilisation d'un nombre adéquat de canaux dans chaque fenêtre atmosphérique et que sa complexité peut réduire l'efficacité de calcul. L'utilisation de cette méthode se trouve ainsi limitée par ces deux caractéristiques.

3.3 Vers une meilleure estimation des Ts restituées

Dans la section 3.2.1.1, j'ai évoqué l'utilisation de l'atlas d'émissivité de l'Université du Wisconsin pour la restitution de la Ts dans le modèle AROME. Au début de mon travail, j'ai comparé les Ts restituées à partir des radiances de cinq canaux IASI choisis entre 901.50 cm^{-1} et 1115.75 cm^{-1} (ces canaux seront détaillés dans le chapitre suivant) en utilisant l'émissivité opérationnelle (égale à 0.98 pour tout le spectre) ou l'atlas d'émissivité pour estimer l'impact de l'utilisation de cet atlas. Étant donné que le modèle AROME ne reflète pas, à lui seul, toute la variabilité écosystémique mondiale, j'ai également effectué les mêmes comparaisons dans les modèles globaux ARPEGE et IFS (du CEPMMT lors d'un séjour scientifique de trois mois effectué au centre européen).

Bien que l'atlas d'émissivité du canal IASI 1194 (943.25 cm^{-1}) soit proche de l'émissivité opérationnelle (de 0.975 à 0.98) sur une grande partie du domaine AROME (Figure 3.2), on remarque tout de même une légère augmentation de l'émissivité, de 0.98 à 0.985, sur le sud de l'Irlande, du Royaume Uni et du Portugal, sur la partie nord-ouest, centrale et sud-est de la France et sur le nord de l'Italie. L'atlas d'émissivité peut avoir aussi des valeurs légèrement plus faibles de 0.97 à 0.975 (ou rarement de 0.965 à 0.97) essentiellement sur la partie nord-est et sud-est du

domaine AROME et sur certaines régions de l'Espagne. La variation de l'émissivité est encore plus importante (de 0.93 à 1) dans le modèle global ARPEGE (Figure 3.1).

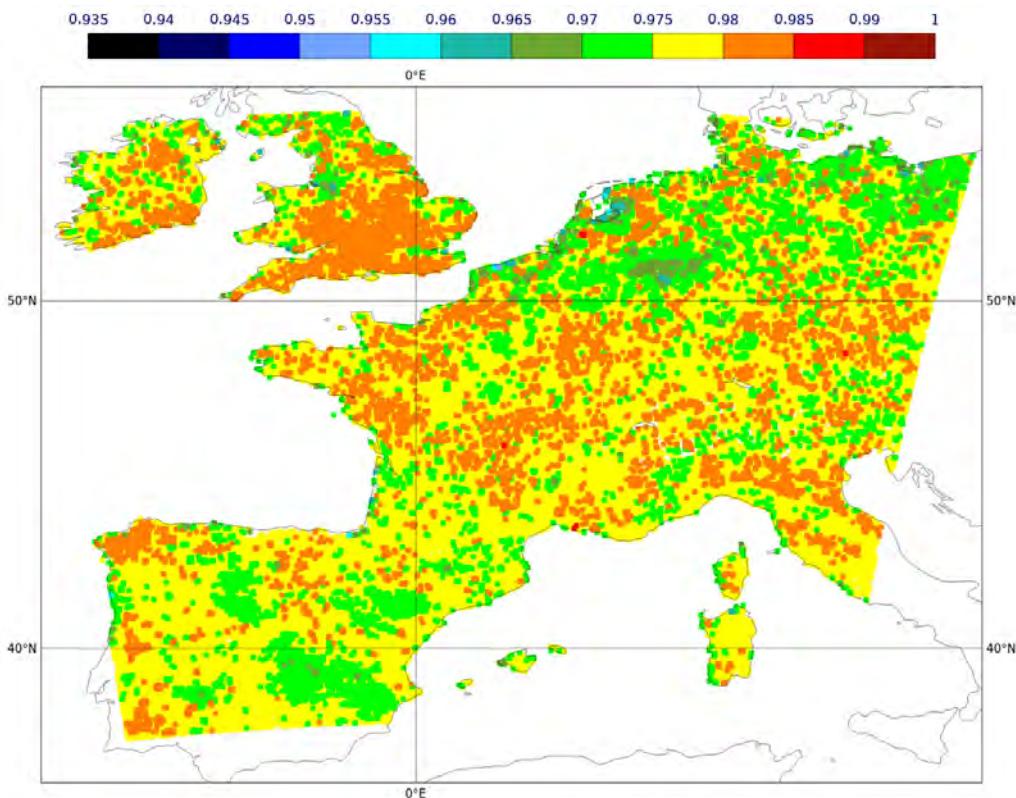


FIGURE 3.2 – Variation spatiale de l'atlas d'émissivité de l'Université du Wisconsin du canal IASI 1194 dans le modèle AROME du 15 janvier au 28 février 2015.

Pour étudier l'impact de l'utilisation de l'atlas d'émissivité, j'ai calculé les différences des Ts restituées à partir des cinq canaux IASI sélectionnés. Je présente, à titre d'exemple, la différence des Ts restituées à partir du canal IASI 1194 de nuit, utilisant l'émissivité constante ou l'atlas d'émissivité, dans le modèle AROME (Figure 3.3).

De nuit, la différence est globalement inférieure à 0.2 K sur une bonne partie du domaine AROME où les valeurs de l'atlas d'émissivité sont légèrement supérieures à 0.98 (émissivité constante). Des différences de -0.2 K (à -0.4 K) sont observables sur les chaînes de montagnes (les Alpes et les Pyrénées) ainsi que sur le nord-ouest de la France et au sud du Royaume Uni. La Péninsule Ibérique enregistre des différences allant jusqu'à 0.4 K. Des différences similaires sont observables de jour (non montré), à l'exception de la partie nord-ouest du domaine AROME où les différences peuvent dépasser -0.4 K par endroits. La différence moyenne des Ts restituées à partir de ce canal est de l'ordre de -0.01 K de jour et 0.10 K de nuit

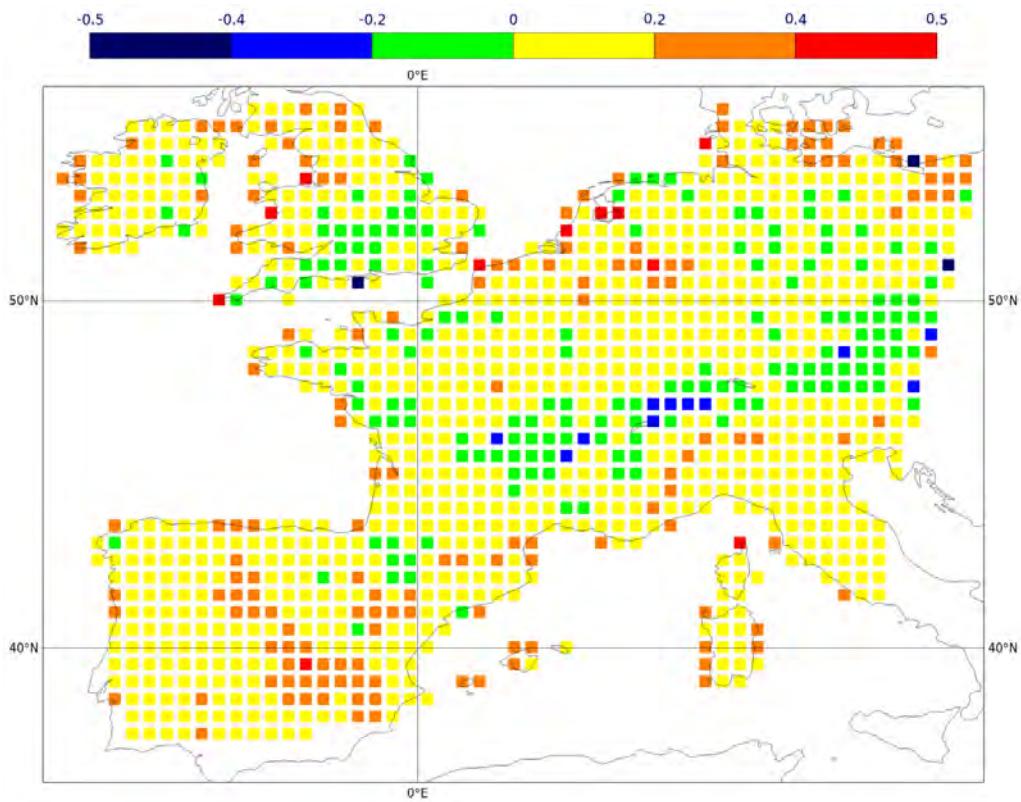


FIGURE 3.3 – Différence des Ts restituées à partir du canal IASI 1194 (atlas d'émissivité - émissivité opérationnelle, en Kelvin) de nuit par boîtes de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ dans le modèle AROME du 15 janvier au 28 février 2015.

avec des écarts-types de 0.35 K et 0.13 K, respectivement (ces résultats sont en accord avec les grandeurs évoquées dans la section 3.2.1.1). Les corrélations sont presque égales à 1 (0.996 de jour et 0.999 de nuit). Dans le modèle global ARPEGE (ainsi que dans l'IFS), les différences des Ts restituées sont généralement de 4 K sur une grande partie du globe mais peuvent atteindre 20 K essentiellement sur les régions où l'atlas d'émissivité présente des valeurs entre 0.935 à 0.955 (sur les grands déserts du monde et sur les zones très arides, voir la figure 3.1).

Les résultats de comparaisons des Ts restituées à partir du canal IASI 1194 utilisant l'émissivité constante ou l'atlas d'émissivité sont en adéquation avec les résultats obtenus avec les autres canaux aussi bien dans AROME que dans ARPEGE. Bien que l'utilisation d'une émissivité plus réaliste (l'atlas par rapport à l'émissivité constante adoptée en opérationnel) aurait très probablement un impact sur la Ts restituée, il faut dire que l'impact de l'atlas d'émissivité est limité dans AROME car la variation de l'émissivité de surface peut être parfois très rapide et difficile à ressortir dans une moyenne mensuelle (qu'utilise l'atlas). Par contre, l'atlas sera forcément plus intéressant dans un modèle global car il permettra de

se rapprocher au mieux de l'émissivité réelle de certaines zones particulières telles que les déserts froids et chauds. Aussi, bien qu'il soit adopté par plusieurs chercheurs, il y a peu de publications sur l'impact de l'utilisation de l'atlas d'émissivité de l'Université du Wisconsin dans les restitutions des Ts. Cela dit, dans son étude [Vincensini, 2013] avait utilisé l'atlas d'émissivité lors de la restitution des Ts et a trouvé de bons résultats essentiellement dans les bandes sensibles à la surface (réduction des écarts entre les simulations et les observations ce qui a conduit à une augmentation du nombre d'observations potentiellement assimilables).

Dans la suite de mon travail de thèse, j'ai utilisé uniquement l'atlas d'émissivité de l'Université du Wisconsin pour la restitution des Ts en considérant que même si son impact est réduit dans le modèle AROME, le fait d'avoir une émissivité plus réaliste ne pourra que consolider les résultats obtenus par la suite.

3.4 Conclusion

Ce chapitre résume les méthodes de restitution de la Ts à partir des radiances satellitaires. On a vu qu'en fonction d'une connaissance, a priori, de l'émissivité de surface, les scientifiques ont développé plusieurs techniques permettant de restituer la Ts (ou de restituer simultanément la Ts et l'émissivité de surface) pour une exploitation optimale des données satellitaires. En PNT, l'assimilation des données satellitaires repose sur une description réaliste des paramètres de surface. Dans mon étude, j'ai choisi d'utiliser l'atlas d'émissivité pour la restitution des Ts en étant consciente que même si son impact semble limité dans le modèle AROME, il permet néanmoins de se rapprocher encore plus de la réalité. Dans les chapitres suivants, je vais détailler la restitution et l'évaluation des Ts à partir des radiances IASI et présenter l'impact de l'utilisation des Ts restituées sur les processus de simulations et d'assimilations de IASI dans le modèle AROME (des résultats seront donnés également pour le modèle ARPEGE).

CHAPITRE 4

Restitution et évaluation des Ts à partir des radiances IASI dans le modèle à aire limitée AROME

Sommaire

4.1	Introduction	55
4.2	Restitution des Ts à partir des observations IASI	56
4.2.1	Sélection des canaux IASI sensibles à la surface	56
4.2.2	Comparaison des Ts restituées à partir de IASI Metop A & B	58
4.2.3	Comparaison des Ts de l'ébauche et des Ts restituées à partir des radiances IASI, SEVIRI et AVHRR	59
4.2.3.1	Introduction	59
4.2.3.2	Ts de l'ébauche vs Ts restituées à partir de IASI	60
4.2.3.3	Ts de l'ébauche vs Ts restituées à partir de SEVIRI	63
4.2.3.4	Ts de l'ébauche vs Ts restituées à partir de AVHRR	64
4.2.4	Extension des comparaisons vers le modèle global ARPEGE	65
4.3	Sélection du canal IASI le plus approprié à la restitution de la Ts	68
4.3.1	Comparaison des Ts restituées à partir de IASI et SEVIRI	69
4.3.2	Comparaison des Ts restituées à partir de IASI et AVHRR	70
4.4	Étude comparative des Ts restituées à partir de IASI et SEVIRI : cas d'étude sur la Sardaigne	73
4.5	Conclusion	77

4.1 Introduction

Dans le but d'augmenter le nombre de canaux IASI assimilés sur terre, la première étape de mon travail s'est focalisée sur l'identification du canal IASI le plus approprié pour la restitution de la Ts. En poursuivant l'étude de [Vincensini, 2013],

de nouveaux canaux IASI sensibles à la surface ont été choisis afin d'améliorer les analyses dans les basses couches de l'atmosphère, essentiellement les analyses de température et d'humidité. Ce chapitre présente les différents canaux IASI sélectionnés, la démarche suivie pour la restitution de la Ts à partir de ces canaux puis l'évaluation de ces Ts à travers des comparaisons avec les Ts restituées à partir de SEVIRI et de AVHRR dans le modèle AROME.

4.2 Restitution des Ts à partir des observations IASI

4.2.1 Sélection des canaux IASI sensibles à la surface

Les canaux IASI sont répartis en 3 bandes :

- Bande 1 : du canal 1 au canal 1997 (de 645 à 1144 cm^{-1} , 15.5 à $8.74\text{ }\mu\text{m}$), utilisés pour la restitution des paramètres de surface (e.g., Ts et émissivité de surface), des nuages et de l'ozone. Cette bande est également utilisée pour l'extraction des profils atmosphériques de température et de CO_2 .

- Bande 2 : du canal 1998 au canal 5116 (1144.25 à 1923.75 cm^{-1} , 8.74 à $5.20\text{ }\mu\text{m}$), utilisés pour la restitution de la vapeur d'eau.

- Bande 3 : du canal 5117 au canal 8461 (1924 à 2460 cm^{-1} , 5.20 à $3.62\text{ }\mu\text{m}$). On pourrait également restituer les paramètres de surface à partir de ces canaux mais le résultat serait moins fiable en raison des larges erreurs qu'ils produisent (bruit instrumental très élevé dans cette bande du fait d'une contamination solaire de jour). De ce fait, les canaux de cette bande ne sont pas utilisés à Météo-France

Dans cette étude, j'ai sélectionné cinq canaux IASI appartenant à la bande 1 et localisés entre 901.50 cm^{-1} et 1115.75 cm^{-1} pour la restitution de la Ts (Table 4.1) choisis à partir des 314 canaux IASI sélectionnés par [Collard, 2007] pour la PNT et utilisés en opérationnel à Météo-France. Les fonctions de poids des cinq canaux, en atmosphère standard (Figure 4.1), montre qu'ils sont tous sensibles aux basses couches de l'atmosphère et à la surface. Cette sensibilité à la surface est également visible sur leurs jacobiens de Ts (qui représente la sensibilité de chaque canal à la surface). Le jacobian de Ts des cinq canaux IASI sélectionnés montre des valeurs élevées surtout pour les canaux 1271 et 1884. Les canaux IASI 1191 et 1194 ont des jacobiens de Ts relativement différents (0.909 et 0.958, respectivement) malgré qu'ils soient spectralement très proches. Cette différence vient du fait que le canal 1194 se situe sur une vraie micro-fenêtre. Le nombre de canaux IASI choisis au départ était beaucoup plus important mais j'ai retenu uniquement ces cinq canaux en raison de leur position dans le spectre IASI et de leur sensibilité à la surface. D'après l'étude de [Vincensini, 2013], l'utilisation d'un seul canal ou d'une combinaison de canaux IASI pour la restitution de la Ts donne des résultats similaires. Pour cela, seul un

canal IASI sera choisi parmi les cinq sélectionnés pour la restitution de la Ts (les autres seront utilisés lors des processus de simulation et d'assimilation).

TABLE 4.1 – Caractéristiques des cinq canaux IASI sélectionnés pour la restitution de la Ts

Num canal	Nombre d'onde (cm^{-1})	Longueur d'onde (μm)	Jacobiens de Ts
1027	901.50	11.09	0.950
1191	942.50	10.61	0.909
1194	943.25	10.60	0.958
1271	962.50	10.39	0.963
1884	1115.75	8.96	0.965

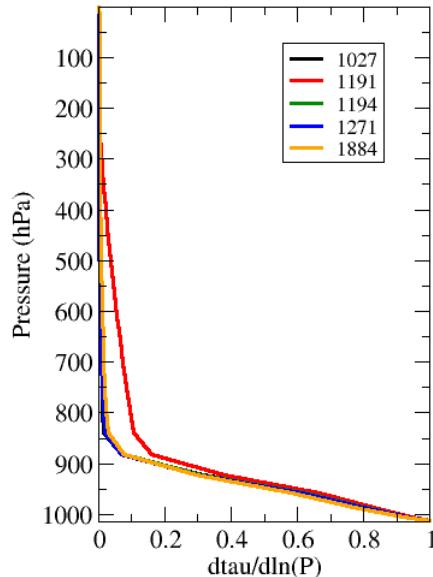


FIGURE 4.1 – Fonctions de poids des cinq canaux IASI sélectionnés pour la restitution de la Ts.

Je rappelle que la restitution de la Ts a reposé sur la méthode mono-canal (décrise dans le chapitre précédent) à travers l'inversion de l'équation du transfert radiatif (Eq. 3.1) en utilisant le modèle RTTOV et l'atlas d'émissivité de l'Université du Wisconsin. Les Ts restituées à partir des différents canaux IASI sélectionnés ont été d'abord comparées aux Ts de l'ébauche. Après, j'ai effectué des inter-comparaisons des Ts restituées à partir de chaque canal IASI. Ensuite, j'ai validé le choix du canal IASI le plus approprié à la restitution de la Ts en comparant les Ts restituées à partir de IASI avec celles restituées à partir de SEVIRI et de AVHRR. La période d'étude s'étend du 15 janvier au 28 février 2015. Pour homogénéiser les résultats obtenus tout au long du travail et pour palier le problème de différence de résolutions de chaque instrument, j'ai calculé des moyennes de Ts restituées à partir de chaque canal par boîte de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. Cette résolution spatiale donne un bon compromis

entre la taille des pixels (IASI, SEVIRI et AVHRR) et le nombre d'observations disponibles.

4.2.2 Comparaison des Ts restituées à partir de IASI Metop A & B

Pour être sûre de restituer des Ts similaires à partir de IASI Metop A & B, j'ai comparé au départ les Ts restituées à partir de chaque instrument IASI. En effet, IASI Metop A & B sont sur la même orbite avec un décalage de 180° ce qui produit un décalage temporel de 50 minutes. Ils n'observent donc pas le même endroit à la même heure d'où l'utilité de calculer une moyenne des Ts restituées par boîte de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. Je donne à titre d'exemple le résultat obtenu pour le canal IASI 1194 (Figure 4.2).

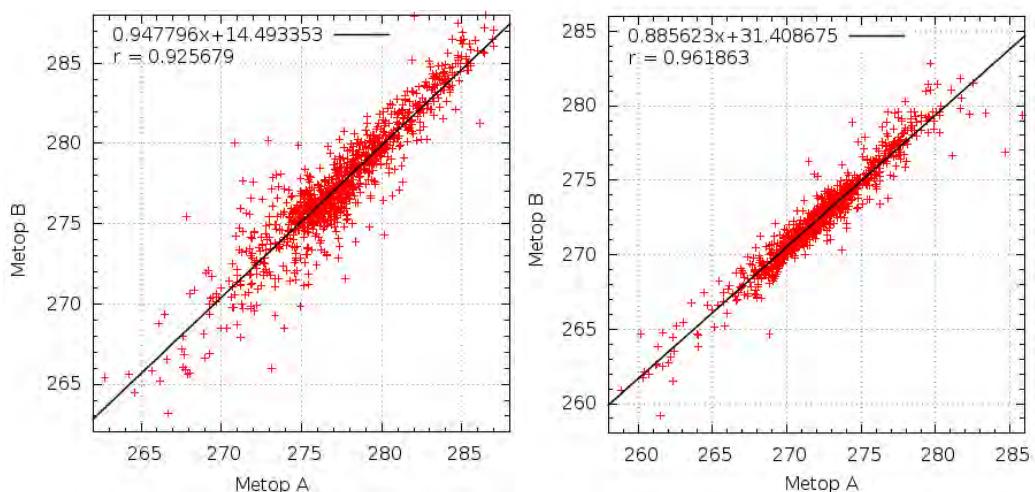


FIGURE 4.2 – Comparaison des Ts restituées à partir du canal IASI 1194 Metop A vs B (en Kelvin) de jour (à gauche) et de nuit (à droite) par boîte de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ du 15 janvier au 28 février 2015. (nombre total de données = 162.255, nombre moyen d'observations par boîtes = 2306 (jour et nuit confondus)).

La figure 4.2 montre une très bonne corrélation surtout de nuit (supérieure à 0.96). De jour, la corrélation est légèrement réduite à 0.92 en raison de la forte dispersion observée sur les reliefs (entre 265 K et 274 K) liée, probablement, à l'angle d'observation différent entre IASI Metop A & B qui peut donner des valeurs différentes entre un versant nord et sud. La moyenne des différences des Ts restituées à partir de IASI Metop A vs IASI Metop B est de 0.02 K de jour et de 0.3 K de nuit avec des écarts-types de 1.5 K et 1 K, respectivement. Ces résultats sont en accord avec ceux publiés par le GSICS (Global Space-based Inter-Calibration System) qui montre que la différence entre IASI Metop A & B est inférieure à 0.1 K pour des températures incluses entre 220-300 K [GSICS, 2014]. À noter que j'ai obtenu des

résultats similaires pour les autres canaux IASI sélectionnés. De ce fait, et pour maximiser le nombre d'observation IASI, j'ai donc combiné les données issues de IASI Metop A & B pour évaluer la restitution des Ts.

4.2.3 Comparaison des Ts de l'ébauche et des Ts restituées à partir des radiances IASI, SEVIRI et AVHRR

4.2.3.1 Introduction

Afin de sélectionner le canal IASI le plus approprié à la restitution de la Ts, j'ai décidé de comparer en premier les Ts de l'ébauche et les Ts restituées à partir des canaux IASI, SEVIRI et AVHRR. Je rappelle que SEVIRI est un imageur embarqué à bord des satellites géostationnaires Météosat Seconde Génération. Il contient 12 canaux infrarouges mesurant entre 0.6 et 12 μm avec une résolution spatiale de 4 km sur l'Europe (voir le chapitre 2). Les trois canaux SEVIRI choisis sont : le canal 4 [IR 8.7 μm (1149.43 cm^{-1})], le canal 6 [IR 10.8 μm (925.93 cm^{-1})] et le canal 7 [IR 12.0 μm (833.33 cm^{-1})]. Tous ces canaux sont sensibles aux nuages et à la surface. Le canal 6 est utilisé en opérationnel pour la restitution des Ts à partir de SEVIRI dans le modèle AROME en utilisant la méthode mono-canal [Guedj et al., 2011] et l'atlas d'émissivité développé par EUMETSAT [Lutz and König, 2008]. À noter que ce canal ne peut pas être assimilé sur terre. En effet, il a servi à la restitution de Ts, on ne peut donc plus en tirer d'information. Pour comparer les Ts de l'ébauche et les Ts restituées à partir d'un autre instrument polaire, j'ai sollicité le LSA-SAF (Land Surface Analysis-Satellite application Facilities) pour me procurer les Ts restituées à partir de AVHRR. Comme décrit dans le chapitre 2, AVHRR est, tout comme IASI, embarqué à bord du Metop A & B. La Ts AVHRR/Metop est un produit développé par le LSA-SAF [Trigo et al., 2011]. Les Ts sont restituées à partir des canaux AVHRR 4 et 5 (10.8 μm et 12 μm , respectivement) selon la méthode du split-window (décrite dans la partie 3.2.1.2) appliquée aux températures de brillance dans le cas d'un ciel clair [Freitas et al., 2010] et en utilisant une carte d'émissivité statique fournie par le IGBP (International Geosphere-Biosphere Program) [Trigo et al., 2009]. La Ts AVHRR/Metop est produite sous forme de composite global jour/nuit (observations combinées des deux canaux) puis reprojetée sur une grille sinusoïdale avec une résolution spatiale de 1 km. Je précise que ce produit est en cours d'élaboration (pas encore tout à fait au point au cours de la rédaction de ce manuscrit). Les Ts restituées à partir de AVHRR couvrent la même période d'étude que les Ts restituées à partir de IASI (du 15 janvier au 28 février 2015).

Les observations IASI, SEVIRI et AVHRR ont des résolutions spatiales et spectrales différentes et un nombre total d'observations également différent (e.g. 162.255 observations IASI, 482.178 observations SEVIRI et 978.198.350 observa-

tions AVHRR du 15 janvier au 28 février 2015 dans le domaine AROME). Pour contourner ce problème, j'ai calculé la moyenne des Ts restituées à partir de chaque instrument par boîte de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ comme l'illustre la figure 4.3.

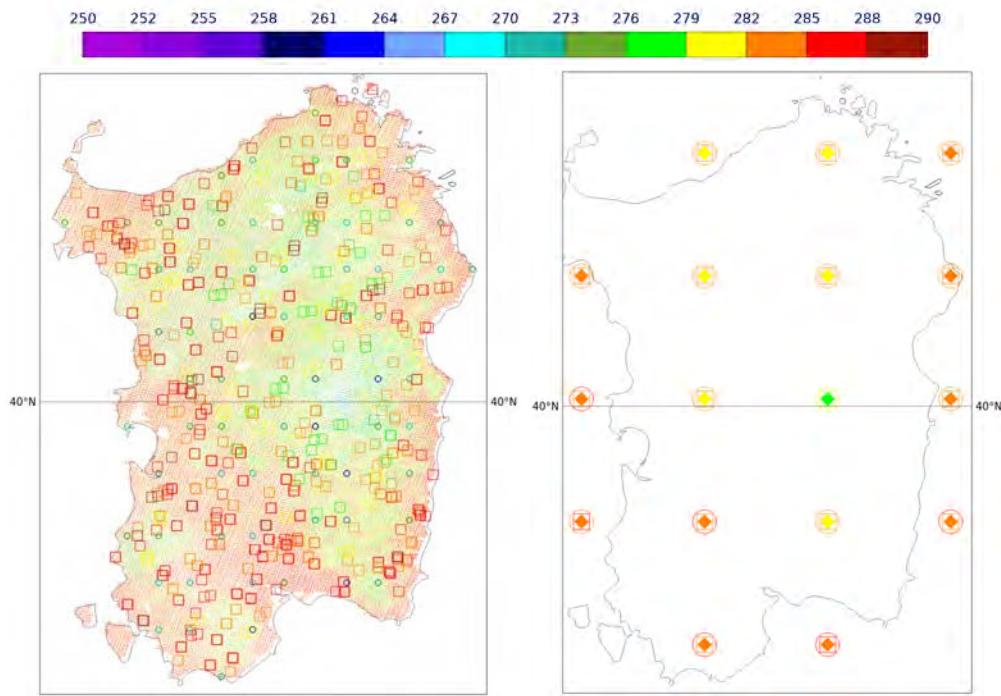


FIGURE 4.3 – Ts restituées à partir du canal IASI 1194 (en ronds), du canal SEVIRI 6 (en carrés) et des canaux 4 & 5 AVHRR (en losanges) (à gauche) et leur moyenne par boîte de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ (à droite, le tout en Kelvin) sur la Sardaigne de jour du 15 janvier au 28 février 2015.

4.2.3.2 Ts de l'ébauche vs Ts restituées à partir de IASI

La figure 4.4 illustre la Ts de l'ébauche, la Ts restituée à partir du canal IASI 1194 et la moyenne de leur différence par boîte de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ durant toute la période d'étude. Le nombre total d'observations de départ est de l'ordre de 162.255 (dans les deux cas) puis passe à environ 150 observations par boîte. De jour, la Ts de l'ébauche est comprise entre 276-279 K sur une grande partie du domaine AROME : une bonne partie de l'Irlande, le sud du Royaume Uni, les 2/3 nord de la France, le NE de l'Europe et l'axe NO-SE de l'Espagne. Sur les Alpes, la Ts de l'ébauche est plus basse (de 267-270 K au pied des montagnes jusqu'à 252-255 K sur les sommets). Des Ts intermédiaires sont observées sur le NE-SO de l'Irlande, la partie centrale et nord du Royaume Uni et à l'est de l'Europe. S'en suit une augmentation de la Ts de l'ébauche de 279-282 K à 285-288 K sur le sud du domaine AROME : la frontière Franco-Espagnole (hors des Pyrénées où les Ts sont plus basses), le nord de l'Italie,

le sud de la Péninsule Ibérique et sur les îles de la méditerranée. Les Ts restituées suivent les mêmes tendances que les Ts de l'ébauche mais avec des Ts plus basses sur l'Irlande et sur le nord-est de l'Europe. Sur le reste du domaine AROME, les Ts restituées sont relativement plus chaudes que les Ts restituées essentiellement sur les Alpes et sur le sud du domaine (e.g., augmentation de la Ts de quelques kelvins sur la Péninsule Ibérique). De nuit, une chute générale des Ts est observée sur tout le domaine AROME aussi bien dans les Ts de l'ébauche que dans les Ts restituées (entre 264 K et 272 K) sauf sur la Péninsule Ibérique où les Ts demeurent entre 272 K et 280 K. Toutefois, les Ts restituées sont plus basses que celles de l'ébauche avec un passage de 273-276 K à 270-273 K sur la partie nord-ouest du domaine et de 270-273 K à 267-270 K sur le centre-est de l'Europe. Les différences (Ts de l'ébauche moins Ts restituées), de jour et de nuit, sont globalement de 0.5 à 1 K (en valeur absolue) avec des Ts restituées relativement plus élevées de jour et plus basses de nuit que celles de l'ébauche. Les différences de Ts peuvent atteindre par endroit 3 à 6 K sur les Alpes et sur certaines régions du domaine AROME. Ces résultats sont en parfait accord avec ce qui est observé dans le modèle AROME, à savoir une Ts très faible par rapport aux observations de surface (Seity, communication personnelle). À noter également une augmentation du nombre de Ts restituées de nuit (presque 50%). Il se peut que toutes les observations claires selon l'AVHRR ne correspondent pas en réalité à des pixels clairs (problème de détection nuageuse). À noter également que les observations IASI utilisées dans cette étude sont une combinaison de données fournies par EUMETSAT (Metop A & B) et Lannion (de nuit, uniquement les observations de IASI Metop B sur terre) et que la détection nuageuse de l'AVHRR est légèrement différente entre les deux centres ce qui peut expliquer en partie les différences des Ts restituées obtenues entre IASI Metop A & B de jour et de nuit.

La Table 4.2 montre la moyenne des différences des Ts de l'ébauche et des Ts restituées à partir des cinq canaux IASI par boîte de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. Les quatre premiers canaux IASI (1027, 1191, 1194 et 1271) présentent des différences inférieures à 0.2 K de jour et à 0.5 K de nuit alors que le canal IASI 1884 affiche des différences un peu plus importantes (environ 0.5 K de jour et 1 K de nuit). Le canal IASI 1884 est légèrement différent des autres canaux puisqu'il se situe dans une bande spectrale différente des quatre autres canaux IASI. Néanmoins, l'écart-type des différences des cinq canaux est aux alentours de 1.15 K de jour et de 1.4 K de nuit. Leurs corrélations sont très bonnes et relativement meilleures de jour (0.95 comparé à 0.91 de nuit). Le nombre total d'observations est légèrement supérieur de nuit en raison, peut être, d'une mauvaise détection nuageuse. Cette dernière est fournie par l'AVHRR et peut comporter des erreurs telles que la restitution de la température du sommet du nuage au lieu de la Ts, notamment en cas de nuages bas ou de brouillard.

Par la suite, j'ai également inter-comparé la Ts restituée à partir des différents

Chapitre 4 : Restitution et évaluation des Ts à partir des radiances IASI dans le modèle à aire limitée AROME

62

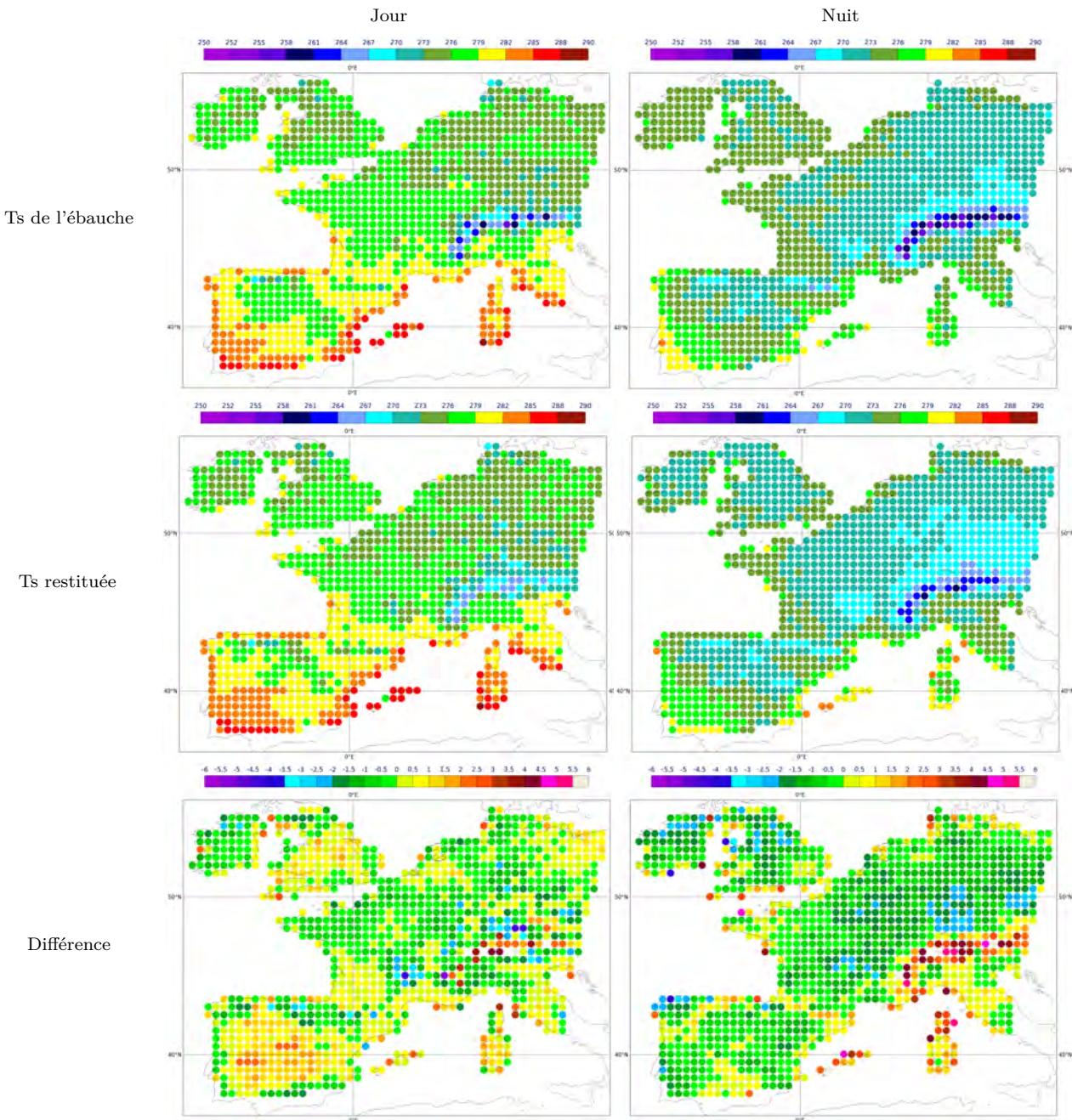


FIGURE 4.4 – Comparaison entre la Ts de l'ébauche (en haut), la Ts restituée à partir du canal IASI 1194 (au milieu) et la moyenne de leur différence (en bas, le tout en Kelvin) de jour (à gauche) et de nuit (à droite) par boîte de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ du 15 janvier au 28 février 2015.

canaux IASI et j'ai trouvé de très bons résultats avec des corrélations supérieures à 0.98 de jour comme de nuit (non montré). Ces résultats sont raisonnables car les canaux IASI sélectionnés se situent à des longueurs d'onde très proches.

TABLE 4.2 – Statistiques des différences entre l'ébauche et les Ts restituées à partir des cinq canaux IASI sélectionnés (ligne I), du canal SEVIRI 6 (ligne S) et des canaux 4 et 5 AVHRR (observations combinées, ligne A) par boîte de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ de jour et de nuit (en Kelvin).

Numéro du canal	Jour			Nuit		
	Moyenne	Écart-type	Corrélation	Moyenne	Écart-type	Corrélation
1027	0.02	1.16	0.95	0.40	1.47	0.91
1191	0.01	1.15	0.95	0.37	1.42	0.91
1194	-0.03	1.14	0.95	0.31	1.41	0.91
1271	-0.17	1.14	0.95	0.20	1.41	0.91
1884	0.47	1.16	0.95	1.00	1.55	0.90
S	1.23	1.70	0.90	2.32	1.56	0.90
A	1.63	1.56	0.91	1.96	1.50	0.91
Nombre total par boîte	I	1147			1159	
	S	1083			1084	
	A	1153			1162	

4.2.3.3 Ts de l'ébauche vs Ts restituées à partir de SEVIRI

La moyenne des différences des Ts de l'ébauche et des Ts restituées à partir du canal SEVIRI 6 (Ts de l'ébauche moins les Ts restituées) par boîte de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ est donnée par la figure 4.5. De jour, la différence est globalement comprise entre -0.5 K sur le sud du domaine AROME (à l'exception de la Péninsule Ibérique et des Alpes où les différences peuvent atteindre -3.5 K) et 0.5 K sur la France, le sud du Royaume Uni et de l'Irlande et sur l'extrême-est de l'Europe. Des différences encore plus importantes sont observées sur le NE-SO de l'Irlande et sur une partie de l'Europe (de 2.5 à 4 K). De nuit, les Ts de l'ébauche sont plus chaudes que les Ts restituées à partir du canal SEVIRI 6 avec des différences positives allant de 0.5-1.5 K sur la Péninsule Ibérique, le sud de la France, la Sardaigne et l'Italie, à 2-3 K (parfois 3.5-4 K voire 4.5-5 K) sur le cap Corse, le nord de l'Espagne, la France, le Royaume Uni et l'Irlande et sur l'est de l'Europe. Les Alpes montrent des différences de Ts négatives de -3 à -5 K. Je précise que la Péninsule Ibérique est souvent une région claire (sur la période d'étude), où le potentiel de Ts restituée est plus fort. Dans son étude, [Guedj et al., 2011] avait également montré un bon impact d'assimiler SEVIRI sur cette région.

La moyenne des différences (Table 4.2) est proche de 1.2 K de jour et 2.3 K de nuit. Les écarts-types sont, respectivement, de 1.7 K et 1.6 K avec des corrélations de 0.9. Les mêmes grandeurs ont été obtenues pour les 3 canaux SEVIRI sélectionnés.

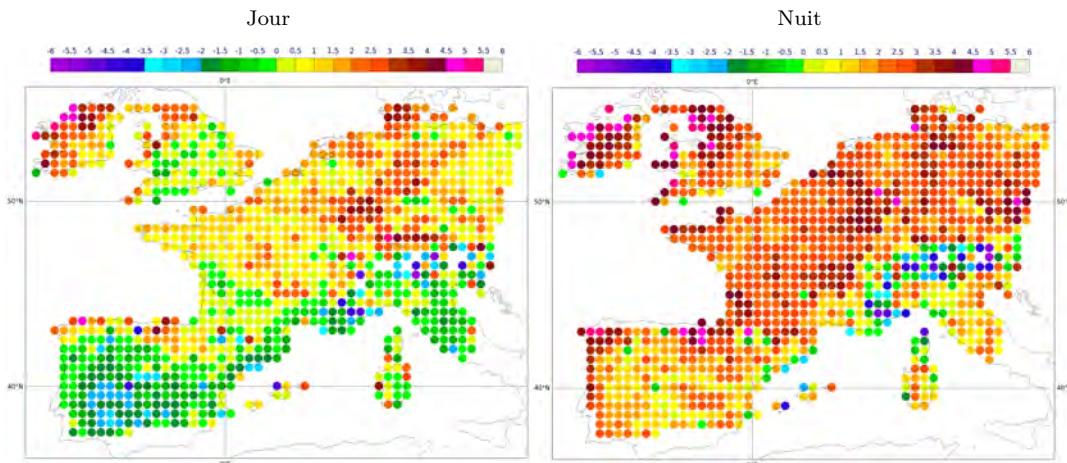


FIGURE 4.5 – Moyenne des différences des Ts de l'ébauche et des Ts restituées à partir du canal SEVIRI 6 (en Kelvin) de jour (à gauche) et de nuit (à droite) par boîte de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ du 15 janvier au 28 février 2015.

4.2.3.4 Ts de l'ébauche vs Ts restituées à partir de AVHRR

La figure 4.6 montre le nombre total d'observations AVHRR et la moyenne des différences des Ts de l'ébauche et des Ts restituées à partir de AVHRR (combinaisons des données du canal 4 et 5). Le nombre d'observations AVHRR par boîte est très élevé par rapport à celui de IASI et SEVIRI. De jour, ce nombre est de 25000 à 35000 sur le sud de l'Irlande et du Royaume Uni, le nord-ouest et le sud-est de la France, le nord de l'Italie et la Péninsule Ibérique. Sur le centre de l'Europe de l'Est (souvent caractérisé par la présence des nuages), le nombre d'observations par boîte se réduit à moins de 12500. Le reste des régions du domaine AROME ont un nombre d'observations par boîte inclus entre 15000 et 20000. De nuit, une augmentation du nombre d'observations par boîte est observée sur la Péninsule Ibérique, une grande partie de la France, la Sardaigne (où le nombre d'observations passe de 12000-15000 à plus de 30000) et sur le centre des régions est de l'Europe (valeurs allant de 5000-7500 à 12500-15000).

La moyenne des différences des Ts de l'ébauche et des Ts restituées à partir de AVHRR (Ts de l'ébauche moins Ts restituées) par boîte est rarement négative (Ts de l'ébauche plus chaudes). De jour, ces différences sont comprises entre 3 à 6 K sur les reliefs (les monts Cantabriques, les Pyrénées et les Alpes) et entre 0.5 à 2 K partout ailleurs (des différences de -0.5 K sont tout de même observées sur quelques zones de la Péninsule Ibérique, le sud-ouest de la France, le sud du Royaume Uni et le nord de l'Italie). De nuit, les différences sont un peu plus importantes et sont de 2 à 4.5 K (parfois 5 K sur les Pyrénées et les Alpes) sur l'axe NE-SO du domaine AROME ainsi qu'au nord de l'Irlande et du Royaume Uni. Le nord de la France, le sud de l'Irlande et du Royaume Uni et l'extrême NE de l'Europe ont des différences

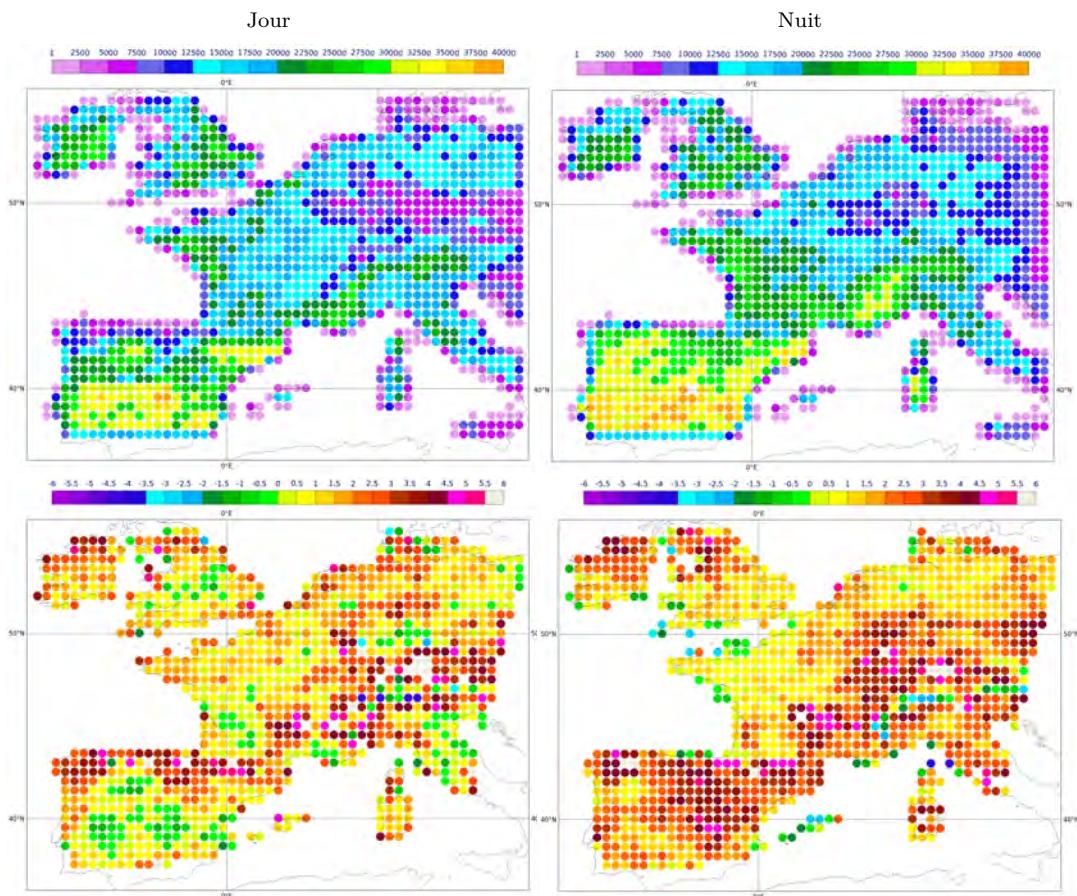


FIGURE 4.6 – Nombre total d’observations AVHRR (en haut) et la moyenne des différences des Ts de l’ébauche et des Ts restituées à partir de AVHRR (en bas, en Kelvin) de jour (à gauche) et de nuit (à droite) par boîte de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ du 15 janvier au 28 février 2015.

moindres de 0.5-1 K à 1.5-2 K.

La Table 4.2 montre que la moyenne des différences des Ts de l’ébauche et des Ts restituées à partir de AVHRR est de 1.6 K de jour et est autour de 2 K de nuit avec des écarts-types de 1.5 K et des corrélations de 0.91 dans les deux cas (jour et nuit).

4.2.4 Extension des comparaisons vers le modèle global ARPEGE

J’ai effectué des comparaisons entre les Ts de l’ébauche et les Ts restituées à partir des cinq canaux IASI sélectionnés dans le modèle global ARPEGE au niveau de deux périodes d’étude : le mois d’octobre 2014 et du 15 janvier au 28 février 2015 et pour les quatre réseaux d’assimilation de ARPEGE (00, 06, 12 et 18 UTC). Sur ces deux périodes d’étude, ARPEGE utilise un autre schéma de surface que SURFEX

nommé ISBA (Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere, pour plus de détails sur le schéma ISBA se référer à la page 32 de [Vincensini, 2013]). De jour, les différences les plus importantes entre les Ts de l'ébauche et les Ts restituées à partir du canal IASI 1194 se situent essentiellement sur les régions où l'émissivité de surface varie énormément (figure 4.7). En octobre 2014, les différences sont de 5-10 K (parfois 10-15 K) sur le Sahara, l'Arabie Saoudite, l'Australie, le sud de l'Afrique et sur quelques régions des deux Amériques. Des différences allant jusqu'à 15-20 K sont observées sur l'Himalaya et la Cordillère des Andes. Les différences sont plus importantes du 15 janvier au 28 février 2015 essentiellement sur les Alpes, le Sahara, l'Australie, le sud de l'Afrique et sur les montagnes rocheuses de l'Amérique du Nord (où les différences de Ts passent de 10-15 K à 15-20 K). Une extension des différences en Asie est également remarquée (15-20 K) depuis l'Himalaya vers les monts de Verkhoïansk en passant par le désert de Gobi, les monts Stanovoï et le plateau de la Sibérie centrale. Des différences négatives parfois supérieures à -15 K (Ts de l'ébauche plus froides) sont observées sur le Groenland, l'extrême nord de l'Europe, le nord et le centre de l'Afrique, le sud-est de l'Arabie Saoudite, l'Inde, le nord de l'Australie, une grande partie de l'Amérique latine et de l'Antarctique. À noter l'absence de Ts restituées là où les nuages sont présents essentiellement au niveau de la zone de convergence intertropicale (ZCIT). De nuit (non montré), les différences entre les Ts de l'ébauche et les Ts restituées à partir du canal IASI 1194 pour les deux périodes d'étude sont positives sur le Groenland, une partie des montagnes forestières du nord-ouest canadien, le nord-ouest de l'Europe et quelques zones du plateau Antarctique (entre 10-15 K et 15-20 K) et négatives sur une grande partie du globe (e.g., Amérique du Nord, nord-est de l'Europe, Sahara, Australie et Afrique du sud) où les différences de Ts peuvent atteindre -15 K en raison, entre autres, d'une forte variation de l'émissivité de surface sur ces régions. Les nuages sont d'autant plus présents de nuit sur la ZCIT ce qui réduit fortement le nombre d'observations claires sur cette zone. Dans le cas d'un modèle global, il est très difficile de parler d'une moyenne globale de différences vue la grande hétérogénéité de surface. Néanmoins, les résultats obtenus sont en parfait accord avec ceux obtenus par [Vincensini, 2013].

Les comparaisons des Ts restituées dans ARPEGE m'ont également permis d'étudier le comportement des cinq canaux IASI sélectionnés à plus grande échelle. En effet, le canal IASI 1884 présente des résultats assez différents des autres canaux en termes de Ts restituées : restitue des Ts plus froides de jour par rapport aux autres canaux IASI utilisés et surestime de quelques kelvins les Ts restituées de nuit. Aussi, une augmentation anormale du nombre de cas clairs est observée sur des zones extrêmement nuageuses telles que la ZCIT (illustrée par un nombre de Ts non restituées réduit pour le canal 1184 (Figure 4.8)). Ces différences peuvent s'expliquer par la bande spectrale du canal 1884 qui est à l'opposée des quatre autres canaux IASI sélectionnés (l'émissivité de surface est plus sensible à la variation du

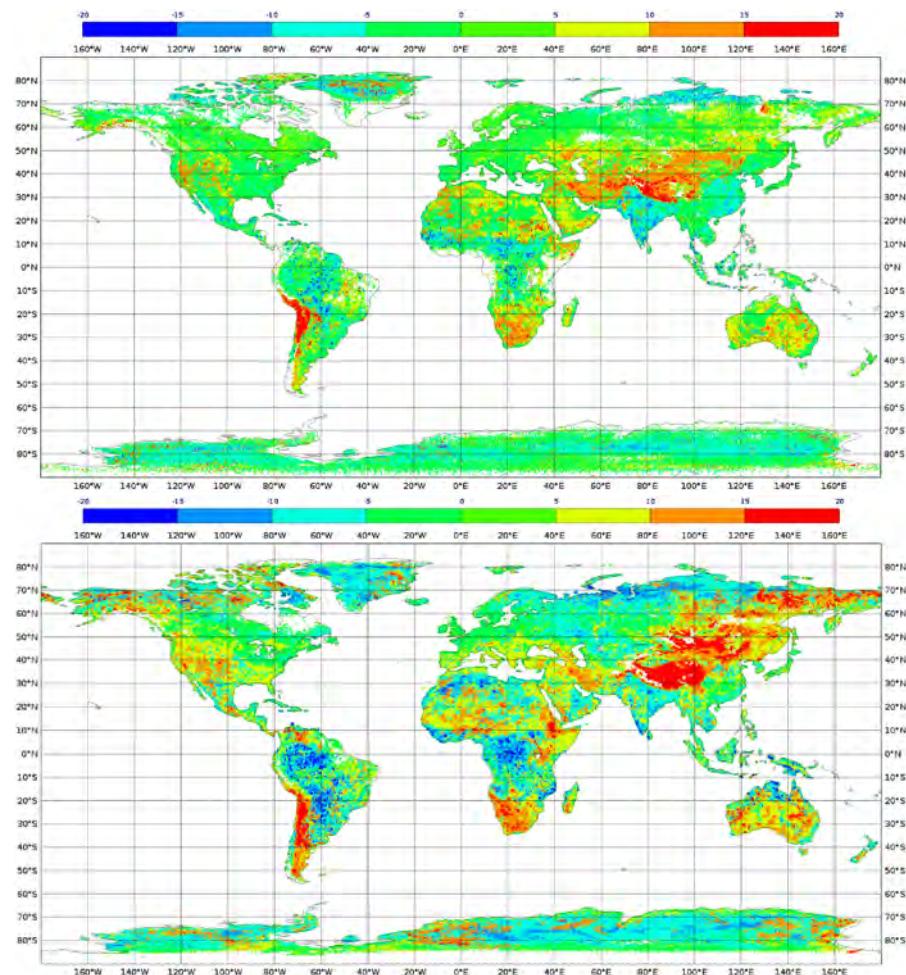


FIGURE 4.7 – Moyenne des différences entre les Ts de l'ébauche et les Ts restituées à patir du canal IASI 1194 (en Kelvin) de jour du mois d'octobre 2014 (en haut) et 15 janvier au 28 février 2015 (en bas).

type de surface dans cette bande spectrale ce qui se reflète sur le résultat des Ts restituées). Pour cela, le canal 1884 sera éliminé dans la suite de l'étude.

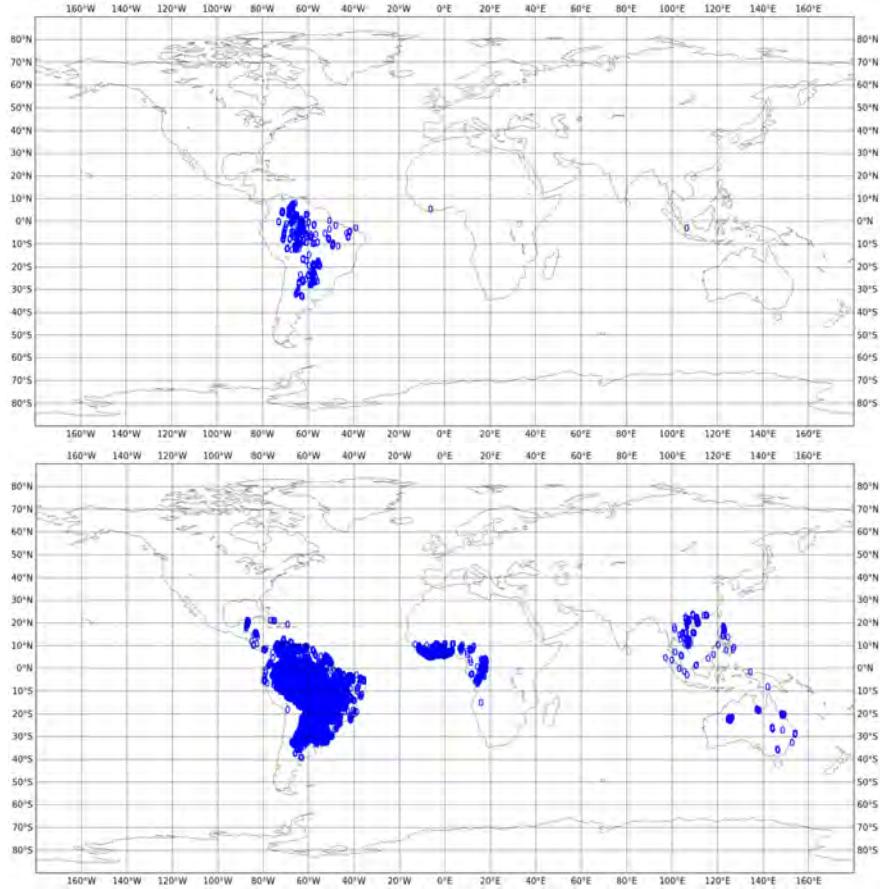


FIGURE 4.8 – Position des observations avec une Ts non restituée par les canaux IASI 1884 (en haut) et 1194 (en bas) dans le modèle ARPEGE du 15 janvier au 28 février 2015 à 12h UTC.

4.3 Sélection du canal IASI le plus approprié à la restitution de la Ts

La section précédente a montré que tous les canaux IASI donnent de bons résultats lors de la restitution de la Ts (à l'exception du canal IASI 1884 qui a tendance à surestimer la Ts du fait de sa forte sensibilité à la variation de l'émissivité de surface et que j'ai en conséquence éliminé). Afin de sélectionner le canal IASI le plus approprié à la restitution de la Ts parmi les quatre canaux restant (1027, 1191, 1194 et 1271), j'ai décidé de comparer également les Ts restituées à partir de ces différents canaux IASI avec les Ts restituées à partir des canaux SEVIRI et AVHRR.

4.3.1 Comparaison des Ts restituées à partir de IASI et SEVIRI

Avant de comparer les Ts restituées à partir de IASI et SEVIRI, j'ai regardé le nombre total de leur observations par boîte de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ dans le domaine AROME sur toute la période d'étude (Figure 4.9). De jour, le nombre des observations IASI par boîte est inférieur à 100 sur une grande partie du domaine AROME (le centre-est de l'Europe, le NE-SO du Royaume Uni et de l'Irlande, sur les Pyrénées et les monts Cantabriques ainsi que sur les îles méditerranéennes), compris entre 100 et 150 sur le sud-est du Royaume Uni et de l'Irlande, le NO-SE et le sud de la France, le nord-est de l'Europe, le nord de l'Italie et sur quelques régions de l'Espagne et entre 150 et 250 sur la Péninsule Ibérique (zones claires non "vue" sans restitution). Les observations SEVIRI sont plus importantes avec un nombre inclus entre 100-150 sur une grande partie du nord du domaine AROME, 250-300 (un intervalle entre 200-250 et 400-450) sur sa partie sud avec un nombre pouvant atteindre 700 observations sur la péninsule Ibérique. Une augmentation du nombre d'observations sur tout le domaine AROME est observée de nuit surtout pour SEVIRI où les observations passent de 100-150 par boîte à 250-300 essentiellement sur la France et sur le nord de l'Espagne. La partie centrale du domaine AROME affiche aussi plus d'observations IASI (de 1-50 à 100-150) et SEVIRI (de 100-150 à 150-200).

Pour évaluer la qualité des Ts restituées à partir des quatre canaux IASI, j'ai étudié la différence des Ts restituées à partir des différents canaux IASI et SEVIRI (Ts restituées à partir de IASI moins Ts restituées à partir de SEVIRI, Figure 4.10). De jour, les Ts restituées à partir du canal SEVIRI 6 présentent des températures relativement plus basses que les Ts restituées à partir du canal IASI 1194 sur une grande partie du domaine AROME : des différences de 0.5-1 K à 1-1.5 K sur la Péninsule Ibérique, le sud-ouest, le centre et le nord de la France, quelques régions de l'Europe de l'est et sur le sud du Royaume Uni et de 2-2.5 K (parfois 4.5-5 K) sur l'Irlande, le nord du Royaume Uni et sur le sud-ouest de l'Allemagne. Par contre, des différences négatives (de -0.5 à -3 K) sont observées sur le sud-est de la France, l'Italie et sur les pays de l'Europe de l'est. De nuit, les différences sont plus stables et varient essentiellement entre 0.5-1 K sur la Péninsule Ibérique et 1.5-2.5 K sur le reste du domaine AROME (avec des différences de -0.5 K sur les Alpes et sur quelques zones par endroits).

La moyenne des différences des Ts restituées (Table 4.3) avoisine 0.8-1 K de jour et 1.3-1.5 K de nuit. Les écarts-types sont aux alentours de 1.6 K de jour et de 1 K de nuit avec de très bonnes corrélations (dans les deux cas) supérieures à 0.9. La même tendance a été observée pour les quatre canaux IASI et les trois canaux SEVIRI.

Malgré les résolutions spatiales et temporelles complètement différentes entre les observations IASI et SEVIRI, la comparaison des Ts restituées à partir de leur

IASI

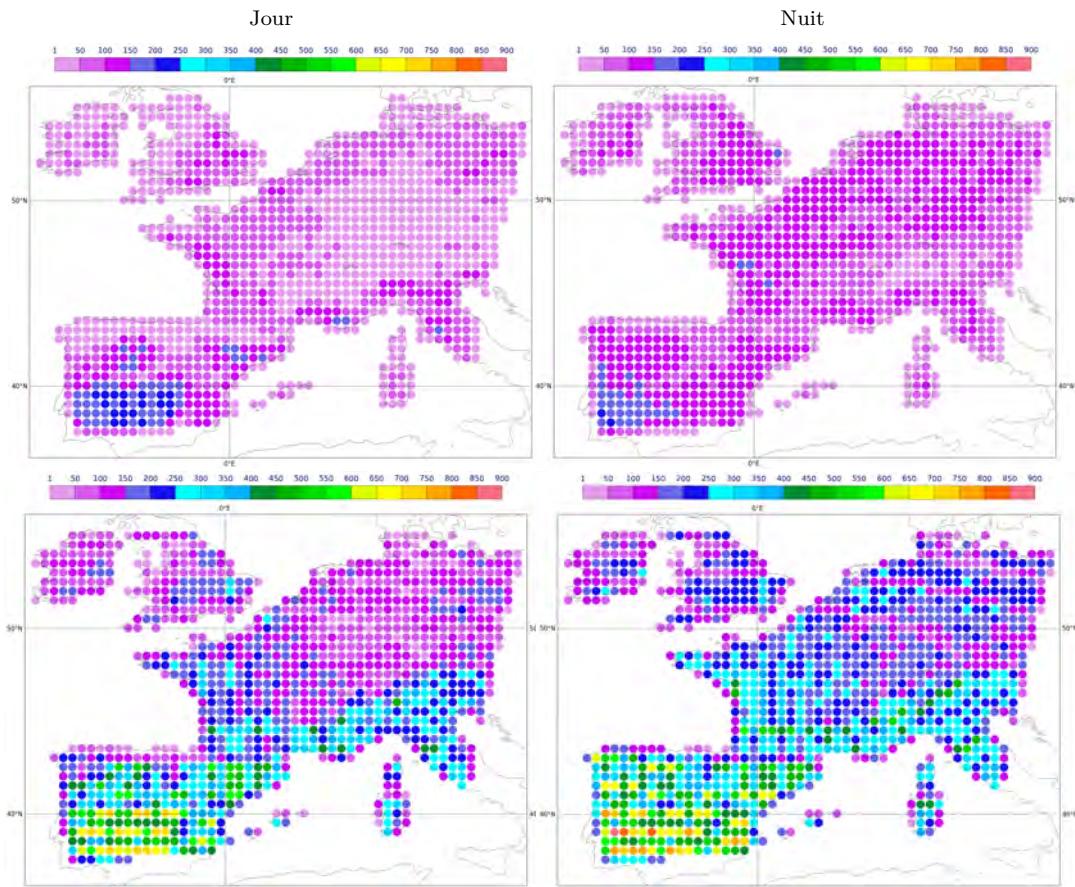


FIGURE 4.9 – Nombre total d’observations IASI (en haut) et SEVIRI (en bas) de jour (à gauche) et de nuit (à droite) par boîte de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ du 15 janvier au 28 février 2015.

différents canaux donne de bons résultats avec des écart-types qui avoisinent 1.6 K de jour et 1 K de nuit. Les statistiques obtenues pour les Ts restituées à partir de IASI et de SEVIRI sont meilleures que les Ts de l’ébauche. Ces résultats sont très intéressants et ouvrent la porte vers des études plus poussées sur la synergie entre les satellites polaires et géostationnaires.

4.3.2 Comparaison des Ts restituées à partir de IASI et AVHRR

La figure 4.11 illustre la moyenne des différences des Ts restituées à partir du canal IASI 1194 et de AVHRR (Ts restituées à partir de IASI moins Ts restituées à partir des canaux 4 & 5 AVHRR) par boîte de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ sur toute la période d’étude. De jour, les différences se répartissent entre 0.5-1 K et 1.5-2 K sur presque tout le domaine AROME à l’exception des reliefs où les différences peuvent être supérieures à 3.5 K. De nuit, les différences divisent le domaine AROME en deux

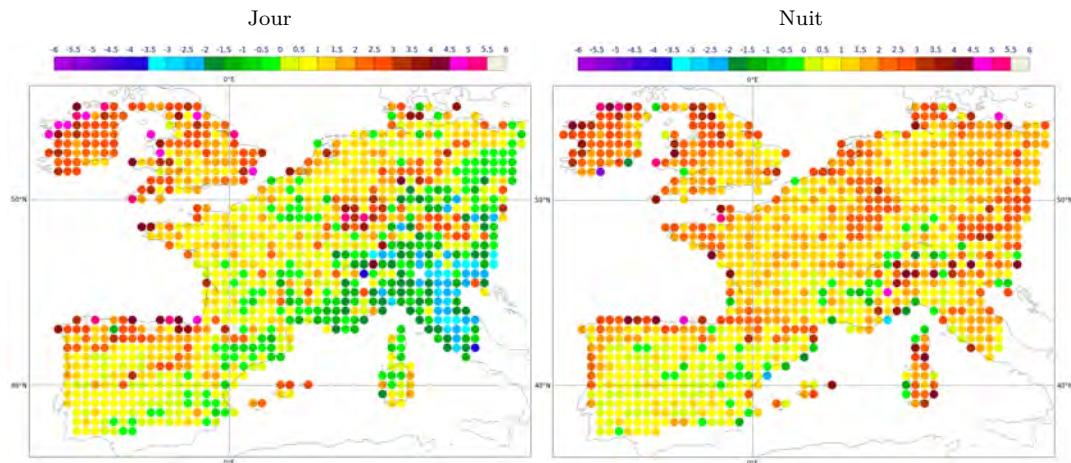


FIGURE 4.10 – Moyenne des différences des Ts restituées à partir du canal IASI 1194 et du canal SEVIRI 6 (en Kelvin) de jour (à gauche) et de nuit (à droite) par boîte de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ du 15 janvier au 28 février 2015.

partie distincte suivant l'axe NE-SO où les différences sont de l'ordre de 0.5 K sur la partie nord (-0.5 K sur quelques régions) et de 2 à 4 K sur la partie sud (de 4 à 5 K sur les Pyrénées et les Alpes et de 0.5 à 1 K sur le sud-ouest de la Péninsule Ibérique). Malgré ces différences, la table 4.3 montre de très bonnes corrélations entre les Ts restituées à partir de IASI et les Ts restituées à partir de AVHRR (une légère amélioration de jour avec 0.95 au lieu de 0.91 de nuit). La moyenne des différences avoisine 1.6 K dans les deux cas. Les écarts-types sont d'environ 1.3 K de jour et 1.5 K de nuit.

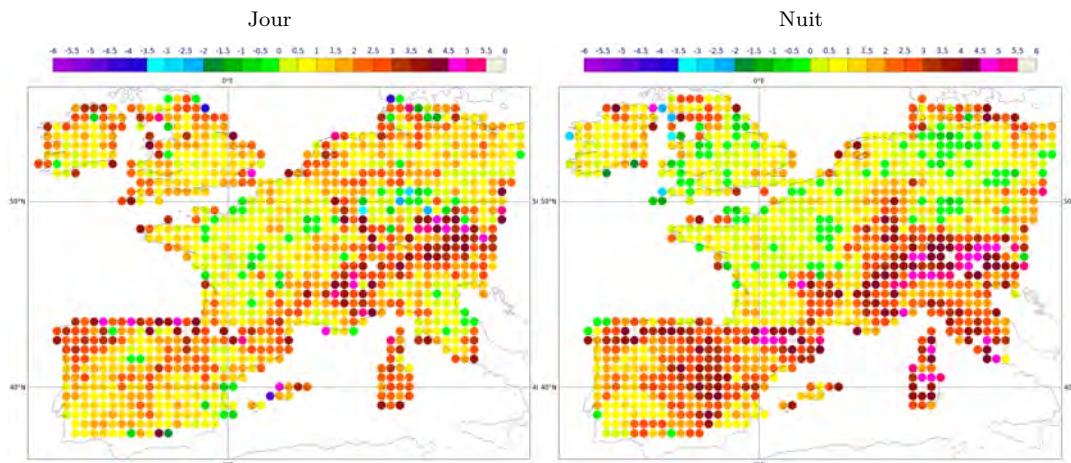


FIGURE 4.11 – Moyenne des différences des Ts restituées à partir du canal IASI 1194 et de AVHRR (en Kelvin) de jour (à gauche) et de nuit (à droite) par boîte de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ du 15 janvier au 28 février 2015.

Comme lors de la comparaison avec les Ts restituées à partir de SEVIRI, j'ai

TABLE 4.3 – Statistiques de différences entre les Ts restituées à partir des quatre canaux IASI, du canal SEVIRI 6 (10.8 μm , lignes S) et des canaux 4 et 5 AVHRR (10.8 μm et 12 μm , lignes A) par boîte de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ de jour et de nuit (en Kelvin).

Numéro canal IASI	Jour				Nuit		
	Moyenne	Écart-type	Corrélation	Moyenne	Écart-type	Corrélation	
1027 (11.09 μm)	S	0.85	1.63	0.91	1.32	1.03	0.95
	A	1.48	1.26	0.95	1.56	1.50	0.91
1191 (10.61 μm)	S	0.86	1.62	0.91	1.34	1.03	0.95
	A	1.49	1.26	0.95	1.59	1.50	0.91
1194 (10.60 μm)	S	0.90	1.63	0.91	1.41	1.04	0.95
	A	1.54	1.26	0.95	1.65	1.50	0.91
1271 (10.39 μm)	S	1.03	1.62	0.91	1.50	1.03	0.95
	A	1.66	1.26	0.95	1.74	1.50	0.91
Nombre total par boîte	S	1083				1084	
	A	1153				1162	

également trouvé un meilleur accord entre les Ts restituées à partir de IASI et de AVHRR comparé à la Ts de l'ébauche ce qui confirme le biais du modèle et l'intérêt des Ts restituées.

4.4 Étude comparative des Ts restituées à partir de IASI et SEVIRI : cas d'étude sur la Sardaigne

J'ai étudié dans cette section la variabilité sous-pixels des Ts restituées à partir de IASI et SEVIRI. Les différences de résolutions spatiale et temporelle m'ont conduit à calculer des moyennes de Ts restituées par boîte de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ pour pouvoir comparer les Ts restituées à partir des deux instruments. Cette méthode a donné de bons résultats bien que la moyenne par boîte puisse, dans certains cas, masquer la variabilité interne des données utilisées (e.g., différences des Ts restituées si l'échantillonnage est fait sur une zone hétérogène). Pour cette raison, j'ai réalisé des intercomparaisons des Ts restituées à partir de IASI et SEVIRI (Ts restituées non moyennées) en m'appuyant sur la carte d'occupation du sol d'après l'agence spatiale européenne (ESA CCI LC pour European Space Agency Climate Change Initiative Land Cover) [Defourny et al., 2012] et la carte du relief d'après la NOAA [Amante and Eakins, 2009] (Figure 4.12). La carte d'occupation du sol donne une moyenne de l'occupation du sol à l'échelle globale à une résolution spatiale de 300 m en se basant sur les archives de l'observation quotidienne de la Terre par satellite. Elle repose sur 24 ans d'observations satellitaires (de 1992 à 2015) couplées à la cartographie (les atlas) réalisée sur le terrain. Cinq missions satellitaires ont contribué à l'élaboration de cette carte, à savoir : NOAA-AVHRR, SPOT-Vegetation, ENVISAT-MERIS, ENVISAT-ASAR et PROBA-V. La carte est téléchargeable gratuitement sur le site du CCI LC (<http://maps.elie.ucl.ac.be/CCI/viewer>). 22 classes d'occupation du sol ont été définies en s'appuyant sur le système de classification de l'occupation du sol adopté par l'Organisation des Nations Unies (ONU). J'ai simplifié les 22 classes en 11 catégories comme le montre la figure 4.12. J'ai choisi de montrer les résultats sur la Sardaigne qui se caractérise par une bonne hétérogénéité de surface : le bâti en rouge essentiellement représenté par la ville de Sassari dans le nord-ouest et la ville de Cagliari dans le sud, les terres agricoles en jaune sur une grande partie du territoire, les forêts en vert, les terres arbusives en marron et les plans d'eau en bleu. J'ai également établi la carte de relief en me basant sur les sorties du modèle global de reliefETOPO1 développé par la NOAA. Ce modèle intègre à la fois la topographie de la Terre et la bathymétrie océanique. Le relief de la Sardaigne le plus élevé, le Gennargentu, se situe dans la partie centre-orientale de l'île et culmine à 1 834 m d'altitude. On y trouve aussi d'autres reliefs caractérisés par des altitudes inférieures, tels que : le mont Limbara (1 362 m) et le Goceano (1 259 m) du nord au sud, le mont Linas (1 236 m) dans le sud-ouest et les Sette Fratelli (1 023 m) dans le sud-est (dans cette zone le terrain est constitué essentiellement par des petits plateaux et des failles volcaniques). La Sardaigne est traversée par plusieurs fleuves à caractère souvent torrentiel dont les principaux sont le Flumendosa (127 km) à l'est et le Tirso (135 km) à l'ouest et se caractérise aussi par la présence de plusieurs lacs (tels que le "Lago del Coghinas"

au nord, le "Lac Omodeo" au centre et le "Stagno di Cagliari" au sud) destinés en grande partie à l'irrigation et à l'alimentation en eau potable [Pelletier, 1960].

Le nombre d'observations SEVIRI est bien évidemment plus important que celui de IASI (géostationnaire/polaire). Je vais donc comparer les pixels IASI de la rangée centrale (numérotés de 1 à 12 du sud vers le nord de la Sardaigne et placés dans le cercle rouge dans la figure 4.12) aux pixels SEVIRI les plus proches. Les pixels IASI sont disposés par quatre correspondant aux champs de vue des quatre capteurs dont dispose le sondeur. Les quatre premiers pixels IASI (1-4) ont des Ts restituées très proches (278.4-278.6 K pour les pixels 1-2 et 277.6-278 K pour les pixels 3-4). Ces Ts restituées sont très proches de celles restituées à partir de SEVIRI qui se situent aussi entre 277.6-278.6 K. Les quatre pixels IASI centraux (5-8) affichent des Ts restituées plus hétérogènes en raison du relief et de l'occupation du sol assez différents sur cette zone. Le pixel IASI numéro 5 se trouve sur un relief modéré constitué de terres agricoles et quelques forêts à feuilles caduques et donne des Ts restituées de l'ordre de 277.2 K. Le pixel IASI numéro 6 est placé sur un relief élevé essentiellement couvert par des terres arbustives et des forêts à feuilles caduques et donne des Ts restituées moins élevées (276.4-276.6 K). Le 7^{ème} pixel IASI est sur un relief modéré caractérisé par une occupation du sol très hétérogène (terres agricoles, terres arbustives et certaines forêts ouvertes ou denses proches du lac "Omodeo") et des Ts restituées qui atteignent les 278 K. Le pixel IASI numéro 8 se situe sur un relief moins élevé (par rapport au pixel numéro 6) avec des terres principalement arbustives entourées par deux plans d'eau et donne des Ts restituées aux alentours de 277.8 K. La comparaison des quatre pixels IASI (5-8) aux pixels SEVIRI les plus proches montre une bonne concordance avec le pixel IASI numéro 6, des différences de Ts restituées de 0.2-0.4 K avec le 5^{ème} pixel IASI et moins de 0.2 K avec le 7^{ème} pixel IASI (à noter que les Ts ne sont pas restituées à partir de SEVIRI sur le lac "Omodeo" (espace vide sur la carte au niveau de cette zone) ce qui est tout à fait normal étant donné que j'ai réalisé les restitutions de Ts sur terre). Le pixel IASI numéro 8 donne des différences de Ts restituées plus importantes avec les pixels SEVIRI les plus proches (pouvant atteindre 2 K) principalement en raison de la résolution spatiale plus fine de SEVIRI qui donne des Ts restituées moins élevées que celles restituées à partir de IASI sur les terres proches des deux plans d'eau (terres probablement irriguées dans ce cas). Les quatre derniers pixels IASI (9-12) sont sur un relief assez élevé pour le pixel numéro 9 et sur un relief modéré pour les trois autres pixels. Le 9^{ème} pixel IASI se trouve sur des terres agricoles et affiche des Ts restituées de 275 K. Ces Ts restituées sont moins élevées que celles des trois autres pixels (10-12) avec des différences de 1.8 à 2 K (en raison d'une occupation du sol assez différente) et que celles données par les pixels SEVIRI les plus proches (cela peut être dû à une différence de l'angle de visée qui entraîne des différences de Ts restituées de 0.8 à 1 K (problème de versant et d'exposition)). Les pixels IASI numéros 10 et 11 donnent des Ts restituées similaires et proches de celles restituées

à partir de SEVIRI (différences moins de 0.4 K). Le 12^{ème} pixel IASI montre des Ts restituées de 276.8 K alors que l'un des pixels SEVIRI le plus proche donne des Ts restituées de 277.4 K. Cette différence reflète apparemment la présence de bâti sur cette zone (ville d'Ozieri) qui est plus visible avec les observations SEVIRI (meilleure résolution spatiale que IASI).

Cette étude montre que la variabilité sous-pixels peut varier de quelques Kelvins entre les Ts restituées à partir de IASI et SEVIRI. Il faudrait donc être très vigilant lors de la comparaison des Ts restituées et réaliser des vérifications sur le terrain sur les régions où les écarts sont plus importants. La Ts restituée est influencée par d'autres paramètres de surface (e.g., émissivité de surface, occupation du sol, type de sol) mais aussi par l'instrument à partir duquel la restitution a été faite (angle de visée, fréquence d'observation (répétitivité), caractéristiques instrumentales (résolutions), bande spectrale utilisée lors de la restitution, etc). Tout dépend en fait de la nature de l'étude et de la précision de la Ts restituée souhaitée. Dans mon étude, les Ts restituées à partir des différents instruments utilisés étaient très comparables les unes aux autres et les statistiques obtenues ont été jugées satisfaisantes. D'autant plus que le domaine AROME présente peu de variabilité de surface (à l'exception de la Péninsule Ibérique et des reliefs où l'émissivité varie énormément) comparé au modèle global ARPEGE ce qui limite les erreurs qu'on peut commettre lors de la restitution des Ts.

**Chapitre 4 : Restitution et évaluation des Ts à partir des
radiances IASI dans le modèle à aire limitée AROME**

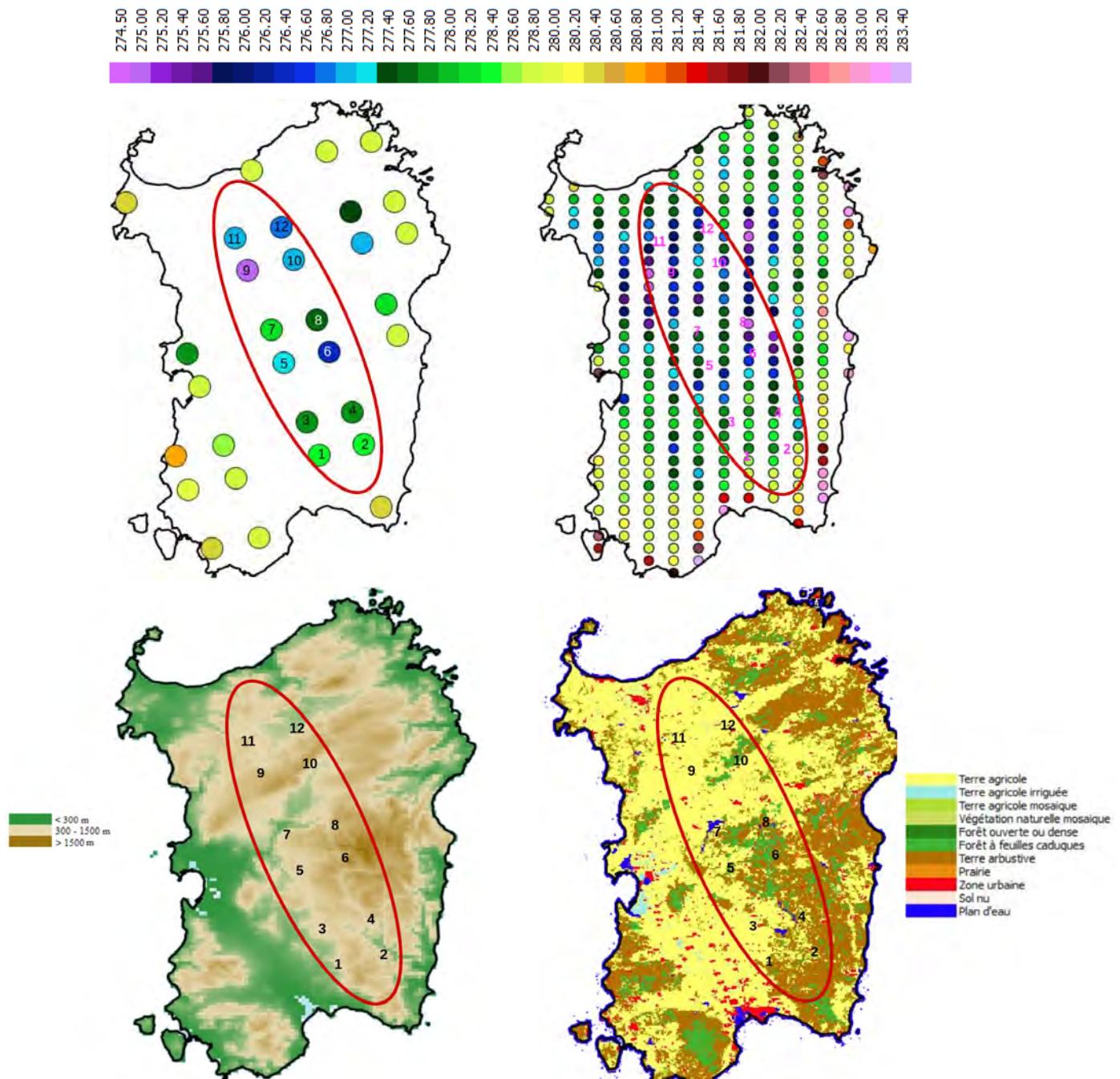


FIGURE 4.12 – Ts restituées à partir du canal IASI 1194 (en haut à gauche, données issues de Lannion pour IASI Metop B uniquement) et du canal SEVIRI 6 (en haut à droite, le tout en Kelvin) sur la Sardaigne du 11 février 2015 à 20 UTC et la carte du relief (en bas à gauche, d'après la NOAA) et d'occupation du sol de la Sardaigne (en bas à droite, à 300 m d'après l'agence spatiale européenne).

4.5 Conclusion

Dans ce chapitre, j'ai comparé la Ts de l'ébauche avec les Ts restituées à partir de IASI, SEVIRI et AVHRR. Les résultats obtenus montrent un meilleur accord entre les Ts restituées à partir des trois instruments plutôt qu'avec la Ts de l'ébauche surtout de nuit quand le biais du modèle est important.

J'ai également comparé dans ce chapitre les Ts restituées à partir de IASI, SEVIRI et AVHRR dans l'objectif de sélectionner le canal IASI le plus approprié à la restitution de la Ts. La table 4.3 résume l'essentiel des résultats obtenus. De jour, les écarts-types et les corrélations des Ts restituées à partir de IASI et AVHRR étaient légèrement meilleurs que ceux des Ts restituées à partir de IASI et SEVIRI (avoisinant 1.3 K et 0.95 contre 1.6 K et 0.90, respectivement). De nuit, la tendance s'inverse avec des statistiques meilleures pour les Ts restituées à partir de IASI et SEVIRI que celles des Ts restituées à partir de IASI et AVHRR (des écarts-types de 1 K et 1.5 K et des corrélations de 0.95 et 0.91, respectivement) et ce bien que IASI et AVHRR soient colocalisés dans le temps et dans l'espace avec quasiment le même angle de visée. Cette différence entre IASI et AVHRR de nuit peut s'expliquer, entre autres, par des méthodes de détection nuageuse différentes (processus de restitution de la Ts à partir du niveau 1 pour IASI et du niveau 2 pour AVHRR). Il ne faut pas oublier non plus que l'émissivité de surface utilisée lors de la restitution de la Ts diffère d'un instrument à l'autre : atlas d'émissivité de l'Université du Wisconsin pour IASI, atlas d'émissivité de EUMETSAT pour SEVIRI et une carte d'émissivité statique pour AVHRR, ce qui explique bien les différences des Ts restituées observées sur certaines régions spécifiques (surface sèche ou humide). D'autant plus que l'émissivité de surface varie avec l'angle de visée [McAtee et al., 2003] et peut par conséquence avoir un impact sur les Ts restituées à partir de chaque instrument. À noter aussi que la Ts AVHRR est en cours d'élaboration, les résultats de comparaison pourraient donc être améliorés par la suite.

L'idée est claire mais la question du choix du canal IASI à utiliser lors de la restitution des Ts n'est pas encore résolue ! Le résultat des différentes comparaisons des Ts restituées à partir de IASI, SEVIRI et AVHRR m'ont orienté vers les canaux IASI 1191 et 1194 même si les autres canaux IASI présentent aussi de bons résultats. Je précise encore que [Vincensini, 2013] avait sélectionné le canal IASI 1191 et une combinaison de canaux IASI (1191 et 1271) pour la restitution des Ts et que ses résultats prouvent que l'utilisation d'un canal pour la restitution des Ts aboutit à des résultats similaires en utilisant une combinaison de canaux. J'ai donc choisi le canal 1194 qui se situe sur une vraie micro-fenêtre atmosphérique et qui présente des Jacobiens de température supérieurs à ceux du canal 1191. Les autres canaux IASI sélectionnés seront bien évidemment utilisés lors du processus d'assimilation. Afin de réduire l'impact du biais du modèle dans la Ts de l'ébauche, j'ai introduit la Ts

**Chapitre 4 : Restitution et évaluation des Ts à partir des
radiances IASI dans le modèle à aire limitée AROME**

78

restituée et j'ai étudié son impact sur les processus de simulation et d'assimilation de IASI sur terre (voir le chapitre suivant).

CHAPITRE 5

Impact de l'utilisation des Ts restituées sur l'assimilation de IASI dans AROME

Sommaire

5.1	Introduction	79
5.2	Impact de l'utilisation des Ts restituées à partir du canal IASI 1194 sur les processus de simulation des radiances IASI sur terre	81
5.2.1	Impact sur les simulations des températures de brillance	81
5.2.1.1	Avant correction de biais	81
5.2.1.2	Après correction de biais	82
5.2.2	Impact sur la détection nuageuse	84
5.3	Vers une amélioration de l'assimilation des radiances IASI sur terre	87
5.3.1	Impact sur l'assimilation des observations IASI	87
5.3.2	Impact sur les analyses et les prévisions	90
5.4	Impact de l'intégration des Ts restituées à partir du canal IASI 1194 dans le modèle global ARPEGE	95
5.5	Conclusion	101
5.6	Publication associée aux chapitres 4 et 5	102

5.1 Introduction

Pour étudier l'impact des Ts restituées à partir du canal IASI 1194 sur les processus de simulation des températures de brillance (Tb) IASI sur terre, j'ai réalisé trois expériences numériques (Table 5.1). La première expérience REF est la référence où les Tb IASI sont simulées en utilisant la Ts issue de la prévision du modèle AROME (idem que l'opérationnel) et l'émissivité de surface constante (0.98). La deuxième expérience nommée EXP utilise la Ts restituée à partir du canal IASI 1194 pour simuler les autres Tb IASI et l'atlas d'émissivité. Cette configuration

a pour objectif d'étudier l'impact sur les simulations des Tb et sur la détection nuageuse. Dans ces deux expériences, 44 canaux IASI sont assimilés sur mer contre seulement 8 canaux sur terre (Figure 5.1, liste des canaux en annexes table A.1). La troisième expérience est EXP–FULL qui est similaire à EXP (utilisation des Ts restituées à partir du canal 1194 pour la simulation des Tb et l'atlas d'émissivité) mais qui utilise sur terre les 44 canaux IASI assimilés sur mer (sauf le canal 1194). Le but de cette configuration est d'améliorer la sélection des canaux IASI sur terre. Avec la nouvelle configuration du modèle AROME (décrise dans le chapitre 2), l'amélioration escomptée dans EXP–FULL sera probablement limitée. En effet, seulement 44 canaux IASI sont assimilés dans AROME (au lieu de 123 dans le modèle global ARPEGE) et les données IASI sont présentes dans AROME sur uniquement 8 périodes d'analyse (sur les 24 analyses horaires par jour) du fait de son orbite polaire.

TABLE 5.1 – Détail des expériences dans le modèle AROME

Configuration	Ts utilisée dans les simulations IASI	Émissivité	# des canaux IASI assimilés sur terre/mer
REF	prévision	0.98	8 / 44
EXP	restituée à partir du canal IASI 1194	atlas	8 / 44
EXP–FULL	restituée à partir du canal IASI 1194	atlas	43 / 44

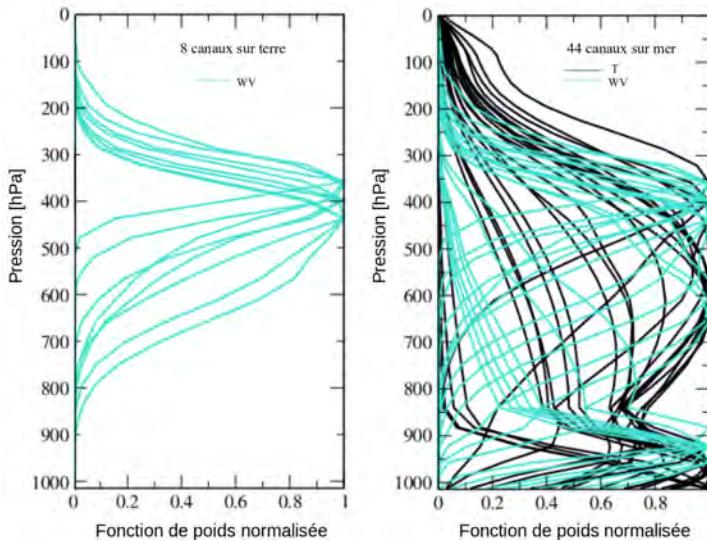


FIGURE 5.1 – Fonctions de poids normalisées des 8 canaux IASI assimilés sur terre (à gauche) et 44 canaux IASI assimilés sur mer (à droite) dans le modèle AROME.

Dans cette partie d'étude, seules les observations claires selon l'imageur AVHRR sont prises en compte pour la même période d'étude (du 15/01 au 28/02 2015).

5.2 Impact de l'utilisation des Ts restituées à partir du canal IASI 1194 sur les processus de simulation des radiances IASI sur terre

5.2.1 Impact sur les simulations des températures de brillance

5.2.1.1 Avant correction de biais

La figure 5.2 montre le résultatat des biais et des écarts-types entre les observations et les simulations des Tb (Obs-Guess) de EXP et REF (en combinant les observations de IASI Metop A & B) de jour et de nuit sur terre et sur mer pour les 44 canaux IASI utilisés sur terre (déjà assimilés sur mer).

Sur terre, de jour les biais de Obs-Guess de EXP et REF sont très similaires. Les canaux sensibles à la haute troposphère (323 (725.5 cm^{-1}), 329 (727 cm^{-1}), 345 (731 cm^{-1}), 347(731.5 cm^{-1}), 354 (733.25 cm^{-1}), 360 (734.75 cm^{-1}), 375 (738.5 cm^{-1}), 363 (740.5 cm^{-1}) et 2951 (1382.5 cm^{-1})) et à la moyenne troposphère (du canal IASI 401 (745cm^{-1}) au canal 439 (754.5cm^{-1})) présentent une réduction de biais de 0.05 K. Des biais également légèrement réduits sont observés pour les canaux sensibles à la surface (0.1 K pour les canaux qui se situent entre 773.5 cm^{-1} et 962.5 cm^{-1}). Les canaux vapeur d'eau sensibles à la basse troposphère (canaux IASI 5397 (1994cm^{-1}) et 5483 (2015.5 cm^{-1})) montrent des améliorations de l'ordre de 0.05 K. Par contre, les canaux IASI 5368 (1986.75 cm^{-1}) et 5383 (1990.5 cm^{-1}) ne présentent aucun changement car ils sont tous les deux sensibles à la haute troposphère. De nuit, les biais de Obs-Guess de EXP sont comparables à ceux obtenus de jour pour les canaux de température et les canaux fenêtre. Alors que les biais des canaux vapeur d'eau ont réduit pour les canaux entre 2701 et 3058 (environ 0.2 K pour les canaux 2701, 2958 et 3008) et ils ont augmenté pour les autres d'environ 0.5 K. Pour REF, une augmentation en valeur absolue des biais est observée pour les canaux sensibles à la moyenne troposphère avec des valeurs négatives pour les canaux sensibles à la surface tandis que le biais de EXP reste proche de zéro. Les biais sont, respectivement, de 0.2 K et 0.6 K. Les biais des canaux sensibles à la vapeur d'eau (entre le canal 5383 (1990.5 cm^{-1}) et le canal 5483 (2015.5 cm^{-1})) ont également augmenté avec, par exemple, une augmentation de 0.15 K pour le canal 5383 et de 0.7 K pour le canal 5483. Les écarts-types sont fortement réduits en EXP par rapport à REF, de jour et de nuit, avec une large différence pour les canaux sensibles à la surface : différence de 1.8 K de jour et de 2.4 K de nuit pour ces canaux contre, respectivement, 0.25 K et 0.3 K pour le reste

des canaux. Les canaux sensibles à la haute troposphère (e.g., canal vapeur d'eau 3105) n'affichent aucune différence du fait de leur sensibilité réduite à la surface.

La comparaison des biais, de jour et de nuit, montre qu'ils sont plus importants de nuit pour les canaux troposphériques vapeur d'eau (jusqu'à 0.5 K). Les écarts-types sont améliorés, surtout de nuit (de 2 K à environ 2.7 K pour les canaux sensibles à la surface), à l'exception des canaux sensibles à la moyenne troposphère. D'une manière générale, la même tendance des biais et des écarts-types a été observée de jour et de nuit. Néanmoins, la variation de jour des biais et des écarts-types de Obs-Guess de EXP et REF est moins importante que celle remarquée de nuit. Ces résultats sont en bon accord avec ceux du chapitre précédent où peu de différences ont été observées entre la Ts de l'ébauche et la Ts restituée de jour, alors que les biais et les écarts-types entre la Ts de l'ébauche et la Ts restituée de nuit présentaient des différences plus importantes. Du fait de cet impact important de nuit, le résultat des simulations est amélioré.

Sur mer, les biais de Obs-Guess de EXP et REF sont également très similaires. De jour, une légère augmentation des biais est observée pour les canaux sensibles à la moyenne troposphère et à la surface (inférieure à 0.2 K) suivie d'une réduction des biais de l'ordre de 0.05 K pour les canaux vapeur d'eau entre 2910 et 3002. De nuit, les biais de EXP et REF sont identiques pour les canaux de température et les canaux sensibles à la surface, tandis qu'ils augmentent pour tous les canaux vapeur d'eau (de 0.4 K en moyenne). Les écarts-types de Obs-Guess de EXP et REF sont presque identiques de jour et de nuit (une légère réduction inférieure à 0.2 K est observée pour les canaux troposphériques vapeur d'eau essentiellement de jour).

Les biais et les écarts-types de Obs-Guess de EXP sur terre sont similaires à ceux de EXP et REF sur mer, ce qui permet d'utiliser la même sélection de canaux sur mer dans l'assimilation sur terre.

5.2.1.2 Après correction de biais

J'ai également étudié l'impact de la correction de biais sur les résultats obtenus dans la section précédente (Figure 5.3). Je rappelle que le modèle AROME utilise le VarBC (Variational Bias Correction) [Auligné et al., 2007] dont les coefficients de régression sont les mêmes calculés que ceux pour ARPEGE (voir chapitre 2). Sur terre, les biais de Obs-Guess de EXP et REF sont presque identiques de jour (faibles variations inférieures à 0.02 K pour les canaux sensibles à la haute troposphère, à la surface et à la vapeur d'eau troposphérique). De nuit, les biais sont largement réduits pour REF essentiellement pour les canaux de surface (environ 1 K) et les canaux sensibles à la basse troposphère (canaux IASI 5397 et 5483 avec une réduction de l'ordre de 1.2 K). Par contre, les biais de EXP sont légèrement réduits pour les canaux de température et les canaux sensibles à la surface (moins de 0.02 K) et

5.2 Impact de l'utilisation des Ts restituées à partir du canal IASI 1194 sur les processus de simulation des radiances IASI sur terre

83

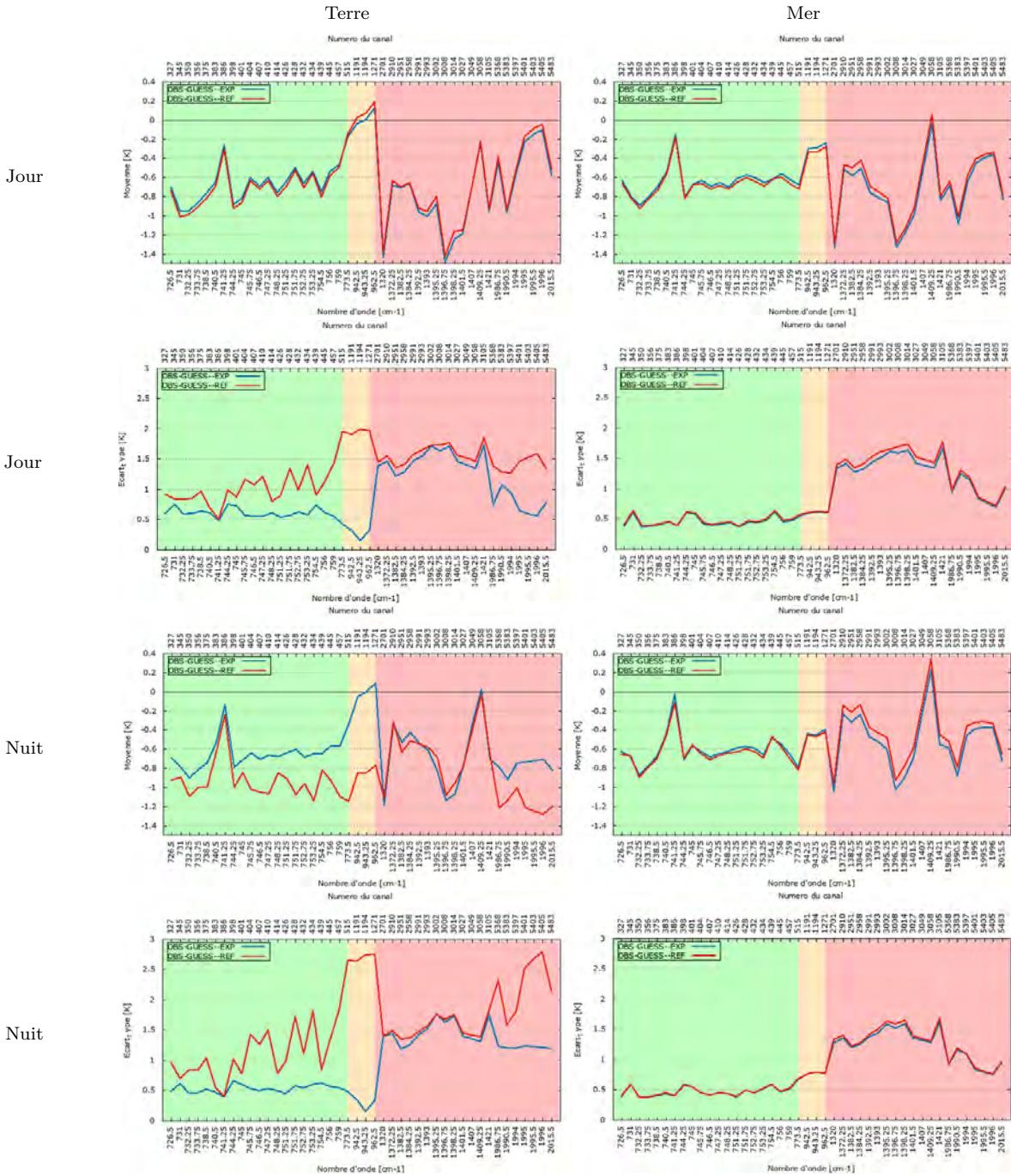


FIGURE 5.2 – Moyennes (rangées 1 et 3) et écarts-types (rangées 2 et 4) entre les observations et les simulations de température de brillance (Obs-Guess) de EXP (en bleu) et REF (en rouge) de jour (en haut) et de nuit (en bas) sur terre (à gauche) à et sur mer (à droite) pour toutes les observations claires selon le masque nuageux de AVHRR et pour les 44 canaux IASI activés sur terre du 15 janvier au 28 février 2015. Ces résultats sont présentés sans correction de biais. (Les plages de couleurs correspondent aux différentes sensibilités des canaux : le vert = canaux de température, orange = canaux fenêtre et rouge = canaux vapeur d'eau)

moyennement réduits pour les canaux sensibles à la basse troposphère (environ 0.2 K). Une légère augmentation des biais, de jour et de nuit, est observée pour les canaux vapeur d'eau entre 2701 et 3058 (0.3 K en moyenne). Par rapport aux résultats obtenus sans correction de biais, les biais de Obs-Guess de EXP et REF ont augmenté de jour et de nuit après la correction de biais. De jour, cette augmentation est en moyenne de 0.5 K pour les canaux de température, de 0.3 K pour les canaux sensibles à surface et de 0.8 K pour les canaux vapeur d'eau. De nuit, les biais de Obs-Guess de EXP ont augmenté de 0.2 K pour les canaux de température, de 0.4 K pour les canaux sensibles à la surface et jusqu'à 0.8 K pour certains canaux vapeur d'eau (e.g, le canal 3002). Par contre, les biais de REF ont augmenté de 0.5 K pour les canaux de température, de 0.3 K pour les canaux sensibles à la surface et plus de 0.5 K pour les canaux vapeur d'eau (essentiellement ceux entre 2910 et 3014). Les écarts-types de Obs-Guess de EXP et REF suivent globalement la même tendance observée sans correction de biais avec une légère réduction de jour et de nuit des écarts-types de EXP et REF pour les canaux sensibles à la surface (inférieure à 0.02 K).

Sur mer, les biais de Obs-Guess de EXP et REF sont comparables de jours (avec une faible réduction des biais de EXP inférieure à 0.2 K pour les canaux vapeur d'eau). De nuit, une réduction des biais de Obs-Guess de EXP et REF est observable pour les canaux sensibles à la surface (qui passent à zéro) contre une augmentation des biais de EXP et REF pour les canaux vapeur d'eau (de 0.6 K en moyenne). En comparaison avec les résultats obtenus sans correction de biais, les biais de Obs-Guess de EXP et REF ont également augmenté de jour et de nuit sur mer après la correction de biais en moyenne de 0.4 K pour les canaux de température, de 0.2 K pour les canaux sensibles à la surface et de 0.5 K pour les canaux vapeur d'eau. Néanmoins, les écarts-types de Obs-Guess de EXP et REF sont identiques à ceux obtenus sans correction de biais.

Les résultats obtenus avec ou sans correction de biais sont tout à fait normal puisque la correction du biais utilisée dans AROME (dérivée de ARPEGE) n'est pas tout à fait précise sur terre car elle est calculée indépendamment du type de surface.

5.2.2 Impact sur la détection nuageuse

La détection nuageuse est basée sur l'algorithme de [McNally and Watts, 2003] décrit dans le chapitre 2. Je rappelle que la détection nuageuse pour les bandes des canaux de température et de vapeur d'eau se fait à travers un croisement de bande (cross-band method en anglais) où 43 canaux IASI de la bande 1 situés entre le canal 327 (726.5 cm^{-1}) et le canal 1991 (1142.5cm^{-1}) sont utilisés (voir annexes, table A.2). À rappeler aussi que tous les numéros des canaux assimilés sont utilisés pour

5.2 Impact de l'utilisation des Ts restituées à partir du canal IASI 1194 sur les processus de simulation des radiances IASI sur terre

85

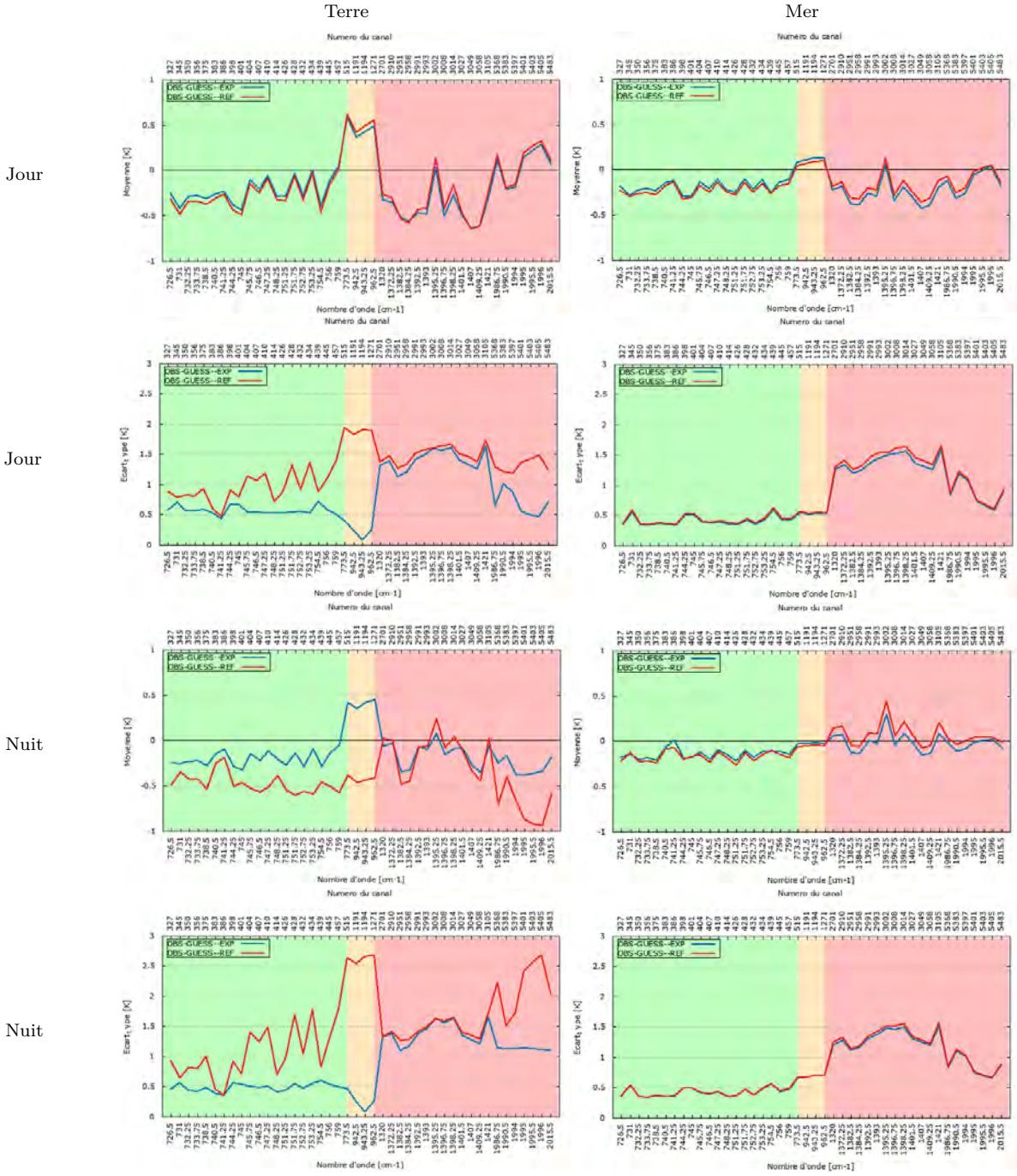


FIGURE 5.3 – Mêmes résultats que la Figure 5.2 mais avec correction de biais.

la détection nuageuse [Collard and McNally, 2009] (la réciproque n'est pas vraie).

Afin de bien m'assurer que l'augmentation des canaux clairs coïncide bien avec les conditions claires, j'ai tracé le nombre total des canaux clairs selon l'algorithme

Chapitre 5 : Impact de l'utilisation des Ts restituées sur l'assimilation de IASI dans AROME

86

de McNally & Watts à l'intérieur des pixels clairs donnés par l'AVHRR sur terre de jour et de nuit (Figure 5.4).

De jour, le nombre de canaux clairs augmente en moyenne de 20% pour les canaux sensibles à la basse et à la moyenne troposphère et de plus de 80% pour les canaux vapeur d'eau entre 1382.5 cm^{-1} - 1392.5 cm^{-1} et 1407 cm^{-1} - 1421 cm^{-1} et d'environ 35% pour les canaux entre 1395.5 cm^{-1} et 1401.5 cm^{-1} . Tandis que l'augmentation des canaux clairs est limitée à 15% pour les canaux sensibles à la surface. De nuit, une augmentation de canaux clairs est observée partout avec plus de 120% pour les canaux de température et les canaux vapeur d'eau et d'environ 90% pour les canaux sensibles à la surface.

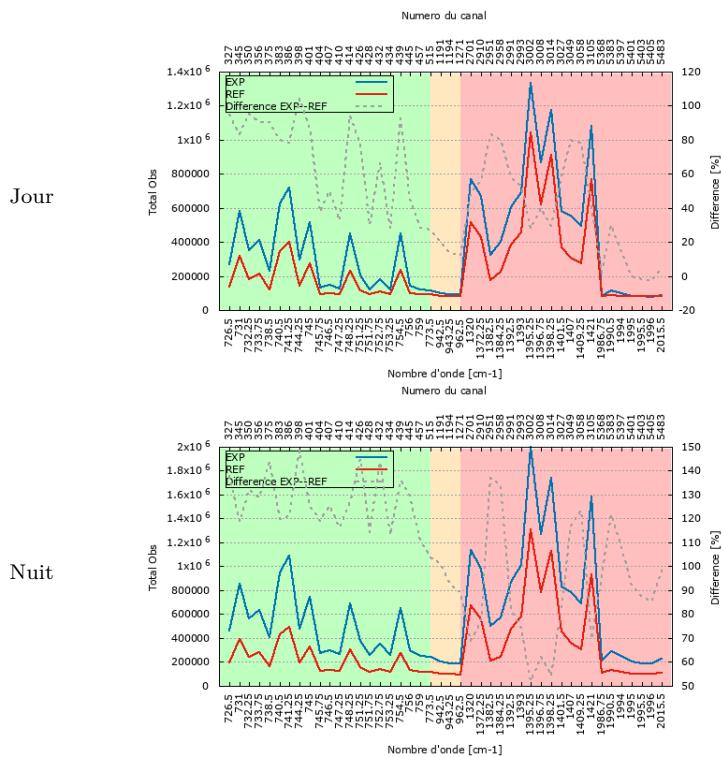


FIGURE 5.4 – Nombre total des canaux clairs selon l'algorithme de McNally & Watts à l'intérieur des pixels clairs donnés par AVHRR sur terre de jour (en haut) et de nuit (en bas) du 15 janvier au 28 février 2015. (le vert = canaux de température, orange = canaux fenêtre et rouge = canaux vapeur d'eau)

Ces différents résultats entre le jour et la nuit reflètent les erreurs importantes des Ts du modèle de nuit que j'ai pu corriger en introduisant la Ts restituée à partir du canal IASI 1194 ce qui se traduit par l'augmentation du nombre de canaux clairs. Un tel résultat est tout à fait normal puisque l'utilisation d'une Ts peu réaliste (la Ts du modèle) peut conduire à des différences importantes entre les observations et les simulations ce qui peut entraîner une détection nuageuse erronée dans l'algorithme de McNally & Watts.

5.3 Vers une amélioration de l'assimilation des radiances IASI sur terre

5.3.1 Impact sur l'assimilation des observations IASI

J'ai regardé au départ la différence du nombre de canaux assimilés dans EXP–FULL et REF (EXP–FULL moins REF) dans le premier cycle d'analyse pour lequel IASI est présent dans l'assimilation (Figure 5.5). Dans la partie est du domaine AROME, zone caractérisée par la présence des nuages comme le montre la carte de classification des nuages MSG, seul le canal IASI 3105 (1421 cm^{-1}) a été rajouté au nombre de canaux IASI assimilés dans EXP–FULL. Ce canal est peu sensible à la surface puisqu'il sonde dans la haute troposphère. Cependant, sur les régions claires du domaine AROME (sur le sud-est essentiellement), le nombre de canaux assimilés en plus augmente significativement dans EXP–FULL avec 10-16 canaux supplémentaires dans le sud-est de la France, 7 canaux supplémentaires dans le sud de la Suisse et 2-16 canaux supplémentaires dans le nord-ouest et le sud de l'Italie (non visible sur la carte).

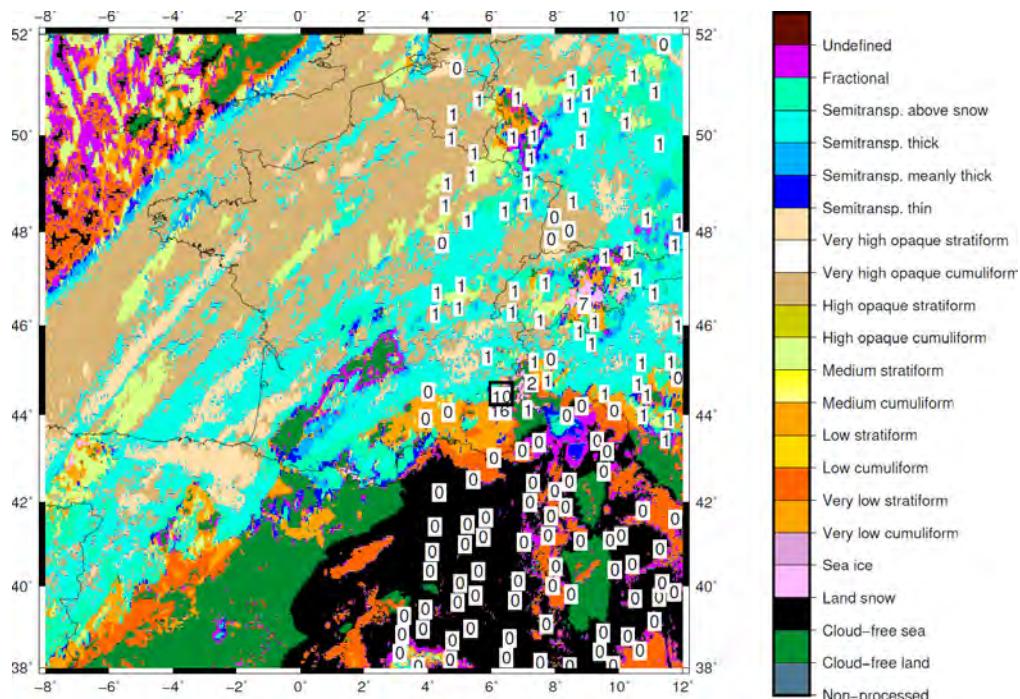


FIGURE 5.5 – Différence du nombre de canaux assimilés dans EXP–FULL moins REF au niveau du premier cycle d'analyse pour lequel IASI est présent dans l'assimilation comparée à la carte de classification des nuages de MSG du 15 janvier 2015 à 09 UTC. Le carré noir représente la localisation du point où 10 canaux IASI ont été rajoutés dans le sud-est de la France.

Dans cette partie d'étude, je vais présenter les résultats de l'expérience EXP–FULL qui assimile 43 canaux IASI sur terre (le 44^{ème} canal IASI est le 1194 utilisé pour la restitution de la Ts) contre 8 canaux utilisés en EXP. J'ai tout d'abord calculé les mêmes statistiques qu'à la section précédente. Les biais et les écarts-types de EXP et EXP–FULL sont très similaires et présentent les mêmes tendances comparé à REF (non montré). Le nombre de canaux clairs selon l'algorithme de McNally & Watts dans EXP–FULL correspond bien à celui trouvé dans EXP. L'intégration de la Ts restituée par le canal IASI 1194 avant la simulation de la Tb conduit à l'augmentation des canaux clairs en EXP–FULL par rapport à REF essentiellement de nuit. Ce résultat reflète l'impact positif de l'utilisation d'une Ts plus réaliste (la Ts restituée) qui réduit les erreurs entre les observations et les simulations ce qui améliore la détection nuageuse à travers l'augmentation des canaux clairs.

La figure 5.6 illustre le nombre de canaux assimilés dans EXP, EXP–FULL et la moyenne de leur différence par boîte de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ de jour. Le nombre de canaux assimilés dans EXP est de 5 à 8 sur la Péninsule Ibérique, sur le sud du Royaume Uni et inférieur à 5 sur les autres régions du domaine AROME. Par contre, le nombre de canaux assimilés dans EXP–FULL a nettement augmenté sur terre, comparé à EXP, avec une moyenne de nombre de canaux assimilés par pixel très proche de celle sur mer. Dans ce cas, une moyenne de 10 à 15 (parfois 15 à 20) canaux sont assimilés sur terre essentiellement sur le Royaume Uni, l'Irlande, quelques zones dans la partie centrale du domaine AROME (lorsque les observations claires sont prédominantes), la Péninsule Ibérique et le bassin méditerranéen. À l'est de l'Europe, sur les régions nuageuses, la moyenne du nombre de canaux assimilés en plus par pixel est réduite à 5-10 voire moins. Sur mer, 44 canaux IASI sont assimilés en moyenne dans EXP et EXP–FULL avec, plus ou moins, 15 canaux sur l'océan Atlantique et 20 canaux sur la Méditerranée. La différence moyenne du nombre de canaux assimilés par pixel (EXP–FULL moins EXP) sur terre est positive avec 5 à 10 canaux assimilés en plus dans EXP–FULL localisés essentiellement sur la partie centrale du domaine AROME (là où les nuages persistent pendant plusieurs jours) et 10 à 25 canaux assimilés en plus (voire même 25 à 35) sur le reste des régions. De nuit, le nombre de canaux assimilés par pixel augmente dans les deux cas. Sur une grande partie du domaine AROME, le nombre de canaux assimilés par pixel sur terre est de 5 et 10 pour EXP et entre 10 et 20 (peut atteindre 20-25 sur certaines zones) pour EXP–FULL. La différence moyenne du nombre de canaux assimilés par pixel a clairement augmenté par rapport à celle de jour et est de 10 à 25 (parfois même entre 25-35 ou 35-43) sur la majorité des régions sur terre. Sur mer, on pourrait s'attendre à ce que la moyenne de différence soit nulle étant donné que EXP et EXP–FULL assimilent le même nombre de canaux IASI. On observe toutefois des différences aléatoires essentiellement de 1-5 (négatives et positives) au large de la Méditerranée et de l'océan Atlantique et 5-10 (négatives) tout au long des côtes. Les différences observées de jour et de nuit ne sont pas spatialement cohérentes et

ne fournissent pas un signal clair.

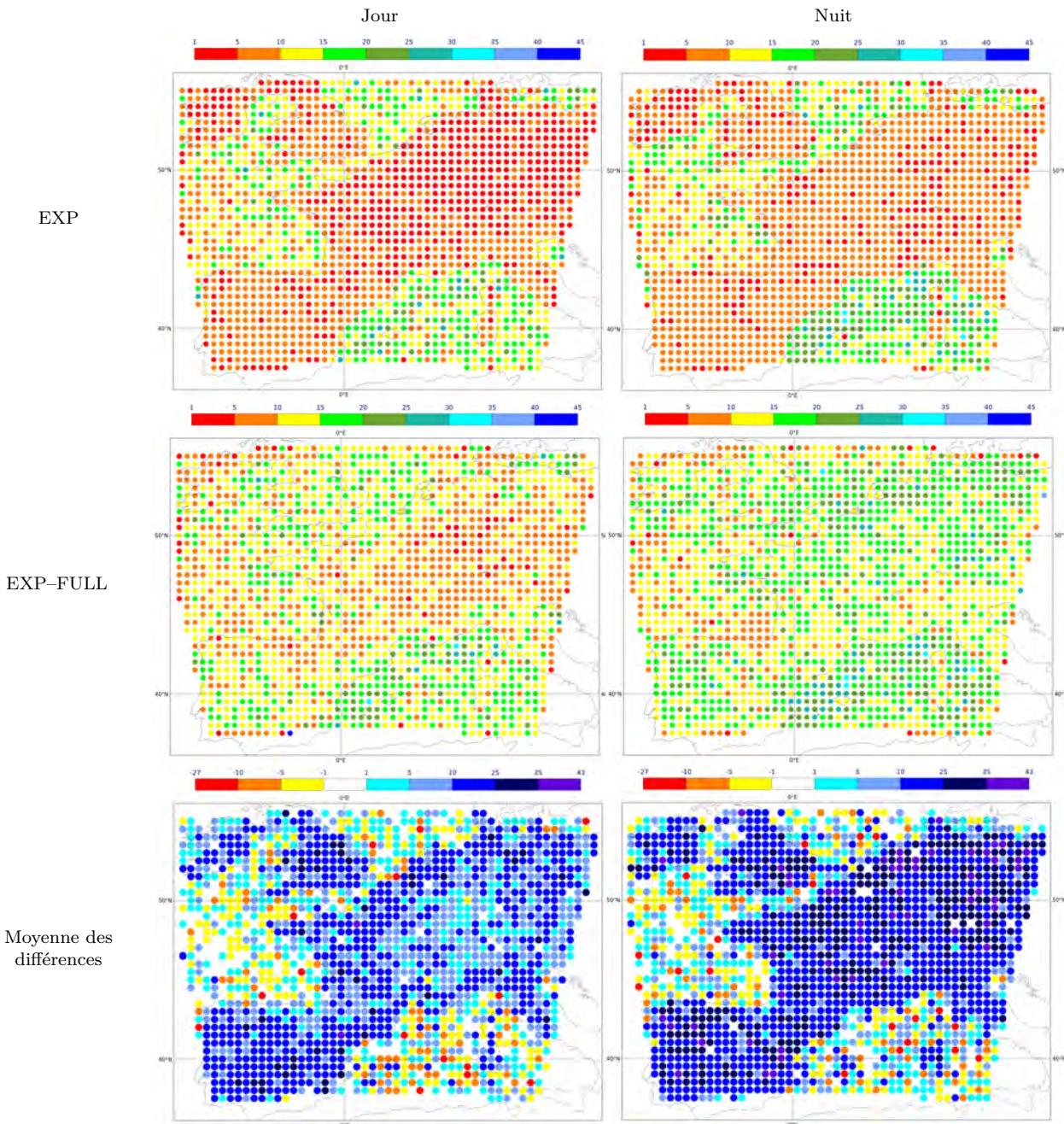


FIGURE 5.6 – Nombre moyen de canaux assimilés dans EXP (en haut), EXP-FULL (au milieu) et la moyenne de leur différence (en bas) de jour (à gauche) et de nuit (à droite) par boîte de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ du 15 janvier au 28 février 2015.

Les résultats obtenus sur terre sont très encourageants, du fait que : (1) dans EXP-FULL, jusqu'à 15 canaux en moyenne IASI supplémentaires sont assimilés (en plus des 8 canaux déjà assimilés sur terre) sans dégradation du modèle, (2) au

cours de la période d'étude, la partie centrale du modèle AROME était recouverte par les nuages durant plusieurs jours ce qui a limité l'assimilation de plus de canaux sur cette zone.

5.3.2 Impact sur les analyses et les prévisions

Pour évaluer l'impact des canaux supplémentaires en EXP–FULL, j'ai tracé les profils des différences d'incrément d'analyse de température et d'humidité spécifique situés au niveau des coordonnées (44.25°N , 6.19°E et se plaçant à une altitude d'environ 1399 m) qui correspondent au point où 10 canaux IASI sont assimilés de plus dans le sud-est de la France (carré noir dans la figure 5.5). Ces 10 canaux IASI se répartissent entre 8 canaux de température : 345 (731 cm^{-1}), 350 (732.25 cm^{-1}), 356 (733.75 cm^{-1}), 383 (740.5 cm^{-1}), 386 (741.25 cm^{-1}), 401 (745 cm^{-1}), 414 (748.25 cm^{-1}), 439 (754.5 cm^{-1}), et 2 canaux vapeur d'eau : 3049 (1407 cm^{-1}) et 3105 (1421 cm^{-1}).

La figure 5.7 montre les profils d'incrément d'analyse de température et d'humidité spécifique (EXP–FULL moins REF) et les fonctions de poids des 10 canaux IASI assimilés en plus dans EXP–FULL au niveau des coordonnées (44.25°N , 6.19°E) pour le 15 janvier 2015 à 09 UTC. La différence d'incrément d'analyse de l'humidité spécifique présente un impact neutre au niveau des pressions les plus élevées (au-dessus de 300 hPa). Un assèchement est observé entre 300-500 hPa suivi par une augmentation de l'humidité spécifique entre 500-900 hPa avec un pic à 650 hPa. L'étude des fonctions de poids des canaux assimilés en plus montre que ce pic correspond au canal IASI vapeur d'eau 3049 (1407 cm^{-1}). L'autre canal vapeur d'eau ($3105\text{ (}1421\text{ cm}^{-1}\text{)}$), dont la fonction de poids est aux alentours de 400 hPa, a un impact réduit sur l'incrément d'analyse puisque les 8 canaux IASI vapeur d'eau assimilés sur terre apportent déjà de l'information puisqu'ils sondent à la même altitude. Pour la température, la différence d'incrément d'analyse montre un refroidissement inférieur à -0.05 K pour les pressions inférieures à 300 hPa (ce qui correspond à la contribution des canaux IASI déjà assimilés sur terre). Une augmentation d'incréments de température est observée entre 300-500 hPa avec une valeur maximale de 0.05 K à 400 hPa. De 500 hPa à la surface, la valeur de l'incrément de température est à nouveau négative atteignant -0.1 K à 650 hPa. La figure des fonctions de poids suggère que ce refroidissement est dû, au moins, à 5 canaux IASI de température. À noter que la différence d'incrément d'analyse de température et d'humidité spécifique entre 300-500 hPa est une contribution combinée entre les canaux IASI assimilés en plus dans EXP–FULL et les 8 canaux IASI déjà assimilés sur terre.

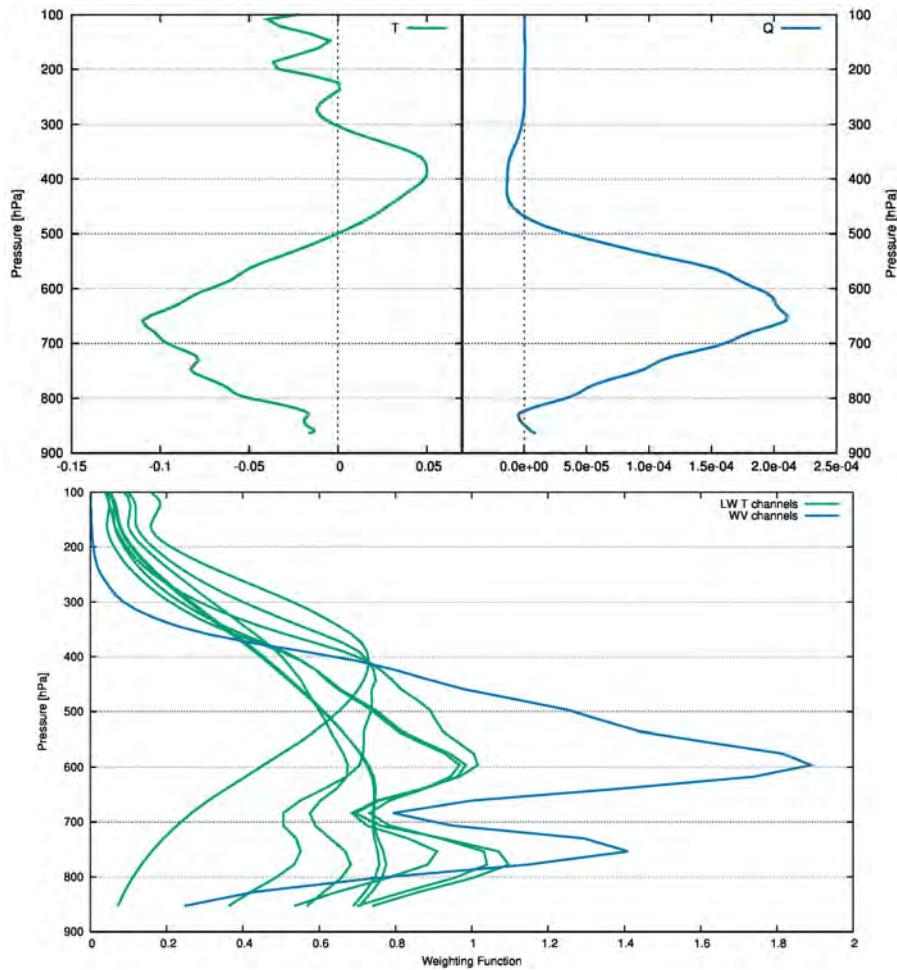


FIGURE 5.7 – Profils d'incrément d'analyse de température (en vert) et d'humidité spécifique (en bleu) (EXP–FULL moins REF, au haut) et les fonctions de poids des 10 canaux IASI assimilés en plus dans EXP–FULL au niveau des coordonnées (44.25°N, 6.19°E, illustré par le carré noir dans la figure 5.5) pour le 15 janvier 2015 à 09 UTC.

Par la suite, j'ai étudié l'impact sur les prévisions. Pour cela, j'ai regardé les scores des prévisions de l'humidité relative de EXP–FULL et REF aux échéances de 6h, 12h et 24h calculés par rapport aux analyses du CEPMMT (Figure 5.8). L'erreur quadratique moyenne de l'humidité est similaire entre EXP–FULL et REF pour les pressions supérieures à 300 hPa et inférieures à 800 hPa. Entre 400-700 hPa, le RMSE de EXP–FULL est légèrement réduit comparé à REF (environ 0.05%). Cette réduction est statistiquement significative à 500 hPa avec un intervalle de confiance de 99.9% d'après le test de Bootstrap (test statistique né dans les années 1979 qui repose sur l'usage de calculateurs puissants pour simuler des données à partir d'un nombre limité d'observations [Efron and Tibshirani, 1994]). La figure 5.8 montre aussi que le résultat est cohérent pour les trois échéances et jusqu'à 24h

de prévision.

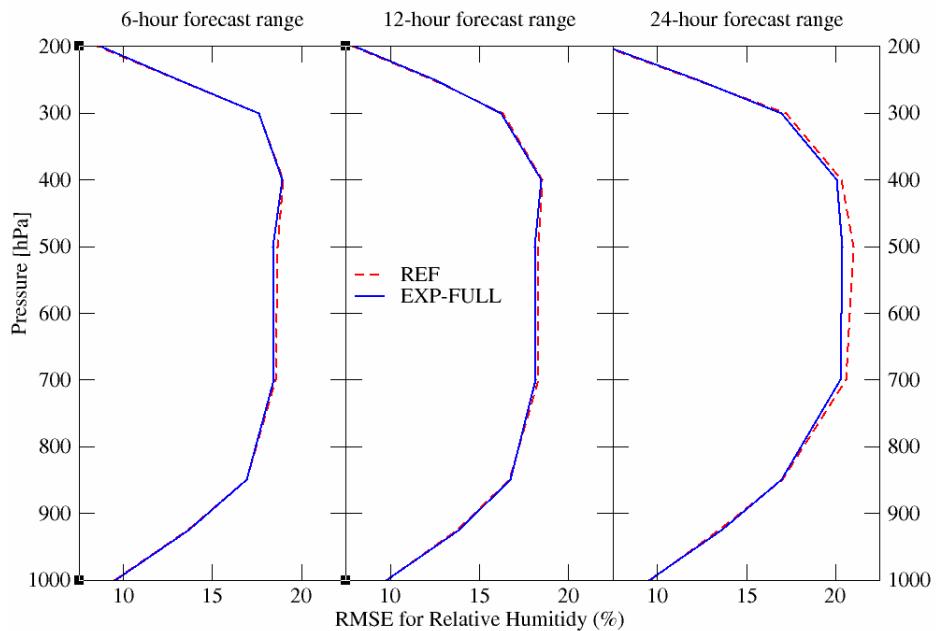


FIGURE 5.8 – Scores des prévisions de l'humidité relative de EXP–FULL (en bleu) et REF (en rouge) aux échéances de 6h, 12h et 24h calculés par rapport aux analyses du CEPMMT du 15 janvier au 28 février 2015 (les résultats sont exprimés en racine carré de l'erreur quadratique moyenne).

Les scores des prévisions de température à 24h et du vent à 12h de EXP–FULL et REF sont illustrés sur la figure 5.9. Le biais de la température à 24h et du vent à 12h de EXP–FULL est légèrement amélioré dans les basses couches de l'atmosphère et l'erreur quadratique moyenne de la température est également réduit dans la moyenne troposphère. Compte-tenu des résultats obtenus, il y a un impact neutre à légèrement positif sur la prévision de température à 24h et la prévision du vent à 12h dans les basses couches de l'atmosphère. L'impact sur l'assimilation d'autres observations est globalement neutre (e.g., assimilation des radiances SEVIRI) à légèrement positif (e.g., assimilation des radiosondes et du sondeur ATMS sensibles à l'humidité) (non montré).

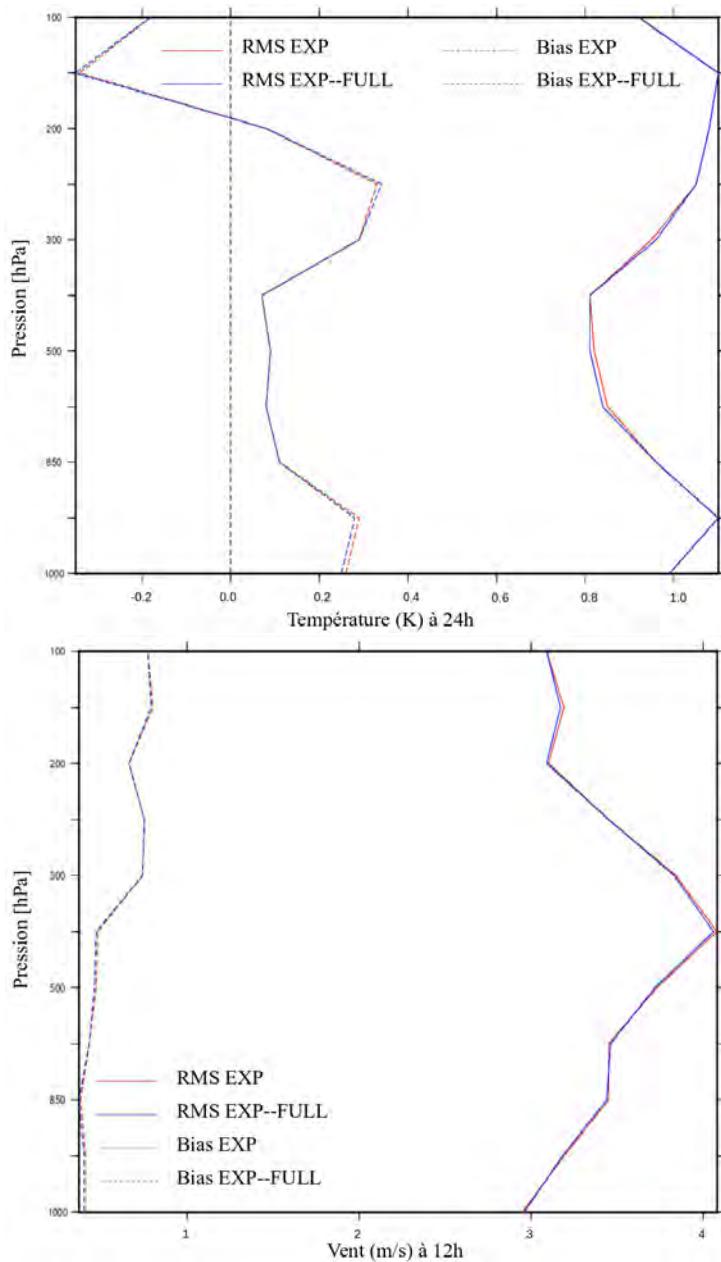


FIGURE 5.9 – Scores des prévisions de température à 24h et du vent à 12h de EXP–FULL (en bleu) et REF (en rouge) par rapport aux analyses du CEPMMT du 15 janvier au 28 février 2015 (les résultats sont exprimés en RMS (traits pleins) et en biais (traits en pointillés)).

5.4 Impact de l'intégration des Ts restituées à partir du canal IASI 1194 dans le modèle global ARPEGE

Dans cette partie d'étude, nous avons intégré les Ts restituées à partir du canal IASI 1194 et l'atlas d'émissivité dans une expérience d'assimilation où la sélection de canaux utilisés sur terre est la même que celle sur mer (sauf le canal 1194 qui n'est pas assimilé sur terre) dans le modèle global ARPEGE du 20 septembre au 19 octobre 2016 (Table 5.2). La restitution des champs dans ARPEGE repose sur 123 canaux IASI listés en annexes (Table A.3). L'expérience témoin (REF) utilise la Ts du modèle ARPEGE pour la simulation des Tb IASI et l'émissivité de surface terrestre constante (0.98) ainsi que les 123 canaux IASI assimilés sur mer et les 77 canaux assimilés sur terre (les fonctions de poids des canaux assimilés sur mer et sur terre sont représentées dans la figure 5.10). La deuxième expérience (EXP) utilise des Ts restituées à partir du canal IASI 1194 et l'atlas d'émissivité. Cette configuration utilise aussi les 123 canaux IASI assimilés sur mer. Par contre, pour les canaux assimilés sur terre, nous avons subdivisé le globe en 3 régions distinctes et nous avons assimilé 77 canaux IASI sur les hautes latitudes ([55N-90N] et [55S-55N]) et 122 canaux IASI sur les terres comprises entre 55S et 55N (la même sélection de canaux assimilés sur mer mais sans le canal 1194 utilisé pour la restitution de la Ts). Ce choix se justifie par le fait que notre étude s'intéresse plus aux surfaces continentales, d'autant plus que l'assimilation sur glace de mer est plus complexe que l'assimilation sur terre en raison, entre autres, de la grande variation de l'émissivité de surface. À noter également que lors de l'assimilation nous avons utilisé uniquement les données conventionnelles et les observations IASI pour que l'interprétation des résultats obtenus soit plus facile (une seule source de données satellitaires).

TABLE 5.2 – Détail des expériences dans le modèle ARPEGE

Configuration	Ts utilisée dans les simulations IASI	Émissivité	# des canaux IASI assimilés sur terre/mer
REF	prévision	0.98	77 / 123
EXP	restituée à partir du canal IASI 1194	atlas	77 [55N-90N] & [90S-55S] et 122 [55S-55N] / 123

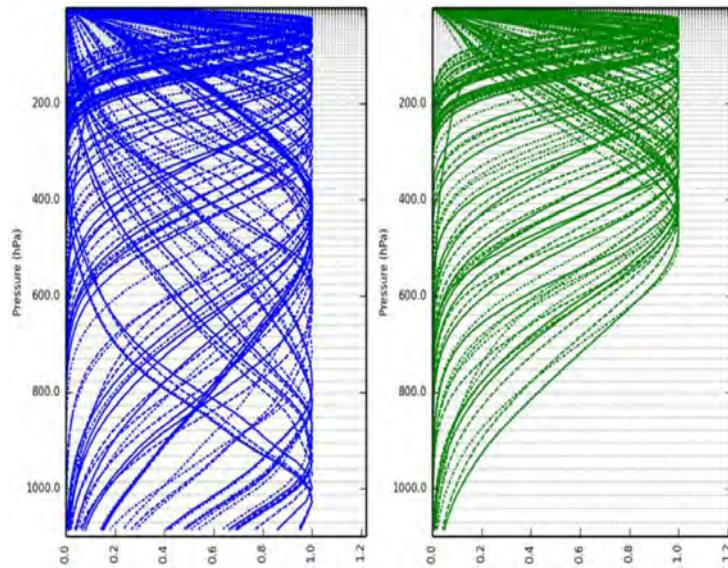


FIGURE 5.10 – Fonctions de poids des 123 canaux IASI assimilés sur mer (à gauche) et 77 canaux IASI assimilés sur terre (à droite) dans le modèle global ARPEGE.

La figure 5.11 illustre la différence du nombre d’observations IASI assimilés sur toute la période d’étude. Les 77 premiers canaux IASI sont ceux déjà assimilés sur terre. L’assimilation des canaux de température a augmenté de 15 % à 38 % pour les canaux IASI sensibles à la basse troposphère (35-38 % pour les canaux entre 327-404 et 414-439 et 15-25 % pour les canaux entre 407-457). L’assimilation des canaux sensibles à la surface (canaux 515, 1191, 1194, 1271) a augmenté de 5 à 15 %. L’assimilation des canaux vapeur d’eau a également augmenté de 5 % pour les canaux IASI sensibles à la haute troposphère, de 10-15 % pour les canaux sensibles à la moyenne troposphère et de 28-40 % pour les canaux sensibles à la basse troposphère.

Nous avons comparé aussi les biais et les écarts-types des innovations corrigées du biais pour toutes les observations IASI assimilées sur mer et sur terre (Figure 5.12). Les biais sont positifs et très similaires entre EXP et REF essentiellement pour les canaux de température stratosphérique (du canal IASI 49 au canal 170) et de la haute troposphère (du canal IASI 173 au canal 222). Des différences de moins de 0.02 K sont observables pour le reste des canaux température haute troposphère ainsi que pour les canaux température de la moyenne et la basse troposphère. Les canaux sensibles à la surface affichent peu de différences (moins de 0.01 K). Les canaux vapeur d’eau montrent certaines différences pouvant atteindre 0.1 K pour les canaux sensibles à la haute troposphère (e.g. canaux 3049 et 3105). Les écarts-types sont très comparables entre EXP et REF et varient de 0.2-0.6 K pour les canaux de température, de 0.05 K pour les canaux sensibles à la surface et de 0.5 à 1.8 K pour les canaux vapeur d’eau. Une modeste réduction des écarts-types de

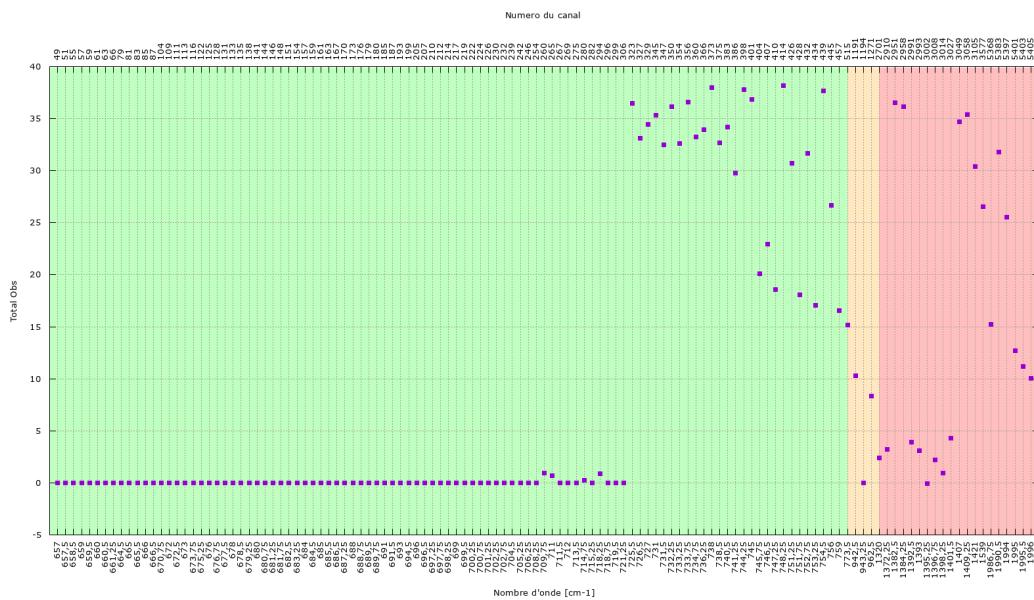


FIGURE 5.11 – Différence du nombre d’observations IASI assimilées pour tous les réseaux du 20 septembre au 19 octobre 2016 (en pourcentage). (le vert = canaux de température, orange = canaux fenêtre et rouge = canaux vapeur d’eau)

EXP est toutefois observée pour les canaux sensibles à la surface de moins de 0.02 K.

Par la suite, on a regardé le nombre de canaux assimilés par pixel dans REF et EXP en moyenne par boîte de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ (Figure 5.13). Dans REF, le nombre de canaux assimilés par pixel sur terre est en moyenne de l’ordre de 50 à 70 sur une grande partie du globe (le Canada, le Groenland, sur une bonne partie de l’Europe, l’Asie, le Maghreb, l’Afrique centrale et l’Amérique latine, l’extrême nord et sud de l’Australie et sur l’Antarctique). Ce nombre augmente à 70-90 sur les États-Unis, le Sahara, l’Arabie Saoudite, l’Iran, quelques zones nord de la Russie et centrales de l’Asie, l’Australie et le sud de l’Afrique. Par contre, le nombre de canaux assimilés par pixel diminue sur terre le long de la ceinture tropicale (une moyenne par pixel de 30-40 à 40-50) probablement en raison de la présence des nuages sur ces régions du globe. Sur mer, 123 canaux IASI sont assimilés avec parfois la réduction de ce nombre le long des côtes ou au-dessus des zones affectées par les nuages. Dans EXP, le nombre de canaux assimilés par pixel sur terre a nettement augmenté par rapport à REF essentiellement sur le sud des États-Unis, le nord et le sud de l’Afrique, le sud-ouest de l’Asie, le sud-est de la Russie et sur l’Australie (en moyenne entre 90 et 110 canaux assimilés par pixels). Une augmentation du nombre de canaux assimilés par pixel est également observable sur le sud de l’Europe et sur le centre de l’Amérique latine (passage de 70-50 dans REF à 70-90 dans EXP). Le nombre de canaux assimilés par pixel sur la partie équatoriale (couverte par les nuages) et sur mer est similaire dans les deux configurations.

Chapitre 5 : Impact de l'utilisation des Ts restituées sur l'assimilation de IASI dans AROME

98

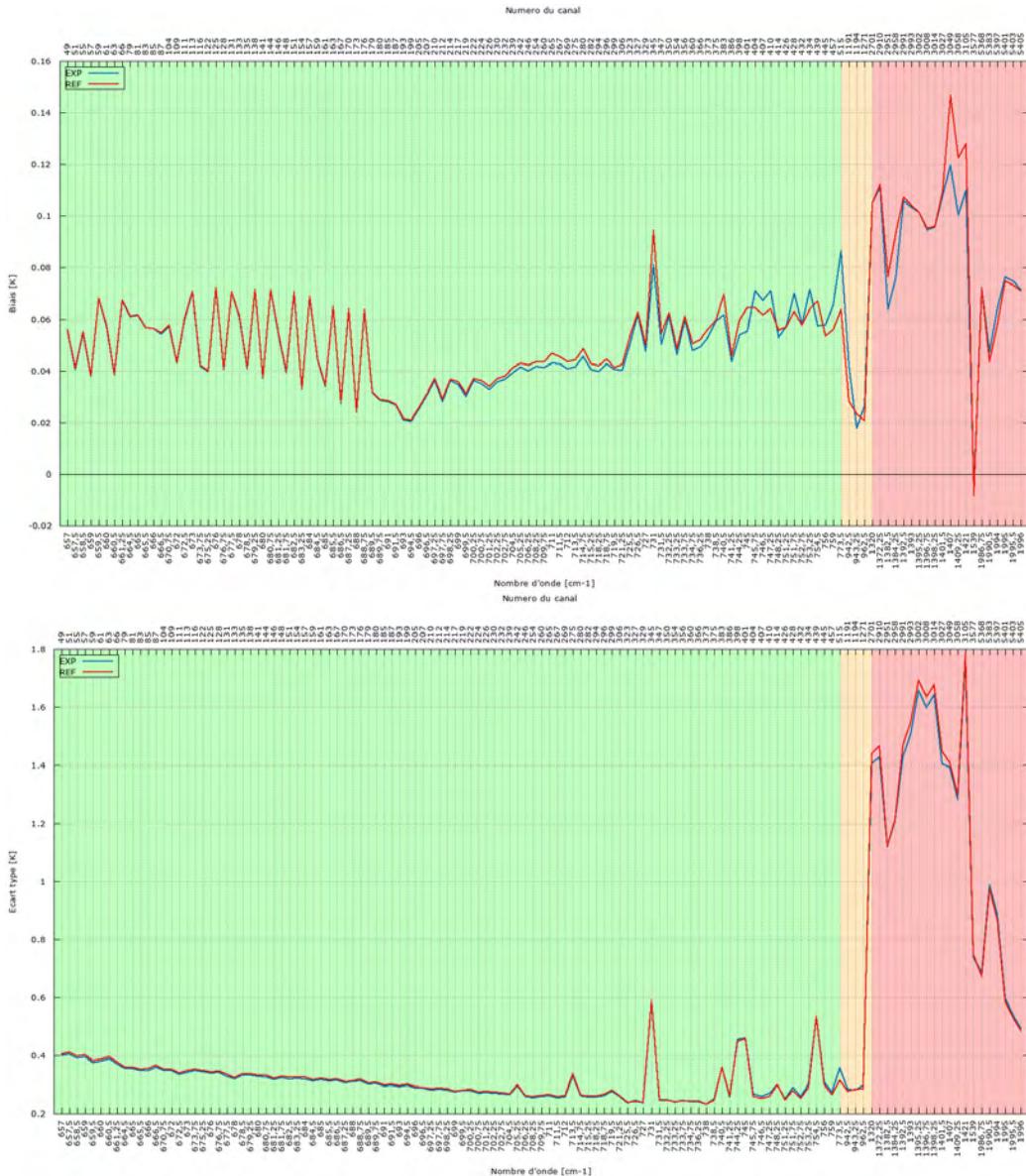


FIGURE 5.12 – Comparaisons des moyennes (en haut) et des écarts-types (en bas) des innovations corrigées du biais (en Kelvin) de EXP (courbe bleue) et de REF (courbe rouge) sur mer et sur terre pour toutes les observations IASI assimilées du 20 septembre au 19 octobre 2016. (le vert = canaux de température, orange = canaux fenêtre et rouge = canaux vapeur d'eau)

La différence du nombre de canaux assimilés par pixel entre REF et EXP en moyenne par boîte de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ est montré dans la figure 5.14. Sur terre, cette différence est largement positive et est de 20-30 canaux (voire plus) sur une grande partie du globe : le centre des États-Unis et de l'Amérique latine, le nord et le sud de l'Afrique, le sud-ouest de l'Europe et de l'Asie, l'Australie. Les zones trop nuageuses

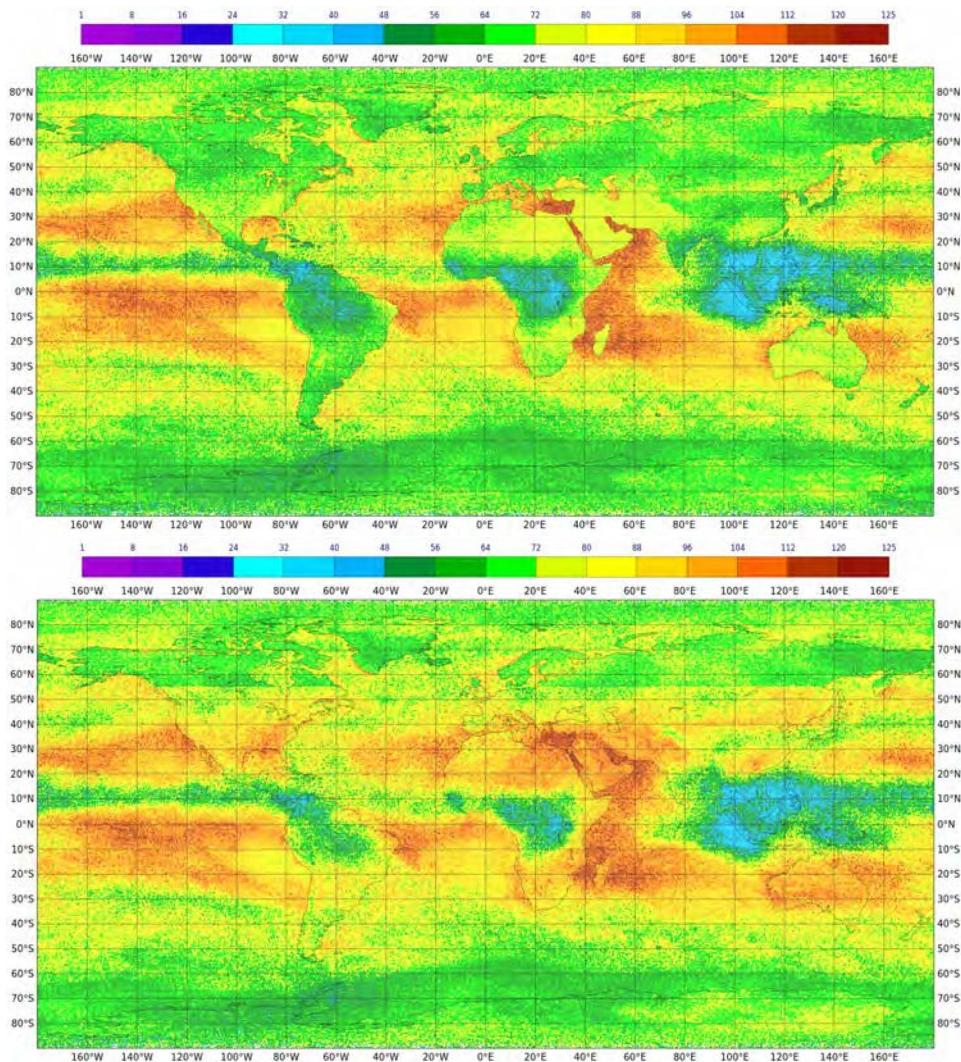


FIGURE 5.13 – Nombre de canaux IASI assimilés par pixel dans REF (en haut) et EXP (en bas) en moyenne par boîte de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ pour tous les réseaux du 20 septembre au 19 octobre 2016.

ne permettent pas de restituer la Ts donc peu de canaux supplémentaires assimilés (5-10). Ces résultats sont intéressants et très encourageants dans la mesure où les canaux sensibles à la surface ne sont assimilés sur terre qu'entre 55°S et 55°N . Sur l'Antarctique et le Groenland, on remarque que l'utilisation de l'atlas d'émissivité permet d'assimiler un peu plus de canaux (jusqu'à 10 canaux supplémentaires).

Pour estimer l'impact de l'intégration des Ts restituées à partir du canal IASI 1194 sur les prévisions, nous avons regardé les scores pour le géopotentiel, la température et le vent sur les Tropiques, les zones au nord de 20°N (NORD20) et les zones au sud de 20°S (SUD20) (Figure 5.15). Les scores ont été calculés par rapport aux radiosondages selon 42 cas. Pour chaque variable, chaque niveau, chaque

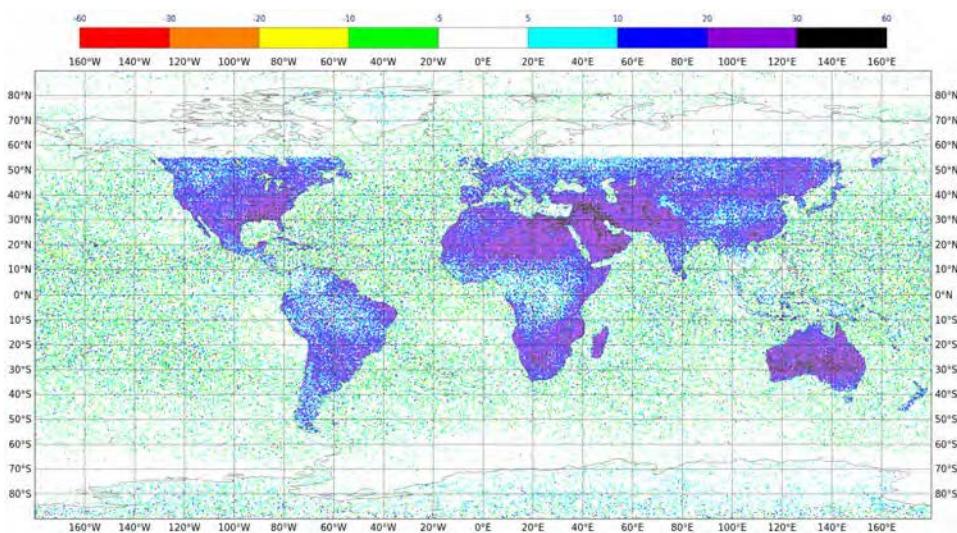


FIGURE 5.14 – Différences du nombre de canaux assimilés par pixel entre REF et EXP en moyenne par boîte de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ pour tous les réseaux du 20 septembre au 19 octobre 2016.

échéance et chaque domaine, on a calculé le RMSE de EXP (ou REF) moins celui du radiosondage. Ensuite, on a calculé $(\text{RMSE REF} - \text{RMSE EXP}) / \text{RMSE REF}$ que l'on a tracé en pourcentage. Les plages en jaune signifient que le résultat est statistiquement significatif d'après le test de Bootstrap. Les scores pour le géopotentiel montre un impact positif pour les pressions inférieures à 200 hPa dans SUD20 pour les prévisions à 24h (le RMSE de EXP est 2% plus petit que le RMSE de REF) suivi d'un impact négatif en basse couche et proche de la surface à partir de 36h de prévision (le RMSE est augmenté de 2 %). Dans les Tropiques, l'impact est globalement neutre. Par contre, un impact largement positif est observable sur NORD20 et est statistiquement significatif au-delà de 50h de prévision. Pour la température, les scores dans SUD20 et dans les Tropiques sont globalement neutres (certains impacts légèrement négatifs sont observés en moyenne troposphère à partir de 36h de prévision et proche de la surface vers 84h de prévision). À NORD20, les scores pour la température sont positifs aux alentours de 300 hPa et au-delà de 48h de prévision. Les scores pour le vent ont un impact positif en basses couches de l'atmosphère et à 24h de prévision dans SUD20 (un impact négatif est observé en surface après 60h de prévision). Au niveau des Tropiques, l'impact est neutre pour les premières heures de prévision pour toutes les couches atmosphériques et positif en basses couches à 72h. Dans NORD20, les scores pour le vent sont neutres aussi.

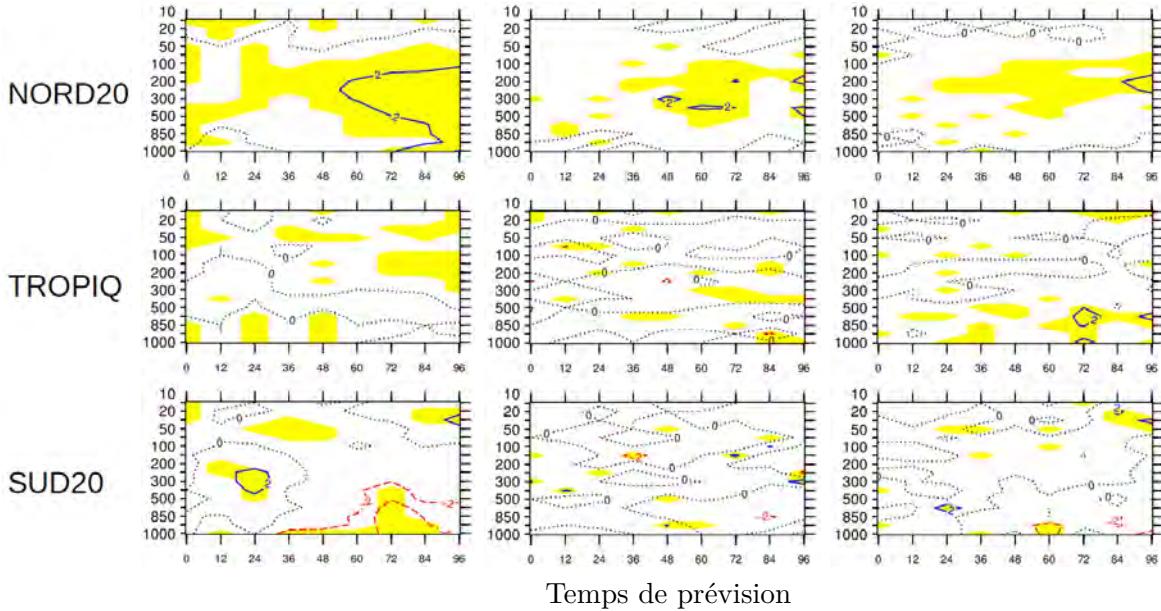


FIGURE 5.15 – Scores normalisés de prévision (42 cas par rapport aux radiosondages) pour le géopotentiel (à gauche), température (au milieu) et vent (à droite) et pour tous les réseaux du 20 septembre au 19 octobre 2016 (le jaune signifie que les résultats sont statistiquement positifs d'après le test de Bootstrap).

5.5 Conclusion

J'ai étudié dans ce chapitre l'impact de l'utilisation des Ts restituées à partir du canal IASI 1194 sur les processus de simulation et d'assimilation d'autres canaux IASI sur terre dans le modèle AROME. Les biais de Obs-Guess de EXP sur terre sans correction de biais sont toujours proches de zéro pour les canaux sensibles à la surface de jour et de nuit. Le résultat des écarts-types de Obs-Guess sur terre sans correction de biais est très encourageant puisqu'ils sont fortement réduits dans EXP par rapport à REF avec une large différence sur les canaux sensibles à la surface : réduction de jour de 1.8 K et de nuit de 2.4 K pour les canaux sensibles à la surface contre, respectivement, 0.25 K et 0.3 K pour les autres canaux. Cette première partie d'étude m'a également permis de comparer les résultats avec ou sans correction de biais où j'ai pu constater que la correction de biais utilisée dans AROME (dérivée de ARPEGE) n'est pas précise sur terre (puisque elle est calculé indépendamment du type de surface). Des études spécifiques à la correction de biais sur terre devraient être menées afin d'améliorer encore plus les simulations. La détection nuageuse issue de l'algorithme de [McNally and Watts, 2003] est également améliorée à travers l'augmentation des observations claires (jusqu'à 90% pour les canaux sensibles à la surface de nuit). Par la suite, j'ai étudié l'impact d'utiliser à la fois la Ts restituée à partir du canal IASI 1194, l'atlas d'émissivité et les 44

canaux IASI assimilés sur mer, sur l'assimilation des canaux IASI sur terre dans le modèle AROME (configuration EXP–FULL). Le résultat de cette étude montre que le nombre de canaux IASI assimilés par pixel a fortement augmenté sur terre avec un nombre moyen allant de 10-20 dans EXP (jour et nuit) à 30-40 (de jour) et jusqu'à 45 (de nuit) dans EXP–FULL. L'impact de l'assimilation des canaux IASI supplémentaires est globalement neutre à positif sur les analyses et les prévisions du modèle AROME. Pour les prévisions, un impact légèrement positif est observé sur l'humidité relative (l'erreur quadratique moyenne de EXP–FULL a été réduite de 0.05% par rapport à REF dans les basses couches de l'atmosphère avec un impact positif persistant jusqu'à 24h de prévision), sur la température à 24h et sur le vent à 12h. L'impact de l'intégration des Ts restituées à partir du canal IASI 1194 dans le modèle global ARPEGE confirme les résultats obtenus dans le modèle AROME et renforce l'intérêt de l'utilisation des Ts restituées dans l'assimilation au lieu des Ts du modèle (ébauche).

5.6 Publication associée aux chapitres 4 et 5

Toward an improved assimilation of IASI over continents in the convective scale AROME France model

By Niama Boukachaba ^{*}, Vincent Guidard and Nadia Fourrié
CNRM UMR 3589, Météo-France and CNRS, Toulouse, France

(Manuscript received xx xxxx xx; in final form xx xxxx xx)

A B S T R A C T

The aim of this work is to improve the assimilation of IASI channels over land by studying the impact of retrieved LST from IASI channel 1194 (943.25 cm^{-1}) on the assimilation of the other IASI channels in the convective-scale AROME model in clear sky conditions. LST was first extracted from IASI radiances using a radiative transfer equation inversion, RTTOV model and a surface emissivity atlas developed by the University of Wisconsin. IASI channel 1194 was then selected to retrieve LST (as a result of several comparisons with the background and other IASI, SEVIRI and AVHRR LST retrievals). Afterwards, the retrieved LST from this channel was used in the RTTOV model to improve the simulation of IASI infra-red surface-sensitive observations. The impact on the McNally & Watts cloud detection scheme was evaluated with more clear channels within clear pixels with LST retrievals. Data assimilation experiments using retrieved LST and enhancing the IASI channel selection over land were carried out in the AROME-France model. Improvement of humidity analyses and forecasts have been noticed.

Keywords: *LST retrieval, IASI, assimilation, AROME model*

1. Introduction

Land surface temperature (LST) is the radiative skin temperature of the land (Jin and Dickinson, 2010). LST plays an important role in surface-atmosphere exchanges (Aires et al., 2000; Niclòs et al., 2009). It is one of the key surface parameters which indicates the energy balance at the Earth's surface and it is particularly relevant for domains such as agriculture, climatology, hydrology and weather forecasting (Kerr et al., 2004). Satellites provide an estimation of the kinetic temperature of the earth's surface skin (Norman and Becker, 1995; Sun, 2011), many uncertainties remain essentially due to cloud/aerosol contaminations and to land surface emissivity variations (Jin, 2004). Furthermore, the land-surface heterogeneity in the remote sensing spatial resolution impacts LST retrievals and causes biases because of the non-linear relationship between remotely sensed radiances and biogeophysical parameters (Hu and Islam, 1997; Hu et al., 2015).

In this study, we retrieved LST from IASI (Infra-red Atmospheric Sounding Interferometer) radiances. IASI is an infra-red (IR) hyperspectral sensor onboard the European meteorological polar-orbiting satellites MetOp A, MetOp B and will soon be

on the future MetOp C. It has been developed by CNES (Centre National d'Études Spatiales) in partnership with Eumetsat (the European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites). IASI was originally designed to improve weather forecasts. It provides temperature and moisture profiles in the troposphere and lower stratosphere with an accuracy of 1 K and 10–15 %, respectively, at a 1 km vertical resolution (Blumenstein et al., 2004). IASI delivers also information about surface emissivities and surface temperatures (in cloud-free conditions). Concerning the atmospheric chemistry, IASI is able to provide an estimation, a monitoring and profiles or total columns of various gases such as ozone, methane, carbon monoxide, N_2O and CO_2 on a global scale. The spatial resolution of IASI is 12 km at nadir with a 0.5 cm^{-1} spectral resolution. It contains 8461 channels operating between 645 and 2760 cm^{-1} but less than 200 channels are currently assimilated in Numerical Weather Prediction (NWP) centres (Hilton et al., 2012).

IASI measures radiances at the top of the atmosphere and provides an indirect information on the vertical temperature and humidity profiles. These radiances are affected by clouds and different atmospheric molecules and is sensitive to the lower layers of the atmosphere and to the surface where the variation of LST as well as surface emissivity could be significant. The surface emissivities depend on the satellite zenith angle, rough-

^{*} Corresponding author.
e-mail: niama.boukachaba@meteo.fr

ness, polarization, and refractivity index of the surface (Hong et al., 2010) which are paramount to the retrieval of LST from IR sounder radiances (Yao et al., 2011). Over land, surface modelling remains a big challenge with many uncertainties. In fact, LST and surface emissivity vary in space and time over land, and the emissivity also varies spectrally and depends on the soil water content, the land cover and land use. These variabilities make their modelling extremely difficult leading sometimes to large errors in LST. Borbas and Ruston (2010) and Edwards (2010) described a large cold bias during daytime, especially over dry regions which causes the rejection of these observations during the assimilation process. A good radiative transfer (RT) simulation depends on a good surface modelling. Otherwise, the observation, being too far from the background, could either be rejected by the assimilation system (Vogel et al., 2011) or, if assimilated, it might degrade the system (English, 2008). This problem could be solved if the RT simulation includes realistic surface parameters (Borbas and Ruston, 2010).

Past studies show that significant efforts were undertaken to improve the assimilation over land. At Météo-France, Karbou et al. (2006) and Vincensini (2013) improved the assimilation of, respectively, microwave data from AMSU (Advanced Microwave Sounding Unit) and infra-red data from IASI, in the NWP global model ARPEGE (Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle). Guedj et al. (2011) improved the assimilation of IR observations from SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infra-red Imager) in the regional model ALADIN (Aire Limitée Adaptation Dynamique développement InterNational). At the UK Met Office, Pavelin and Candy (2014) developed a method to analyse the principal components of land surface emissivity in order to improve the assimilation of land-sensitive IASI channels and evaluate their impact in their global NWP system. In 2016, the Canadian Meteorological and Climate Change Centre published a study about recent progress made in the assimilation over land of AIRS (Atmospheric Infra-red Sounder) and IASI radiances using the Canadian global ensemble-variational system (Dutta et al., 2016). All these approaches were based on a better estimation of surface parameters with a view to increase the number of assimilated channels over land and to improve the analysis and the forecasts of other observations.

The convective-scale model AROME (Application of Research to the Operations at MEsoscale) was developed to improve short-range forecasts of locally severe meteorological events over Western Europe (e.g. fog, storms, highly precipitating Mediterranean events and heat urban islands) (Seity et al., 2011). A good description of the lowest layers of the atmosphere is crucial for the initialisation of the atmospheric state of the forecast (e.g. the initiation of severe convection). The present study follows that developed by Vincensini (2013) to determine the surface temperature from a combination of IASI channels in the global model ARPEGE. However, we focus on retrieving LST from IASI in AROME to increase the use of

IASI data over land in the convective-scale model in order to have a better description of the boundary layer.

The aim of this paper is to assess the feasibility of using retrieved surface temperature from IASI observations for the assimilation of additional IASI channels over land. Following the work by Guedj et al. (2011) and Vincensini (2013), LST was extracted from IASI radiances using a radiative transfer equation inversion (Karbou et al., 2006), the RTTOV model and a surface emissivity atlas developed by the Space Science and Engineering Center at the University of Wisconsin. The first part of this study consists of choosing one IASI channel for the LST retrieval. This was done by comparing several independent data (SEVIRI and AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) LST retrievals). The second part of the paper investigates the impact of using a LST retrieved from the chosen IASI channel on the simulation and the assimilation of other IASI channels used operationally in the AROME-France model. To that end, retrieved LST from this IASI channel was used in the RTTOV model to improve the simulations of IASI surface-sensitive infra-red observations. The impact on the McNally & Watts (2003) cloud detection scheme has been evaluated. Assimilation experiments using the retrieved LST and enhancing the IASI channel selection over land were carried out in the AROME-France model.

Section 2 presents the current state of the assimilation in the AROME model. Section 3 describes the methodology applied to retrieve LST from IASI channels and its evaluation with respect to independent data (from SEVIRI and AVHRR instruments). The impact of such a retrieved LST on the brightness temperature simulations, the analyses and the forecasts are presented in Section 4. Conclusions and comments are given in Section 5.

2. Data assimilation over AROME-France model

2.1. Description of AROME model

AROME is a convective scale numerical weather prediction model developed by Météo-France and operational since December, 2008 (Seity et al., 2011). The model configuration has evolved through April 2015 (Brousseau et al., 2016) from a 2.5 km to a 1.3 km horizontal resolution with 1536x1440 points in each grid which represent 57.3% of points over land covering metropolitan France and nearby countries (5.2°W - 11.2°E , 40.5°N - 51.7°N , Figure 1(a)). A new orographic database is used at a finer resolution (GMTED2010 at 250 m of resolution). The vertical resolution was also improved in the troposphere from 60 to 90 vertical levels with a first level at 5 m above the surface and a top level at around 10 hPa.

The physical schemes of the model are inherited from the Meso-NH model (Lafore et al., 1997) while the dynamic part is an adaptation for the fine-scale of the dynamic core of the ALADIN model (Bubnová et al., 1995). AROME is a spectral non-hydrostatic model. It uses a semi-Lagrangian semi-implicit

iterative temporal scheme at a 50 seconds time step and takes its lateral boundary conditions from the global ARPEGE model (Seity et al., 2011).

The initialization of the AROME model is performed by a three-dimensional variational assimilation system (3DVar) (Brousseau et al., 2008) derived from the ALADIN-France model (Fischer et al., 2005; Guidard et al., 2006). Each 3DVar cycle analyzes the two components of the horizontal wind, the temperature, the specific humidity at all vertical levels and the surface pressure fields at the full 1.3 km model resolution. The data assimilation of AROME has significantly evolved from a 3 hourly to an hourly 3DVar. The hourly assimilation of observations in AROME allows to better benefit from those observations which have a high temporal frequency, such as observations from geostationary satellites (SEVIRI), RADAR (French network), in-situ SYNOP observations and GNSS (Global Navigation Satellite System) signals. The assimilation of IASI in the AROME model benefits from the assimilation of IASI in the global ARPEGE model (Guidard et al., 2011) where the 314 IASI channels from Collard (2007) are routinely monitored. In ARPEGE and in the former version of AROME, 123 channels were assimilated over sea and 86 over continental surfaces. The new vertical discretization of the AROME model with 90 levels has also led to a decrease of the model top from 1 hPa to 10 hPa. As a consequence, channels sensitive to the stratosphere had to be discarded from the operational AROME assimilation, hence, only 8 IASI WV (water vapour) channels sensitive to the mid and upper troposphere are assimilated over land and 44 channels over sea viz 24 channels for temperature and 20 channels for WV from the surface to the upper troposphere (Figure 2). Note that, over sea, 7 WV channels and around 30 temperature channels peaking in mid and low troposphere are sensitive to the surface. The observation-error standard deviations (σ_o) associated with IASI are set to 0.5K for upper tropospheric temperature channels, 0.8K for other temperature channels including surface channels and up to 2.5K for WV channels. Other sensors from polar-orbiting satellites are assimilated in AROME, such as AMSU-A and B, ATMS (Advanced Technology Microwave Sounder) and SS MIS (Special Sensor Microwave Imager/Sounder). The volume of assimilated radiances represents 16.5 % of all assimilated data in AROME and 4.5 % for IASI (these ratios may vary from month to month, as RADAR data become numerous during rainy periods).

In the AROME-France model, a Variational Bias Correction (VarBC) system is used to correct the bias for satellite observations (Auligné et al., 2007; Dee, 2004). VarBC separates the observation bias from the systematic errors in the background by using a multi-linear regression with multiple predictors. For AROME, it was decided to use the same regression coefficients which are computed for the global ARPEGE model, where VarBC is refined at each analysis time, using coefficients computed during the previous assimilation as a background. In this study, three types of predictors were used for IASI viz a global offset applied to each channel, a scan-angle correction based

on the nadir-viewing angle (to the power of 1, 2 and 3) and an air-mass correction (based on the thicknesses of the four atmospheric layers 1000-300, 200-50, 10-1 and 50-5 hPa; the two latter are not used for IASI channels assimilated in AROME due to the low model top but were used in ARPEGE).

2.2. Surface model

The surface scheme of AROME model benefits from the SURFEX scheme (Externalized Surface) (Masson et al., 2013) which is a modelling platform accounting for a variety of surface types (bare soil, vegetation, snow, towns, lakes, oceans). The SURFEX model includes a coupling of the atmosphere and the surface (Best et al., 2004) based on different components such as the ISBA (Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere) model (Noilhan and Planton, 1989; Noilhan and Mahfouf, 1996) and the TEB (Town Energy Balance) model (Masson, 2000). At each time step, the SURFEX model computes averaged surface fluxes from the contribution of each surface type with the addition of radiative terms like the surface temperature. These quantities are constant (monthly variations) according to surface type. They can only be considered as rapidly varying over snow. The surface physiography is provided by the ECOCLIMAP database (Masson et al., 2003; Faroux et al., 2007) which encompasses a land cover map developed purposely in support of climate and NWP models. The ECOCLIMAP database contains approximately 250 ecosystems viz lakes, sea/ocean, urbanized surfaces (cities, airports) and natural surfaces (vegetation). The LST analysis is obtained by adding to the background value an increment produced by a screen-level temperature analysis based on optimal interpolation using observations from surface weather stations (Giard and Bazile, 2000). This analysis is done at the same time as the 3DVar atmospheric variables process. Over oceans, the sea surface temperature (SST) is prescribed from a dedicated surface analysis (optimum interpolation) using buoy and ship reports that is relaxed towards the global daily SST analysis OSTIA.

2.3. Radiative transfer model

In this study, we used the RTTOV model (Eyre, 1991; Matricardi et al., 2004; Saunders et al., 2012) version 11 (Hocking et al., 2013). This version allowed to simulate IR hyperspectral observations in clear and cloudy sky conditions, as well as observations in the microwave and visible regions. The RTTOV model provides the atmospheric transmission and the atmospheric upwelling and downwelling radiances (Γ_ν , L_ν^\uparrow and L_ν^\downarrow) for each channel. By default, the RTTOV model uses a constant emissivity over land but it is also possible to use an emissivity atlas in the IR spectra stemming from a climatology (Borbás and Ruston, 2010). RTTOV pre-computed coefficients based on a linear regression derived from line-by-line (LBL) models for each sounder (Hocking, 2014). In his technical note, Matricardi (2009) described the RTTOV regression coefficients

used for IASI which are widely based on LBL models. At some of meteorological centres such as Météo-France, these coefficients are derived from the line-by-line radiative transfer model (LBLRTM) (Clough et al., 1992; Delamere et al., 2004; Clough et al., 2005).

To estimate retrieved LST from IASI radiances, we used the emissivity atlas of 2013 developed by the Space Science and Engineering Center at University of Wisconsin (UW) (Borbas et al., 2007). This product is delivered by the Cooperative Institute of Meteorological Satellite Studies (CIMSS) at the UW. The algorithm provides a global database of IR land surface emissivity at a high spectral resolution from 3.6 to 14.3 μm using as input a monthly composite database derived from the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) and defined globally at 0.05° spatial resolution (Borbas and Ruston, 2010).

2.4. Cloud detection

In this study, we only focus on the simulation in clear sky even if RTTOV model is also able to simulate cloudy radiances. To select only clear observations, we used the AVHRR information about cloud cover which is provided with IASI data (AVHRR is on board the same platform as IASI). This information is an essential prerequisite to retrieve LST. IR measurements, contrary to microwave wavelengths, are indeed strongly affected by clouds. At Météo-France and ECMWF for instance, cloud detection for hyperspectral sounders is based on the method developed by McNally and Watts (2003). This method allows to identify clear channels from high-resolution IR spectra. The cloud detection scheme is based on the comparison between observed spectrum and background (short-range NWP forecast clear sky simulation). Channels are first ranked from the highest channels to the channels closest to the surface (according to their height assignment). Then, the cloud signal is isolated in the vertically ranked (obs minus background) vector making it possible to detect clear or cloudy channels. In AROME, cloud affected channels are not assimilated.

3. LST retrievals from IASI

3.1. Methodology for LST retrieval

The same approach used in Guedj et al. (2011) for SEVIRI data is chosen for the computation of LST using a radiative transfer equation inversion (Equation (1)):

$$LST = L \left[\frac{\mathbf{R}_\nu(\theta) - \mathbf{L}_\nu^\uparrow(\theta) - \Gamma_\nu(\theta)(1 - \epsilon_\nu(\theta))\mathbf{L}_\nu^\downarrow(\theta)}{\Gamma_\nu(\theta)\epsilon_\nu(\theta)} \right]^{-1} \quad (1)$$

where L is the Planck function. ϵ_ν , Γ_ν , \mathbf{L}_ν^\uparrow and $\mathbf{L}_\nu^\downarrow$ represent the surface emissivity, the atmospheric transmission, and the atmospheric upwelling and downwelling radiances at channel ν , respectively. The value of Γ_ν , \mathbf{L}_ν^\uparrow and $\mathbf{L}_\nu^\downarrow$ can be directly computed using the RTTOV model v11 (Hocking et al., 2013) given

a prior knowledge of the atmosphere (short range forecasts of air temperature and humidity) (Borbas and Ruston, 2010).

Following the work carried out by Vincensini (2013) for the global ARPEGE model, we chose four IASI surface-sensitive channels (Table 1) selected among the 314 IASI channels monitored in operational at Météo-France. In her study, Vincensini demonstrated that using one or a combination of IASI surface-sensitive channels to retrieve LST gave very similar results. For that reason, only one of the four IASI channels will be selected to retrieve LST in AROME model.

In this paper, we present the results using the emissivity atlas from Borbas et al., (2007) for the study period from 15th January to 28th February 2015. The retrieved LST from the four IASI channels was first compared to the background one. Then, we inter-compared retrieved LST from each IASI channel. Finally, we evaluate our choice by comparing retrieved LST from IASI to retrieved LST from independent data coming from SEVIRI and AVHRR. To choose one IASI surface-sensitive channel to retrieve LST, we have relied on the best correlation between retrieved LST from IASI and retrieved LST from SEVIRI and AVHRR.

3.2. Comparison of retrieved LST from IASI MetOp A vs MetOp B

MetOp A and B satellites are on the same orbit with a 180° shift which induces a 50 minutes temporal shift. To be sure that we retrieved similar LSTs from both satellites, we compared retrieved LST from IASI onboard MetOp A and B during the whole period. Given that the two IASI instruments do not span the same locations at the same time, we calculated the average of retrieved LST from both IASI per box of 0.5° squared. As an example, LSTs obtained using the IASI channel 1194 for each satellite are compared in Figure 3. The result shows a very good correlation, higher than 0.96 at night-time. This correlation slightly decreases during daytime (down to 0.92), because of a larger scatter for values between 265K and 274K. The mean difference between the two sets of retrieved LSTs is around 0.02K during daytime and 0.3K at night-time with, respectively, a standard deviation lower than 1.5K and 1K (not shown). Note that, similar results were obtained for the three other IASI channels considered here (not shown). In order to maximise the number of IASI observations, we combined data from MetOp A and B satellites in the following evaluation of LST retrieved from IASI.

3.3. Comparison between background LST and LST retrieved from IASI

Background LST (one hour forecast from AROME) and retrieved LST from IASI and their mean difference during daytime (averaged over 45 days) are shown in Figure 4. The latitudinal gradient of the LST is present in the background and in the retrieved data (162,255 observations throughout the study

period). It is noteworthy that the LST is not retrieved over very high orography because AVHRR indicates cloudy pixels. During daytime, LSTs are higher over the southwestern part of the Iberian Peninsula (between 272K and 290K). Differences between background and retrieved LST can be larger than 2.5K. At night-time (not shown), background LSTs are colder over a large part of the AROME domain (between 264K and 272K) except over the Iberian Peninsula where LSTs remain between 272K and 280K. The biggest difference between background and retrieved LSTs is located over high mountains, i. e. the Alps and the Pyrénées where background temperature is lower than the retrieved LSTs, especially at night-time (more than 8-16K). These results are in good agreement with the known behaviour of the AROME model viz, a near-surface temperature too low with respect to surface observations (Seity, personal communication). We indeed observe an increase of the number of retrieved LST data (about 50%) at night-time due to an increase of clear pixels according to the AVHRR cloud mask. However, all clear cases may not correspond to cloud free pixels.

The mean difference between background and retrieved LST for the four IASI channels per box of 0.5° squared (Table 2) shows less than a 0.2K difference during daytime and 0.5K at night-time. The standard deviation is around 1.15K during daytime and 1.4K at night-time. Also, the correlation between LSTs is slightly better during daytime (0.95 instead of 0.91).

3.4. Selection of a single IASI channel to retrieve LST

3.4.1. Comparison between retrieved LST from IASI and SEVIRI radiances

To select the appropriate IASI channel to retrieve LST among the four IASI surface-sensitive channels selected (Table 1), we compare in this section retrieved LST from IASI with retrieved LST from SEVIRI. The SEVIRI sensor is onboard the geostationary Meteosat Second Generation satellite. It is composed of 12 channels measuring infra-red radiances between 0.6 and 12 μm , with a 4 km spatial resolution over Europe. The three SEVIRI channels selected to retrieve LST are: channel 04 [IR 8.7 μm (1149.43 cm^{-1})], channel 06 [IR 10.8 μm (925.93 cm^{-1})] and channel 07 [IR 12.0 μm (833.33 cm^{-1})]. All these channels are sensitive to surface and clouds. Note that, channel 06 is used in operations to retrieve LST from SEVIRI radiances in the AROME model using a single channel method (Guedj et al., 2011) and a dedicated emissivity atlas created by EUMETSAT (Lutz and König, 2008). As a consequence, this channel is not assimilated over land.

IASI and SEVIRI channels have different spectral and spatial resolutions, also their total number of observation differ (e.g. 482,178 SEVIRI observations against 162,255 IASI observations from 15th January to 28th February 2015 over the AROME France domain). To compare them, we averaged re-

trieved LST in 0.5° squared boxes, on an hourly basis as shown for example over Sardinia during daytime (Figure 5).

This spatial resolution represents a good compromise between the grid resolution and the number of observations available in boxes for statistics calculation (around 350 SEVIRI observations per box against 150 IASI observations per box for all study periods).

To evaluate the quality of retrieved LST from IASI, we examined the retrieved LST spatial differences between both IASI and SEVIRI sounders (Figure 6). During daytime, retrieved LSTs from SEVIRI present higher values of around 2K than retrieved LST from IASI in the southeast part of Europe. Conversely, at night-time (not shown), retrieved LST from SEVIRI is colder by 2 to 6K in the northeast AROME domain as well as the U.K. and Ireland than retrieved LST from IASI. The mean difference of retrieved LST (Table 3) is around 0.8-1K during daytime and around 1.3-1.5K at night-time. The standard deviation is around 1.6K during daytime and 1K at night-time with a very good correlation higher than 0.9 for both cases. Note that we found the same agreement when comparing the LSTs retrieved using each of the four IASI channels to the LSTs retrieved using each of the three SEVIRI channels.

Although spatial and temporal differences exist between SEVIRI and IASI observations, the comparison between retrieved LST from both instruments present good results with a standard deviation around 1.6K during daytime and 1K at night-time. This may be used as a basis to study the complementarity between polar and geostationary satellites.

We also compared background LST against retrieved LST from SEVIRI per box of 0.5° squared (Table 3). The mean differences is around 1.2K during daytime and 2.3K at night-time, the standard deviation is, respectively, 1.7K and 1.6K with a correlation up to 0.9. The LST retrieved from IASI has better statistics than the background LSTs compared against LST retrieved from SEVIRI.

3.4.2. Comparison between IASI and AVHRR / MetOp retrieved LST

In order to compare retrieved LST from polar-orbiting satellites, we compared retrieved LST from IASI with retrieved LST from AVHRR which is onboard MetOp A & B as well as IASI (Figure 6). The AVHRR/Metop LST was developed by the Land Surface Analysis-Satellite application Facilities (LSA-SAF) (Trigo et al., 2011) following the procedure described in Freitas et al (2010) for LSA-SAF geostationary-based products. In this case, LST is estimated using a split-window algorithm applied to clear sky brightness temperatures in channels 4 and 5 (10.8 μm and 12 μm , respectively) and a static emissivity maps based on the International GeosphereBiosphere Program (IGBP) land classification (Trigo et al., 2009). AVHRR/Metop LST is a product under demonstration produced as daily composites of daytime and night-time global overpasses, re-projected onto a sinusoidal grid of 1km resolution.

AVHRR/Metop LST LSA-SAF covers the same period (from 15th January to 28th February 2015) as when comparing retrieved LST from the four IASI channels (162,255 IASI observations against 978,198,350 AVHRR observations for the entire study period which represent approximatively 50 to 224 IASI and 7,500 to 35,000 AVHRR observations per box depending on clear or cloudy conditions). Retrieved LST from AVHRR present many small scale patterns (not shown). During daytime, retrieved LST are very cold over the Alps, the Pyrénées and the Cantabrian mountains (around 260K), cold in the north, central and east part of the AROME domain (from 264K to 270K) and very warm over the Iberian Peninsula, Sardinia, the Balearic Islands, the Italian coast and Sicily (up to 288K). At night-time (not shown), a general cooling is observed, especially in the south of the AROME domain where retrieved LST were around 260K over mainland (mountains, islands, the north of Spain) and 284K over the Iberian Peninsula and the Mediterranean coast. However, table 3 shows a very good correlation between retrieved LST from IASI and retrieved LST from AVHRR (slightly better during daytime with 0.95 instead of 0.91 at night-time). The mean differences are around 1.6K in both cases. The standard deviation is around 1.3K during daytime and 1.5K at night-time.

In this section, we also compare background LST to retrieved LST from AVHRR (Table 3). In this case, the mean differences are around 1.6K during daytime and 2K at night-time with a standard deviation of 1.5K and a correlation of 0.91 for both daytime and night-time. As in the previous comparison, there is a better agreement between retrieved LST from IASI and AVHRR compared to the background LST which confirms the potential of satellite LSTs to improve the model short-range forecasts.

3.4.3. Conclusion

Table 3 shows, during daytime, a slightly better standard deviation and correlation between retrieved LST from IASI against AVHRR compared to retrieved LST from IASI against SEVIRI (less than 1.3K and 0.95 against 1.6K and 0.90 respectively). Even if IASI and AVHRR are better collocated in time and space with the same viewing angle, at night-time the agreement between retrieved LST from IASI against SEVIRI is slightly better than that of IASI against AVHRR with a standard deviation at around 1K and a correlation of 0.95 for the first case and 1.5K and 0.91 for the second case. This difference between IASI and AVHRR at night-time might result from the cloud detection methods (from the level 1 process for IASI and from the level 2 process for AVHRR LST). As surface emissivities used to retrieve LST differ from sounder to sounder viz an emissivity atlas for IASI, a tailored made EUMETSAT for SEVERI and a static emissivity map for AVHRR, this may well explain the differences found over specific areas (dry or wet surfaces). In addition, the surface emissivity can vary with the viewing angle (McAtee et al., 2003) and can affect the retrieved LST from

each instrument. However, it is important to indicate that LST from AVHRR has yet to be fully validated.

We also compared background LST to retrieved LST from IASI, SEVIRI and AVHRR. We found a better agreement between the retrieved LST from the three sounders than from the background of each retrieved LST, especially at night-time when the bias increases. To reduce the impact of the model bias in the background, we will hereafter consider retrieved LST to simulate and then assimilate IASI radiances over land.

The outcome of the comparison between retrieved LST from IASI, SEVIRI and AVHRR observations, is that the best results are given using IASI channels 1191 and 1194, though some other channels also provide good results. In the previous study of Vincensini (2013), IASI channel 1191 and a combination of IASI channels 1191 and 1271 were selected to retrieve LST. The major findings of this work was to demonstrate that using single or a combination of channels give the same results in terms of the LST retrieval. It is better to use channel 1194 than channel 1191, as it is a real atmospheric micro-window and has a wider Jacobian in LST.

From the methodology and results depicted in sections 2.3 and 2.4, it was found that, IASI channel 1194 was the most appropriate surface-sensitive channel for the retrieval of LST. Other surface-sensitive IASI channels will be used in the assimilation in the AROME model.

4. Impact of using LST retrievals on IASI simulations and assimilation in AROME

4.1. Experimental design

To study the impact of using retrieved LST from IASI channel 1194 on all other IASI brightness temperatures (BTs) simulation and assimilation process over land, three experiments have been carried out (Table 4). The first one is the reference (REF) where IASI BTs are simulated using the LST of the AROME forecast (same as in operation) with a constant emissivity of 0.98. The second one, called EXP, considers retrieved LST from IASI channel 1194 for all IASI BTs simulations. This configuration aims to study the impact on BTs simulations and cloud detection. As many as 44 oversea and 8 overland IASI channels are assimilated in EXP and REF (the list of assimilated channels is provided in appendix-Table 5). The configuration of the third experiment, called EXP-FULL, is similar to EXP, the 44 selected IASI channels over sea are assimilated over land to increase the selection of IASI channels over land (but with the exception of channel 1194 which is only used for the LST retrieval). The same emissivity atlas was used in both EXP and EXP-FULL. Furthermore, the impact in EXP-FULL is expected to be small considering the small number of observations in AROME, viz only up to 44 channels assimilated (compared to 123 channels in ARPEGE) and the presence of IASI over the AROME domain for 8 analysis times out of 24 (because of its polar orbit).

4.2. Impact of the improved LST on IASI simulations

To assess this impact, only clear observations according to AVHRR over the same period (15th January to 28th February 2015) are considered. Results over land for clear or cloudy pixels are discussed, following McNally and Watts algorithm.

Figure 7 shows the results of the bias and standard deviation between observation and background simulations (Obs-Guess) of EXP and REF (combining IASI data from MetOp A & B) during daytime and at night-time for the 44 IASI channels activated over land (already assimilated over sea). These results are without any bias correction. During daytime, both EXP and REF Obs-Guess biases are very similar. High tropospheric sensitive channels (327, 345, 350, 356, 375 and 2951) and channels sounding in the mid-troposphere (from IASI channel 401 to 439) present a difference less than 0.05K. A small difference is also observed in the surface-sensitive channels (0.1K for channels located between 773.5 cm^{-1} and 962.5 cm^{-1}). IASI channels 5397 and 5483, that are peaking in the low troposphere, show an improvement of 0.05K. No change is noticed for channels 5368 and 5383.

At night-time, the bias of Obs-Guess of EXP is similar to that during daytime for temperature and window channels. However, the bias of Obs-Guess of EXP for WV channels is increased for channels between 2701 and 3058 (0.2K for channels 2701 and 3008 and 0.6K for channel 2958) and reduced for the others (about 0.5K). The bias of REF is reduced for mid-troposphere channels having large negative values for surface-sensitive channels while the bias of EXP remains close to zero (orange boxes in Figure 7). The reduction is respectively around 0.2K and 0.6K. For WV channels (between 5383 and 5483), the bias of REF is reduced by about 0.1K to 0.3K.

The standard deviation is significantly reduced in EXP compared to REF for both cases with large differences in surface-sensitive channels: a reduction about 1.8K during daytime and 2.4K at night-time for those channels against 0.25K and 0.3K respectively for the other ones. Some of the highest peaking channels of the selection (as WV channel 3105) exhibit almost no modification, which can be understood by the fact that they are less sensitive to the surface.

The comparison of daytime and night-time biases reveals that the bias is more important for tropospheric WV channels at night-time. The standard deviation is improved, especially at night-time except for mid troposphere sensitive channels, in that case both standard deviation are similar. Overall, the same agreement is found for biases and standard deviations for both daytime and night-time.

The changes in terms of biases and standard deviations between Obs-Guess of EXP and REF during daytime are smaller than that at night-time. This result is in agreement with section 3.3 and Table 2 findings, where smaller differences between background and retrieved LSTs were observed during daytime.

4.3. Impact on cloud detection

The cloud detection scheme is based on McNally & Watts (2003) cross-band method where 45 IASI channels located between 327 and 2239 are used to determine the cloud height for the band 1 temperature channels and also for the WV band. Noteworthy that all assimilated channels are used for the cloud detection (Collard and McNally, 2009).

Figure 8 shows the total number of clear channels following McNally and Watts algorithm for clear pixels according to AVHRR cloud cover over land to be sure that the increase of clear channels matches clear conditions. During daytime, the number of clear cases increases for channels located in the mid and low troposphere (around 20% in average) and for WV channels (about 80% for channels located between 1382.5 cm^{-1} - 1392.5 cm^{-1} and 1407 cm^{-1} - 1421 cm^{-1} and around 35% for channels located between 1395.5 cm^{-1} and 1401.5 cm^{-1}) while the number of clear cases decreases for surface-sensitive channels (about 15% less). At night-time, the number of clear channels increases for all channels especially for T and WV channels (up to 120%) compared to surface-sensitive channels (around 90%).

This different behaviour between daytime and night-time could be explained by the larger error observed in the model surface temperature at night-time which is corrected by the LST retrieval from IASI and which results in additional clear channels. Such a positive impact was expected, as unrealistic LST can imply large differences between observations and simulations, which can alias into a cloud signal during the McNally and Watts algorithm.

Note also that the bias correction used in AROME, which is derived from the global ARPEGE model, may not be totally accurate over land as it is an average mixing surface types. Therefore, it might be interesting to study possible improvements of the bias correction over land.

4.4. Towards improving the assimilation of IASI channels over land

4.4.1. Impact on the assimilation of IASI data

In this section, EXP-FULL assimilates up to 44 channels over land and is compared to up to 8 channels in EXP during the same study period.

The results in terms of bias and standard deviation of Obs-Guess of EXP and EXP-FULL are similar and both experiments showed the same agreement compared to REF (not shown). Following McNally and Watts algorithm and from the AVHRR cloud cover, the total number of clear or cloudy channels in EXP-FULL is also very similar to those in EXP. For both cases, the surface temperature retrieval before the brightness temperature simulation implies that there are more clear atmospheric channels in EXP-FULL compared to REF.

Figure 9 shows the number of assimilated channels of EXP, EXP-FULL and their mean difference per box of 0.5° squared

during daytime. The number of assimilated channels in EXP is about 5 to 8 over the Iberian Peninsula, the south of the U.K. and fewer than 5 over other area of the AROME domain. However, the number of assimilated channels in EXP–FULL clearly increases over land compared to EXP with an average number of channels assimilated per pixel very close to that over sea. In EXP–FULL, the average is between 10 and 20 assimilated channels over land especially over the U.K., Ireland, some central regions of the AROME domain (when clear observations were predominant), the Iberian Peninsula and the Mediterranean basin. In eastern Europe, over cloudy areas, the average number of additional channels assimilated per pixel decreases to 5-10 or less. Over sea, up to 44 IASI channels are assimilated in both EXP and EXP–FULL on average, about 15 over the Atlantic ocean and up to 20 in the Mediterranean Sea.

Over land, the difference in the average number of assimilated channels per pixel (EXP–FULL minus EXP) is positive with a 5 to 10 increase in the number of assimilated channels per pixel in EXP–FULL, mainly located in the central part of the AROME domain, where clouds are present during large periods, and by 10 to 25 (sometimes 25 to 35) in other parts of the domain. At night-time (not shown), the number of assimilated channels per pixel of EXP varies between 5 and 10 for most of areas over land while those of EXP–FULL can reach up to 25. The difference in the average number of channels assimilated per pixel increases compared to daytime and it ranges from 10 to 25 (up to 25-35 or 35-43 in some cases) over land for about 90% of the AROME domain. Over sea, the mean difference should be almost zero given that EXP and EXP–FULL assimilate the same number of IASI channels. However, some differences comparable to noise appear for both daytime and night-time. Results of the mean difference of the number of assimilated channels over land are very promising, taking into account that: 1) in EXP–FULL and over land, up to 36 additional IASI channels (also used over sea) can be assimilated on top of the 8 IASI channels already assimilated and 2) as during the study period, the central part of the AROME domain was rather cloudy, fewer assimilated channels could be considered.

4.5. Impact on the analyses and the forecasts

To estimate the impact on the analyses, the difference in the number of assimilated channels in EXP–FULL minus REF at the first analysis cycle for which IASI is present in the assimilation is examined (Figure 10). In EXP–FULL only 1 IASI channel (channel 3105) was added to the number of assimilated channels, since a large fraction of the eastern AROME domain is characterised by the presence of clouds during the study period (e.g. in Figure 10 Meteosat Second Generation cloud classification imagery for 15th January 2015 at 09 UTC). This channel is peaking in the upper troposphere and therefore less sensitive to the surface. However, over the southeastern part of the AROME domain (clear areas), the number of assimilated channels increase significantly in EXP–FULL compar-

ing to REF: 10-16 IASI channels in addition over southeastern France, 7 channels in the south of Switzerland and 2-16 channels in, respectively, the northwest and the south of Italy.

To evaluate the impact on EXP–FULL with additional IASI channels, we examine the profiles of analysis increment difference for temperature and specific humidity located at coordinates (44.25°N, 6.19°E, at an altitude of about 1399m) corresponding to the point where 10 IASI channels are added in southeast France (the black square in Figure 10), 8 temperature channels: 345, 350, 356, 383, 386, 401, 414, 439 and 2 water-vapour channels: 3049 and 3105.

Profiles of analysis increment differences and the weighing function of the additional 10 IASI channels assimilated in EXP–FULL at this location are presented in Figure 11. The analysis increment difference for specific humidity shows a neutral impact in the highest levels (less than 300 hPa), between 300-500 hPa, a small drying impact was observed followed by an increase of specific humidity between 500-900 hPa with a peak at 750 hPa. The weighing function shows that this peak corresponds to the IASI WV channel 3049 (1407 cm^{-1}). Channel 3105, with weighting function maximum at about 400 hPa, has less an impact on the analysis increment as the 8 WV channels already assimilated are pointing at this level and already bring information. As for temperature, the analysis increment difference shows a cooling effect less than -0.05K in the highest levels above 300 hPa which corresponds to the contribution of the eight IASI channels already assimilated over land. A warming is observed between 300-500 hPa with 0.05K increase peaking at 400 hPa. Between 500-900 hPa there is change of sign with a minimum value (around -0.1K) at 650 hPa. The weighting function suggests that this cooling effect is due to, at least, five IASI temperature channels. Worth noting that, the difference of analysis increment for both temperature and specific humidity between 300-500 hPa is a combined contribution between the ten additional IASI channels assimilated in EXP–FULL and the eight IASI channels that are already assimilated over land.

The next step is to examine the impact on forecasts. Figure 12 shows forecast scores of relative humidity of REF and EXP–FULL at 6h, 12h and 24h forecast range calculated against ECMWF analyses for verification. RMSE for relative humidity are similar between REF and EXP–FULL for levels above 300 hPa and below 800 hPa. Between 400-700 hPa, the RMSE of EXP–FULL is slightly reduced compared to REF (by about 0.05%) and is statistically significant at 500 hPa with a 99.9% confidence interval (test of Bootstrap). Positive results are obtained for the three forecast ranges and up to 24h. Additionally, a slightly positive impact on mid-troposphere temperature at 24h forecast range and wind at 12h forecast range has been noticed (not shown).

24h rainfall amount for EXP and EXP–FULL forecasted from the 0h analyses were verified against rain gauges with the Brier Skill Score (BSS) (Figure 13). BSS is a probabilistic score relative to persistence for different thresholds of accumulated precipitation (0.2mm and 20mm) (Wilks, 2011). It has

been computed with French surface raingauge network by converting the deterministic rain forecasts into frequencies beyond discrete thresholds for many neighbourhood distances in order to apply a fuzzy verification method (Amodei and Stein, 2009). This method introduces a tolerance for faulty rainfall locations and alleviates the problem of the double penalty, whereby an event that is observed and predicted with the correct intensity but at the wrong place may be penalized twice in a conventional point-by-point score. A BSS of 1 indicates a perfect probabilistic forecast, while a BSS of 0 should indicate the skill of the reference forecast. Figure 13 shows a higher value of the BSS for almost all the rainfall thresholds for both EXP and EXP–FULL, especially at night-time, which indicates a better forecast. EXP–FULL is slightly better than EXP. Blue dots indicate that the improvement is statistically significant.

5. Conclusions and perspectives

This paper aims to assess the feasibility of using retrieved surface temperature from IASI observations for the assimilation of additional IASI channels over land in the convective scale model AROME.

The first part of the study focused on the identification of the appropriate IASI surface-sensitive channels for the LST retrieval which was extracted using a radiative transfer equation inversion (Karbou et al., 2006), the RTTOV model and a surface emissivity atlas developed by the University of Wisconsin. Retrieved LSTs from IASI onboard MetOp A & MetOp B were first compared to ensure that they retrieved similar LSTs before being merged. Results showed small differences of retrieved LST with a standard deviation at around 1.5K during daytime and at night-time and a very good correlation, up to 0.94. Retrieved LSTs from IASI channels were then compared to the background one which is a short-range (1-hour) forecast of the AROME model. This comparison presented a standard deviation around 1.5K and a correlation around 0.93. Finally, the comparison between retrieved LSTs from IASI and from SEVIRI/METEOSAT-10 and AVHRR/MetOp over the AROME domain enabled to select the appropriate IASI surface-sensitive channel to be used for the LST retrieval. During daytime, the standard deviation and the correlation showed very close values between retrieved LST from IASI, SEVIRI and AVHRR (around 1.5K and 0.93, respectively). At night-time, the agreement between retrieved LST from IASI against SEVIRI was slightly better than that of IASI against AVHRR with a standard deviation of around 1K and a correlation of 0.95 for the first case against a standard deviation of 1.5K and a correlation of 0.91 for the second case. The result of the comparison of retrieved LST from IASI, SEVIRI and AVHRR was satisfactory considering that: 1) as the pixel resolution of the remote sensing input varies from 12km for IASI, to 4km for SEVIRI and to 1km for AVHRR, that their footprints are different and that their total number of observations differs, an accurate comparison of their LST retrievals was difficult to establish (even if we com-

pared the mean of retrieved LST per box of 0.5° squared), 2) using different cloud detections could affect the number of clear observations, 3) AVHRR product has yet to be fully validated.

The major conclusions of this first study are: 1) IASIs from MetOp A & MetOp B produce similar LST retrievals, 2) LST retrieved from IASI is better than LST from the AROME model background, 3) the comparison between retrieved LST from IASI and SEVIRI radiances present good results which provide a good basis to study the complementarity between polar and geostationary satellites (good results also between retrieved LST from IASI with retrieved LST from AVHRR) and 4) the comparison between channels in the AROME model allows to keep only the relevant IASI channel 1194 (943.25 cm^{-1}) for LST retrieval.

The second part of this paper investigates the impact of using LST retrieved from IASI channel 1194 on the simulation and the assimilation of the other IASI channels used in operations in the AROME-France model. To that end, retrieved LST from IASI channel 1194 was used in the RTTOV model to improve the simulation of the other IASI surface-sensitive infrared radiances. We first studied the impact on improving IASI simulations by comparing the bias and the standard deviation of Obs-Guess, with LSTs retrieval (EXP) and without (REF). We found that the bias of Obs-Guess of EXP remains close to zero for surface channels during both daytime and night-time. The standard deviation was significantly reduced in EXP compared to REF for both cases with large differences in surface-sensitive channels: difference of 1.8K during daytime and 2.4K at night-time for surface-sensitive channels against 0.25K and 0.3K respectively for the other ones. The impact on the McNally & Watts (2003) cloud detection scheme has been then evaluated. It was found that the surface temperature retrieval before the brightness temperature simulation implied more clear atmospheric channels in EXP compared to REF (the number of clear cases was increased by 30% to 40%). Finally, assimilation experiments using retrieved LST and enhanced IASI channel selection over land were carried out in the AROME-France model. The use of the selected 44 IASI channels over sea in the assimilation over land (EXP–FULL) showed that the number of assimilated channels per pixel increased over land by 10–20 in EXP to 30–40 during daytime and up to 45 at night-time in EXP–FULL. The comparison between REF and EXP–FULL showed that, over clear regions, the number of assimilated channels increased significantly in EXP–FULL (up to 16 more IASI channels assimilated over land). The impact of these additional assimilated channels was neutral and sometimes positive on the analyses and forecasts of the AROME model. Regarding the impact on forecasts, a slight positive impact was found for the relative humidity (RMSE of EXP–FULL was reduced by around 0.05% comparing to REF in the lower layers of the atmosphere). Some slight positive impact was also found for the temperature and wind at, respectively, the 24h and 12h forecast ranges (not shown). The impact on the 24-h rainfall forecast was also en-

couraging with a slightly better forecast in EXP–FULL for all 24-h accumulated rainfall thresholds.

The methodology developed for IASI will be extended to CrIS (Cross-track Infra-red Sounder) and used to prepare the assimilation of next generation hyperspectral sensors such as IASI-NG (IASI next generation onboard Metop-SG) and IRS (Infra-Red Sounder) over land. IRS, which will be aboard Meteosat Third Generation, is also a hyperspectral infra-red sounder. This instrument will supply, for the first time, measures in thousands of channels, at a high temporal frequency (every 30 minutes) over Europe, which will be of particular interest for the assimilation in AROME. Additionally, it might be interesting to study ways to improve the bias correction over land and also to assess other IASI channels over land.

In the current operational system, LST cannot be modified within the AROME surface analysis scheme by satellite retrievals (the information of LST still comes from the background). Therefore, the information provided by IASI (and SE-VIRI) on this parameter is not used for the next assimilation cycle. Alternatively, LST should be modified within the land surface analysis scheme using combined information from satellite retrievals and surface networks where the complementarity between IASI-NG and IRS could be exploited.

Acknowledgments

The AVHRR/Metop LST was made available by the EUMETSAT LSA-SAF (<http://landsaf.ipma.pt>) for the period from 15th January to 28th February 2015, as a product under demonstration. So, many thanks to them for providing data.

The authors would like also to thank J.F. Mahfouf and J.A. Maziejewski for their help in revising the manuscript.

Appendix

IASI channels assimilated in operations over sea and land in AROME model (Table 5).

References

- Aires, F., Prigent, C., Rossow, W., Rothstein, M., and Hansen, J. E. (2000). A new neural network approach including first-guess for retrieval of atmospheric water vapor, cloud liquid water path, surface temperature and emissivities over land from satellite microwave observations. Technical report, NASA Goddard Inst. for Space Studies; New York, NY United States.
- Amodei, M. and Stein, J. (2009). Deterministic and fuzzy verification methods for a hierarchy of numerical models. *Meteorological Applications*, 16(2):191–203.
- Auligné, T., McNally, A., and Dee, D. (2007). Adaptive bias correction for satellite data in a numerical weather prediction system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133(624):631–642.
- Best, M., Beljaars, A., Polcher, J., and Viterbo, P. (2004). A proposed structure for coupling tiled surfaces with the planetary boundary layer. *Journal of Hydrometeorology*, 5(6):1271–1278.
- Blumstein, D., Chalon, G., Carlier, T., Buil, C., Hebert, P., Maciaszek, T., Ponce, G., Phulpin, T., Tournier, B., Simeoni, D., et al. (2004). IASI instrument: technical overview and measured performances. In *Optical Science and Technology, the SPIE 49th Annual Meeting*, pages 196–207. International Society for Optics and Photonics.
- Borbas, E., Knuteson, R. O., Seemann, S. W., Weisz, E., Moy, L., and Huang, H.-L. (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*, volume 47.
- Borbas, E. E. and Ruston, B. C. (2010). *The RTTOV UWIREMIS IR land surface emissivity module*. EUMETSAT.
- Brousseau, P., Boudtter, F., Hello, G., Seity, Y., Fischer, C., Berre, L., Montmerle, T., Auger, L., and Malardel, S. (2008). A prototype convective-scale data assimilation system for operation: the Arome-RUC. *HIRLAM Techn. Report*, 68:23–30.
- Brousseau, P., Seity, Y., Ricard, D., and Léger, J. (2016). Improvement of the forecast of convective activity from the AROME-France system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.
- Bubnová, R., Hello, G., Bénard, P., and Geleyn, J.-F. (1995). Integration of the fully elastic equations cast in the hydrostatic pressure terrain-following coordinate in the framework of the ARPEGE/Aladin NWP system. *Monthly Weather Review*, 123(2):515–535.
- Clough, S., Shephard, M., Mlawer, E., Delamere, J., Iacono, M., Cady-Pereira, K., Boukabara, S., and Brown, P. (2005). Atmospheric radiative transfer modeling: a summary of the AER codes. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 91(2):233–244.
- Clough, S. A., Iacono, M. J., and Moncet, J.-L. (1992). Line-by-line calculations of Atmospheric Fluxes and Cooling Rates: Application to Water Vapor (paper 92jd01419). *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH-ALL SERIES-*, 97:15–761.
- Collard, A. (2007). Selection of IASI channels for use in numerical weather prediction. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133(629):1977–1991.
- Collard, A. and McNally, A. (2009). The assimilation of infrared atmospheric sounding interferometer radiances at ecmwf. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135(641):1044–1058.
- Dee, D. P. (2004). Variational bias correction of radiance data in the ECMWF system. In *Proceedings of the ECMWF workshop on assimilation of high spectral resolution sounders in NWP*, volume 28, pages 97–112.
- Delamere, J., Clough, S., Mlawer, E., Boukabara, S.-A., Cady-Pereira, K., and Sheppard, M. (2004). An update on radiative transfer model development at Atmospheric and Environmental Research, inc. In *Proc. 12 ARM Science Team Meeting, St. Petersburg, Florida*.
- Dutta, S., Garand, L., and Heilliette, S. (2016). Assimilation of Infrared Radiance Observations with Sensitivity to Land Surfaces in the Canadian Ensemble–Variational System. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 55(3):561–578.
- Edwards, J. (2010). Assessment of numerical weather forecasts using satellite land surface temperatures. In *19th Symposium on Boundary Layers and Turbulence, Keystone, Colorado*.
- English, S. J. (2008). The importance of accurate skin temperature in assimilating radiances from satellite sounding instruments. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 46(2):403–408.
- Eyre, J. (1991). A fast radiative transfer model for satellite sounding systems. ECMWF Research Department Technical Memorandum,

- European Centre for Medium Range Weather Forecasts. *Reading, UK.*
- Faroux, S., Masson, V., and Roujean, J.-L. (2007). ECOCLIMAP-II: a climatologic global data base of ecosystems and land surface parameters at 1 km based on the analysis of time series of VEGETATION data. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2007. IGARSS 2007. IEEE International*, pages 1008–1011. IEEE.
- Fischer, C., Montmerle, T., Berre, L., Auger, L., and ŠTEFĂNESCU, S. E. (2005). An overview of the variational assimilation in the ALADIN/France numerical weather-prediction system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(613):3477–3492.
- Freitas, S. C., Trigo, I. F., Bioucas-Dias, J. M., and Gottsche, F.-M. (2010). Quantifying the uncertainty of land surface temperature retrievals from SEVIRI/Meteosat. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 48(1):523–534.
- Giard, D. and 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.
- Guedj, S., Karbou, F., and Rabier, F. (2011). Land surface temperature estimation to improve the assimilation of SEVIRI radiances over land. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D14).
- Guidard, V., Fischer, C., Nuret, M., and Džedžić, A. (2006). Evaluation of the ALADIN 3D-VAR with observations of the MAP campaign. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 92(3-4):161–173.
- Guidard, V., Fourrié, N., Brousseau, P., and Rabier, F. (2011). Impact of IASI assimilation at global and convective scales and challenges for the assimilation of cloudy scenes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(661):1975–1987.
- 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.
- Hocking, J. (2014). Interpolation methods in the RTTOV radiative transfer model. Technical report, Forecasting Research Technical report.
- Hocking, J., Rayer, P., Rundle, D., Saunders, R., Matricardi, M., Geer, A., Brunel, P., and Vidot, J. (2013). RTTOV v11 users guide, NWP-SAF report, Met. Technical report, MetOffice.
- Hong, S., Shin, I., and 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.
- Hu, T., Liu, Q., Du, Y., Li, H., Wang, H., and Cao, B. (2015). Analysis of the land surface temperature scaling problem: A case study of airborne and satellite data over the heihe basin. *Remote Sensing*, 7(5):6489–6509.
- Hu, Z. and Islam, S. (1997). A framework for analyzing and designing scale invariant remote sensing algorithms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 35(3):747–755.
- Jin, M. (2004). Analysis of land skin temperature using AVHRR observations. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(4):587.
- Jin, M. and Dickinson, R. E. (2010). Land surface skin temperature climatology: benefitting from the strengths of satellite observations. *Environmental Research Letters*, 5(4):044004.
- Karbou, F., Gérard, É., and Rabier, F. (2006). Microwave land emissivity and skin temperature for AMSU-A and-B assimilation over land. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132(620):2333–2355.
- Kerr, Y. H., Lagouarde, J. P., Nerry, F., and Ottlé, C. (2004). Land surface temperature retrieval techniques and applications. *Thermal remote sensing in land surface processes*, pages 33–109.
- Lafore, J. P., Stein, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron, J., Fischer, C., Héreil, P., Mascart, P., Masson, V., et al. (1997). The Meso-NH atmospheric simulation system. part I: Adiabatic formulation and control simulations. In *Annales Geophysicae*, volume 16, pages 90–109. Springer.
- Lutz, H.-J. and König, M. (2008). The use of surface emissivity information within the Meteosat Second Generation Meteorological product generation. In *Proceedings of the 2008 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference*, pages 8–12. Citeseer.
- Masson, V. (2000). A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Boundary-layer meteorology*, 94(3):357–397.
- Masson, V., Champeaux, J.-L., Chauvin, F., Meriguet, C., and Lacaze, R. (2003). A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *Journal of climate*, 16(9):1261–1282.
- Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouyssel, F., et al. (2013). The surfexv7. 2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development*, 6:929–960.
- Matricardi, M. (2009). Technical Note: An assessment of the accuracy of the RTTOV fast radiative transfer model using IASI data. Technical Report 18, ECMWF.
- Matricardi, M., Chevallier, F., Kelly, G., and Thépaut, J.-N. (2004). An improved general fast radiative transfer model for the assimilation of radiance observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(596):153–173.
- McAtee, B., Prata, A., and Lynch, M. (2003). The angular behavior of emitted thermal infrared radiation (8–12 μ m) at a semiarid site. *Journal of applied meteorology*, 42(8):1060–1071.
- McNally, A. and Watts, P. (2003). A cloud detection algorithm for high-spectral-resolution infrared sounders. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 129(595):3411–3423.
- Niclòs, R., Valiente, J. A., Barberà, M. J., Estrela, M. J., Galve, J. M., and Caselles, V. (2009). Preliminary results on the retrieval of land surface temperature from MSG-SEVIRI data in eastern spain. In *Proceedings, EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, Bath, UK*.
- Noilhan, J. and Mahfouf, J.-F. (1996). The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global and planetary Change*, 13(1):145–159.
- Noilhan, J. and Planton, S. (1989). A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, 117(3):536–549.
- Norman, J. M. and Becker, F. (1995). Terminology in thermal infrared remote sensing of natural surfaces. *Remote Sensing Reviews*, 12(3-4):159–173.
- Pavelin, E. and Candy, B. (2014). Assimilation of surface-sensitive infrared radiances over land: Estimation of land surface temperature and emissivity. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140(681):1198–1208.
- Saunders, R., Hocking, J., Rayer, P., Matricardi, M., Geer, A., Bormann, N., Brunel, P., Karbou, F., and Aires, F. (2012). RTTOV-10 science and validation report. *EUMETSAT, NWPSAT-MO-TV-023*, page 31.
- Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bénard, P., Bouttier,

- F., Lac, C., and Masson, V. (2011). The AROME-France convective-scale operational model. *Monthly Weather Review*, 139(3):976–991.
- Sun, Y. (2011). Retrieval and application of land surface temperature. *Term Paper*, pages 1–27.
- Trigo, I., Freitas, S., Bioucas-Dias, J., Barroso, C., Monteiro, I., and Viterbo, P. (2009). Algorithm theoretical basis document for land surface temperature (1st). *LSA-4 (MLST)*.
- Trigo, I. F., Dacamara, C. C., Viterbo, P., Roujean, J.-L., Olesen, F., Barroso, C., Camacho-de Coca, F., Carrer, D., Freitas, S. C., Garcia-Haro, J., et al. (2011). The satellite application facility for land surface analysis. *International Journal of Remote Sensing*, 32(10):2725–2744.
- Vincensini, A. (2013). *Contribution de IASI à l'estimation des paramètres des surfaces continentales pour la prévision numérique du temps*. PhD thesis, École Doctorale Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (Toulouse); 159341302.
- Vogel, R. L., Liu, Q., Han, Y., and 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*, 116(D8).
- Wilks, D. S. (2011). *Statistical methods in the atmospheric sciences*, volume 100. Academic press.
- Yao, Z., Li, J., Li, J., and Zhang, H. (2011). Surface emissivity impact on temperature and moisture soundings from hyperspectral infrared radiance measurements. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50(6):1225–1235.

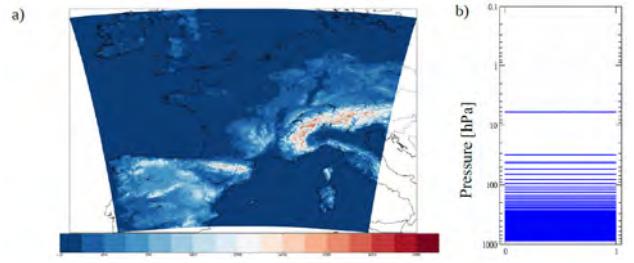


Fig. 1. The geographical domain (a) and vertical levels (b) of AROME model (colours indicate orography in the model).

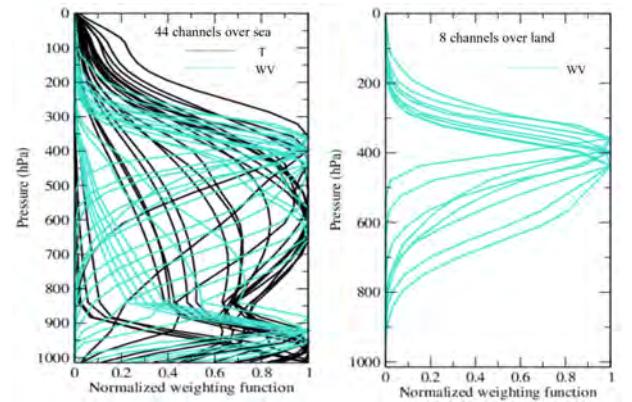


Fig. 2. Normalized weighting function of the 44 IASI channels assimilated over sea (left) and the 8 IASI channels assimilated over land (right) in AROME-France model (blue/green for water vapour channels and black for temperature channels).

Table 1. Characteristics of IASI channels selected to retrieve LST

Channels	Wavenumber (cm^{-1})	Wavelength (μm)	Jacobians of LST
1027	901.50	11.09	0.95
1191	942.50	10.61	0.91
1194	943.25	10.60	0.96
1271	962.50	10.39	0.96

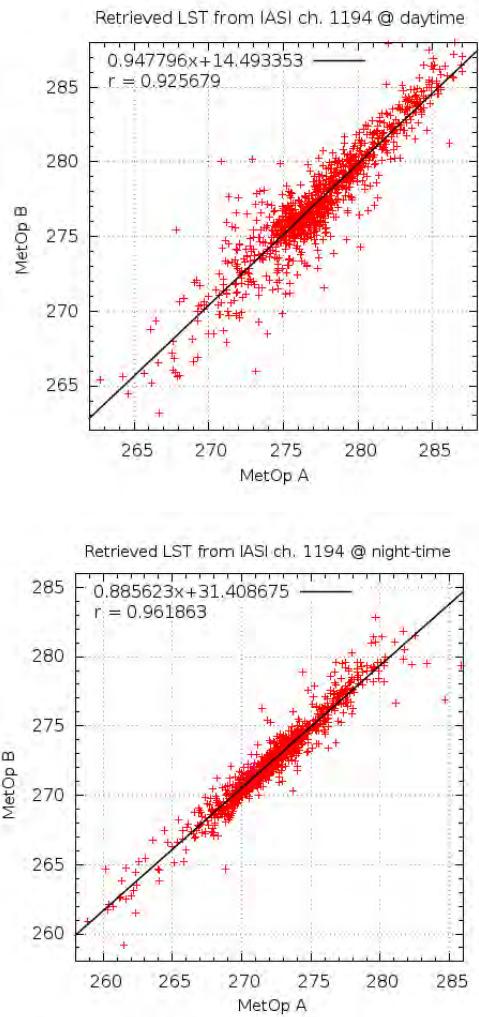


Fig. 3. Comparison of retrieved LST from IASI MetOp A against MetOp B (in Kelvin) for IASI channel 1194 during daytime (top) and at night-time (bottom) per box of 0.5° squared from 15th January to 28th February 2015.

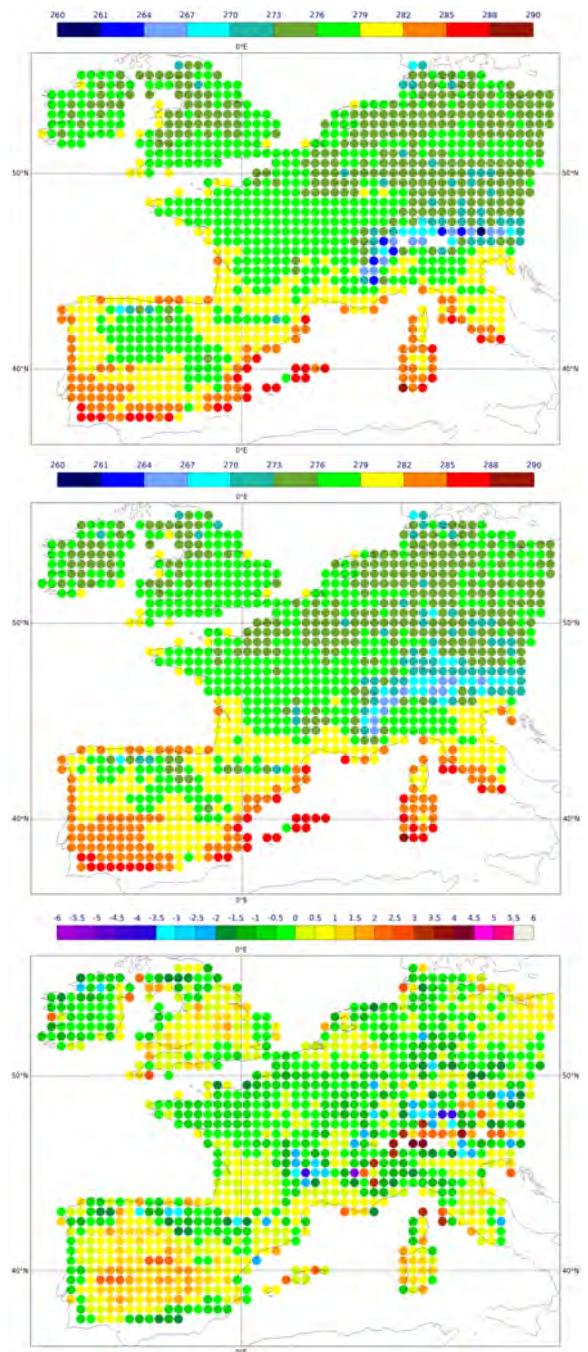


Fig. 4. Background land surface temperature (LST, top panel), retrieved LST (middle panel) from IASI and their mean difference (bottom panel, in Kelvin) averaged in boxes of 0.5° squared for IASI channel 1194 during daytime from 15th January to 28th February 2015.

Table 2. Statistics of differences between background and retrieved LST from the four IASI surface-sensitive channels per box of 0.5° squared during daytime and at night-time (in Kelvin).

Channel number	Day			Night		
	Mean	Stdev	Correlation	Mean	Stdev	Correlation
1027	0.02	1.16	0.95	0.40	1.47	0.91
1191	0.01	1.15	0.95	0.37	1.42	0.91
1194	-0.03	1.14	0.95	0.31	1.41	0.91
1271	-0.17	1.14	0.95	0.20	1.41	0.91
Total boxes number	1147			1159		

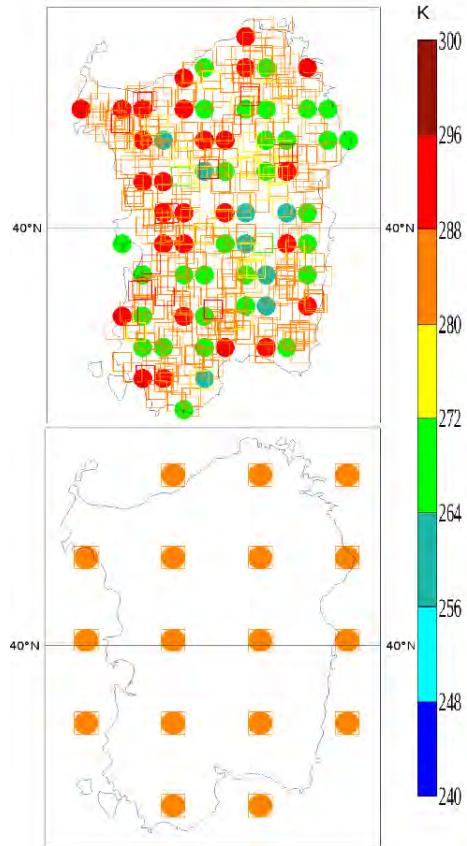


Fig. 5. Retrieved LST from IASI channel 1194 (squares) and SEVIRI channel 06 (circles) for all observations (top) and their mean retrieved LST by box of 0.5° squared (bottom) (in Kelvin) over Sardinia during daytime from 15th January to 28th February 2015.

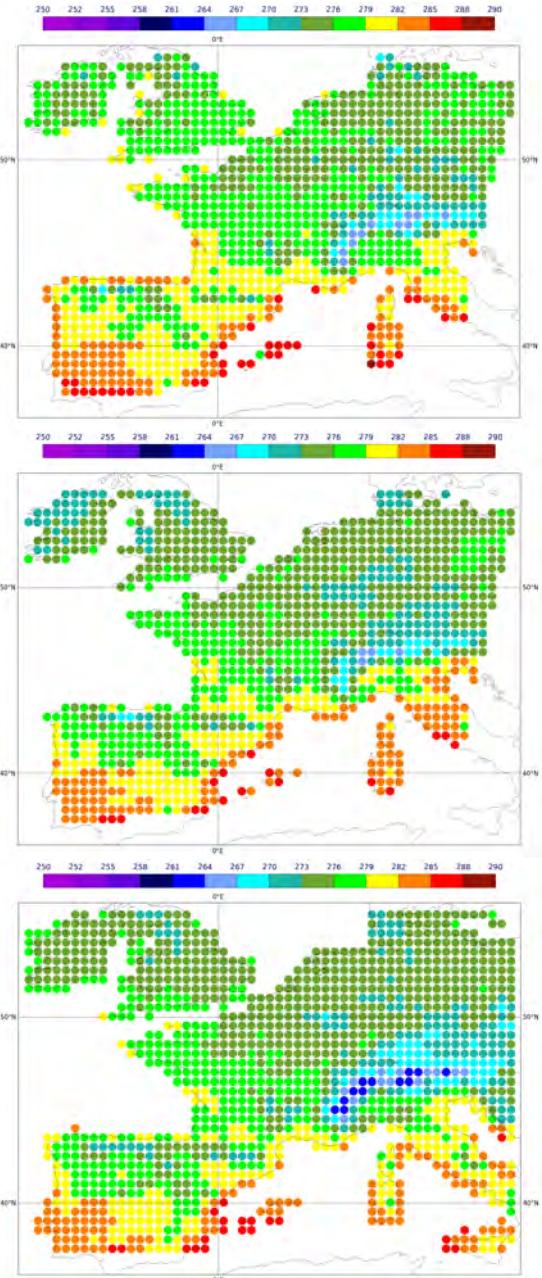


Fig. 6. Comparison between retrieved LST from IASI channel 1194 (top), SEVIRI channel 06 (middle) and AVHRR channel 4 & 5 (combined data, bottom) (in Kelvin) by box of 0.5° squared during daytime from 15th January to 28th February 2015.

Table 3. Statistics of differences between retrieved LST from IASI, SEVIRI channel 06 (S line) and AVHRR (A line) during daytime and at night-time (in Kelvin) by box of 0.5° squared.

IASI Channel number	Day			Night		
	Mean	Stdev	Correlation	Mean	Stdev	Correlation
1027	S 0.85	1.63	0.91	1.32	1.03	0.95
	A 1.48	1.26	0.95	1.56	1.50	0.91
1191	S 0.86	1.62	0.91	1.34	1.03	0.95
	A 1.49	1.26	0.95	1.59	1.50	0.91
1194	S 0.90	1.63	0.91	1.41	1.04	0.95
	A 1.54	1.26	0.95	1.65	1.50	0.91
1271	S 1.03	1.62	0.91	1.50	1.03	0.95
	A 1.66	1.26	0.95	1.74	1.50	0.91
Ts eb	S 1.23	1.70	0.90	2.32	1.56	0.90
	A 1.63	1.56	0.91	1.96	1.50	0.91
Total boxes number	S 1083			1084		
boxes number A	1153			1162		

Table 4. Assimilation experiment details

Configuration	LST used in IASI simulations	Emissivity	# of IASI channels assimilated over land/sea
REF	forecast	0.98	8 / 44
EXP	retrieval from IASI channel 1194	atlas	8 / 44
EXP-FULL	retrieval from IASI channel 1194	atlas	43 / 44

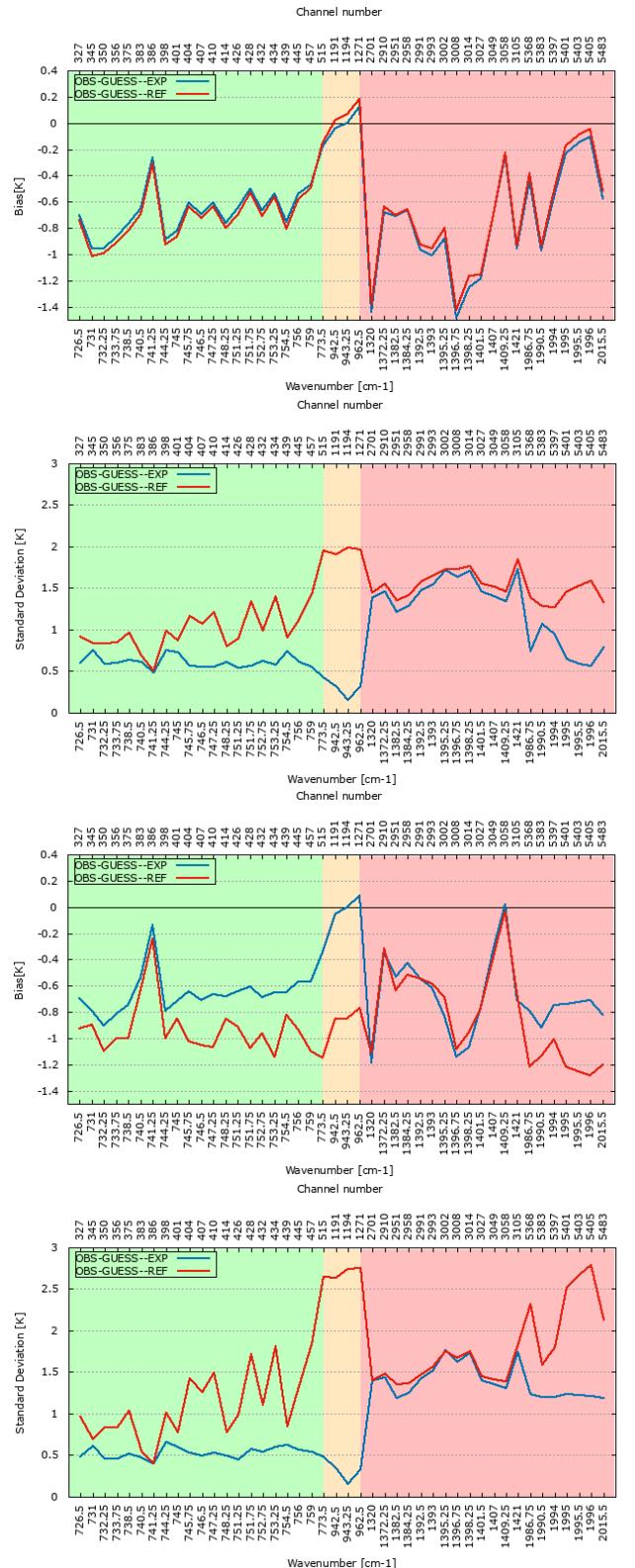


Fig. 7. Bias and standard deviation between observation and background simulations (Obs-Guess) of EXP (blue) and REF (red) during daytime (the first two panels) and at night-time (the second two panels) for all IASI clear observations according to AVHRR cloud cover and the 44 IASI channels activated over land from 15th January to 28th February 2015. (green=Temperature, orange=window, red=Water-Vapour)

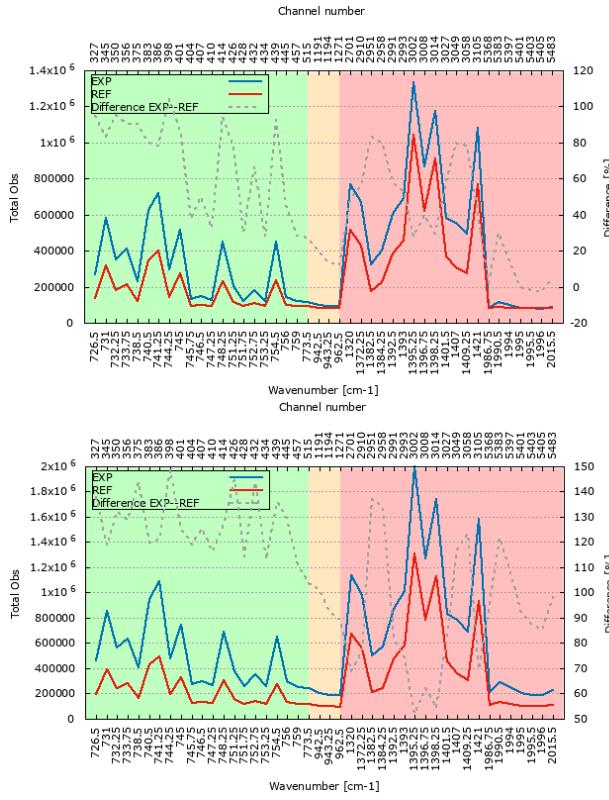


Fig. 8. Total number of clear channels following McNally & Watts algorithm within clear pixels according to AVHRR cloud cover over land during daytime (top) and at night-time (bottom) from 15th January to 28th February 2015. (green=Temperature, orange=window, red=Water-Vapour)

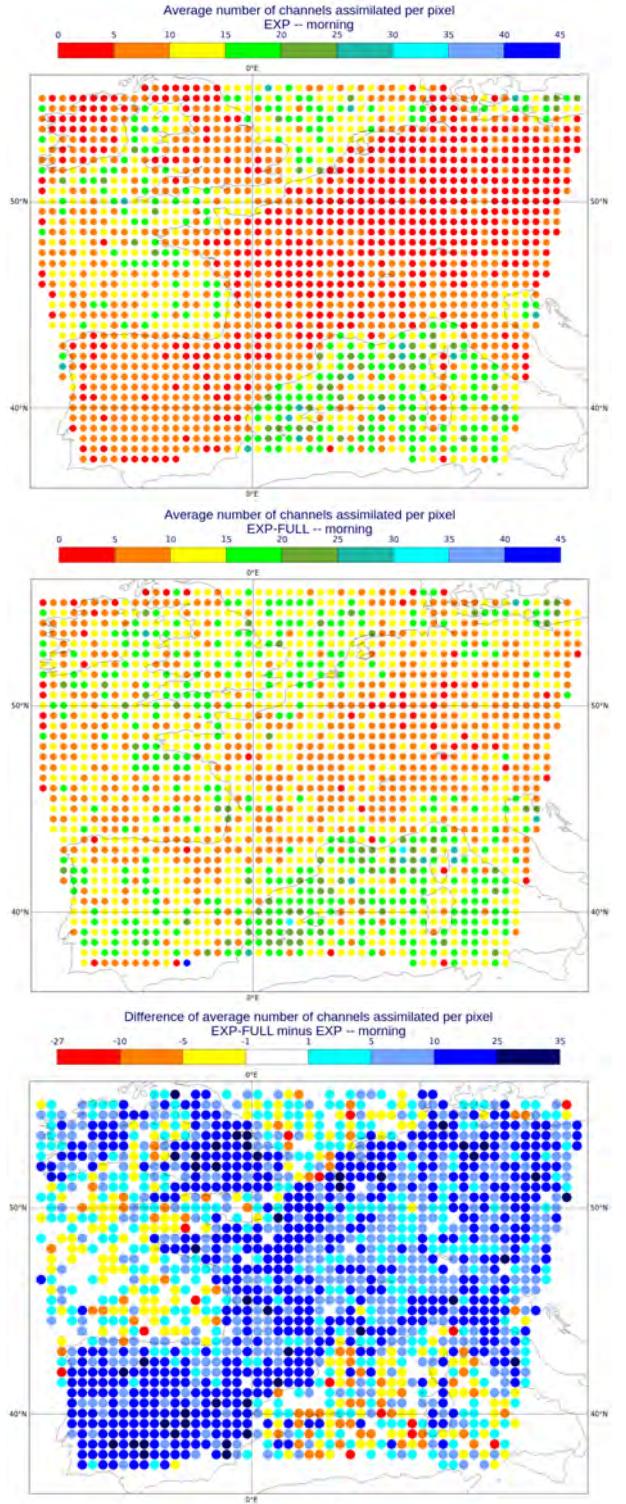


Fig. 9. Number of assimilated channels of EXP (top), EXP-FULL (middle) and their mean difference (bottom) per box of 0.5° squared during daytime from 15th January to 28th February 2015.

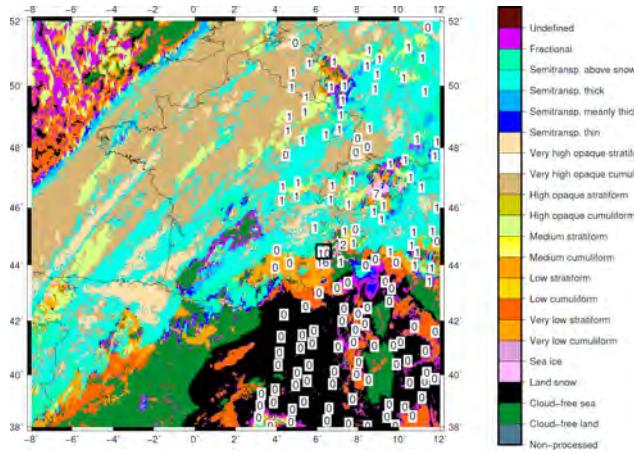


Fig. 10. Difference in the number of assimilated channels in EXP-FULL minus REF at the first analysis cycle for which IASI is present in the assimilation compared to Meteosat Second Generation cloud classification imagery for the 15th January 2015 at 09 UTC. The black square represent the location of the point where 10 IASI channels were added in southeast France.

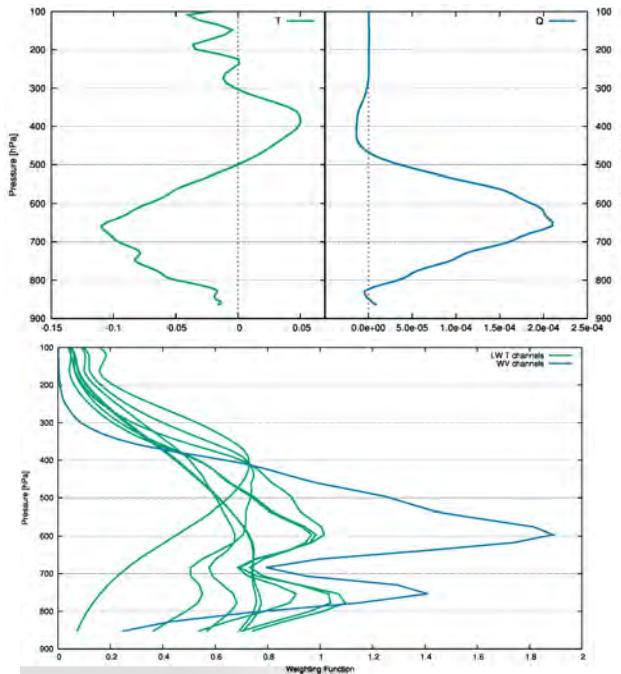


Fig. 11. Profiles of analysis increment differences of temperature and specific humidity (EXP-FULL minus REF, first panel) and the weighing function of the additional 10 IASI channels assimilated in EXP-FULL (second panel) at location (44.25°N, 6.19°E, the black square in Figure 9) for the 15th January 2015 at 09 UTC.

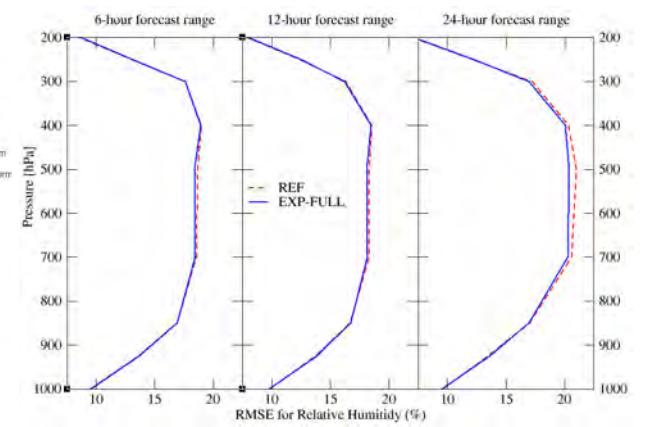


Fig. 12. Forecast scores of relative humidity of REF and EXP-FULL at 6h, 12h and 24h forecast range calculated against ECMWF analyses for verification. Results are given in terms of RMSE of REF in red and EXP-FULL in blue from 15th January to 28th February 2015.

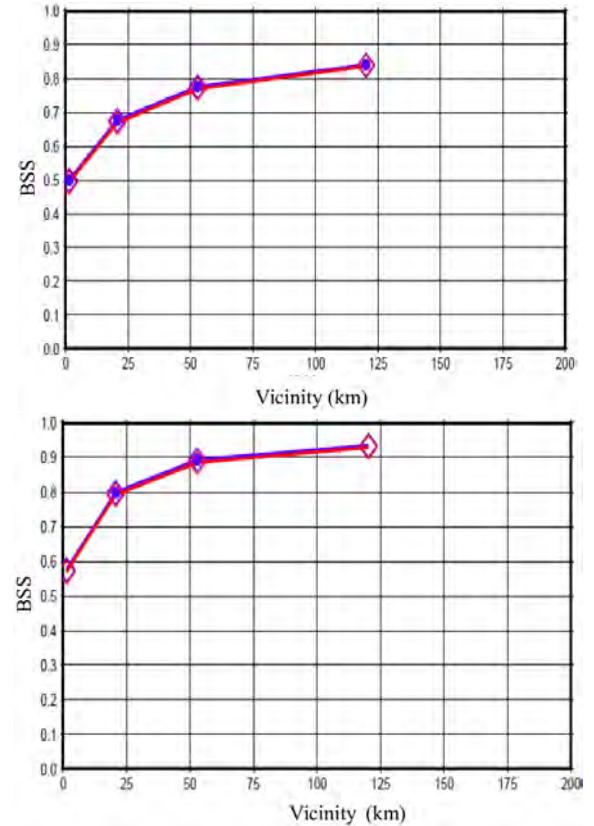


Fig. 13. 24h rainfall amount for EXP (in red) and EXP-FULL (in blue) forecasted from the 0h analyses were verified against rain gauges with the Brier Skill Score (BSS) (threshold of 0.2mm (top) and 20mm (bottom)) from 16th January to 02th March 2015.

Table 5. IASI channels assimilated in operation over sea and land in AROME model

Channels	Wavenumber (cm^{-1})	Over sea	Over land
327	726.5	x	
345	731	x	
350	732.25	x	
356	733.75	x	
375	738.5	x	
383	740.5	x	
386	741.25	x	
398	744.25	x	
401	745	x	
404	745.75	x	
407	746.5	x	
410	747.25	x	
414	748.25	x	
426	751.25	x	
428	751.75	x	
432	752.75	x	
434	753.25	x	
439	754.5	x	
445	756	x	
457	759	x	
515	773.5	x	
1191	942.5	x	
1194	943.25	x	
1271	962.5	x	
2701	1320	x	x
2910	1372.25	x	x
2951	1382.5	x	
2958	1384.25	x	
2991	1392.5	x	x
2993	1393	x	x
3002	1395.25	x	x
3008	1396.75	x	x
3014	1398.25	x	x
3027	1401.5	x	x
3049	1407	x	
3058	1409.25	x	
3105	1421	x	
5368	1986.75	x	
5383	1990.5	x	
5397	1994	x	
5401	1995	x	
5403	1995.5	x	
5405	1996	x	
5483	2015.5	x	

CHAPITRE 6

Conclusion et perspectives

Résumé des objectifs et principaux résultats

Une composante essentielle de la prévision numérique du temps est l'analyse de l'atmosphère, étape nécessaire à la définition des conditions initiales de la prévision. Cette analyse utilise les données in-situ ainsi que les observations satellitaires. Ces observations apportent des informations précieuses sur la surface de la Terre et sur son atmosphère. Néanmoins, les observations satellitaires demeurent sous-exploitées jusqu'à présent par les centres de PNT essentiellement dans la prévision des paramètres de surface (e.g., Ts et émissivité de surface) et des nuages. En effet, les radiances infrarouges sensibles à la basse troposphère et à la surface au-dessus des continents sont fortement affectées par la variation de ces paramètres de surface et par la présence des nuages. Ceci conduit très souvent à des écarts, parfois importants, entre les observations et les simulations conduisant ainsi à un rejet massif des observations satellitaires. L'objectif principal de cette thèse est donc d'étudier la faisabilité d'utiliser la Ts restituée à partir des radiances IASI pour l'assimilation de canaux IASI additionnels sur terre. En poursuivant les travaux de thèse de [Guedj et al., 2011] et de [Vincensini, 2013], la Ts a été restituée à partir des radiances IASI selon la méthode mono-canal en inversant l'équation du transfert radiatif [Karbou et al., 2006] et en utilisant le modèle RTTOV [Hocking et al., 2013] et l'atlas d'émissivité de l'Université du Wisconsin [Borbas et al., 2007].

Cinq canaux IASI sensibles à la surface ont été choisis à partir des 314 canaux IASI sélectionnés par [Collard, 2007] pour la PNT et utilisés en opérationnel à Météo-France dans le but d'améliorer les analyses dans les basses couches de l'atmosphère, essentiellement les analyses de température et d'humidité. La première partie du travail s'est concentrée sur l'identification du canal IASI le plus approprié à la restitution des Ts parmi les cinq canaux IASI sélectionnés. Les Ts restituées à partir de IASI Metop A & B ont été comparées au début pour être sûre de restituer des Ts similaires avant de combiner les deux observations. Le résultat de ces comparaisons a donné de faibles différences entre les deux Ts restituées (issues de IASI Metop A & B) avec des écarts-types aux alentours de 1.5 K de jour et de nuit et de très bonnes corrélations supérieures à 0.94. Les Ts restituées à partir des cinq canaux IASI sélectionnés ont été ensuite comparées aux Ts de l'ébauche (prévision à courte échéance du modèle AROME). Ces comparaisons ont fourni des écarts-types d'environ 1.5 K et des corrélations de 0.93 de jour et de nuit et ont

permis de supprimer le canal IASI 1884 qui avait un comportement différent du fait de sa fenêtre atmosphérique éloignée des quatre autres canaux. Pour finaliser le choix du canal IASI le plus approprié à la restitution de la Ts à partir des quatre canaux IASI restant, j'ai réalisé une série de comparaisons entre les Ts restituées à partir des différents canaux IASI, SEVIRI et AVHRR. De jour, les statistiques obtenues ont donné des grandeurs proches entre les Ts restituées à partir des trois instruments (des écarts-types de 1.5 K et des corrélations de 0.93). De nuit, la comparaison entre les Ts restituées à partir de IASI et SEVIRI a montré des résultats légèrement meilleurs que ceux entre les Ts restituées à partir de IASI et AVHRR avec des écarts-types de 1 K et des corrélations de 0.95 pour le premier cas et, respectivement, 1.5 K et 0.91 pour le second cas. Le résultat des comparaisons des Ts à partir de IASI, SEVIRI et AVHRR est jugé satisfaisant tenant compte que : (1) la résolution spatiale des trois instruments n'est pas la même (12 km pour IASI, 4 km pour SEVERI et 1 km pour AVHRR) ce qui conduit à une empreinte au sol et à un nombre d'observations complètement différent, (2) l'utilisation de différents algorithmes de détection nuageuse affecte également le nombre total d'observations de chaque instrument pour la restitution de la Ts et (3) la Ts AVHRR est un produit en cours d'élaboration par le LSA-SAF, des résultats meilleurs peuvent donc être escomptés après l'achèvement de ce produit. Les principales conclusions de cette première partie d'étude se résument en quatre points : (1) les Ts restituées à partir de IASI Metop A & B fournissent des résultats similaires, (2) Les Ts restituées à partir des différents canaux IASI sont meilleures que les Ts de l'ébauche (mêmes constatations pour les Ts restituées à partir de SEVIRI et AVHRR), (3) la comparaison des Ts restituées à partir de IASI et SEVIRI donne de bons résultats permettant de réfléchir à des études portant sur la complémentarité entre les satellites polaires et géostationnaires (de bons résultats aussi entre les Ts restituées à partir de IASI et AVHRR) et (4) les différentes comparaisons des Ts restituées à partir des différents canaux, dans le modèle à aire limitée AROME et dans le modèle global ARPEGE, m'ont permis de choisir le canal IASI 1194 (943.25 cm^{-1}) pour la restitution des Ts.

Dans la seconde partie de la thèse, j'ai étudié l'impact de l'utilisation des Ts restituées à partir du canal IASI 1194 sur la simulation des Tb IASI et sur l'assimilation d'autres canaux IASI sur terre dans le modèle AROME. Les Ts restituées à partir du canal IASI 1194 ont donc été introduites dans le modèle RTTOV afin d'améliorer les simulations des autres canaux IASI sensibles à la surface. J'ai étudié l'impact sur les simulations en comparant les biais et les écarts-types de Obs-Guess de EXP (utilise la Ts restituée et l'atlas d'émissivité) et de REF (utilise la Ts de l'ébauche et l'émissivité constante égale à 0.98) en me concentrant sur les résultats sans correction de biais. Les biais de Obs-Guess de EXP étaient toujours proches de zéro pour les canaux sensibles à la surface de jour et de nuit. Le résultat des écarts-types était encore plus frappant puisqu'ils étaient fortement réduits dans

EXP par rapport à REF avec une large différence sur les canaux sensibles à la surface : réduction de jour de 1.8 K et de nuit de 2.4 K pour les canaux sensibles à la surface contre, respectivement, 0.25 K et 0.3 K pour les autres canaux. Le résultat des biais avec correction de biais montre que cette dernière n'est pas tout à fait précise sur terre et qu'elle mériterait des études plus poussées si on souhaite tirer un maximum de profit de la méthodologie développée dans le cadre de cette étude. J'ai ensuite évalué l'impact sur la détection nuageuse issue de l'algorithme de [McNally and Watts, 2003]. J'ai trouvé que les Ts restituées avant la simulation des Tb permettent de détecter plus de canaux atmosphériques clairs dans EXP comparé à REF (le nombre de canaux clairs à l'intérieur des pixels clairs donnés par l'AVHRR a augmenté d'environ 90% pour les canaux sensibles à la surface de nuit). Enfin, j'ai testé l'impact d'utiliser à la fois la Ts restituée à partir du canal IASI 1194, l'atlas d'émissivité et les 44 canaux assimilés sur mer, sur l'augmentation des canaux IASI assimilés sur terre dans le modèle AROME (configuration EXP-FULL). L'utilisation sur terre des 44 canaux IASI assimilés sur mer a montré que le nombre de canaux IASI assimilés par pixel a fortement augmenté sur terre avec un nombre moyen allant de 10-20 dans EXP (jour et nuit) à 30-40 (de jour) et jusqu'à 45 (de nuit) dans EXP-FULL. L'impact de l'assimilation de ces canaux supplémentaires était neutre à positif sur les analyses et les prévisions du modèle AROME. Pour les prévisions, un impact légèrement positif a été observé sur l'humidité relative (l'erreur quadratique moyenne de EXP-FULL a été réduite de 0.05% par rapport à REF dans les basses couches de l'atmosphère. L'amélioration a persisté jusqu'à 24h de prévision), sur la température à 24h et sur le vent à 12h également dans les basses couches de l'atmosphère. Des résultats comparables ont été trouvés dans le modèle global ARPEGE.

Les études menées tout au long de cette thèse ont permis de mieux comprendre la problématique de l'assimilation des radiances infrarouges au-dessus des surfaces continentales et d'améliorer l'assimilation des observations IASI sur terre dans les modèles de PNT de Météo-France (AROME et ARPEGE). Aussi, elles ont apporté quelques réponses sur l'impact de l'utilisation d'une modélisation de surface plus réaliste dans les analyses et les prévisions du modèle AROME. La restitution des Ts a été intégrée en mode diagnostique dans la chaîne opérationnelle de Météo-France au début 2017. Ce travail de thèse a également donné lieu à un séjour scientifique de trois mois au CEPMMT portant sur une initialisation à l'assimilation des radiances IASI sur terre et glace de mer, ainsi qu'à d'autres visites scientifiques de courte durée (GMAO/NASA, JCSDA/NOAA et MetOffice/UK) et à plusieurs communications :

1 publication

- Boukachaba, N., Guidard, V., Fourrié, N., 2017. Toward an improved assimilation of IASI over continents in the convective scale AROME France model. Soumis à Tellus A.

2 actes de conférences

- Boukachaba, N., Guidard, V., Fourrié, N., 2015. Improved assimilation of IASI land surface temperature data over continents in the convective scale AROME France model. The 20th International TOVS Study Conference. 28 October - 3 November 2015, Lake Geneva, Wisconsin, USA. https://cimss.ssec.wisc.edu/itwg/itsc/itsc20/papers/10_03_boukachaba_paper.pdf
- Boukachaba, N., Guidard, V., Fourrié, N., 2015. Land surface temperature retrieval from IASI for assimilation over the AROME-France domain. EUMETSAT Meteorological Satellite Conference. September 21-25, 2015, Toulouse, France. http://www.eumetsat.int/website/home/News/ConferencesandEvents/DAT_2305526.html

Et 7 communications orales lors de conférences internationales

- Fourrié, N., Guidard, V., Boukachaba, N., Farouk, I., 2017. Toward a better use of IASI over land and in cloudy areas in Météo-France NWP models at global and meso scales. 7th International WMO Symposium on Data Assimilation. 11-15 September, 2017, Florianópolis, Brazil.
- Fourrié, N., Guidard, V., Boukachaba, N., BIRMAN, C., 2017. Toward a better use of Infrared radiances over land in NWP models at global and meso scales. The 1st International Surface Working Group. 19-20 July, 2017, Monterey, California, USA.
- Boukachaba, N., Guidard, V., Fourrié, N., 2016. Improvement of the assimilation of IASI radiances over land in the regional numerical weather prediction AROME-France model. EUMETSAT Meteorological Satellite Conference. 26-30 September 2016, Darmstadt, Germany.
- Boukachaba, N., Guidard, V., Fourrié, N., 2016. Assimilation of IASI surface-sensitive channels over land at convective scale AROME Model. The 4th IASI Conference. 11-15 April 2016, Antibes Juan-les-Pins, France.
- Boukachaba, N., Guidard, V., Fourrié, N., 2016. The improvement of assimilation of IASI surface-sensitive channels over land at convective scale AROME Model. The 4th edition of “Remote Sensing and Modeling of Surface properties (RSMSP)” workshop. 14-16 March 2016, Grenoble, France.
- Boukachaba, N., Guidard, V., Fourrié, N., 2015. Improved assimilation of IASI land surface temperature data over continents in the convective scale AROME France model. The 20th International TOVS Study Conference. 28 October-3 November 2015, Lake Geneva, Wisconsin, USA.
- Boukachaba, N., Guidard, V., Fourrié, N., 2015. Land surface temperature retrieval from IASI for assimilation over the AROME-France domain. EUMETSAT Meteorological Satellite Conference. September 21-25, 2015, Toulouse, France.

Quelques perspectives futures

L'assimilation de IASI dans le modèle AROME est déjà assez avancée, mais plus de recherches doivent être menées pour permettre d'accroître son utilisation sur terre (qui représente 57% du domaine AROME). La méthodologie développée pour IASI, dans le cadre de cette thèse, peut être facilement étendue à CrIS (Cross-track Infra-red Sounder) et utilisée dans la préparation de l'assimilation sur terre des observations issues de la nouvelle génération des sondeurs hyperspectraux tels que IASI-NG (IASI Next Generation) et IRS (Infra-Red Sounder). IRS fournira ainsi pour la première fois des mesures dans des milliers de canaux, à haute fréquence temporelle (toutes les 30 minutes) sur l'Europe, ce qui sera particulièrement intéressant pour l'assimilation dans AROME. Cette haute résolution spectrale et temporelle permettra aussi d'étudier de plus près la variation de la Ts et de l'émissivité de surface sur des zones particulières telles que la Péninsule Ibérique.

L'amélioration de la correction de biais sur terre et la sélection d'autres canaux IASI au-dessus des surfaces continentales sont également des thèmes à approfondir. En effet, les radiances sensibles aux basses couches de l'atmosphère ont des erreurs d'observations fortement corrélées. Actuellement ces corrélations sont négligées et les erreurs sont supposées indépendantes. Il serait donc intéressant de les prendre en compte en suivant l'approche de [Guedj et al., 2014] développée pour l'étude du futur sondeur IRS. Il faudra donc mener davantage d'études pour quantifier et qualifier les corrélations existantes dans les radiances IASI, puis élaborer une sélection d'informations afin d'assimiler des canaux pertinents, sur mer et sur terre. L'étude de l'impact de l'utilisation d'une émissivité dynamique (au lieu de l'émissivité constante ou de l'atlas d'émissivité) sur les restitutions de la Ts est un volet de recherche très intéressant aussi. Les méthodes de restitution simultanée de Ts et d'émissivité de surface pourraient être exploitées pour ce faire.

Dans l'optique d'une utilisation conjointe des sondeurs à bord des satellites défilants et géostationnaires, les étapes précédentes devront être répétées pour des simulations d'observations des futurs instruments innovants IASI-NG et IRS. La très haute résolution spectrale de IASI-NG devrait apporter un contenu d'informations inégalé dans les basses couches et à l'interface troposphère-stratosphère. Il faudra étudier quelle sera la meilleure utilisation en synergie de IASI-NG et IRS dans AROME pour tirer profit des meilleures parties de ces deux instruments. L'étude de la synergie entre les infrarouges et les micro-ondes serait aussi profitable. Ceci permettra d'optimiser l'utilisation des deux sources de données, de comparer les Ts restituées et les émissivités de surface dans différentes longueurs d'onde et de contourner le problème de la détection nuageuse. En même temps, il serait important d'estimer les erreurs de restitution de la Ts à partir des différents capteurs (polaires/géostationnaires, IR/ μ O) en intégrant toutes les sources d'erreur depuis les observations jusqu'aux restitutions en passant par le modèle. Ces efforts permet-

tront d'avoir un meilleur couplage surface/atmosphère et une meilleure description des basses couches (en termes de température et d'humidité). L'idée est d'utiliser directement la Ts du modèle de surface dans la simulation des Tb et d'utiliser l'assimilation des Ts restituées à partir des sondeurs satellitaires pour corriger la Ts dans le modèle de surface et le modèle atmosphérique.

D'autres perspectives futures sont tout à fait envisageables, telles que : (1) l'étude de la variation temporelle de la Ts (avec un intérêt particulier au cycle diurne et à la variation saisonnière), (2) l'étude de la dépendance à l'angle de visée des inter-comparaisons entre les capteurs polaires et géostationnaires (e.g., l'étude de la variation de l'émissivité de surface en fonction de l'angle de visée peut être très intéressante), (3) l'étude de l'impact des aérosols sur les Ts restituées (surtout lors des tempêtes de sable).

Bibliographie

- [Amante and Eakins, 2009] Amante, C. and Eakins, B. W. (2009). *ETOPO1 1 arc-minute global relief model : procedures, data sources and analysis*. US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Environmental Satellite, Data, and Information Service, National Geophysical Data Center, Marine Geology and Geophysics Division Colorado. (Cité en page 73.)
- [Anderson et al., 2008] Anderson, M., Norman, J., Kustas, W., Houborg, R., Starks, P., and Agam, N. (2008). A thermal-based remote sensing technique for routine mapping of land-surface carbon, water and energy fluxes from field to regional scales. *Remote Sensing of Environment*, 112(12) :4227–4241. (Cité en pages 3 et 42.)
- [Arnfield, 2003] Arnfield, A. J. (2003). Two decades of urban climate research : a review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island. *International journal of climatology*, 23(1) :1–26. (Cité en page 42.)
- [Atitar and Sobrino, 2009] Atitar, M. and 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. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 6(1) :122–126. (Cité en page 45.)
- [Auligné et al., 2007] Auligné, T., McNally, A., and Dee, D. (2007). Adaptive bias correction for satellite data in a numerical weather prediction system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133(624) :631–642. (Cité en pages 38 et 82.)
- [Barducci and Pippi, 1996] Barducci, A. and Pippi, I. (1996). Temperature and emissivity retrieval from remotely sensed images using the "grey body emissivity" method. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34(3) :681–695. (Cité en page 48.)
- [Becker, 1987] Becker, F. (1987). The impact of spectral emissivity on the measurement of land surface temperature from a satellite. *International Journal of Remote Sensing*, 8(10) :1509–1522. (Cité en pages 42 et 45.)
- [Becker and Li, 1990] Becker, F. and Li, Z.-L. (1990). Towards a local split window method over land surfaces. *Remote Sensing*, 11(3) :369–393. (Cité en pages 42, 45 et 46.)
- [Berk et al., 1987] Berk, A., Bernstein, L. S., and Robertson, D. C. (1987). Modtran : A moderate resolution model for lowtran. Technical report, DTIC Document. (Cité en page 43.)
- [Best et al., 2004] Best, M., Beljaars, A., Polcher, J., and Viterbo, P. (2004). A proposed structure for coupling tiled surfaces with the planetary boundary layer. *Journal of Hydrometeorology*, 5(6) :1271–1278. (Cité en page 37.)

- [Bjerknes, 1904] Bjerknes, V. (1904). The problem of weather prediction, as seen from the standpoints of mechanics and physics. *Meteorologische Zeitschrift*. (Cité en page 28.)
- [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. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 43(11) :2535–2546. (Cité en page 50.)
- [Bloom, 2001] Bloom, H. J. (2001). The Cross-track Infrared Sounder (CrIS) : a sensor for operational meteorological remote sensing. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2001. IGARSS'01. IEEE 2001 International*, volume 3, pages 1341–1343. IEEE. (Cité en page 5.)
- [Blumstein et al., 2004] Blumstein, D., Chalon, G., Carlier, T., Buil, C., Hebert, P., Maciaszek, T., Ponce, G., Phulpin, T., Tournier, B., Simeoni, D., et al. (2004). IASI instrument : technical overview and measured performances. In *Optical Science and Technology, the SPIE 49th Annual Meeting*, pages 196–207. International Society for Optics and Photonics. (Cité en pages 6 et 25.)
- [Bonn and Rochon, 1992] Bonn, F. and Rochon, G. (1992). Précis de télédétection, volume 1 : Principes et méthodes, aupelf-uref, coll. *Presses Universitaires du Québec, Montréal*. (Cité en page 14.)
- [Borbas et al., 2007] Borbas, E., Knuteson, R. O., Seemann, S. W., Weisz, E., Moy, L., and Huang, H.-L. (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*, volume 47. (Cité en pages 7 et 121.)
- [Borbas and Ruston, 2010] Borbas, E. E. and Ruston, B. C. (2010). *The RTTOV UWIREMIS IR land surface emissivity module*. EUMETSAT. (Cité en pages 25, 42 et 44.)
- [Brousseau et al., 2008] Brousseau, P., Bouttier, F., Hello, G., Seity, Y., Fischer, C., Berre, L., Montmerle, T., Auger, L., and Malardel, S. (2008). A prototype convective-scale data assimilation system for operation : the Arome-RUC. *HIRLAM Techn. Report*, 68 :23–30. (Cité en page 35.)
- [Brousseau et al., 2016] Brousseau, P., Seity, Y., Ricard, D., and Léger, J. (2016). Improvement of the forecast of convective activity from the AROME-France system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. (Cité en page 34.)
- [Bubnová et al., 1995] Bubnová, R., Hello, G., Bénard, P., and Geleyn, J.-F. (1995). Integration of the fully elastic equations cast in the hydrostatic pressure terrain-following coordinate in the framework of the ARPEGE/Aladin NWP system. *Monthly Weather Review*, 123(2) :515–535. (Cité en page 35.)
- [Campbell and Wynne, 2011] Campbell, J. B. and Wynne, R. H. (2011). *Introduction to remote sensing*. Guilford Press. (Cité en page 23.)

- [Cayla, 2001] Cayla, F.-R. (2001). L'interféromètre IASI-un nouveau sondeur satellitaire haute résolution. *Société météorologique de France, Paris, France.* (Cité en pages 25 et 27.)
- [Chahine et al., 2001] Chahine, M., Aumann, H., Goldberg, M., McMillin, L., Roeskenkranz, P., Staelin, D., Strow, L., Susskind, J., and Gunson, M. (2001). AIRS-team retrieval for core products and geophysical parameters. *Algorithm theoretical basis document.* (Cité en page 50.)
- [Chaumat et al., 2009] Chaumat, L., Standfuss, C., Tournier, B., Armante, R., and Scott, N. (2009). 4A/OP reference documentation. *NOV-3049-NT-1178-v4. 0, NOVELTIS, LMD/CNRS, CNES,* page 307. (Cité en page 43.)
- [Chedin et al., 1982] Chedin, A., Scott, N., and 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(4)* :613–618. (Cité en pages 5, 43 et 46.)
- [Clerbaux et al., 2009] Clerbaux, C., Boynard, A., Clarisse, L., George, M., Hadji-Lazaro, J., Herbin, H., Hurtmans, D., Pommier, M., Razavi, A., Turquety, S., et al. (2009). Monitoring of atmospheric composition using the thermal infrared IASI/MetOp sounder. *Atmospheric Chemistry and Physics, 9(16)* :6041–6054. (Cité en page 25.)
- [Clough et al., 2005] Clough, S., Shephard, M., Mlawer, E., Delamere, J., Iacono, M., Cady-Pereira, K., Boukabara, S., and Brown, P. (2005). Atmospheric radiative transfer modeling : a summary of the AER codes. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer, 91(2)* :233–244. (Cité en page 25.)
- [Clough et al., 1992] Clough, S. A., Iacono, M. J., and Moncet, J.-L. (1992). Line-by-line calculations of Atmospheric Fluxes and Cooling Rates : Application to Water Vapor (paper 92jd01419). *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH-ALL SERIES-, 97* :15–761. (Cité en pages 24 et 25.)
- [Coll et al., 2012] Coll, C., Caselles, V., Valor, E., and Niclòs, R. (2012). Comparison between different sources of atmospheric profiles for land surface temperature retrieval from single channel thermal infrared data. *Remote Sensing of Environment, 117* :199–210. (Cité en page 43.)
- [Collard, 2007] Collard, A. (2007). Selection of IASI channels for use in numerical weather prediction. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 133(629)* :1977–1991. (Cité en pages 36, 56 et 121.)
- [Collard and McNally, 2009] Collard, A. and McNally, A. (2009). The assimilation of infrared atmospheric sounding interferometer radiances at ecmwf. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 135(641)* :1044–1058. (Cité en page 85.)
- [Courtier et al., 1998] Courtier, P., Andersson, E., Heckley, W., Vasiljevic, D., Hamrud, M., Hollingsworth, A., Rabier, F., Fisher, M., and 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 29.)
- [Courtier et al., 1994] Courtier, P., Thépaut, J.-N., and 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 33.)
- [Cressman, 1959] Cressman, G. P. (1959). An operational objective analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, 87(10) :367–374. (Cité en page 29.)
- [Crevoisier et al., 2014] Crevoisier, C., Clerbaux, C., Guidard, V., Phulpin, T., Armante, R., Barret, B., Camy-Peyret, C., Chaboureau, J.-P., Coheur, P.-F., Crépeau, L., et al. (2014). Towards IASI-New generation (IASI-NG) : impact of improved spectral resolution and radiometric noise on the retrieval of thermodynamic, chemistry and climate variables. *Atmospheric Measurement Techniques*, 7 :4367–4385. (Cité en page 27.)
- [Dash et al., 2002] Dash, P., Götsche, F.-M., Olesen, F.-S., and Fischer, H. (2002). Land surface temperature and emissivity estimation from passive sensor data : theory and practice-current trends. *International Journal of remote sensing*, 23(13) :2563–2594. (Cité en pages 4, 43 et 47.)
- [Dee, 2004] Dee, D. P. (2004). Variational bias correction of radiance data in the ECMWF system. In *Proceedings of the ECMWF workshop on assimilation of high spectral resolution sounders in NWP*, volume 28, pages 97–112. (Cité en page 38.)
- [Defourny et al., 2012] Defourny, P., Kirches, G., Brockmann, C., Boettcher, M., Peters, M., Bontemps, S., Lamarche, C., Schlerf, M., and Santoro, M. (2012). Land cover cci. *Product User Guide Version*, 2. (Cité en page 73.)
- [Delamere et al., 2004] Delamere, J., Clough, S., Mlawer, E., Boukabara, S.-A., Cady-Pereira, K., and Shepard, M. (2004). An update on radiative transfer model development at Atmospheric and Environmental Research, inc. In *Proc. 12 ARM Science Team Meeting, St. Petersburg, Florida*. (Cité en page 25.)
- [Dickinson, 1994] Dickinson, R. (1994). Satellite systems and models for future climate change. future Climates of the World : A Modelling Perspective, a. Henderson-Sellers, Ed., vol. 16, World Survey of Climatology. (Cité en page 3.)
- [Dutta et al., 2016] Dutta, S., Garand, L., and Heilliette, S. (2016). Assimilation of Infrared Radiance Observations with Sensitivity to Land Surfaces in the Canadian Ensemble–Variational System. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 55(3) :561–578. (Cité en page 6.)
- [Edwards, 1992] Edwards, D. (1992). GENLN2 : A general line-by-line atmospheric transmittance and radiance model. version 3.0 : Description and users guide. *Unknown*, 1. (Cité en page 24.)

- [Edwards, 2010] Edwards, J. (2010). Assessment of numerical weather forecasts using satellite land surface temperatures. In *19th Symposium on Boundary Layers and Turbulence. Keystone, Colorado*. (Cité en page 42.)
- [Efron and Tibshirani, 1994] Efron, B. and Tibshirani, R. J. (1994). *An introduction to the bootstrap*. CRC press. (Cité en page 91.)
- [Eyre, 1991] Eyre, J. (1991). A fast radiative transfer model for satellite sounding systems. ECMWF Research Department Technical Memorandum, European Centre for Medium Range Weather Forecasts. *Reading, UK*. (Cité en page 24.)
- [Faroux et al., 2007] Faroux, S., Masson, V., and Roujean, J.-L. (2007). ECOCLIMAP-II : a climatologic global data base of ecosystems and land surface parameters at 1 km based on the analysis of time series of VEGETATION data. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2007. IGARSS 2007. IEEE International*, pages 1008–1011. IEEE. (Cité en page 37.)
- [Fischer et al., 2005] Fischer, C., Montmerle, T., Berre, L., Auger, L., and ŠTEFĀNESCU, S. E. (2005). An overview of the variational assimilation in the ALADIN/France numerical weather-prediction system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(613) :3477–3492. (Cité en page 35.)
- [Freitas et al., 2010] Freitas, S. C., Trigo, I. F., Bioucas-Dias, J. M., and Gottsche, F.-M. (2010). Quantifying the uncertainty of land surface temperature retrievals from SEVIRI/Meteosat. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 48(1) :523–534. (Cité en pages 43 et 59.)
- [Friedl, 2002] Friedl, M. (2002). Forward and inverse modeling of land surface energy balance using surface temperature measurements. *Remote sensing of environment*, 79(2) :344–354. (Cité en page 4.)
- [Gao et al., 2013] Gao, C., Tang, B.-H., Wu, H., Jiang, X., and 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 5.)
- [Gillespie et al., 1998] Gillespie, A., Rokugawa, S., Matsunaga, T., Cothern, J. S., Hook, S., and Kahle, A. B. (1998). A temperature and emissivity separation algorithm for Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) images. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*. (Cité en page 48.)
- [Goward et al., 2002] Goward, S. N., Xue, Y., and Czajkowski, K. P. (2002). Evaluating land surface moisture conditions from the remotely sensed temperature/vegetation index measurements : An exploration with the simplified simple biosphere model. *Remote sensing of environment*, 79(2) :225–242. (Cité en page 3.)

- [Gradshteyn and Ryzhik, 2000] Gradshteyn, I. S. and Ryzhik, I. (2000). Table of integrals, series, and products. translated from the russian. translation edited and with a preface by alan jeffrey and daniel zwilinger. (Cité en page 16.)
- [GSICS, 2014] GSICS (2014). Traceability statement for IASI and AIRS. Technical report, EUMETSAT Technical Report. (Cité en page 58.)
- [Guedj et al., 2014] Guedj, S., Guidard, V., Ménétrier, B., Mahfouf, J.-F., and Rabier, F. (2014). *Future benefits of high-density radiance data from MTG-IRS in the AROME fine-scale forecast model Final Report*. PhD thesis, Météo-France & CNRS/CNRM-GAME. (Cité en page 125.)
- [Guedj et al., 2011] Guedj, S., Karbou, F., and Rabier, F. (2011). Land surface temperature estimation to improve the assimilation of SEVIRI radiances over land. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 116(D14). (Cité en pages 5, 6, 44, 59, 63 et 121.)
- [Guidard et al., 2006] Guidard, V., Fischer, C., Nuret, M., and Džiedžic, A. (2006). Evaluation of the ALADIN 3D-VAR with observations of the MAP campaign. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 92(3-4) :161–173. (Cité en page 35.)
- [Guidard et al., 2011] Guidard, V., Fourrié, N., Brousseau, P., and Rabier, F. (2011). Impact of IASI assimilation at global and convective scales and challenges for the assimilation of cloudy scenes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(661) :1975–1987. (Cité en page 36.)
- [Hansen et al., 2010] Hansen, J., Ruedy, R., Sato, M., and Lo, K. (2010). Global surface temperature change. *Reviews of Geophysics*, 48(4). (Cité en page 42.)
- [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 pages 5 et 25.)
- [Hocking, 2014] Hocking, J. (2014). Interpolation methods in the RTTOV radiative transfer model. Technical report, Forecasting Research Technical report. (Cité en page 25.)
- [Hocking et al., 2013] Hocking, J., Rayer, P., Rundle, D., Saunders, R., Matricardi, M., Geer, A., Brunel, P., and Vidot, J. (2013). RTTOV v11 users guide, NWP-SAF report, Met. Technical report, MetOffice. (Cité en pages 6, 25, 43, 44 et 121.)
- [Hong et al., 2010] Hong, S., Shin, I., and 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. (Cité en page 42.)
- [Hook et al., 1992] Hook, S. J., Gabell, A. R., Green, A. A., and Kealy, P. S. (1992). A comparison of techniques for extracting emissivity information from thermal

- infrared data for geologic studies. *Remote Sensing of Environment*, 42(2) :123–135. (Cité en page 43.)
- [Howell et al., 1969] Howell, J. R., Siegel, R., and Menguc, M. P. (1969). *Thermal radiation heat transfer*. National Aeronautics and Space Administration. (Cité en page 15.)
- [Hu et al., 2015] Hu, T., Liu, Q., Du, Y., Li, H., Wang, H., and Cao, B. (2015). Analysis of the land surface temperature scaling problem : A case study of air-borne and satellite data over the heihe basin. *Remote Sensing*, 7(5) :6489–6509. (Cité en page 3.)
- [Hu and Islam, 1997] Hu, Z. and Islam, S. (1997). A framework for analyzing and designing scale invariant remote sensing algorithms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 35(3) :747–755. (Cité en page 3.)
- [Ide et al., 1997] Ide, K., Courtier, P., Ghil, M., and Lorenc, A. C. (1997). Unified Notation for Data Assimilation : Operational, Sequential and Variational (gtSpecial IssueltData Assimilation in Meteorology and Oceanography : Theory and Practice). *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 75(1B) :181–189. (Cité en page 29.)
- [Jiang et al., 2011] Jiang, J., Liu, Q., Li, H., and Huang, H. (2011). Split-window method for land surface temperature estimation from FY-3A/VIRR data. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2011 IEEE International*, pages 305–308. Ieee. (Cité en page 5.)
- [Jiménez-Muñoz et al., 2010] Jiménez-Muñoz, J. C., Sobrino, J. A., Mattar, C., and Franch, B. (2010). Atmospheric correction of optical imagery from modis and reanalysis atmospheric products. *Remote Sensing of Environment*, 114(10) :2195–2210. (Cité en page 43.)
- [Jin, 2004] Jin, M. (2004). Analysis of land skin temperature using AVHRR observations. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(4) :587. (Cité en page 3.)
- [Karbou et al., 2006] Karbou, F., Gérard, É., and Rabier, F. (2006). Microwave land emissivity and skin temperature for AMSU-A and-B assimilation over land. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132(620) :2333–2355. (Cité en pages iii, v, 5, 6, 43, 44, 121, 153 et 154.)
- [Karnieli et al., 2010] Karnieli, A., Agam, N., Pinker, R. T., Anderson, M., Imhoff, M. L., Gutman, G. G., Panov, N., and Goldberg, A. (2010). Use of ndvi and land surface temperature for drought assessment : merits and limitations. *Journal of climate*, 23(3) :618–633. (Cité en pages 3 et 42.)
- [Kerr et al., 1992] Kerr, Y. H., Lagouarde, J. P., and Imbernon, J. (1992). Accurate land surface temperature retrieval from AVHRR data with use of an improved split window algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 41(2-3) :197–209. (Cité en page 46.)

- [Kerr et al., 2004] Kerr, Y. H., Lagouarde, J. P., Nerry, F., and Ottlé, C. (2004). Land surface temperature retrieval techniques and applications. *Thermal remote sensing in land surface processes*, pages 33–109. (Cité en pages 3 et 42.)
- [Klinker et al., 2000] Klinker, E., Rabier, F., Kelly, G., and Mahfouf, J.-F. (2000). The ecmwf operational implementation of four-dimensional variational assimilation. iii : Experimental results and diagnostics with operational configuration. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126(564) :1191–1215. (Cité en page 32.)
- [Kustas and Anderson, 2009] Kustas, W. and Anderson, M. (2009). Advances in thermal infrared remote sensing for land surface modeling. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149(12) :2071–2081. (Cité en page 3.)
- [Lafore et al., 1997] Lafore, J. P., Stein, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron, J., Fischer, C., Héreil, P., Mascart, P., Masson, V., et al. (1997). The Meso-NH atmospheric simulation system. part I : Adiabatic formulation and control simulations. In *Annales Geophysicae*, volume 16, pages 90–109. Springer. (Cité en page 35.)
- [Lakshmivarahan and Lewis, 2013] Lakshmivarahan, S. and Lewis, J. M. (2013). Nudging methods : a critical overview. In *Data Assimilation for Atmospheric, Oceanic and Hydrologic Applications (Vol. II)*, pages 27–57. Springer. (Cité en page 29.)
- [Le Moigne et al., 2009] Le Moigne, P., Boone, A., Calvet, J., Decharme, B., Farroux, S., and Gibelin, A. (2009). SURFEX scientific documentation. *Note de centre (CNRM/GMME), Météo-France, Toulouse, France*. (Cité en page 37.)
- [Li et al., 2011] Li, J., Li, Z., Jin, X., Schmit, T. J., Zhou, L., and Goldberg, M. D. (2011). Land surface emissivity from high temporal resolution geostationary infrared imager radiances : Methodology and simulation studies. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 116(D1). (Cité en page 5.)
- [Li et al., 2000] Li, Z., Petitcolin, F., and 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 :23–33. (Cité en page 47.)
- [Liang, 2001] Liang, S. (2001). An optimization algorithm for separating land surface temperature and emissivity from multispectral thermal infrared imagery. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 39(2) :264–274. (Cité en page 42.)
- [Liu et al., 2006] Liu, Y., Hiyama, T., and Yamaguchi, Y. (2006). Scaling of land surface temperature using satellite data : A case examination on ASTER and MODIS products over a heterogeneous terrain area. *Remote Sensing of Environment*, 105(2) :115–128. (Cité en page 42.)

- [Lorentz, 1900] Lorentz, H. (1900). Boltzmann's and wien's laws of radiation. *Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen Proceedings Series B Physical Sciences*, 3 :607–620. (Cité en page 16.)
- [Lutz and König, 2008] Lutz, H.-J. and König, M. (2008). The use of surface emissivity information within the Meteosat Second Generation Meteorological product generation. In *Proceedings of the 2008 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference*, pages 8–12. Citeseer. (Cité en page 59.)
- [Ma et al., 1999] Ma, X. L., Schmit, T. J., and Smith, W. L. (1999). A nonlinear physical retrieval algorithm—Its application to the GOES-8/9 sounder. *Journal of Applied Meteorology*, 38(5) :501–513. (Cité en page 43.)
- [Ma et al., 2002] Ma, X. L., Wan, Z., Moeller, C. C., Menzel, W. P., and Gumley, L. E. (2002). Simultaneous retrieval of atmospheric profiles, land-surface temperature, and surface emissivity from moderate-resolution imaging spectroradiometer thermal infrared data : Extension of a two-step physical algorithm. *Applied optics*, 41(5) :909–924. (Cité en pages 42, 47, 50 et 51.)
- [Ma et al., 2000] Ma, X. L., Wan, Z., Moeller, C. C., Menzel, W. P., Gumley, L. E., and Zhang, Y. (2000). Retrieval of geophysical parameters from Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer thermal infrared data : evaluation of a two-step physical algorithm. *Applied Optics*, 39(20) :3537–3550. (Cité en page 51.)
- [Mahfouf and Rabier, 2000] Mahfouf, J.-F. and Rabier, F. (2000). The ECMWF operational implementation of four-dimensional variational assimilation. ii : Experimental results with improved physics. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126(564) :1171–1190. (Cité en page 32.)
- [Mas and Flores, 2008] Mas, J. F. and 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. (Cité en page 50.)
- [Masiello et al., 2013] Masiello, G., Serio, C., De Feis, I., Amoroso, M., Venafra, S., Trigo, I., and Watts, P. (2013). Kalman filter physical retrieval of surface emissivity and temperature from geostationary infrared radiances. *Atmospheric Measurement Techniques*, 6(12) :3613–3634. (Cité en page 5.)
- [Masson, 2000] Masson, V. (2000). A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Boundary-layer meteorology*, 94(3) :357–397. (Cité en page 37.)
- [Masson et al., 2003] Masson, V., Champeaux, J.-L., Chauvin, F., Meriguet, C., and Lacaze, R. (2003). A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *Journal of climate*, 16(9) :1261–1282. (Cité en page 37.)
- [Masson and Seity, 2009] Masson, V. and Seity, Y. (2009). Including atmospheric layers in vegetation and urban offline surface schemes. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(7) :1377–1397. (Cité en page 37.)

- [Matricardi, 2009] Matricardi, M. (2009). Technical Note : An assessment of the accuracy of the RTTOV fast radiative transfer model using IASI data. Technical Report 18, ECMWF. (Cité en page 25.)
- [Matricardi et al., 2004] Matricardi, M., Chevallier, F., Kelly, G., and Thépaut, J.-N. (2004). An improved general fast radiative transfer model for the assimilation of radiance observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(596) :153–173. (Cité en page 24.)
- [May, 1993] May, D. A. (1993). Global and regional comparative performance of linear and nonlinear satellite multichannel sea surface temperature algorithms. Technical report, DTIC Document. (Cité en page 42.)
- [McAtee et al., 2003] McAtee, B., Prata, A., and Lynch, M. (2003). The angular behavior of emitted thermal infrared radiation ($8\text{--}12 \mu\text{m}$) at a semiarid site. *Journal of applied meteorology*, 42(8) :1060–1071. (Cité en page 77.)
- [McMillin, 1975] McMillin, L. M. (1975). Estimation of sea surface temperatures from two infrared window measurements with different absorption. *Journal of Geophysical Research*, 80(36) :5113–5117. (Cité en page 5.)
- [McNally and Watts, 2003] McNally, A. and Watts, P. (2003). A cloud detection algorithm for high-spectral-resolution infrared sounders. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 129(595) :3411–3423. (Cité en pages iii, 38, 84, 101, 123 et 154.)
- [Moncet et al., 2008] Moncet, J.-L., Uymin, G., Lipton, A. E., and Snell, H. E. (2008). Infrared radiance modeling by optimal spectral sampling. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(12) :3917–3934. (Cité en page 24.)
- [Mushkin et al., 2005] Mushkin, A., Balick, L. K., and Gillespie, A. R. (2005). Extending surface temperature and emissivity retrieval to the mid-infrared ($3\text{--}5 \mu\text{m}$) using the multispectral thermal imager (mti). *Remote sensing of environment*, 98(2) :141–151. (Cité en page 43.)
- [Nalli and Smith, 1998] Nalli, N. R. and Smith, W. L. (1998). Improved remote sensing of sea surface skin temperature using a physical retrieval method. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 103(C5) :10527–10542. (Cité en page 42.)
- [Nerry et al., 1990] Nerry, F., Labed, J., and Stoll, M. (1990). Spectral properties of land surfaces in the thermal infrared : 1. laboratory measurements of absolute spectral emissivity signatures. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 95(B5) :7027–7044. (Cité en page 42.)
- [Neteler, 2010] Neteler, M. (2010). Estimating daily land surface temperatures in mountainous environments by reconstructed MODIS LST data. *Remote sensing*, 2(1) :333–351. (Cité en pages 3 et 42.)
- [Noilhan and Mahfouf, 1996] Noilhan, J. and Mahfouf, J.-F. (1996). The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global and planetary Change*, 13(1) :145–159. (Cité en page 37.)

- [Noilhan and Planton, 1989] Noilhan, J. and Planton, S. (1989). A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, 117(3) :536–549. (Cité en page 37.)
- [Norman and Becker, 1995] Norman, J. M. and Becker, F. (1995). Terminology in thermal infrared remote sensing of natural surfaces. *Remote Sensing Reviews*, 12(3-4) :159–173. (Cité en page 3.)
- [Odunuga and Badru, 2015] Odunuga, S. and Badru, G. (2015). Landcover change, land surface temperature, surface albedo and topography in the plateau region of north-central nigeria. *Land*, 4(2) :300–324. (Cité en page 3.)
- [Ottlé and Stoll, 1993] Ottlé, C. and Stoll, M. (1993). Effect of atmospheric absorption and surface emissivity on the determination of land surface temperature from infrared satellite data. *International Journal of Remote Sensing*, 14(10) :2025–2037. (Cité en page 43.)
- [Pavelin and Candy, 2014] Pavelin, E. and Candy, B. (2014). Assimilation of surface-sensitive infrared radiances over land : Estimation of land surface temperature and emissivity. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140(681) :1198–1208. (Cité en pages 6 et 49.)
- [Pelletier, 1960] Pelletier, J. (1960). *Le relief de la Sardaigne*, volume 13. Revue de géographie de Lyon. (Cité en page 74.)
- [Péquignot et al., 2008] Péquignot, E., Chedin, A., and Scott, N. (2008). Infrared continental surface emissivity spectra retrieved from AIRS hyperspectral sensor. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(6) :1619–1633. (Cité en page 5.)
- [Peres and DaCamara, 2005] Peres, L. F. and DaCamara, C. C. (2005). Emissivity maps to retrieve land-surface temperature from MSG/SEVIRI. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 43(8) :1834–1844. (Cité en page 47.)
- [Phillips, 1982] Phillips, N. A. (1982). On the completeness of multi-variate optimum interpolation for large-scale meteorological analysis. *Monthly Weather Review*, 110(10) :1329–1334. (Cité en page 29.)
- [Planck, 1901] Planck, M. (1901). On the law of distribution of energy in the normal spectrum. *Annalen der Physik*, 4(553) :1. (Cité en page 15.)
- [Prata et al., 1995] Prata, A., Caselles, V., Coll, C., Sobrino, J., and Ottle, C. (1995). Thermal remote sensing of land surface temperature from satellites : Current status and future prospects. *Remote Sensing Reviews*, 12(3-4) :175–224. (Cité en pages 3, 4 et 42.)
- [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*, 99(D6) :13025–13058. (Cité en pages 5, 45, 46 et 47.)

- [Price, 1984] Price, J. C. (1984). Land surface temperature measurements from the split window channels of the NOAA 7 Advanced Very High Resolution Radiometer. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 89(D5) :7231–7237. (Cité en pages 42, 45 et 46.)
- [Rabier et al., 2000] Rabier, F., Järvinen, H., Klinker, E., Mahfouf, J.-F., and Simmonds, 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 pages 29 et 32.)
- [Rabier et al., 1998] Rabier, F., McNally, A., Andersson, E., Courtier, P., Unden, P., Eyre, J., Hollingsworth, A., and 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 29.)
- [Richardson, 1922] Richardson, L. F. (1922). Weather prediction by numerical process cambridge university press. *CambridgeRichardsonWeather prediction by numerical process1922*. (Cité en page 29.)
- [Salisbury and D'Aria, 1992] Salisbury, J. W. and D'Aria, D. M. (1992). Emissivity of terrestrial materials in the 8–14 μm atmospheric window. *Remote sensing of Environment*, 42(2) :83–106. (Cité en page 47.)
- [Saunders et al., 2012] Saunders, R., Hocking, J., Rayer, P., Matricardi, M., Geer, A., Bormann, N., Brunel, P., Karbou, F., and Aires, F. (2012). RTTOV-10 science and validation report. *EUMETSAT, NWPSAT-MO-TV-023*, page 31. (Cité en page 24.)
- [Scott, 1974] Scott, N. (1974). A direct method of computation of the transmission function of an inhomogeneous gaseous medium—I : Description of the method. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 14(8) :691–704. (Cité en page 24.)
- [Seity et al., 2011] Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bénard, P., Bouttier, F., Lac, C., and Masson, V. (2011). The AROME-France convective-scale operational model. *Monthly Weather Review*, 139(3) :976–991. (Cité en pages 34, 35 et 37.)
- [Sherlock, 1999] Sherlock (1999). ISEM-6 : Infrared Surface Emissivity Model for RTTOV-6. *NWP-SAF report*. (Cité en page 42.)
- [Sobrino et al., 2004] Sobrino, J., Jiménez-Muñoz, J., El-Kharraz, J., Gómez, M., Romaguera, M., and Soria, G. (2004). Single-channel and two-channel methods for land surface temperature retrieval from dais data and its application to the barax site. *International Journal of Remote Sensing*, 25(1) :215–230. (Cité en pages 5 et 45.)

- [Sobrino et al., 1997] Sobrino, J., Li, Z., Stoll, M., and Becker, F. (1997). Multi-channel and multi-angle algorithms for estimating sea and land surface temperature with ATSR data. *Oceanographic Literature Review*, 2(44) :162–163. (Cité en page 46.)
- [Sobrino and Raissouni, 2000] Sobrino, J. and Raissouni, N. (2000). Toward remote sensing methods for land cover dynamic monitoring : application to Morocco. *International Journal of Remote Sensing*, 21(2) :353–366. (Cité en page 47.)
- [Sobrino and Cuenca, 1999] Sobrino, J. A. and Cuenca, J. (1999). Angular variation of thermal infrared emissivity for some natural surfaces from experimental measurements. *Applied Optics*, 38(18) :3931–3936. (Cité en page 46.)
- [Sobrino and Jiménez-Muñoz, 2005] Sobrino, J. A. and Jiménez-Muñoz, J. C. (2005). Land surface temperature retrieval from thermal infrared data : An assessment in the context of the Surface Processes and Ecosystem Changes Through Response Analysis (SPECTRA) mission. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 110(D16). (Cité en pages 43 et 46.)
- [Sun and Pinker, 2007] Sun, D. and Pinker, R. (2007). Retrieval of surface temperature from the MSG-SEVIRI observations : Part I. Methodology. *International Journal of Remote Sensing*, 28(23) :5255–5272. (Cité en page 4.)
- [Sun and Pinker, 2003] Sun, D. and Pinker, R. T. (2003). Estimation of land surface temperature from a Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES-8). *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 108(D11). (Cité en pages 46 et 47.)
- [Sun, 2011] Sun, Y. (2011). Retrieval and application of land surface temperature. *Term Paper*, pages 1–27. (Cité en page 3.)
- [Townshend et al., 1994] Townshend, J., Justice, C., Skole, D., Malingreau, J.-P., Cihlar, J., Teillet, P., Sadowski, F., , and Ruttenberg, S. (1994). The 1 km resolution global data set : needs of the international geosphere biosphere programme. *International Journal of Remote Sensing*, 15(17) :3417–3441. (Cité en page 41.)
- [Trigo et al., 2009] Trigo, I., Freitas, S., Bioucas-Dias, J., Barroso, C., Monteiro, I., and Viterbo, P. (2009). Algorithm theoretical basis document for land surface temperature (lst). *LSA-4 (MLST)*. (Cité en page 59.)
- [Trigo et al., 2011] Trigo, I. F., Dacamara, C. C., Viterbo, P., Roujean, J.-L., Olesen, F., Barroso, C., Camacho-de Coca, F., Carrer, D., Freitas, S. C., Garcia-Haro, J., et al. (2011). The satellite application facility for land surface analysis. *International Journal of Remote Sensing*, 32(10) :2725–2744. (Cité en page 59.)
- [Turner, 1995] Turner, D. (1995). Absorption coefficient estimation using a two-dimensional interpolation procedure. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 53(6) :633–637. (Cité en page 24.)

- [van den Dungen and Ashford, 1986] van den Dungen, P. and Ashford, O. M. (1986). Prophet or professor ? the life and work of lewis fry richardson. (Cité en page 28.)
- [Vauclin et al., 1982] Vauclin, M., Vieira, S., Bernard, R., and Hatfield, J. (1982). Spatial variability of surface temperature along two transects of a bare soil. *Water Resources Research*, 18(6) :1677–1686. (Cité en page 42.)
- [Vincensini, 2013] Vincensini, A. (2013). *Contribution de IASI à l'estimation des paramètres des surfaces continentales pour la prévision numérique du temps*. PhD thesis, École Doctorale Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (Toulouse) ; 159341302. (Cité en pages iii, v, 5, 6, 7, 43, 44, 54, 55, 56, 66, 77, 121, 153 et 154.)
- [Voogt and Oke, 2003] Voogt, J. A. and Oke, T. R. (2003). Thermal remote sensing of urban climates. *Remote sensing of environment*, 86(3) :370–384. (Cité en pages 3 et 42.)
- [Wan, 1999] Wan, Z. (1999). MODIS land-surface temperature algorithm theoretical basis document (LST ATBD). *Institute for Computational Earth System Science, Santa Barbara*, 75. (Cité en pages 43 et 48.)
- [Wan and Dozier, 1996] Wan, Z. and Dozier, J. (1996). A generalized split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from space. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 34(4) :892–905. (Cité en page 45.)
- [Wan and Li, 1997] Wan, Z. and Li, Z.-L. (1997). A physics-based algorithm for retrieving land-surface emissivity and temperature from EOS/MODIS data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 35(4) :980–996. (Cité en pages 47, 48 et 49.)
- [Wan and Li, 2010] Wan, Z. and Li, Z.-L. (2010). MODIS land surface temperature and emissivity. In *Land Remote Sensing and Global Environmental Change*, pages 563–577. Springer. (Cité en page 49.)
- [Wang et al., 2013] Wang, N., Li, Z.-L., Tang, B.-H., Zeng, F., and 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 50.)
- [Wang et al., 2010] Wang, N., Tang, B.-H., Li, C., and 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 50.)
- [Watson, 1992] Watson, K. (1992). Two-temperature method for measuring emissivity. *Remote Sensing of Environment*, 42(2) :117–121. (Cité en pages 47 et 48.)

- [Weng et al., 2005] Weng, F., Han, Y., van Delst, P., Liu, Q., and Yan, B. (2005). Jcsda community radiative transfer model (crtm). In *Proc. 14th Int. ATOVS Study Conf*, pages 217–222. (Cité en page 24.)
- [Weng, 2009] Weng, Q. (2009). Thermal infrared remote sensing for urban climate and environmental studies : Methods, applications, and trends. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 64(4) :335–344. (Cité en pages 3 et 42.)
- [Willis and Hooke, 2006] Willis, E. P. and Hooke, W. H. (2006). Cleveland abbe and american meteorology, 1871–1901. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(3) :315–326. (Cité en page 28.)
- [Zhang et al., 2008] Zhang, R., Tian, J., Su, H., Sun, X., Chen, S., and Xia, J. (2008). Two improvements of an operational two-layer model for terrestrial surface heat flux retrieval. *Sensors*, 8(10) :6165–6187. (Cité en pages 3 et 42.)
- [Zhong et al., 2015] Zhong, X., Labed, J., Zhou, G., Shao, K., and Li, Z.-L. (2015). A Multi-channel Method for Retrieving Surface Temperature for High-Emissivity Surfaces from Hyperspectral Thermal Infrared Images. *Sensors*, 15(6) :13406–13423. (Cité en page 5.)
- [Zhou et al., 2003] Zhou, L., Dickinson, R., Tian, Y., Jin, M., Ogawa, K., Yu, H., and Schmugge, T. (2003). A sensitivity study of climate and energy balance simulations with use of satellite-derived emissivity data over Northern Africa and the Arabian Peninsula. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 108(D24). (Cité en pages 3 et 42.)

Table des figures

1.1	Principe de la télédétection passive.	4
2.1	Réseau mondial des satellites météorologiques.	10
2.2	Exemple de couverture globale des satellites géostationnaires.	14
2.3	Le spectre des ondes électromagnétiques.	14
2.4	Interactions du rayonnement électromagnétique avec la matière.	15
2.5	Courbes de Planck pour le soleil (T=6000K) et la Terre (T=300K). .	17
2.6	Les fenêtres atmosphériques de transmission (en blanc sur la figure) en fonction de la longueur d'onde et des gaz atmosphériques.	20
2.7	Courbes prises à titre d'exemple pour représenter la variation de l'émittance, la transmittance et la fonction de poids par rapport à la pression atmosphérique.	20
2.8	Les deux types de réflexion : a) réflexion spéculaire et b) réflexion diffuse.	22
2.9	Diffusion atmosphérique.	23
2.10	Principe de l'acquisition des données IASI par balayage transversal à la trace du satellite. (Source : CNES)	26
2.11	Exemple de spectre IASI en ciel clair	27
2.12	Représentation simplifiée d'un schéma d'assimilation 4D-Var. On cherche à obtenir la trajectoire analysée du modèle (courbe pleine noire) qui soit à la fois proche des observations (cercles rouges) et de l'ébauche fournie par une prévision antérieure (courbe en tiretés bleu). (Source : http://www.encyclopedie-environnement.org)	32
2.13	Domaine (a) et niveaux verticaux (b) du modèle AROME (les cou- leurs indiquent le relief). (Source : http://www.umr-cnrm.fr/)	34
2.14	Proportion du nombre d'observations utilisées par type d'observation dans le modèle AROME (cumul mensuel du nombre d'observations utilisées pour mars 2017).	35
2.15	Proportion du nombre d'observations satellitaires utilisées dans le modèle AROME depuis 2009.	36
3.1	Atlas d'émissivité de l'Université du Wisconsin du canal IASI 1194 (943.25 cm^{-1}) dans le modèle global ARPEGE du 15 janvier au 28 février 2015.	44
3.2	Variation spatiale de l'atlas d'émissivité de l'Université du Wisconsin du canal IASI 1194 dans le modèle AROME du 15 janvier au 28 février 2015.	52

3.3	Différence des Ts restituées à partir du canal IASI 1194 (atlas d'émissivité - émissivité opérationnelle, en Kelvin) de nuit par boites de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ dans le modèle AROME du 15 janvier au 28 février 2015.	53
4.1	Fonctions de poids des cinq canaux IASI sélectionnés pour la restitution de la Ts.	57
4.2	Comparaison des Ts restituées à partir du canal IASI 1194 Metop A vs B (en Kelvin) de jour (à gauche) et de nuit (à droite) par boîte de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ du 15 janvier au 28 février 2015. (nombre total de données = 162.255, nombre moyen d'observations par boîtes = 2306 (jour et nuit confondus)).	58
4.3	Ts restituées à partir du canal IASI 1194 (en ronds), du canal SEVIRI 6 (en carrés) et des canaux 4 & 5 AVHRR (en losanges) (à gauche) et leur moyenne par boîte de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ (à droite, le tout en Kelvin) sur la Sardaigne de jour du 15 janvier au 28 février 2015.	60
4.4	Comparaison entre la Ts de l'ébauche (en haut), la Ts restituée à partir du canal IASI 1194 (au milieu) et la moyenne de leur différence (en bas, le tout en Kelvin) de jour (à gauche) et de nuit (à droite) par boîte de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ du 15 janvier au 28 février 2015.	62
4.5	Moyenne des différences des Ts de l'ébauche et des Ts restituées à partir du canal SEVIRI 6 (en Kelvin) de jour (à gauche) et de nuit (à droite) par boîte de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ du 15 janvier au 28 février 2015.	64
4.6	Nombre total d'observations AVHRR (en haut) et la moyenne des différences des Ts de l'ébauche et des Ts restituées à partir de AVHRR (en bas, en Kelvin) de jour (à gauche) et de nuit (à droite) par boîte de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ du 15 janvier au 28 février 2015.	65
4.7	Moyenne des différences entre les Ts de l'ébauche et les Ts restituées à patir du canal IASI 1194 (en Kelvin) de jour du mois d'octobre 2014 (en haut) et 15 janvier au 28 février 2015 (en bas).	67
4.8	Position des observations avec une Ts non restituée par les canaux IASI 1884 (en haut) et 1194 (en bas) dans le modèle ARPEGE du 15 janvier au 28 février 2015 à 12h UTC.	68
4.9	Nombre total d'observations IASI (en haut) et SEVIRI (en bas) de jour (à gauche) et de nuit (à droite) par boîte de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ du 15 janvier au 28 février 2015.	70
4.10	Moyenne des différences des Ts restituées à partir du canal IASI 1194 et du canal SEVIRI 6 (en Kelvin) de jour (à gauche) et de nuit (à droite) par boîte de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ du 15 janvier au 28 février 2015.	71
4.11	Moyenne des différences des Ts restituées à partir du canal IASI 1194 et de AVHRR (en Kelvin) de jour (à gauche) et de nuit (à droite) par boîte de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ du 15 janvier au 28 février 2015.	71

4.12 Ts restituées à partir du canal IASI 1194 (en haut à gauche, données issues de Lannion pour IASI Metop B uniquement) et du canal SE-VIRI 6 (en haut à droite, le tout en Kelvin) sur la Sardaigne du 11 février 2015 à 20 UTC et la carte du relief (en bas à gauche, d'après la NOAA) et d'occupation du sol de la Sardaigne (en bas à droite, à 300 m d'après l'agence spatiale européenne).	76
5.1 Fonctions de poids normalisées des 8 canaux IASI assimilés sur terre (à gauche) et 44 canaux IASI assimilés sur mer (à droite) dans le modèle AROME.	80
5.2 Moyennes (rangées 1 et 3) et écarts-types (rangées 2 et 4) entre les observations et les simulations de température de brillance (Obs-Guess) de EXP (en bleu) et REF (en rouge) de jour (en haut) et de nuit (en bas) sur terre (à gauche) à et sur mer (à droite) pour toutes les observations claires selon le masque nuageux de AVHRR et pour les 44 canaux IASI activés sur terre du 15 janvier au 28 février 2015. Ces résultats sont présentés sans correction de biais. (Les plages de couleurs correspondent aux différentes sensibilités des canaux : le vert = canaux de température, orange = canaux fenêtre et rouge = canaux vapeur d'eau)	83
5.3 Mêmes résultats que la Figure 5.2 mais avec correction de biais.	85
5.4 Nombre total des canaux clairs selon l'algorithme de McNally & Watts à l'intérieur des pixels clairs donnés par AVHRR sur terre de jour (en haut) et de nuit (en bas) du 15 janvier au 28 février 2015. (le vert = canaux de température, orange = canaux fenêtre et rouge = canaux vapeur d'eau)	86
5.5 Différence du nombre de canaux assimilés dans EXP–FULL moins REF au niveau du premier cycle d'analyse pour lequel IASI est présent dans l'assimilation comparée à la carte de classification des nuages de MSG du 15 janvier 2015 à 09 UTC. Le carré noir représente la localisation du point où 10 canaux IASI ont été rajoutés dans le sud-est de la France.	87
5.6 Nombre moyen de canaux assimilés dans EXP (en haut), EXP–FULL (au milieu) et la moyenne de leur différence (en bas) de jour (à gauche) et de nuit (à droite) par boîte de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ du 15 janvier au 28 février 2015.	89
5.7 Profils d'incrément d'analyse de température (en vert) et d'humidité spécifique (en bleu) (EXP–FULL moins REF, au haut) et les fonctions de poids des 10 canaux IASI assimilés en plus dans EXP–FULL au niveau des coordonnées (44.25°N , 6.19°E , illustré par le carré noir dans la figure 5.5) pour le 15 janvier 2015 à 09 UTC.	91

5.8 Scores des prévisions de l'humidité relative de EXP–FULL (en bleu) et REF (en rouge) aux échéances de 6h, 12h et 24h calculés par rapport aux analyses du CEPMMT du 15 janvier au 28 février 2015 (les résultats sont exprimés en racine carré de l'erreur quadratique moyenne).	92
5.9 Scores des prévisions de température à 24h et du vent à 12h de EXP–FULL (en bleu) et REF (en rouge) par rapport aux analyses du CEPMMT du 15 janvier au 28 février 2015 (les résultats sont exprimés en RMS (traits pleins) et en biais (traits en pointillés)).	94
5.10 Fonctions de poids des 123 canaux IASI assimilés sur mer (à gauche) et 77 canaux IASI assimilés sur terre (à droite) dans le modèle global ARPEGE.	96
5.11 Différence du nombre d'observations IASI assimilées pour tous les réseaux du 20 septembre au 19 octobre 2016 (en pourcentage). (le vert = canaux de température, orange = canaux fenêtre et rouge = canaux vapeur d'eau)	97
5.12 Comparaisons des moyennes (en haut) et des écarts-types (en bas) des innovations corrigées du biais (en Kelvin) de EXP (courbe bleue) et de REF (courbe rouge) sur mer et sur terre pour toutes les observations IASI assimilées du 20 septembre au 19 octobre 2016. (le vert = canaux de température, orange = canaux fenêtre et rouge = canaux vapeur d'eau)	98
5.13 Nombre de canaux IASI assimilés par pixel dans REF (en haut) et EXP (en bas) en moyenne par boîte de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ pour tous les réseaux du 20 septembre au 19 octobre 2016.	99
5.14 Différences du nombre de canaux assimilés par pixel entre REF et EXP en moyenne par boîte de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ pour tous les réseaux du 20 septembre au 19 octobre 2016.	100
5.15 Scores normalisés de prévision (42 cas par rapport aux radiosondages) pour le géopotentiel (à gauche), température (au milieu) et vent (à droite) et pour tous les réseaux du 20 septembre au 19 octobre 2016 (le jaune signifie que les résultats sont statistiquement positifs d'après le test de Bootstrap).	101

Liste des tableaux

2.1	Caractéristiques des 6 canaux de AVHRR-3 (Source : NOAA).	12
2.2	Les douze canaux SEVIRI (Source : EUMETSAT).	13
2.3	Les régions spectrales du sondeur IASI.	26
4.1	Caractéristiques des cinq canaux IASI sélectionnés pour la restitution de la Ts	57
4.2	Statistiques des différences entre l'ébauche et les Ts restituées à partir des cinq canaux IASI sélectionnés (ligne I), du canal SEVIRI 6 (ligne S) et des canaux 4 et 5 AVHRR (observations combinées, ligne A) par boîte de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ de jour et de nuit (en Kelvin).	63
4.3	Statistiques de différences entre les Ts restituées à partir des quatre canaux IASI, du canal SEVIRI 6 ($10.8\text{ }\mu\text{m}$, lignes S) et des canaux 4 et 5 AVHRR ($10.8\text{ }\mu\text{m}$ et $12\text{ }\mu\text{m}$, lignes A) par boîte de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ de jour et de nuit (en Kelvin).	72
5.1	Détail des expériences dans le modèle AROME	80
5.2	Détail des expériences dans le modèle ARPEGE	95
A.1	Les canaux IASI assimilés en opérationnel sur mer et sur terre dans le modèle AROME.	150
A.2	Les 45 canaux IASI utilisés pour la détection nuageuse dans la bande 1.151	
A.3	Les 123 canaux IASI utilisés pour l'assimilation dans le modèle ARPEGE (sensibles à la température et à la vapeur d'eau).	152

ANNEXE A

TABLE A.1 – Les canaux IASI assimilés en opérationnel sur mer et sur terre dans le modèle AROME.

Canaux	Nombre d'onde (cm^{-1})	Sur mer	Sur terre
327	726.5	x	
345	731	x	
350	732.25	x	
356	733.75	x	
375	738.5	x	
383	740.5	x	
386	741.25	x	
398	744.25	x	
401	745	x	
404	745.75	x	
407	746.5	x	
410	747.25	x	
414	748.25	x	
426	751.25	x	
428	751.75	x	
432	752.75	x	
434	753.25	x	
439	754.5	x	
445	756	x	
457	759	x	
515	773.5	x	
1191	942.5	x	
1194	943.25	x	
1271	962.5	x	
2701	1320	x	x
2910	1372.25	x	x
2951	1382.5	x	
2958	1384.25	x	
2991	1392.5	x	x
2993	1393	x	x
3002	1395.25	x	x
3008	1396.75	x	x
3014	1398.25	x	x
3027	1401.5	x	x
3049	1407	x	
3058	1409.25	x	
3105	1421	x	
5368	1986.75	x	
5383	1990.5	x	
5397	1994	x	
5401	1995	x	
5403	1995.5	x	
5405	1996	x	
5483	2015.5	x	

TABLE A.2 – Les 45 canaux IASI utilisés pour la détection nuageuse dans la bande 1.

Canaux	Nombre d'onde <i>(cm⁻¹)</i>
327	726.5
345	731
350	732.25
356	733.75
375	738.5
381	740
383	740.5
386	741.25
389	742
398	744.25
401	745
404	745.75
407	746.5
410	747.25
414	748.25
416	748.25
426	751.25
428	751.75
432	752.75
434	753.25
439	754.5
445	756
457	759
515	773.5
546	781.25
552	782.75
559	784.5
566	786.25
571	787.5
573	788
646	806.25
662	810.25
668	811.75
756	833.75
867	861.5
921	875
1027	901.5
1133	928
1191	942.5
1194	943.25
1271	962.5
1805	1096
1884	1115.75
1991	1142.5
2094	1168.25
2239	1204.5

TABLE A.3 – Les 123 canaux IASI utilisés pour l'assimilation dans le modèle AR-PEGE (sensibles à la température et à la vapeur d'eau).

Type de canaux	Nombre de canaux	Numéro de canaux
Canaux température stratosphérique	37	49, 51, 55, 57, 59, 61, 63, 66, 79, 81, 83, 85, 87, 104, 109, 111, 113, 116, 122, 125, 128, 131, 133, 135, 138, 141, 144, 146, 148, 151, 154, 157, 159, 161, 163, 167, 170
Canaux température haute troposphère	39	173, 176, 179, 180, 185, 187, 193, 199, 205, 207, 210, 212, 214, 217, 219, 222, 224, 226, 230, 232, 242, 254, 260, 267, 269, 275, 280, 282, 294, 296, 299, 303, 306, 323, 329, 354, 360, 366, 386
Canaux température moyenne troposphère	8	265, 345, 347, 350, 356, 373, 375, 383
Canaux température basse troposphère	14	327, 398, 401, 404, 407, 410, 414, 426, 428, 432, 434, 439, 445, 457
Canaux de température de surface	4	515, 1191, 1194, 1271
Canaux vapeur d'eau moyenne et haute troposphère	14	2701, 2910, 2951, 2958, 2991, 2993, 3002, 3008, 3014, 3027, 3049, 3058, 3105, 3577
Canaux vapeur d'eau basse troposphère	7	5368, 5383, 5397, 5401, 5403, 5405, 5483

Contribution of IASI IR hyperspectral satellite observations over land in the convective scale AROME model.

Author : Niama Boukachaba

Abstract :

An essential component of the numerical weather forecast is the analysis of the atmosphere, the necessary step for the definition of the initial conditions of forecasts. This analysis uses in-situ data as well as satellite observations. The current high-spectral resolution advanced infrared sounder generation includes in particular IASI (Infrared Atmospheric Sounding Interferometer, developed by CNES / EUMETSAT) onboard polar orbiting Metop satellites. These sounders provide a large amount of information allowing to describe accurately surface parameters (such as land surface temperature 'LST' and surface emissivity on a wide range of wavelengths). However, the forecast of continental surface temperature is not realistic enough to use the infrared information in the lower troposphere and close to the surface over continents because radiances sensitive to these regions are strongly affected by the variation of surface parameters (e.g. LST, surface emissivity and humidity) and cloud cover. This issue could produce a large difference between the observations and the simulations, also a bad cloud detection, which prompts the system to reject the observations and limits the use of these data. This PhD work aims to improve the analyses and the forecasts by increasing the assimilation of IASI observations over land in the convective-scale AROME model of Météo-France. The first part of study was focused on the identification of the appropriate IASI surface-sensitive channel for LST retrieval. By pursuing the approach developed by [Vincensini, 2013] to find surface temperature from a combination of channels, a new channel selection over land was build, to better analyse the lower layers of the atmosphere, in particular in term of temperature and humidity. LST was extracted from IASI radiances using radiative transfer equation inversion [Karbou et al., 2006], RTTOV model and a surface emissivity atlas developed by the Space Science and Engineering Center at University of Wisconsin. IASI channel 1194 was then selected to retrieve LST as a result of several comparisons with background and other IASI, SEVIRI and AVHRR LST retrievals. The retrieved LST from this channel was then used in RTTOV model to improve the simulation of IASI surface-sensitive infrared observations. The impact on the McNally & Watts cloud detection scheme has been evaluated with more clear channels inside clear pixel with LST retrieval. Data assimilation experiments using the retrieved LST and enhancing the IASI channel selection over land were carried out in the AROME-France model. Improvement of humidity analyses and forecasts will also be described.

Keywords : LST retrieval, IASI, assimilation, AROME model.

Apport des observations satellitaires hyperspectrales infrarouges IASI au-dessus des continents dans le modèle météorologique à échelle convective AROME.

Doctorat de l'Université Fédérale Toulouse Midi-Pyrénées

Auteur : Niama Boukachaba
Directeur de thèse : Vincent Guidard
Co-Directrice de thèse : Nadia Fourrié

Résumé :

Le sondeur infrarouge hyperspectral IASI (Interféromètre Atmosphérique de Sondage Infrarouge, développé conjointement par le CNES et EUMETSAT et embarqué à bord des satellites défiliants Metop A, Metop B et très prochainement Metop C (2006, 2012 et 2018, respectivement)) apporte une très grande quantité d'informations permettant, entre autres, de décrire finement les paramètres de surface (température et émissivité sur une large gamme de longueurs d'onde). Néanmoins, les prévisions de température des surfaces continentales ne sont pas encore suffisamment réalistes pour utiliser l'information infrarouge en basse troposphère et proche de la surface au-dessus des continents car les radiances sensibles à ces régions sont fortement affectées par la variation des paramètres de surface (tels que la température, l'émissivité et l'humidité) et par la présence des nuages. Ceci peut conduire à un écart parfois important entre les observations et les simulations, conduisant à un rejet important des observations et à une mauvaise détection nuageuse. De ce fait, l'objectif principal de la thèse est l'amélioration des analyses et des prévisions par l'augmentation des observations IASI assimilées sur les continents dans le modèle à aire limitée AROME. La première partie du travail s'est focalisée sur l'identification du canal IASI le plus approprié à la restitution de la température de surface (T_s). En poursuivant les travaux de thèse de [Vincensini, 2013], cinq canaux IASI localisés entre 901.50 cm^{-1} et 1115.75 cm^{-1} ont été sélectionnés pour une meilleure prise en compte des basses couches de l'atmosphère plus particulièrement en termes de température et d'humidité. La restitution de la T_s s'est faite par inversion de l'équation du transfert radiatif [Karbou et al., 2006] en utilisant le modèle de transfert radiatif RTTOV et l'atlas d'émissivité développé par l'université de Wisconsin. Le canal IASI 1194 (943.25 cm^{-1}) a été retenu pour la restitution des T_s suite à une série de comparaisons effectuées entre la T_s restituée à partir des différents canaux IASI sélectionnés et celle de l'ébauche. Aussi, des comparaisons ont été réalisées entre les T_s restituées à partir de IASI et celles restituées à partir de SEVIRI et de AVHRR. La seconde partie du travail a reposé sur l'étude de l'impact de l'utilisation de la T_s restituée à partir du canal IASI 1194 dans les processus de simulation et d'assimilation des canaux IASI utilisés dans les modèles de prévision numérique du temps de Météo-France (AROME et ARPEGE). La T_s restituée à partir du canal IASI 1194 a été intégrée dans le modèle RTTOV pour améliorer les simulations des autres observations IASI sensibles à la surface. L'impact sur la détection nuageuse issue de l'algorithme de [McNally and Watts, 2003] a également été évalué. Par la suite, d'autres expériences ont été menés pour étudier l'impact de l'utilisation des T_s restituées sur l'assimilation de données et sur l'amélioration de la sélection des canaux IASI sur terre dans le modèle AROME. L'impact sur les analyses et les prévisions ont été également décrits.

Mots clés : T_s restituée, IASI, assimilation, modèle AROME.

Discipline : Physique de l'atmosphère - assimilation de données satellitaires
Unité de recherche : Centre National de Recherche Météorologique -
Groupe de Modélisation et d'Assimilation pour la Prévision
Météo-France et CNRS, 42 avenue Gaspard Coriolis
31057 Toulouse Cedex 1, France