



HAL
open science

Températures atmosphériques homogènes dérivées des observations satellitaires IASI : restitution, variations spatio-temporelles et événements extrêmes

Marie Bouillon

► **To cite this version:**

Marie Bouillon. Températures atmosphériques homogènes dérivées des observations satellitaires IASI : restitution, variations spatio-temporelles et événements extrêmes. Climatologie. Sorbonne Université, 2021. Français. NNT : 2021SORUS317 . tel-03688289

HAL Id: tel-03688289

<https://theses.hal.science/tel-03688289>

Submitted on 4 Jun 2022

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

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



Sorbonne Université

École Doctorale des Sciences de l'Environnement d'Île-de-France (ED129)

Laboratoire Atmosphères, Observations Spatiales (LATMOS)

**Températures atmosphériques homogènes
dérivées des observations satellitaires IASI :
restitution, variations spatio-temporelles et
événements extrêmes**

Marie Bouillon

sous la direction de Sarah Safieddine et Cathy Clerbaux

Jury composé de :

Sébastien Payan	Président du jury
Hervé Herbin	Rapporteur
Vincent Guidard	Rapporteur
Philippe Keckhut	Examineur
Filipe Aires	Examineur
Marie Doutriaux-Boucher	Examinatrice
Sarah Safieddine	Co-encadrante de thèse
Cathy Clerbaux	Directrice de thèse

Remerciements

Je tiens à remercier toutes les personnes que j'ai côtoyées durant ma thèse. Je remercie tout d'abord Sarah Safieddine qui m'a encadrée pendant cette thèse. Ses conseils, ses encouragements et la liberté qu'elle m'a laissée dans mon travail ont permis de faire de cette thèse un travail agréable et intéressant. Je remercie également Cathy Clerbaux, sans qui cette thèse n'aurait pas été possible. Sa supervision et ses connaissances sans fin sur IASI et l'atmosphère ont été précieuses. Merci aussi à Juliette Hadji-Lazaro, qui a toujours su résoudre mes petits problèmes, et à toute l'équipe IASI. Je remercie également les membres du jury Vincent Guidard, Hervé Herbin, Marie Doutriaux-Boucher, Philippe Keckhut, Philippe Aires et Sébastien Payan pour l'intérêt qu'ils ont porté à mon travail. Je remercie particulièrement les rapporteurs, Vincent Guidard et Hervé Herbin, pour le temps qu'ils ont consacré à la lecture de mon manuscrit. Merci également à Filipe Aires et Philippe Keckhut, qui ont participé à mes comités de thèse et qui m'ont donné de très bons conseils pour améliorer mes résultats. Victor Pellet, Filipe Aires et Olivier Lezeaux m'ont fournis des sélections de canaux qui m'ont permis de calculer les températures. Leur travail m'a fait gagner un temps précieux et je les en remercie. Finalement, je voudrais remercier les autres doctorants et post-docs du LATMOS sans qui ces trois dernières années n'auraient pas été aussi plaisantes.

Résumé

Les instruments IASI, lancés en 2006, 2012 et 2018, observent des spectres de luminances du système Terre-atmosphère, à partir desquels il est possible de dériver les températures atmosphériques. L'organisation Européenne pour l'exploitation des SATellites MÉTéorologiques (EUMETSAT) calcule les températures de la surface et de l'atmosphère à partir des observations IASI depuis 2007. Afin d'améliorer la qualité des températures calculées, EUMETSAT a effectué plusieurs mises à jour de l'algorithme de traitement. Ce travail de thèse montre que ces mises à jour ont rendu la série de températures inhomogène et inadaptée à l'étude des variations de température sur le long terme. Une nouvelle série de températures atmosphériques a alors été calculée à partir des spectres IASI à l'aide d'un réseau de neurones artificiel. Les températures issues de ce réseau de neurones ont ensuite été validées avec les températures ERA5 et des températures observées par radiosondage. La validation montre une bonne concordance entre les trois jeux de données de 750 à 7 hPa.

Cette nouvelle série homogène de températures atmosphériques a ensuite été utilisée pour observer les événements extrêmes qui ont eu lieu depuis 2007, en particulier les réchauffements stratosphériques soudains (SSW). Plusieurs SSW ont eu lieu depuis 2007, et il est possible d'observer les variations de températures et d'ozone lors de ces événements grâce aux observations IASI. Les températures permettent également d'observer les vagues de froid et les vagues de chaleur qui ont eu lieu ces dernières années. Finalement, les températures ont été utilisées pour calculer les tendances sur la période 2008-2020. On observe un réchauffement de la troposphère, en particulier dans la haute troposphère équatoriale et en Arctique, et dans la stratosphère au sud de 50°S grâce au lent rétablissement de la couche d'ozone. Dans le reste de la stratosphère, les températures diminuent. Les méthodes développées pendant cette thèse ont permis de créer une série de température homogène et indépendante, et elles pourront être appliquées à la suite de la mission IASI, ainsi qu'à la mission *IASI-New Generation* qui débutera en 2024.

Abstract

The IASI instruments, launched in 2006, 2012 and 2018, observe radiance spectra from the Earth-atmosphere system, allowing us to retrieve atmospheric temperatures. The European organisation for the exploitation of METeorological SATellites (EUMETSAT) computes surface and atmospheric temperatures from IASI observations since 2007. To improve the quality of the retrieved temperatures, EUMETSAT has performed several updates on the temperature processing algorithm. In this work, we show how the EUMETSAT temperature record is inhomogeneous and therefore not adapted to the study of temperatures on the long term. Therefore, a new atmospheric temperature product was computed from IASI spectra with an artificial neural network, using IASI radiances as input and ERA5 reanalysis temperatures as output. The temperatures retrieved with the neural network were validated against ERA5 temperatures and radiosounding temperatures. The validation showed good agreement between the three datasets from 750 to 7 hPa. At 2 hPa, the quality of the temperature products decreases because of the low amount of information on temperature within the IASI spectra at this altitude.

This new homogeneous temperature record was then used to study extreme events, in particular Sudden Stratospheric Warmings (SSW). This work studies several SSWs that have happened since 2007, and shows that IASI is perfectly suited to study both temperature and ozone changes during these events. The temperatures were also used to observe the cold and heat waves that happened in the past few years. Finally, the temperatures were used to compute trends over the 2008-2020 period. The troposphere is warming, especially in the upper equatorial troposphere and in the Arctic. The stratosphere north of 50°S is also warming due to the slow ozone hole recovery. In the rest of the stratosphere, the temperatures are decreasing.

This thesis presents an homogenous and independent temperature data record from IASI. The methods developed can and will be applied to the rest of the IASI mission and to its successor, the IASI-New Generation mission, which will launch in 2024.

Table des matières

1	Introduction	9
1.1	Températures atmosphériques	9
1.2	Observations de l’atmosphère	15
1.3	Buts de la thèse	19
2	La théorie du transfert radiatif et l’instrument IASI	21
2.1	Transfert radiatif	21
2.2	L’instrument IASI	24
2.2.1	Orbite et mode d’observation de l’instrument	25
2.2.2	Le spectre IASI	27
3	Méthode d’inversion des températures atmosphériques	31
3.1	Degrés de liberté et réduction d’entropie	32
3.2	Méthodes statistiques de calcul des températures atmosphériques	37
3.2.1	Régression linéaire par morceaux et méthode d’estimation optimale	37
3.2.2	Réseaux de neurones artificiels	38
3.3	Sélection de canaux et réseau de neurones appliqués à l’instrument IASI	42
4	Analyse des luminances et températures IASI-EUMETSAT	45
4.1	Comparaison des luminances opérationnelles et retraitées	46
4.1.1	Luminances	46
4.1.2	Résultats	49
4.2	Comparaison des températures IASI et ERA5	53

4.2.1	Températures EUMETSAT	53
4.2.2	Températures ERA5	55
4.2.3	Résultats	57
4.3	Conclusion	62
5	Calcul des températures	65
5.1	Sélections de canaux IASI	65
5.2	Réseau de neurones artificiel appliqué aux luminances IASI	68
5.3	Validation	73
5.3.1	Comparaison avec ERA5	73
5.3.2	Comparaison avec ARSA (stations sols)	75
5.4	Correction du biais	79
5.4.1	Nouvel entraînement de l'ANN	79
5.4.2	Validation	80
5.4.3	Extrapolation du CO ₂	88
5.5	Conclusion	90
6	Applications	93
6.1	Variations saisonnières	94
6.2	Réchauffements stratosphériques soudains	97
6.2.1	Les SSW dans l'hémisphère nord	100
6.2.2	Les SSW dans l'hémisphère sud	111
6.3	Observations d'événements extrêmes	113
6.3.1	Vague de froid	114
6.3.2	Vagues de chaleur	115
6.4	Tendances	119
7	Conclusions et perspectives	129
7.1	Conclusions	129
7.2	Perspectives	132
A	Premier article	136

B Liste des canaux sélectionnés	152
C Deuxième article	155
Bibliographie	182

Chapitre 1

Introduction

1.1 Températures atmosphériques

Les températures atmosphériques sont une composante essentielle du climat de la Terre, et elles ont une importance critique pour l'étude et la prévision des éventuels climats futurs (IPCC, 2021). Dans la troposphère et la stratosphère, les deux premières couches de l'atmosphère, les températures ont des comportements différents, qui sont influencés par une multitude de facteurs, ce qui rend leur compréhension complexe.

Dans la troposphère, les différences spatiales de la température à grande échelle sont principalement gouvernées par la différence de rayonnement solaire reçu entre les pôles et l'équateur, et le déséquilibre énergétique qui en résulte (Seinfeld and Pandis, 2006). Ce déséquilibre, avec la force de Coriolis, est à l'origine des vents et de l'instabilité baroclinique. L'instabilité baroclinique est responsable de la plupart des phénomènes météorologiques dans la troposphère. Dans des conditions barocliniques stables (c'est-à-dire quand le déséquilibre d'énergie entre l'équateur et les pôles est faible), les vents soufflent vers l'est autour de la Terre, ce qui forme le courant-jet. Quand les conditions sont instables, ce courant-jet devient méandrique : il est constitué de creux et de bosses qui se déplacent vers l'ouest, ce sont les ondes planétaires (ou ondes de Rossby).

La troposphère étant chauffée par l'énergie infrarouge émise par la surface de la Terre, la

température dans cette couche diminue avec l'altitude. La figure 1.1 montre le profil de température moyen en 2017 pour toute la Terre, observé par les satellites Metop. À la surface de la Terre, la température moyenne est d'environ 285 K, puis elle diminue linéairement jusqu'à 100 hPa, où elle est de 210 K.

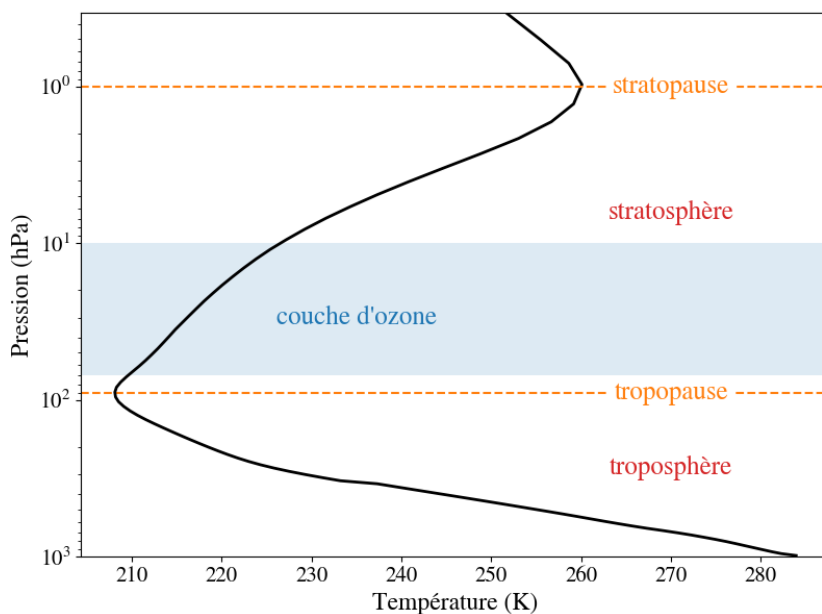


FIGURE 1.1 – Profil de température dans la troposphère et la stratosphère moyenné sur toute la Terre en 2017, observé avec les satellites Metop.

La stratosphère, elle, reçoit l'énergie infrarouge de la Terre qui n'a pas été absorbée par la troposphère. Elle est chauffée par l'ozone, présent en grande quantité (en particulier entre 100 et 10 hPa, ce qui forme la couche d'ozone) qui absorbe le rayonnement ultraviolet du Soleil et le rayonnement infrarouge de la Terre (International Geophysics, 1979). Dans cette couche, la température augmente avec l'altitude : de 210 K à 100 hPa à 260 K à 1 hPa (Figure 1.1). Malgré leurs différences de fonctionnement, la troposphère et la stratosphère interagissent beaucoup entre elles : l'air de la troposphère pénètre dans la stratosphère aux tropiques et l'air de la stratosphère descend dans la troposphère aux latitudes plus élevées (Seinfeld and Pandis, 2006). Les ondes de Rossby se propagent également de la troposphère à la stratosphère, où elles influencent la dynamique stratosphérique, qui elle-même affecte en retour la troposphère (Seinfeld and Pandis, 2006). De plus, même si son influence est moindre que celle de la troposphère, la stratosphère joue un rôle non négligeable dans la

formation des phénomènes météorologiques et les variables stratosphériques (température, concentration d’ozone et de vapeur d’eau) ont une influence sur les températures dans la troposphère et à la surface (Haynes, 2005).

La troposphère et la stratosphère sont séparées par la tropopause, qui est définie par la hauteur où le gradient vertical de température s’inverse (Figure 1.1). La hauteur de la tropopause varie selon la latitude. Dans les tropiques, la tropopause se situe à environ 100 hPa (~ 17 km) et sa hauteur dépend de la convection troposphérique. Aux latitudes élevées, la tropopause se situe à environ 300 hPa (~ 9 km) et sa hauteur et sa température dépendent des températures stratosphériques qui agissent comme un couvercle sur la troposphère (Murgatroyd and O’Neill, 1980). La figure 1.2 montre une carte de la hauteur moyenne de la tropopause entre 2000 et 2020, réalisée à partir des données de réanalyse MERRA-2 (GMAO, 2015). On voit sur cette figure que la pression de la tropopause est basse entre 35°S et 35°N et elle augmente très rapidement à ces latitudes.

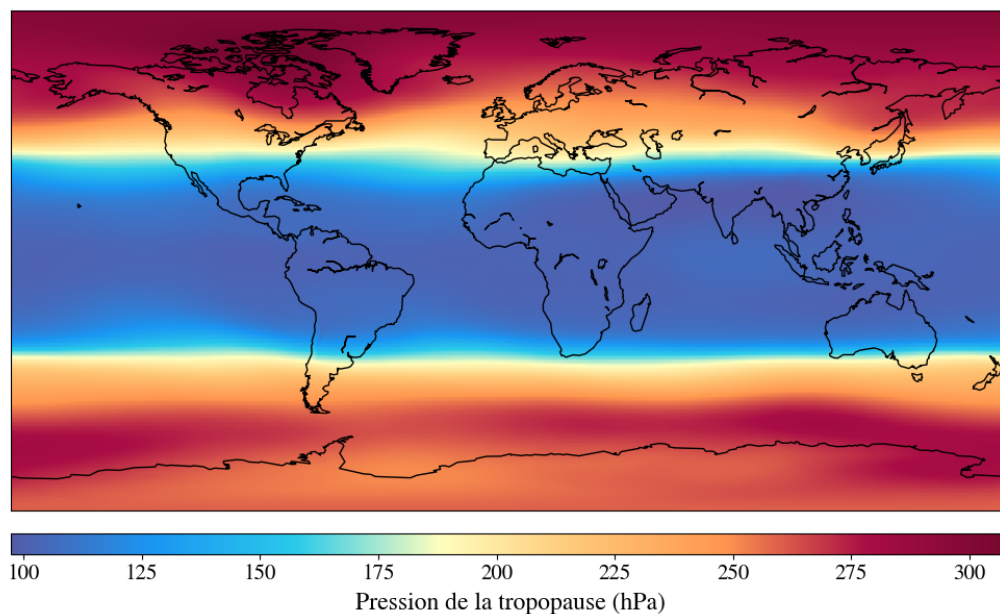


FIGURE 1.2 – Pression moyenne de la tropopause entre 2000 et 2020 en hPa, données MERRA-2 du *Global Modelling and Assimilation Office* (GMAO).

Les variations des températures de la troposphère et de la stratosphère sont tout d’abord internes. Cette variabilité interne dépend du couplage océan-atmosphère. Le phénomène de

variabilité interne ayant le plus d'impact sur l'ensemble de la Terre est *El Niño - Southern Oscillation* (ENSO). C'est un phénomène cyclique (2 à 7 ans) de réchauffement de la surface de l'océan Pacifique équatorial qui a des répercussions sur la météo de toute la Terre. Il existe aussi des phénomènes ponctuels, comme les réchauffements stratosphériques soudains (SSW pour *Sudden Stratospheric Warming*) qui sont des perturbations importantes mais brèves des températures stratosphériques polaires en hiver et qui ont des conséquences sur la météo aux moyennes latitudes.

Durant le dernier millénaire (avant le début de l'ère industrielle au XVIII^{ème} siècle), les températures atmosphériques étaient affectées par trois facteurs principaux : les variations orbitales de la Terre par rapport au Soleil qui ont un impact sur l'énergie solaire reçue, les variations de l'activité solaire et les éruptions volcaniques qui injectent dans l'atmosphère des particules ayant un effet radiatif. Les reconstructions de séries temporelles de température lors de ce millénaire ont montré que les forçages solaires ont eu un impact mineur sur le climat (Khodri et al., 2015). En revanche, les éruptions volcaniques jouent un rôle important sur le climat : la projection de cendres et de gaz volcaniques dans l'atmosphère, qui peuvent être transportés sur de grandes distances par les vents, modifie les propriétés radiatives de l'atmosphère. Ces modifications peuvent engendrer un réchauffement important de la stratosphère et un refroidissement de la troposphère (Goosse, 2015).

Depuis le début de l'ère industrielle au XVIII^{ème} siècle, l'augmentation des émissions anthropiques de gaz à effet de serre (GES) est devenue un forçage supplémentaire. Les principaux GES sont la vapeur d'eau (H_2O) présente naturellement dans l'atmosphère, l'ozone (O_3) produit dans la troposphère, le dioxyde de carbone (CO_2) émis par la consommation d'énergies fossiles et le méthane (CH_4) et le protoxyde d'azote (N_2O) qui sont principalement émis par l'agriculture. Ces émissions de GES ont provoqué une augmentation des températures de la surface et de la troposphère et une diminution des températures de la stratosphère (IPCC, 2021). La figure 1.3 montre l'anomalie de la température de l'air à la surface en janvier entre 1979 et 2021 par rapport à la moyenne de la période 1981-2010. Les températures de surface ont augmenté d'environ 0,5 K entre 1979 et 2021 : les anomalies de température étaient en

général entre $-0,1$ et $-0,3$ K pendant les années 1980 et elles sont maintenant entre $0,3$ et $0,6$ K.

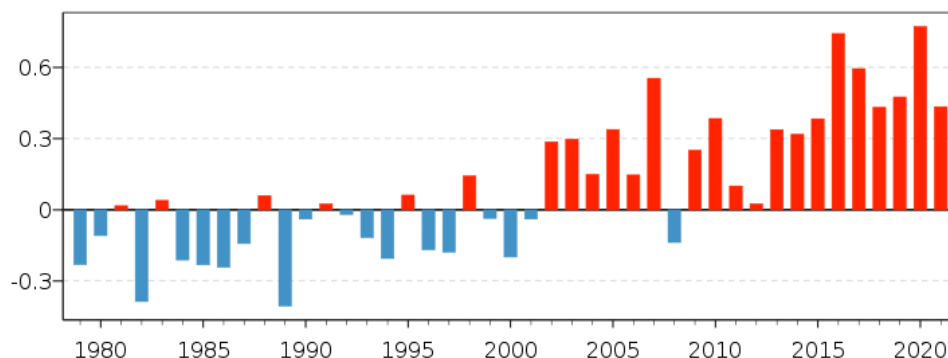


FIGURE 1.3 – Anomalie en K de la température en janvier de l’air à la surface entre 1979 et 2021 par rapport à la moyenne de 1981-2010 (C3S/ECMWF).

Dans la troposphère, les températures augmentent car elles sont principalement affectées par l’augmentation des GES. Depuis 1979, les températures troposphériques ont augmenté d’environ $0,15$ - $0,20$ K/décennie (Santer et al., 2017; Steiner et al., 2020), et cette augmentation est plus importante dans les tropiques et en Arctique (Serreze and Barry, 2011). L’augmentation des températures troposphériques a des effets multiples sur différents paramètres atmosphériques (température, précipitations, vents, composition chimique) et elle provoque une augmentation des événements extrêmes comme les vagues de chaleur, les sécheresses et les feux de forêt qui en découlent, ou bien les inondations dues à des précipitations importantes. Même s’il est compliqué d’affirmer qu’un événement particulier est dû au changement climatique, il a été montré que leur augmentation générale y est liée (Diffenbaugh et al., 2017; Myhre et al., 2019).

La stratosphère, contrairement à la troposphère, se refroidit et les variations de température dans cette couche dépendent de nombreux forçages. Ces forçages peuvent être anthropiques, comme l’augmentation des GES ou des substances destructrices d’ozone, ou naturels, comme le cycle solaire et les éruptions volcaniques (Aquila et al., 2016). Dans la basse stratosphère les températures diminuent d’environ $0,1$ - $0,2$ K/décennie et dans la moyenne et haute troposphère, elle diminue de $0,5$ - $0,6$ K/décennie depuis 1979 (Randel et al., 2016). Ce refroidissement général de la stratosphère a été interrompu temporairement lors de deux éruptions

volcaniques majeures, El Chichón en 1982 et le Pinatubo en 1991, dont les émissions de gaz ont réchauffé la stratosphère. La figure 1.4 montre l'évolution des anomalies de température de la basse stratosphère depuis 1958, mesurées par rapport à la moyenne de 1981-2010. On voit que les températures ont diminué de presque 2 K depuis 1958 (de 1,3 à -0,5 K). La diminution est constante, sauf lors de 3 éruptions volcaniques : les deux éruptions mentionnées précédemment et celle de l'Agung en 1963.

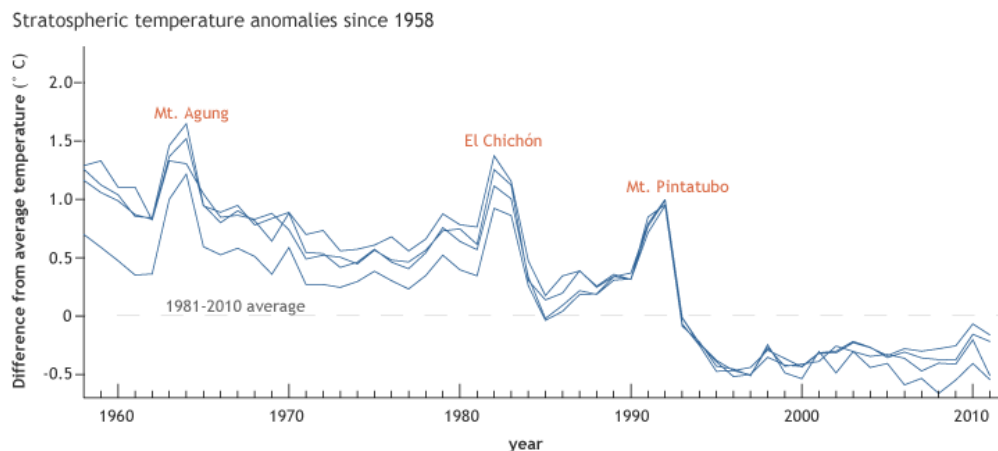


FIGURE 1.4 – Anomalie des températures de la basse stratosphère par rapport à la moyenne de 1981-2010, observées par radiosondages (voir Section 1.2). Figure de Blunden and Arndt (2012).

Les températures stratosphériques étant sensibles à plusieurs types de forçages, elles sont essentielles pour comprendre les effets des différents forçages et distinguer les causes naturelles et anthropiques des variations de température.

Il est également attendu que le forçage radiatif des GES aura un impact sur la fréquence et l'intensité des phénomènes de variabilité interne (IPCC, 2021; Nyenzi and Lefale, 2006), mais le lien est encore mal compris.

Avec l'augmentation des gaz à effet de serre qui continue, il est de plus en plus important de bien comprendre l'atmosphère, entre autres, pour prévoir au mieux l'évolution du climat dans le futur. Cela passe par une amélioration des modèles et des observations sur lesquelles ils reposent.

1.2 Observations de l’atmosphère

Les premiers ballons-sondes, inventés au XIX^{ème} siècle, ont permis de mesurer les profils de température de l’atmosphère. Ces instruments sont constitués d’une radiosonde attachée à un ballon. La radiosonde mesure la température et d’autres variables atmosphériques et transmet les mesures grâce à un émetteur radio. Le ballon, gonflé à l’hélium ou à l’hydrogène, peut monter jusqu’à environ 30 km d’altitude avant d’éclater à cause de la diminution de la pression atmosphérique. La figure 1.5 montre un ballon-sonde.



FIGURE 1.5 – Ballon-sonde lancé en Provence (Raoul Axinte).

Aujourd’hui, les ballons-sondes sont encore utilisés car ils sont le moyen le plus précis de mesurer les températures atmosphériques, et les plus longues séries temporelles de température proviennent de ces instruments. Cependant, cette méthode est limitée car elle ne permet pas toujours de faire des mesures fréquentes et il est impossible d’effectuer des mesures dans certaines régions de la Terre (les océans et les déserts).

Des efforts ont été réalisés récemment par le *Global Climate Observing System* (GCOS) *Reference Upper-Air Network* (GRUAN) (Seidel et al., 2009) pour homogénéiser l’utilisation des radiosondes et le traitement de leurs données dans quelques stations. Cependant, les séries temporelles de températures issues de ces instruments sont pour la plupart toujours inhomogènes, à cause de méthodes différentes de calibration des instruments et de traitement

de leurs données.

En 1960 a été lancé le premier satellite météorologique, le *Television InfraRed Observation Satellite* (TIROS-1), qui était équipé pour prendre des photos de la Terre depuis l'espace et ainsi observer la couverture nuageuse sur toute la Terre. Bien que ce satellite n'ait été en orbite que pendant 75 jours, il a permis de montrer qu'il était possible d'observer l'atmosphère terrestre et les conditions météorologiques depuis l'espace.

Depuis, de nombreux satellites ont été élaborés afin de mesurer différentes variables atmosphériques, d'améliorer les prévisions météorologiques et de surveiller le climat et la composition atmosphérique. Au fur et à mesure, l'observation de la Terre et de l'atmosphère par satellite est devenue une composante clé de l'étude du climat (Li et al., 2011; Yang et al., 2013), car elle a l'avantage de fournir une couverture fréquente et globale de la Terre, en particulier aux endroits où il n'est pas possible d'effectuer des radiosondages.

Cependant, les observations par satellite présentent aussi des inconvénients, notamment pour les mesures de température. Tout d'abord, contrairement aux observations par radiosondage, ces instruments ne mesurent pas directement la température, mais plutôt le rayonnement de la Terre et de l'atmosphère dans différentes régions spectrales, duquel on peut déduire les profils de température atmosphérique. Comme ces températures ne sont pas mesurées directement, elles sont moins exactes que celles mesurées par des ballons-sondes. Le deuxième inconvénient est l'inhomogénéité des séries temporelles observées par satellite : pour étudier les variations climatiques des températures, il est essentiel d'avoir des séries temporelles homogènes sur une longue durée, et les missions spatiales, qui ont généralement des durées assez courtes, ne permettent pas d'obtenir ce type de série temporelle. De ce fait, la plupart des longues séries temporelles de températures atmosphériques proviennent d'observations au sol. Il existe également des séries temporelles issues d'observations par satellite, mais elles sont en général composées d'observations de plusieurs instruments différents. Par exemple, les instruments *Stratospheric Sounding Units* (SSU), volant à bord des satellites de la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) de 1978 à 2006 (Randel et al., 2016)

ont fourni des températures stratosphériques pendant presque 30 ans, ce qui est une durée suffisante pour étudier le climat plutôt que les variations à court terme des températures. Cependant, l'objectif principal des SSU étant d'améliorer les prévisions météorologiques, l'homogénéité entre les différents instruments n'a pas été assurée, car elle n'était pas nécessaire. Pour les SSU, comme pour la plupart des longues séries temporelles de température issues d'observations par satellite, il y a donc des ajustements et des corrections de biais à réaliser avant de pouvoir les utiliser pour effectuer des études de tendances (Zou et al., 2014; Seidel et al., 2015).

L'*Atmospheric InfraRed Sounder* (AIRS), lancé en 2002 par la *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), est un instrument de sondage de l'atmosphère dans l'infrarouge thermique. Cet instrument a été lancé dans le but d'étudier le cycle de l'eau, la composition chimique de l'atmosphère, la connexion entre le climat et la météo et d'améliorer les prévisions météorologiques (Lambrigtsen et al., 2004). AIRS mesure les luminances du système Terre-atmosphère dans l'infrarouge thermique, entre 650 et 2700 cm^{-1} (2378 canaux), à partir desquelles il est possible de calculer les concentrations de plusieurs gaz atmosphériques et les profils de température. La durée de vie de la mission AIRS était au départ de 6 ans, mais elle a été prolongée jusqu'en 2022, ce qui donnera une série temporelle des températures atmosphériques de 20 ans.

En 2006 a été lancé le premier *Infrared Atmospheric Sounding Interferometer* (IASI), à bord du satellite Metop-A. Ce premier instrument, conçu par le Centre National d'Études Spatiales (CNES) et l'organisation Européenne pour l'exploitation des SATellites MÉTéorologiques (EUMETSAT) a ensuite été suivi de deux autres, lancés en 2012 et en 2018 sur les satellites Metop-B et Metop-C. Comme AIRS, ces instruments mesurent le rayonnement du système Terre-atmosphère dans l'infrarouge thermique, mais avec une meilleure résolution spectrale (8461 canaux entre 645 et 2760 cm^{-1}). Ces instruments ont été élaborés dans le but d'améliorer les prévisions météorologiques, surveiller la composition atmosphérique et suivre l'évolution du climat.

Depuis son lancement, IASI est devenu un instrument essentiel pour les modèles numériques de prévisions météorologiques (PNT pour Prévision Numérique du Temps). La figure 1.6 montre l'impact de plusieurs types d'observations dans les PNT du *UK Met Office*. Les satellites Metop sont le moyen d'observation qui contribue le plus à l'amélioration des prévisions météorologiques (24 %) et cette contribution est en grande partie due aux instruments IASI (14,2 % du total). IASI est également devenu essentiel dans le domaine de la chimie atmosphérique : il est aujourd'hui l'instrument qui permet de mesurer le plus de gaz atmosphériques.

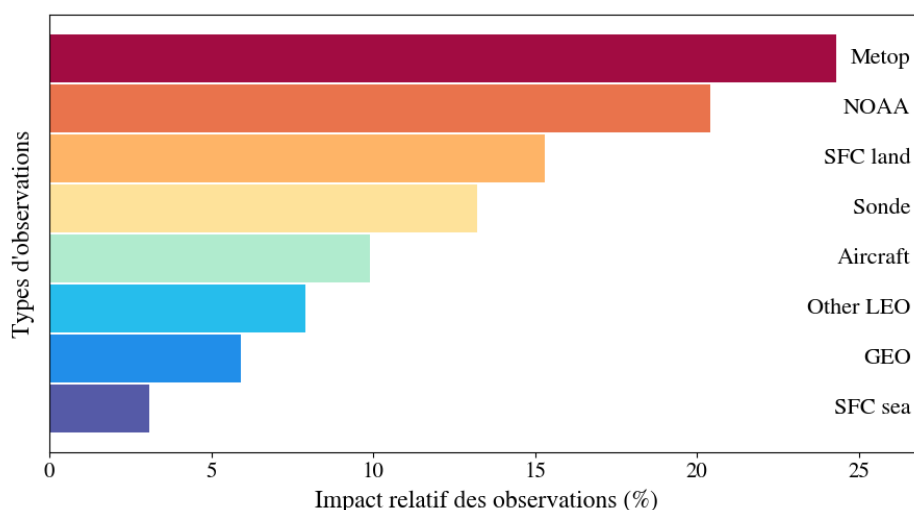


FIGURE 1.6 – Impact relatifs de différents types d'observations sur les prévisions météorologiques globales (J. Eyre, *UK Met Office*).

En revanche le potentiel de IASI pour l'étude de l'évolution des températures sur la durée de toute la mission n'a pas encore été exploité. Les instruments IASI sont utilisés comme référence pour l'intercalibration des sondeurs infrarouges par le *Global Space-Based Inter-Calibration System* (Goldberg et al., 2011) en raison de leur grande stabilité radiométrique. De plus, l'intercomparaison des trois instruments IASI montre une très bonne concordance entre leurs mesures (Boynard et al., 2018; EUMETSAT, 2013a, 2020a), et il n'y a pas d'ajustement à faire. Metop-C est censé fonctionner jusqu'en 2025 (au moins), donc les instruments IASI permettront d'avoir une longue série homogène de luminance, dont les températures atmosphériques peuvent être dérivées. Malgré cela, peu d'efforts ont été réalisés pour étudier le changement climatique à partir des observations de IASI.

1.3 Buts de la thèse

Ce travail de thèse a été financé par l'*European Research Council* (financement n°742909, IASI Flux et Temperature). Ce projet a pour but de créer des séries temporelles homogènes de température (surface et atmosphère) et de rayonnement sortant de l'atmosphère à partir des observations IASI.

Le but de cette thèse est de restituer les températures atmosphériques pendant la durée de la mission IASI et d'étudier à la fois l'évolution des températures sur le long terme, et les variations plus ponctuelles comme les événements extrêmes. La mission IASI est décrite plus en détail dans le Chapitre 2, ainsi que le problème du transfert radiatif, qui relie les observations par satellites aux températures atmosphériques. Dans le Chapitre 3, nous verrons les méthodes utilisées pour résoudre ce problème.

Dans le Chapitre 4, les luminances de l'instrument IASI et les profils de température déjà existants qui en sont issus (traités par EUMETSAT) sont analysés. EUMETSAT a effectué plusieurs mises à jour des algorithmes de traitement au cours de la mission IASI et elles ont affecté l'homogénéité des données. L'analyse de ces produits est réalisée afin de quantifier les effets des mises à jour et déterminer si les températures EUMETSAT sont adaptées à l'étude du changement climatique.

La création d'une nouvelle série de températures atmosphériques calculées à partir des luminances IASI est exposée dans le Chapitre 5, ainsi que la validation de cette série avec d'autres jeux de données. Dans le Chapitre 6, j'utilise cette série de température pour étudier certains événements extrêmes qui ont eu lieu depuis le lancement du premier IASI. J'utilise également ces températures pour calculer des tendances sur la période 2008-2020.

Enfin, les conclusions, enjeux, et perspectives de cette thèse sont présentées dans le Chapitre 7.

Chapitre 2

La théorie du transfert radiatif et l'instrument IASI

Les luminances observées en haut de l'atmosphère par un instrument comme IASI dépendent des températures à la surface et à différents niveaux de l'atmosphère, ainsi que des concentrations des gaz atmosphériques. La théorie du transfert radiatif décrit les interactions entre le rayonnement et la matière et permet de faire le lien entre les luminances observées en haut de l'atmosphère et l'état de l'atmosphère (températures et concentrations).

2.1 Transfert radiatif

En arrivant à la surface de la Terre, le rayonnement solaire peut être absorbé, réfléchi ou transmis. Ces trois phénomènes sont quantifiés par l'absorbance α , la transmittance τ et la réflectance ρ . Ces variables sont définies par la quantité de rayonnement absorbé, transmis ou réfléchi divisé par le rayonnement total reçu, de sorte que, pour un nombre d'onde ν donné :

$$\alpha_\nu + \tau_\nu + \rho_\nu = 1 . \quad (2.1)$$

À partir de l'absorbance, on peut définir la notion de corps noir : un corps noir est un objet qui absorbe tout le rayonnement qu'il reçoit ($\alpha = 1$). Un corps noir réémet ensuite le rayonnement absorbé sous une autre forme et ce rayonnement réémis dépend uniquement de

sa température. Le rayonnement B d'un corps noir en $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\text{m}$ à un nombre d'onde ν est défini par la loi de Planck :

$$B_\nu(T) = \frac{2hc^2\nu^3}{\exp\left(\frac{hc\nu}{kT}\right) - 1}, \quad (2.2)$$

avec T la température, $c = 299792458 \text{ m.s}^{-1}$ la vitesse de la lumière dans le vide, $h = 6,62607015 \times 10^{-34} \text{ J.s}$ la constante de Planck et $k = 1,380649 \times 10^{23} \text{ J.K}^{-1}$ la constante de Boltzmann. La figure 2.1 montre le rayonnement de corps noir entre 10 et 2000 cm^{-1} pour des objets ayant une température de surface de 288 K (la température moyenne de la surface de la Terre) et de 5778 K (la température moyenne de la surface du Soleil).

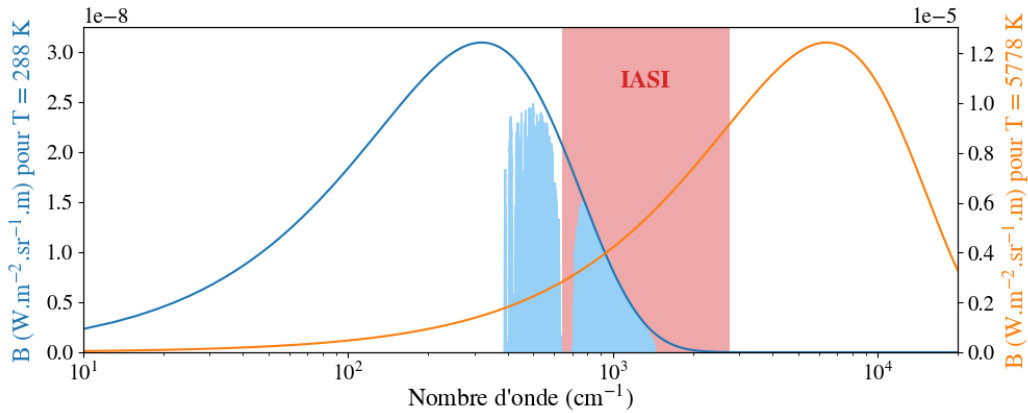


FIGURE 2.1 – Traits bleus et oranges : rayonnement de corps noir pour des objets de 288 et 5778 K . Bleu clair : rayonnement infrarouge thermique transmis par l'atmosphère. Rouge : fenêtre d'observation de IASI.

Pour un objet de la même température que la Terre, le maximum du rayonnement de corps noir est de $3 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\text{m}$ et il est atteint à environ 300 cm^{-1} . Pour un corps noir de la température du Soleil, le maximum de rayonnement est de $1,2 \times 10^{-5} \text{ W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\text{m}$ et il est atteint à 6400 cm^{-1} . Plus la température de surface d'un objet est élevée, plus son rayonnement de corps noir est important et plus le maximum de rayonnement est atteint à un grand nombre d'onde.

Dans le cas de la Terre, on parle plutôt de corps gris, c'est-à-dire un corps noir imparfait qui n'absorbe pas la totalité de l'énergie qu'il reçoit. La différence entre le rayonnement réémis par un corps gris et par un corps noir de la même température permet de définir la

notion d'émissivité ϵ (sans unité) :

$$\epsilon_\nu = \frac{L_\nu(T)}{B_\nu(T)}, \quad (2.3)$$

avec le L le rayonnement d'un corps gris, qu'on peut alors définir par le rayonnement d'un corps noir de la même température multiplié par son émissivité :

$$L_\nu(T) = \epsilon_\nu B_\nu(T). \quad (2.4)$$

Cela permet également de définir la notion de température de brillance : pour un nombre d'onde ν , la température de brillance d'un objet est la température d'un corps noir qui émettrait le même rayonnement à ce nombre d'onde.

En traversant l'atmosphère, le rayonnement de la Terre interagit avec les molécules et les particules atmosphériques. Selon leur géométrie et la longueur d'onde du rayonnement, les molécules peuvent diffuser ou absorber le rayonnement. Dans le domaine de l'infrarouge thermique, la diffusion peut être négligée et les processus dominants sont l'émission et l'absorption des gaz atmosphériques, des nuages et des aérosols.

Pour un rayonnement qui traverse une épaisseur de gaz ds , la loi de Beer-Lambert décrit la réduction de luminance mesurée après l'absorption par la matière, à un nombre d'onde ν :

$$\begin{aligned} dL_\nu &= D\omega_\nu L_\nu ds \\ &= \alpha_\nu L_\nu ds, \end{aligned} \quad (2.5)$$

avec D la densité d'absorbant, ω le coefficient d'absorption massique de la matière, et $\alpha = D \times \omega$ l'absorbance. Après avoir traversé une épaisseur d'atmosphère ds , la luminance émise par la Terre devient donc :

$$L_\nu - dL_\nu = \epsilon_\nu B_\nu - \alpha_\nu L_\nu ds. \quad (2.6)$$

Pour obtenir la luminance reçue par un instrument à bord d'un satellite en haut de l'atmosphère, il faut donc intégrer dL_ν sur toute l'épaisseur de l'atmosphère. Plutôt que l'épaisseur s , on utilise la pression atmosphérique P . Comme la pression diminue de façon strictement

monotone avec l'altitude, elle indique à quelle altitude on se situe. La luminance reçue par un satellite situé en haut de l'atmosphère L_{sat} est :

$$L_{sat}(\nu) = \epsilon_{\nu,surf} B_{\nu}(T_{surf}) \tau_{\nu,surf} + \int_{P_{surf}}^{P_{sat}} B_{\nu}[T(P)] \frac{\partial \tau_{\nu}(P)}{\partial \ln P} d \ln P , \quad (2.7)$$

avec τ_{ν} la transmittance :

$$\tau_{\nu} = \exp \left(- \int_{P_1}^{P_2} \alpha(P) dP \right) . \quad (2.8)$$

Le premier terme de l'équation 2.7 représente l'émission de la surface de la Terre en fonction de son rayonnement de corps noir, son émissivité et sa transmittance. Le deuxième terme de l'équation représente à la fois le rayonnement émis par l'atmosphère à différents niveaux de pression $B_{\nu}[T(P)]$ et le rayonnement que l'atmosphère laisse passer en fonction de sa composition à différents niveaux de pression $\partial \tau_{\nu}(P)/\partial \ln P$ (figure 2.1). L'émission et l'absorption de l'atmosphère sont intégrées sur tous les niveaux de pression entre la pression de la surface P_{surf} et la pression en haut de l'atmosphère P_{sat} .

À chaque nombre d'onde, la luminance mesurée par un satellite contient des informations sur la température et l'émissivité de la surface à ce nombre d'onde, les températures atmosphériques et les concentrations des composants atmosphériques qui absorbent le rayonnement à ce nombre d'onde. Un spectre de luminances mesurées à différents nombres d'onde dans un domaine spectral contient donc des informations sur les profils de températures et les profils de concentrations de l'ensemble des composants qui absorbent dans ce domaine. Pour chaque état du système Terre-atmosphère, caractérisé par les températures et les concentrations, il est possible de déterminer les luminances observées en haut de l'atmosphère, c'est le problème du transfert radiatif direct. Ce problème a une solution existante et unique.

2.2 L'instrument IASI

Les instruments IASI volent à bord des trois satellites Metop, qui forment la section spatiale de l'*EUMETSAT Polar System*. Les trois Metop ont été lancés le 19 octobre 2006 (Metop-A), le 17 septembre 2021 (Metop-B) et le 7 novembre 2018 (Metop-C). En plus de IASI, les satel-

lites Metop transportent d'autres instruments d'observation de l'atmosphère, notamment le *Microwave Humidity Sounder* (MHS) et l'*Advanced Microwave Sounding Unit* (AMSU-A), deux instruments de sondage micro-onde dont les observations sont utilisées, entre autres, pour compléter les observations IASI. La figure 2.2 représente une vue d'artiste du satellite Metop-C.



FIGURE 2.2 – Vue d'artiste de Metop-C (Airbus).

2.2.1 Orbite et mode d'observation de l'instrument

Les trois satellites Metop sont placés sur des orbites polaires et héliosynchrones à 817 km d'altitude, avec une inclinaison de $98,7^\circ$ (Clerbaux et al., 2009). Les satellites passent donc presque au-dessus des pôles à chacune de leurs orbites. Ils effectuent chacun 14 orbites journalières en moyenne. Depuis son lancement, Metop-A a réalisé presque 80000 orbites autour de la Terre et Metop-B presque 50000. Ce type d'orbite permet aux satellites de survoler chaque endroit de la Terre deux fois par jour, à environ 9h30 et 21h30. La figure 2.3 montre l'heure locale du nœud ascendant de Metop-A et Metop-B depuis leurs lancements respectifs (données provenant de <https://climserv.ipsl.polytechnique.fr/ixion/>). On voit que l'orbite des satellites n'est pas stable, car ils dérivent progressivement et ils sont remis sur leur orbite environ une fois par an. En 2017, la correction de l'orbite de Metop-A a été arrêtée et l'heure de passage de Metop-A a depuis dérivé de 21h30 à 20h, et Metop-B est devenu le satellite de référence pour les PNT et la calibration des sondeurs infrarouges.

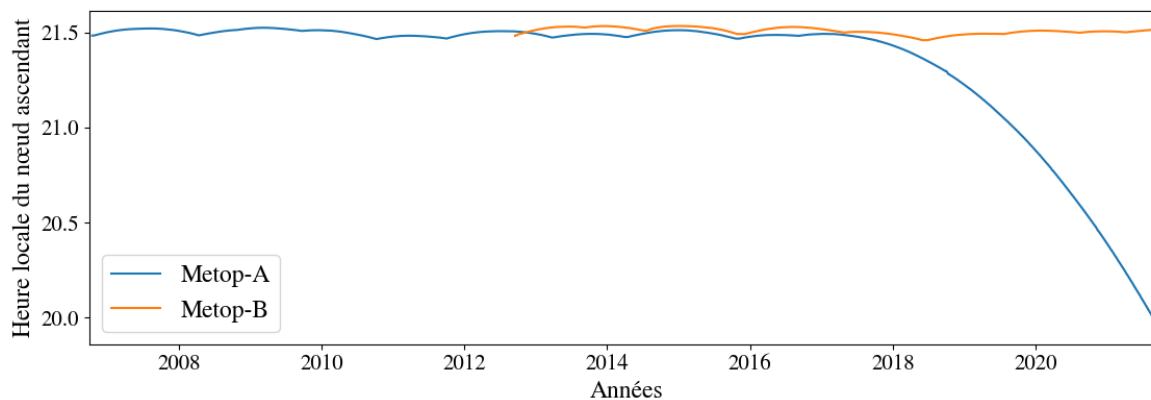


FIGURE 2.3 – Heure locale du nœud ascendant de Metop-A et Metop-B depuis leurs lancements respectifs (Ixion).

À bord des satellites, les instruments IASI observent la Terre par des scans perpendiculaires à la trace de Metop. Ces scans, larges de 2200 km, contiennent 30 champs de vue (15 de chaque côté du nadir) et chaque champ de vue contient quatre pixels. Une mesure est effectuée dans chacun de ces pixels, qui ont un diamètre de 12 km au nadir. En tout, chaque instrument IASI effectue plus d'1,2 millions d'observations par jour. La figure 2.4 illustre le mode d'observation de IASI et la figure 2.5 montre la couverture de la Terre par les trois instruments, au fur et à mesure de leurs lancements respectifs.

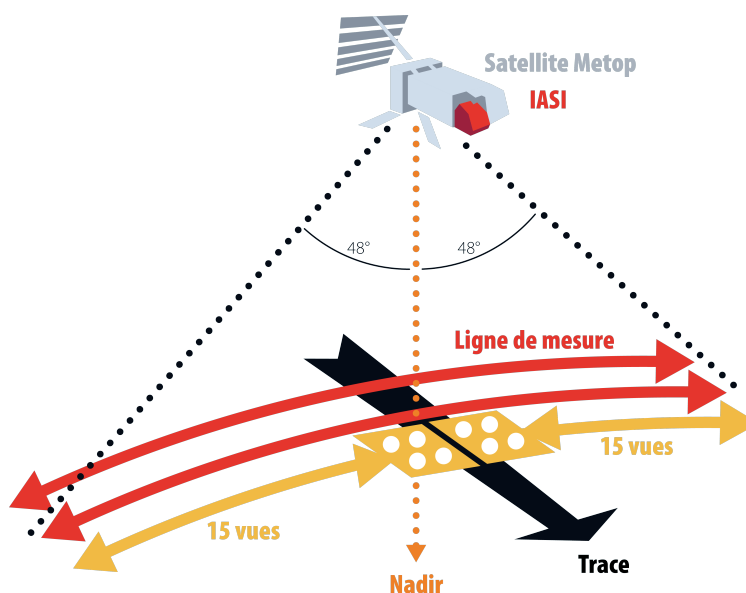


FIGURE 2.4 – Mode d'observation de IASI (G. Katchourine).

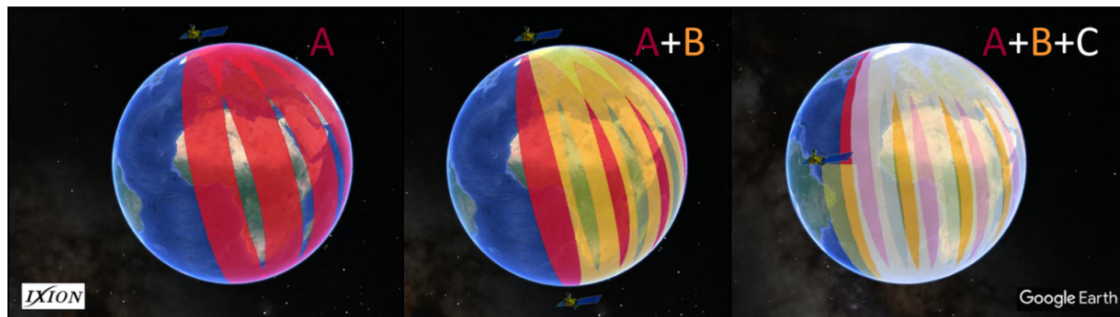


FIGURE 2.5 – Couverture de la Terre par les trois satellites Metop.

2.2.2 Le spectre IASI

Les instruments IASI sont des spectromètres à transformée de Fourier, qui utilisent une méthode de télédétection passive. Ils mesurent le rayonnement du système Terre-atmosphère dans l'infrarouge thermique. Chaque mesure de IASI consiste en un spectre de luminances, appelées également *Level 1C* (L1C), mesurées dans 8461 canaux entre 645 et 2760 cm^{-1} (entre $15,5$ et $3,62\text{ }\mu\text{m}$), avec une résolution de $0,25\text{ cm}^{-1}$ ($0,5\text{ cm}^{-1}$ apodisé). La figure 2.6 montre un spectre typique de IASI par temps clair convertit en température de brillance.

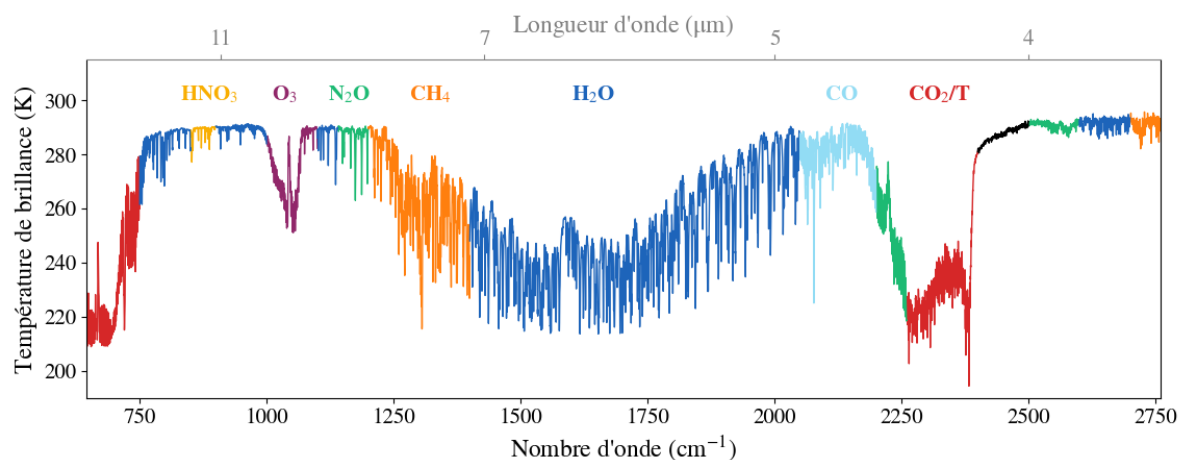


FIGURE 2.6 – Spectre typique de IASI pour un ciel clair en température de brillance et principaux composants atmosphériques observables par IASI.

Sur cette figure, on voit également les principales molécules qu'il est possible d'observer grâce aux luminances mesurées à différents nombres d'onde. Les nombres d'onde où la température

de brillance est inférieure à 290 K représentent l'absorption des composants atmosphériques. Des travaux antérieurs ont montré qu'il est possible de mesurer les concentrations d'environ 30 gaz atmosphériques à partir des spectres IASI (Clarisse et al., 2011; Franco et al., 2018, 2019). Il est également possible de calculer les températures de la surface à partir des luminances dans les fenêtres atmosphériques (les régions du spectre où aucune molécule n'absorbe), situées de part et d'autre de la bande d'absorption de l'ozone, entre 800 et 1040 cm^{-1} et entre 1080 et 1150 cm^{-1} (Safieddine et al., 2020b).

Dans les bandes d'absorption du dioxyde de carbone (CO_2) à $\sim 700 \text{ cm}^{-1}$ et $\sim 2300 \text{ cm}^{-1}$, il est possible de déduire les profils de température atmosphérique à partir des luminances mesurées. Le CO_2 ayant une concentration relativement stable et un long temps de vie dans l'atmosphère, il n'a que peu d'influence sur les luminances. On considère donc que les variations de luminance mesurées dans les bandes d'absorption du CO_2 sont plus dues aux variations de température atmosphérique qu'aux variations de la concentration de CO_2 .

Comme tout instrument de mesure, IASI possède un bruit instrumental. Les spectres IASI sont divisés en trois bandes : la bande 1 de 645 à 1210 cm^{-1} , la bande 2 de 1210 à 2000 cm^{-1} et la bande 3 de 2000 à 2760 cm^{-1} (EUMETSAT, 2019). La figure 2.7 montre le bruit instrumental d'un spectre IASI pour une scène à 280 K.

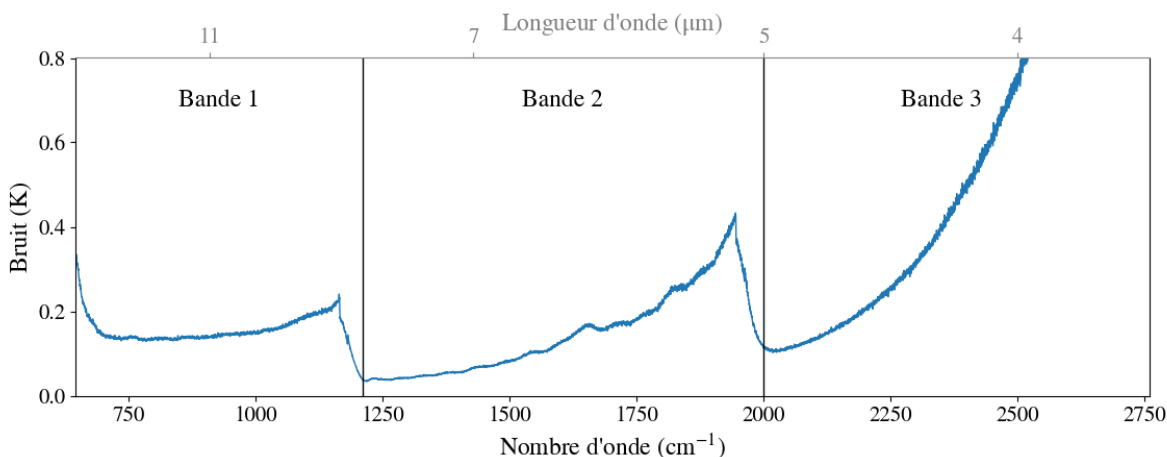


FIGURE 2.7 – Bruit instrumental de IASI pour une température de scène à 280 K.

À la fin de chaque bande, le bruit augmente, en particulier dans la bande 3. Dans la deuxième

région d'absorption du CO_2 ($\sim 2300 \text{ cm}^{-1}$), les luminances mesurées sont donc très perturbées par le bruit. De plus, pour les nombres d'onde supérieurs à 2000 cm^{-1} , les luminances peuvent être contaminées par le rayonnement solaire (figure 2.1). Le calcul des températures atmosphériques va donc plus reposer sur les luminances observées autour de 700 cm^{-1} .

Le 15 octobre 2021, IASI-A a transmis ses dernières données avant d'être définitivement mis hors service. Il n'y a maintenant plus que les observations de IASI-B et IASI-C.

Chapitre 3

Méthode d'inversion des températures atmosphériques

Le problème du transfert radiatif inverse consiste à déterminer l'état du système Terre-atmosphère à partir des luminances observées en haut de l'atmosphère. La résolution de ce problème consiste à inverser analytiquement l'équation 2.7. La non-linéarité de cette équation rend l'inversion analytique impossible donc il faut utiliser des méthodes statistiques pour résoudre le problème.

De plus, le problème inverse est mal posé (il y a une infinité de solutions) car les mesures contiennent un bruit instrumental. Pour un état donné, il y a un spectre de luminance qui arrive en haut de l'atmosphère mais il y a plusieurs mesures possibles par l'instrument à cause du bruit, et inversement, il peut y avoir plusieurs états correspondant à une mesure donnée. La pluralité des solutions peut également venir du fait que certaines caractéristiques de l'état (la température à un niveau de pression donné ou la concentration d'un gaz donné par exemple) n'ont pas de lien avec la luminance mesurée à un nombre d'onde donné, ces caractéristiques de l'état peuvent donc prendre n'importe quelle valeur lors de l'inversion. Il n'est donc pas suffisant de trouver un état qui est solution du problème, il faut trouver l'état qui est la meilleure solution. Pour isoler la meilleure solution, c'est-à-dire l'ensemble des variables (températures et concentrations) qui correspondent aux luminances observées, il faut s'aider de connaissances physiques et statistiques *a priori* sur l'état de l'atmosphère

et sur le lien physique entre l'état et la mesure. Le problème est également mal posé à la surface, car la température de la surface dépend de l'émissivité et l'émissivité dépend de la température de la surface.

3.1 Degrés de liberté et réduction d'entropie

Les méthodes statistiques qui permettent de calculer les températures atmosphériques à partir de spectres de radiances sont décrites dans la Section 3.2. Avant d'appliquer une de ces méthodes aux spectres de luminances observés par IASI, il est nécessaire de sélectionner les canaux les plus sensibles aux températures atmosphériques. Tout d'abord parce que les luminances à certains nombres d'onde sont plus sensibles aux variations des concentrations des molécules atmosphériques qu'aux variations des températures atmosphériques. Une variation des luminances due à une variation des concentrations pourrait donc être interprétée, à tort, par l'algorithme d'inversion comme due à une variation des températures.

De plus, pour un instrument comme IASI qui mesure des luminances dans 8461 canaux et qui effectue plus d'un million d'observations par jour depuis plusieurs années, utiliser la totalité des luminances mesurées poserait des problèmes de temps et de puissance de calcul. Il est donc nécessaire de réduire le nombre de canaux utilisés dans les calculs.

La formulation du problème de sélection des canaux est décrite par Rodgers (2000). On considère un vecteur de mesures \mathbf{y} contenant y éléments (c'est à dire un vecteur de luminances mesurées dans y canaux) et un vecteur d'état de l'atmosphère \mathbf{x} contenant x éléments (un vecteur de températures atmosphériques à x niveaux de pression). La relation est décrite par un modèle direct \mathbf{F} , qui décrit le lien physique entre \mathbf{x} et \mathbf{y} . Comme les mesures ne sont jamais exactes, il faut également ajouter le bruit instrumental \mathbf{e} :

$$\mathbf{y} = \mathbf{F}(\mathbf{x}) + \mathbf{e} \tag{3.1}$$

Pour traiter le problème, il est plus pratique de considérer un problème linéaire. La linéarisation de \mathbf{F} par rapport à un état \mathbf{x}_0 donne :

$$\begin{aligned} \mathbf{y} - \mathbf{F}(\mathbf{x}_0) &= \frac{\partial \mathbf{F}(\mathbf{x})}{\partial \mathbf{x}} (\mathbf{x} - \mathbf{x}_0) + \mathbf{e} \\ &= \mathbf{H}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_0) + \mathbf{e} . \end{aligned} \quad (3.2)$$

Cette équation définit la matrice des jacobiens \mathbf{H} , de dimensions $y \times x$. Chaque élément de cette matrice décrit comment chaque élément du vecteur de mesures \mathbf{y} est censé varier en fonction de chaque élément du vecteur d'état \mathbf{x} , en prenant seulement en compte la théorie physique (décrite par \mathbf{F}) et pas le bruit instrumental :

$$H_{ij} = \frac{\partial F_i(\mathbf{x})}{\partial x_j} \quad (3.3)$$

Les jacobiens représentent alors la sensibilité des luminances en haut de l'atmosphère aux températures atmosphériques.

Avant que la mesure soit faite, la connaissance du vecteur d'état est décrite par une fonction de densité de probabilité *a priori* $\mathbb{P}(\mathbf{x})$. Après la mesure, la connaissance de \mathbf{x} est décrite par $\mathbb{P}(\mathbf{x}|\mathbf{y})$, c'est-à-dire la probabilité de \mathbf{x} sachant \mathbf{y} . Ces deux fonctions de densité de probabilité sont reliées par le théorème de Bayes :

$$\mathbb{P}(\mathbf{x}|\mathbf{y}) = \frac{\mathbb{P}(\mathbf{y}|\mathbf{x})\mathbb{P}(\mathbf{x})}{\mathbb{P}(\mathbf{y})} , \quad (3.4)$$

avec $\mathbb{P}(\mathbf{y}|\mathbf{x})$ la probabilité de la mesure \mathbf{y} sachant l'état \mathbf{x} (donc le modèle direct), et $\mathbb{P}(\mathbf{y})$ la probabilité de la mesure, avant qu'elle soit faite. Cette approche indique comment résoudre le problème pour avoir une idée de l'état de l'atmosphère connaissant la mesure, mais elle ne donne pas la solution exacte. Pour obtenir la solution, il faut trouver la valeur de \mathbf{x} qui maximise $\mathbb{P}(\mathbf{x}|\mathbf{y})$. Cette approche permet de définir la notion de contenu en information C_{info} : le contenu en information d'une mesure est le facteur par lequel la connaissance de l'état a été améliorée en effectuant la mesure.

Sélectionner les canaux d'un spectre les plus sensibles aux températures atmosphériques revient à sélectionner les canaux qui apportent le plus d'information sur l'état de l'atmosphère \mathbf{x} et qui en réduisent l'incertitude.

Il existe plusieurs méthodes qui permettent de sélectionner les canaux qui apportent le plus d'informations sur l'état de l'atmosphère. Toutes ces méthodes utilisent un ensemble de données large et représentatif des états possibles de l'atmosphère, qui forment les *a priori* \mathbf{x}_a et leur covariance associée \mathbf{S}_a . Les mesures correspondant à cet *a priori* sont notées \mathbf{y}_a . Ces *a priori*, utilisés en entrée d'un modèle de transfert radiatif, servent également à calculer les jacobiens \mathbf{H} . Il faut également connaître le bruit de l'instrument qui observe et l'erreur du modèle de transfert radiatif utilisé pour calculer les jacobiens. Le bruit et l'erreur sont caractérisés par leur matrice de covariance \mathbf{S}_e .

La solution de l'état, $\hat{\mathbf{x}}$, est donnée par :

$$\begin{aligned}\hat{\mathbf{x}} &= \mathbf{x}_a + (\mathbf{S}_a^{-1} + \mathbf{H}^T \mathbf{S}_e^{-1} \mathbf{H})^{-1} \mathbf{H}^T \mathbf{S}_e^{-1} (\mathbf{y} - \mathbf{y}_a) \\ &= \mathbf{x}_a + \mathbf{A} \mathbf{H}^T \mathbf{S}_e^{-1} (\mathbf{y} - \mathbf{y}_a),\end{aligned}\tag{3.5}$$

avec \mathbf{A} la matrice de covariance de l'inversion :

$$\mathbf{A} = (\mathbf{S}_a^{-1} + \mathbf{H}^T \mathbf{S}_e^{-1} \mathbf{H})^{-1} .\tag{3.6}$$

La matrice \mathbf{A} permet de définir la **DRM** (*Data Resolution Matrix*) :

$$\mathbf{DRM} = \mathbf{H} \mathbf{A} \mathbf{H}^T \mathbf{S}_e^{-1} .\tag{3.7}$$

Cette matrice fait le lien entre les valeurs exactes (sans bruit) des mesures et de l'état.

Menke (1984) décrit une méthode de sélections de canaux basée sur la **DRM**. La **DRM** indique le poids que chaque observation a dans l'estimation de l'état, et les éléments diagonaux de cette matrice indiquent l'importance de chaque élément de la mesure pour l'estimation

de l'état. Sélectionner les canaux à partir de la **DRM** consiste à choisir les canaux qui ont la plus grande importance.

Une autre façon de sélectionner les canaux repose sur la matrice des jacobiens \mathbf{H} . Dans cette méthode, décrite par Aires et al. (2002), les jacobiens sont normalisés par la racine carré de \mathbf{S}_e :

$$\mathbf{H}' = \mathbf{S}_e^{-1/2} \mathbf{H} , \quad (3.8)$$

et on peut définir \mathbf{h}' le jacobien normalisé d'un canal. Ensuite, à chaque niveau de pression, les canaux choisis sont ceux pour lesquels \mathbf{h}' a le plus grand rapport maximum/largeur. La largeur des jacobiens peut être définie par leur largeur à mi-hauteur ou elle peut être calculée par la racine carrée de la somme de tous les éléments du vecteur \mathbf{h}' .

La méthode de sélection des canaux peut également se faire par une méthode itérative, décrite par Rodgers (2000). Cette méthode utilise la réduction de l'entropie (ER) ou les degrés de liberté du signal (DFS pour *Degrees of Freedom for Signal*).

L'entropie E mesure la probabilité de tous les états possibles et elle est maximale quand tous les états ont une probabilité égale. Réduire l'entropie permet de départager les états possibles. Le contenu en information d'une mesure est donné par :

$$C_{info} = E[\mathbb{P}(\mathbf{x})] - E[\mathbb{P}(\mathbf{x}|\mathbf{y})] , \quad (3.9)$$

ce qui est équivalent à la réduction de l'entropie ER .

Les degrés de liberté sont quant à eux une mesure du nombre d'informations indépendantes contenues dans une mesure. On peut distinguer les degrés de liberté du signal (DFS), les informations qui varient en fonction de l'état de l'atmosphère, et les degrés de liberté du bruit, qui varient en fonction du bruit et qui n'apportent pas d'informations sur l'état de l'atmosphère. Le contenu en information d'une mesure peut donc aussi être quantifié par les DFS qu'elle apporte.

Les mesures de DFS et d' ER permettent de déterminer quelle partie de la mesure, c'est-à-dire quel canal du spectre, apporte le plus d'informations sur l'état de l'atmosphère. On cherche donc à sélectionner les canaux qui maximisent DFS ou ER . Pour la sélection du premier canal, la méthode itérative utilise la matrice \mathbf{A} définie plus haut et les jacobiens normalisés par le bruit \mathbf{H}' . On calcule ensuite la réduction d'entropie et les degrés de liberté apportés par chaque canal :

$$\delta ER = \frac{1}{2} \log_2(1 + \mathbf{h}'^T \mathbf{A}_n \mathbf{h}') \quad (3.10)$$

$$\delta DFS = \frac{\mathbf{h}'^T \mathbf{A}_n \mathbf{h}'}{1 + \mathbf{h}'^T \mathbf{A}_n \mathbf{h}'} , \quad (3.11)$$

avec n le nombre de canaux déjà sélectionnés ($n = 0$ pour la sélection du premier canal). Après avoir calculé δER ou δDFS pour chaque canal, on choisit celui qui maximise δER ou δDFS . Après la sélection du meilleur canal, la matrice \mathbf{A} est mise à jour avec le \mathbf{h}' du canal choisi :

$$\mathbf{A}_{n+1} = \mathbf{A}_n - \frac{(\mathbf{A}_n \mathbf{h}')(\mathbf{A}_n \mathbf{h}')^T}{1 + (\mathbf{A}_n \mathbf{h}')^T \mathbf{h}'} . \quad (3.12)$$

Ensuite, on sélectionne le canal suivant en calculant à nouveau δER ou δDFS pour chaque canal restant, avec \mathbf{A} mise à jour.

Le processus de sélection est arrêté soit quand un nombre prédéterminé (par le temps de calcul par exemple) de canaux a été atteint, soit lorsqu'un seuil de DFS ou ER a été franchi, soit quand sélectionner des canaux supplémentaires n'améliore pas significativement ER ou DFS . Il est important de noter qu'il n'existe pas une seule sélection optimale, il existe plusieurs combinaisons de canaux qui sont également adaptées aux calcul des températures atmosphériques. Bien que les méthodes ER et DFS donnent des sélections de canaux différentes, le contenu en information de ces sélections est très similaire d'une méthode à l'autre.

Ces trois méthodes (méthode de la **DRM**, méthode des jacobiens et méthode itérative) ont été comparées par Rabier et al. (2002). La méthode itérative est celle qui donne les

meilleurs résultats, c'est donc celle-ci qui sera utilisée dans la suite.

3.2 Méthodes statistiques de calcul des températures atmosphériques

Les canaux sélectionnés sont ensuite utilisés en entrée d'un algorithme d'inversion qui permet de restituer les températures atmosphériques. Ces algorithmes reposent généralement sur des méthodes statistiques, c'est à dire qu'ils sont entraînés à faire le lien entre les mesures et l'état à partir d'une base de données large et représentative, constituée de toutes les situations atmosphériques possibles et des observations correspondant à ces situations. Cette section décrit trois méthodes possibles pour restituer les profils de température qui seront utilisées dans la suite : les réseaux de neurones artificiels (ANN pour *Artificial Neural Network*), la régression linéaire par morceaux (PWLR pour *PieceWise Linear Regression*) et la méthode d'estimation optimale (OEM pour *Optimal Estimation Method*).

3.2.1 Régression linéaire par morceaux et méthode d'estimation optimale

La PWLR et l'OEM sont utilisées de façon complémentaire par EUMETSAT pour calculer les températures de la surface et de l'atmosphère ainsi que les profils d'humidité dérivés des spectres IASI, qui constituent les produits IASI *Level 2* (L2) opérationnels d'EUMETSAT.

Dans un premier temps, un calcul statistique est effectué avec la PWLR. Cette méthode consiste en une régression linéaire entre les mesures et l'état de l'atmosphère. Les coefficients de la régression linéaire sont calculées à partir d'un ensemble larges de situations atmosphériques. Comme la relation entre l'état et les mesures n'est pas linéaire, les situations atmosphériques sont séparées en groupes d'atmosphères relativement homogènes, par un partitionnement en k -moyennes. Ce partitionnement en groupes homogènes permet de s'assurer que, dans chaque groupe, une relation linéaire est une bonne approximation de la relation entre les mesures et l'état. Des coefficients de régression linéaire différents sont ensuite calcu-

lées pour chaque groupe. Les profils de températures sont calculés à partir des observations, auxquelles on applique les coefficients du groupe auquel elles appartiennent.

Les températures calculées avec la PWLR peuvent ensuite être utilisées comme première estimation dans l'OEM, qui est une méthode variationnelle de calcul, plutôt que statistique. Dans l'OEM, les profils de températures issus de la PWLR sont introduits dans un modèle de transfert radiatif pour calculer des spectres de luminances synthétiques. Les profils de température sont ensuite améliorés itérativement pour minimiser la fonction de coût suivante :

$$\theta = (\mathbf{x} - \mathbf{x}_a)^T \mathbf{S}_a^{-1} (\mathbf{x} - \mathbf{x}_a) + (\mathbf{F}(\mathbf{x}) - \mathbf{y})^T \mathbf{S}_e^{-1} (\mathbf{F}(\mathbf{x}) - \mathbf{y}) , \quad (3.13)$$

avec \mathbf{x} le vecteur d'état à déterminer, \mathbf{x}_a la connaissance *a priori* de l'état et \mathbf{S}_a la covariance associée, \mathbf{y} le vecteur des mesures, \mathbf{F} le modèle de transfert radiatif et $\mathbf{F}(\mathbf{x})$ les spectres synthétiques, et \mathbf{S}_e la matrice de covariance de l'erreur de \mathbf{F} et du bruit instrumental.

3.2.2 Réseaux de neurones artificiels

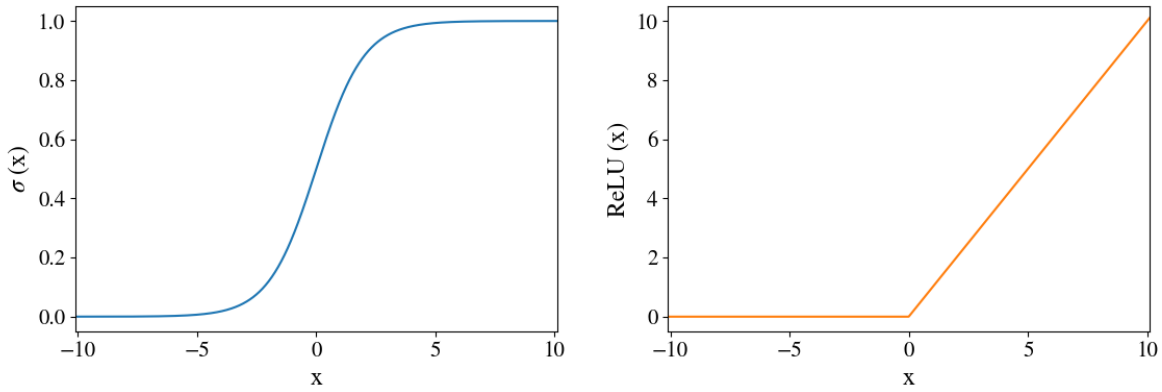
Les ANN sont une méthode d'apprentissage dont le fonctionnement est inspiré de celui des neurones du cerveau humain. Ils permettent de modéliser la relation entre une variable d'entrée (des luminances par exemple) et une variable de sortie (des températures par exemple). Les ANN sont composés de plusieurs couches qui contiennent chacune plusieurs neurones. Chaque neurone d'une couche est relié à tous les neurones de la couche précédente par le biais d'une fonction linéaire et d'une fonction d'activation. Les premiers réseaux de neurones étaient composés de seulement deux couches, une couche d'entrée et une couche de sortie. Des couches intermédiaires ont ensuite été ajoutées entre la couche d'entrée et la couche de sortie, ce qui a permis de modéliser des problèmes plus complexes. Les ANN à plusieurs couches sont des "approximateurs universels" de fonctions continues, c'est-à-dire qu'ils sont capables de modéliser des fonctions complexes non linéaires (Funahashi, 1989; Hornik et al., 1989; Blum and Li, 1991; Thiria et al., 1993). De plus, les ANN ont l'avantage de réduire significativement le temps de calcul par rapport aux méthodes d'inversion classique, comme celles décrites dans la Section 3.2.1.

De nombreux problèmes géophysiques peuvent être modélisés par des ANN. Cette méthode a été utilisée pour restituer la vitesse du vent à la surface de l'océan à partir de mesures de diffractomètre (Thiria et al., 1993), pour restituer la concentration en pigments chlorophylliens de l'océan à partir de la couleur de la surface de l'océan (Gross et al., 1999) ou pour restituer des caractéristiques de la biomasse à partir de mesures micro-ondes (Jin and Liu, 1997). Les ANN ont également été utilisés pour restituer des paramètres atmosphériques, notamment les profils de températures (Churnside et al., 1994; Butler et al., 1996; Aires et al., 2002) ou des concentrations de gaz atmosphériques (Hadjilazaro et al., 1999; Van Damme et al., 2017) à partir d'observations au sol ou par satellite. Ces études ont montré que les ANN donnent des résultats en général meilleurs que les méthodes d'inversion classiques, de part leur capacité à modéliser des fonctions non linéaires.

Dans cette section, on considère un réseau de neurones à quatre couches : une couche d'entrée, deux couches intermédiaires et une couche de sortie. On s'intéresse d'abord aux deux premières couches \mathbf{m} et \mathbf{n} , qui contiennent M et N neurones, respectivement : m_1, m_2, \dots, m_M et n_1, n_2, \dots, n_N . Les neurones de la deuxième couche dépendent des valeurs de tous les neurones de la première couche multipliés par des poids w :

$$n_j = m_1 w_{j,1} + m_2 w_{j,2} + \dots + m_M w_{j,M} = \sum_{i=1}^M m_i w_{j,i} . \quad (3.14)$$

Une fonction d'activation est ensuite ajoutée à la somme des neurones de \mathbf{m} multipliés par les poids. Cette fonction peut être la fonction sigmoïde $\sigma(x) = \frac{1}{1+\exp(-x)}$, qui retourne un résultat entre 0 et 1. Si la fonction σ appliquée à la somme des $m_i \times w_{j,i}$ donne un résultat proche de 0, on considère que le neurone n_j est éteint. Si la fonction σ donne un résultat proche de 1, le neurone n_j est activé. La fonction d'activation peut également être la fonction ReLU (*Rectified Linear Unit*, $\text{ReLU}(x) = \max(0, x)$), qui permet de réduire le temps de calcul par rapport à σ et qui permet d'avoir une activation supérieure à 1. La figure 3.1 montre les fonctions σ et ReLU.


 FIGURE 3.1 – Fonctions σ et ReLU

Dans la suite, on utilise la notation σ pour désigner les fonctions sigmoïde ou ReLU. L'équation 3.22 devient :

$$n_j = \sigma \left(\sum_{i=1}^M m_i w_{j,i} \right) . \quad (3.15)$$

On rajoute également un biais b , qui permet d'aider ou de freiner l'activation d'un neurone :

$$n_j = \sigma \left(\sum_{i=1}^M m_i w_{j,i} + b_j \right) . \quad (3.16)$$

Pour tous les neurones de la couche \mathbf{n} , on peut écrire plus simplement :

$$\mathbf{n} = \sigma (\mathbf{W}^{\mathbf{mn}} \times \mathbf{m} + \mathbf{b}^{\mathbf{n}}) , \quad (3.17)$$

avec $\mathbf{W}^{\mathbf{mn}}$, de dimensions $N \times M$, la matrice des poids qui relie les couches \mathbf{m} et \mathbf{n} , et \mathbf{b} , de dimension N , le vecteur des biais appliqués à la couche \mathbf{n} .

La troisième couche \mathbf{p} est reliée de la même façon à la couche \mathbf{n} et la dernière couche \mathbf{q} est reliée de la même façon à la couche \mathbf{p} :

$$\mathbf{p} = \sigma (\mathbf{W}^{\mathbf{np}} \times \mathbf{n} + \mathbf{b}^{\mathbf{p}}) \quad (3.18)$$

$$\mathbf{q} = \sigma (\mathbf{W}^{\mathbf{pq}} \times \mathbf{p} + \mathbf{b}^{\mathbf{q}}) . \quad (3.19)$$

Finalement, la première et la dernière couche sont reliées par :

$$\mathbf{q} = \sigma(\mathbf{W}^{\mathbf{Pq}} \times (\sigma(\mathbf{W}^{\mathbf{np}} \times (\sigma(\mathbf{W}^{\mathbf{mn}} \times \mathbf{m} + \mathbf{b}^{\mathbf{n}})) + \mathbf{b}^{\mathbf{p}})) + \mathbf{b}^{\mathbf{q}}) . \quad (3.20)$$

L'entraînement de l'ANN consiste à ajuster tous les poids \mathbf{W} et tous les biais \mathbf{b} entre chaque paire de couches pour que, selon les valeurs données en entrée dans la première couche, le réseau de neurones donne les bons résultats dans la dernière couche. Pour le calcul de profils de température, il faut que le réseau de neurones soit entraîné à restituer les températures correspondant aux luminances données en entrée.

L'entraînement se fait à partir d'un ensemble de données large et représentatif, avec pour chaque entrée $\mathbf{m}^{réel}$, la sortie correspondante déjà connue $\mathbf{q}^{réel}$. Au début de l'entraînement, les poids et les biais sont initialisés aléatoirement. On calcule ensuite une fonction de coût entre les sorties déjà connues $\mathbf{q}^{réel}$ et les sorties calculées par l'ANN \mathbf{q}^{entr} . Pour une seule composante des données d'entraînement, la fonction de coût θ est :

$$\theta = \sum_{l=1}^Q (q_l^{réel} - q_l^{entr})^2 , \quad (3.21)$$

avec Q le nombre de neurones contenus dans la couche \mathbf{q} .

Il faut ensuite sommer les θ obtenus pour toutes les données de l'entraînement pour obtenir Θ , la fonction de coût totale de toutes les données d'entraînement. Au début de l'entraînement, Θ est très élevée et le but de l'entraînement est de la réduire. Ajuster les poids et les biais pour réduire Θ permet de réduire l'écart entre les \mathbf{q}^{entr} et les $\mathbf{q}^{réel}$ et de s'assurer que l'ANN calcule les sorties correspondant aux entrées.

Pour réduire Θ , on utilise la méthode de la descente de gradient. Le gradient $\nabla\Theta(\mathbf{W}, \mathbf{b})$ indique comment modifier les poids et les biais pour atteindre le minimum de Θ : le signe de chaque élément de $\nabla\Theta(\mathbf{W}, \mathbf{b})$ indique s'il faut diminuer ou augmenter le poids ou le biais correspondant à cet élément, et la valeur de chaque élément de $\nabla\Theta(\mathbf{W}, \mathbf{b})$ indique de

combien il faut modifier le poids ou le biais correspondant. La méthode de la descente de gradient est associée à la rétropropagation qui permet de propager les modifications des poids et des biais de la dernière à la première couche, en fonction du gradient calculé. Les poids et les biais sont améliorés de manière itérative, et chaque itération est appelée une "époque".

Les modifications des poids et des biais sont pondérées par un taux d'apprentissage γ . γ est déterminé avant l'entraînement et il ne doit être ni trop grand ni trop petit : un γ trop grand pourrait conduire l'algorithme à dépasser la solution qui minimise Θ en s'en approchant, et un γ trop petit conduirait à une minimisation de Θ beaucoup trop lente.

Un ANN entraîné avec un ensemble de spectres de luminances et les profils de température correspondants permet donc de modéliser le lien entre les luminances et les températures. Avec un ensemble de données large et représentatif de toutes les situations atmosphériques possibles, l'ANN est ensuite capable de reconnaître n'importe quelle situation atmosphérique et de relier le profil de température au spectre de luminance observé. Une fois l'ANN entraîné, il suffit de lui donner un spectre en entrée pour qu'il calcule les températures correspondantes.

3.3 Sélection de canaux et réseau de neurones appliqués à l'instrument IASI

En raison du nombre élevé de canaux dans les spectres IASI, il est nécessaire de sélectionner uniquement les canaux sensibles aux températures atmosphériques afin de réduire le temps de calcul. De plus, les instruments IASI observent chacun plus d'un million de spectres chaque jour depuis 2007, 2013 et 2019 pour Metop-A, B et C. Cela représente au total près de 11 milliards d'observations pour lesquelles il faut calculer les températures atmosphériques correspondantes. Il est donc nécessaire d'avoir une méthode de calcul rapide qui permet de restituer les températures de toute la série IASI avec une durée de calcul raisonnable. De part la rapidité de leurs calculs, et leur capacité à modéliser des fonctions linéaires, les réseaux de

neurones artificiels sont une méthode adaptée au calcul des températures atmosphériques à partir d'un gros volume d'observations de luminances.

Dans le Chapitre 5, j'utiliserai une sélection de canaux IASI obtenue avec les méthodes des degrés de liberté du signal et de la réduction de l'entropie. Les luminances observées dans ces canaux seront ensuite utilisées en entrée d'un réseau de neurones artificiel pour calculer les températures atmosphériques à plusieurs niveaux de pression. Ces niveaux de pression sont choisis à partir des jacobiens du spectre IASI.

Chapitre 4

Analyse des luminances et températures IASI-EUMETSAT

Les spectres de luminances observés par IASI, ou (L1C), sont reçus et traités par EUMETSAT, puis distribués aux utilisateurs par le biais de l'*Eumetcast delivery system*. EUMETSAT calcule également les températures de la surface et de l'atmosphère, qui constituent une partie des *Level 2* (L2) opérationnels.

Depuis le lancement du premier instrument IASI, EUMETSAT a effectué plusieurs mises à jour des algorithmes de traitement et de calcul des L1C et des L2, dans le but d'améliorer la qualité des données. Ces mises à jour ont cependant eu pour effet de rendre les séries temporelles des L1C et des L2 inhomogènes. Le but principal de IASI étant de contribuer aux prévisions météorologiques, cette inhomogénéité n'est pas très importante. En revanche, si l'on veut utiliser ces données pour étudier les variations de la température et de la composition atmosphérique sur le long terme, cette inhomogénéité pose problème et elle a été remarquée dans plusieurs études (George et al., 2015; Van Damme et al., 2017).

En 2018, EUMETSAT a retraité la totalité des luminances de IASI-A pour la période 2007-2017 avec la version la plus récente de l'algorithme de traitement (EUMETSAT, 2018), les luminances de la période 2018-présent étant déjà homogènes avec les luminances retraitées. Dans ce chapitre, je compare les L1C opérationnelles (inhomogènes) avec les L1C retrai-

tées (homogènes) afin de quantifier les effets des mises à jour sur les L1C opérationnelles. Les données opérationnelles ont été utilisées dans de nombreuses études pour calculer les concentrations de gaz traces, il est donc important de savoir si les mises à jour ont eu un effet important sur les luminances.

Les L2 opérationnelles ont elles aussi subi des mises à jour qui ont eu des effets importants. Je les compare avec les températures issues des réanalyses de l'*European Center for Medium-range Weather Forecasts* (ECMWF) ERA5 (Hersbach et al., 2018b,a). Les L2 ont aussi été retraitées par EUMETSAT, mais plus tardivement (fin 2020) donc elles n'étaient pas disponibles au moment de cette étude. De plus, ces L2 retraitées ont été calculées avec une méthode différente de celle des L2 opérationnelles. Les L2 retraitées sont étudiées plus en détail dans le chapitre suivant.

4.1 Comparaison des luminances opérationnelles et retraitées

4.1.1 Luminances

Les luminances sont écrites par EUMETSAT sous la forme d'un nombre entier N multiplié par un facteur d'échelle f ($N \times 10^f$). Les spectres IASI sont divisés en cinq régions spectrales par EUMETSAT et chaque région a un facteur d'échelle différent, qui est approximativement proportionnel aux valeurs des luminances dans cette région. La figure 4.1 montre un spectre IASI et le facteur d'échelle choisi par EUMETSAT dans chacune des régions spectrales. On y voit clairement que le facteur d'échelle évolue avec les valeurs des luminances, et il varie entre 10^{-9} et 10^{-7} .

Pour comparer les luminances retraitées et opérationnelles, les pixels clairs et nuageux ont été utilisés, dans quatre zones de $1^\circ \times 1^\circ$. Ces régions ont des latitudes/longitudes et des caractéristiques variées (terre, océan, forêt et glace) :

- Forêt amazonienne (AMA) : 3°S à 2°S , 65°W à 64°W .

- Océan Indien (OCE) : 28°S à 27°S, 72°E à 73°E.
- Europe de l'Ouest (EUR) : 47°N à 48°N, 5°E à 6°E.
- Groenland (GRO) : 72°N à 73°N, 43°W à 42°W.

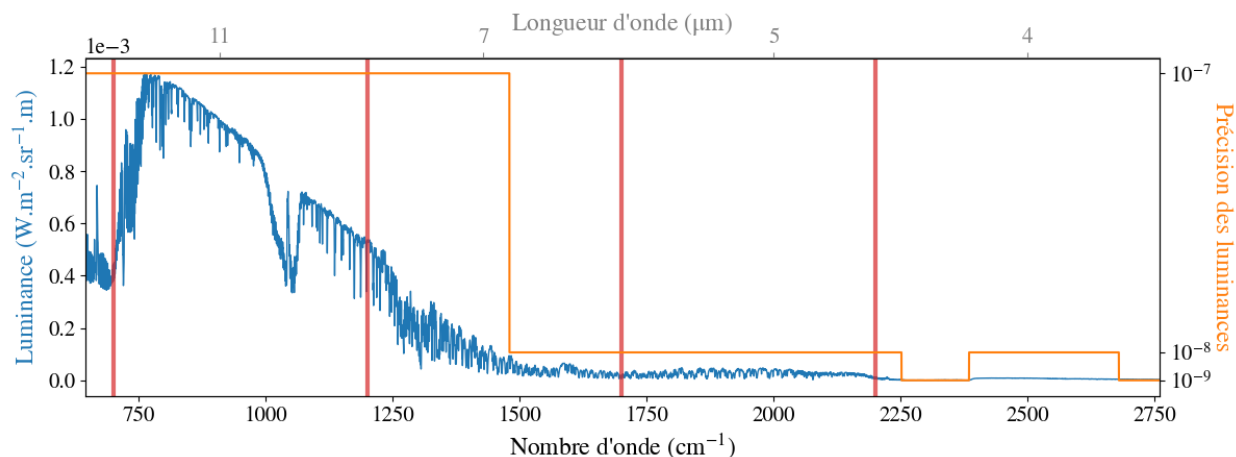


FIGURE 4.1 – Spectre de luminance typique de IASI (bleu, axe de gauche) et précision utilisée par EUMETSAT (orange, axe de droite). La précision des luminances est dépendante de la valeur des luminances. Les lignes verticales rouges représentent les nombres d'onde auxquels les différences ont été calculées dans la suite.

Dans chaque région, une observation coïncidente est choisie chaque jour dans les fichiers opérationnels et retraités. Comme les latitudes et longitudes des observations sont légèrement différentes (environ 10^{-2} degré) entre les deux fichiers, les observations coïncidentes sont celles qui minimisent $(lat_{oper} - lat_{retr})^2 + (lon_{oper} - lon_{retr})^2$. En minimisant la différence entre les latitudes et longitudes opérationnelles et retraitées, on s'assure que les observations choisies dans les deux fichiers sont les mêmes.

Les différences entre les luminances opérationnelles (L_{oper}) et retraitées (L_{retr}) sont calculées à quatre nombres d'onde distincts : 700, 1200, 1700, 2200 cm^{-1} . Ces nombres d'onde sont choisis car ils sont répartis uniformément sur le spectre. De plus, les canaux à 700 et 2200 cm^{-1} sont situés dans les bandes d'absorption du CO_2 , ils sont donc utiles pour le calcul des températures atmosphériques. À 1200 cm^{-1} , les luminances mesurées sont sensibles à la température de surface et à 1700 cm^{-1} , on se situe au milieu du continuum d'absorption de la vapeur d'eau.

Le tableau 4.1 liste les principales mises à jour qui ont été effectuées sur l'algorithme de traitement des L1C. Les mises à jour dues à une modification d'un paramètre d'entrée du L1 *Product Processing Facility* (PPF) sont notées "param". "algo" indique une modification de l'algorithme à l'intérieur du L1 PPF.

Date	Mise à jour L1	Version du logiciel du IASI L1 PPF
19 février 2009	Mise à jour routinière de calibration radiométrique à bord	
12 mai 2009	Mise à jour routinière de la réflectivité du miroir de scan (param)	
18 mai 2010	Amélioration de la calibration spectrale " <i>Day-2 evolution</i> " (param+algo)	5.0.2
7 février 2011	Mise à jour des fonctions d'harmonisation spectrale et mise à jour de la réflectivité du miroir de scan (param) → pixel 2 aligné avec les autres pixels	5.1
20 avril 2011	Mise à jour routinière de calibration radiométrique à bord	
18 juillet 2012	Mise à jour routinière de la réflectivité du miroir de scan (param)	
16 mai 2013	Changement de la fonction d'étalement du point de l'instrument et du décalage géométrique interne entre le sondeur et l'imageur intégré (param)	6.2
28 août 2013	Mise à jour routinière de calibration radiométrique à bord	6.5
16 septembre 2013	Mise à jour routinière de la réflectivité du miroir de scan (param)	
17 juin 2014	Nouveau changement du décalage géométrique interne entre le sondeur et l'imageur intégré (param)	7.0
24 juin 2015	Mise à jour routinière de la réflectivité du miroir de scan (param)	
5 août 2015	Mise à jour routinière de calibration radiométrique à bord(param)	7.3
7 février 2017	Mise à jour routinière de la réflectivité du miroir de scan (param)	7.4

TABLE 4.1 – Liste des mises à jour des L1 IASI-A.

La version du logiciel du L1 PPF indiqué dans le tableau est la version utilisée pour calculer

les luminances opérationnelles de IASI-A ; elle est donnée à titre indicatif pour les mises à jour "param", mais elle n'est pas liée aux changements de paramètres. Ce premier produit de L1C retraitées consiste est un jeu de données généré par la version 8.0 de la chaîne de traitement IASI opérationnelle d'EUMETSAT et les fichiers auxiliaires les plus récents, fournis par le CNES.

4.1.2 Résultats

Les différences entre les luminances opérationnelles et retraitées sont calculées en fonction du champ de vue (noté FoR pour *Field of Regard*). Le FoR va de 1 à 30 : 1 pour les observations du début du scan, 15 et 16 pour les observations situées de part et d'autre du nadir, et 30 pour les observations de la fin du scan. Chaque FoR contient quatre pixels. Les différences entre L_{oper} et L_{retr} sont calculées dans chaque région puis regroupées selon le FoR de l'observation. Si un fichier journalier ne contient aucune observation ayant le bon FoR dans une des quatre régions, la valeur NaN (*Not a Number*) est donnée à la différence pour ce jour, cette région et ce FoR. Les observations du matin et du soir sont étudiées conjointement, car les séparer ne change pas significativement les résultats.

La figure 4.2 montre les différences entre L_{oper} et L_{retr} au Groenland pour le 8^{ème} FoR du scan. Cette région est choisie en exemple car, de part son orbite polaire, IASI effectue plus de passage au-dessus des pôles que des autres régions, il y a donc plus d'observations. Les autres régions et FoR présentent des résultats similaires. Dans cette figure et la suivante, les pointillés noirs verticaux représentent les dates des mises à jour des L1C.

Aux quatre nombres d'onde, on voit que les différences élevées sont plus fréquentes avant 2014. Après 2014, il y a toujours des différences non nulles, mais elles sont moins élevées et moins fréquentes. C'est un résultat attendu car les mises à jour ont pour but d'améliorer les luminances opérationnelles au fur et à mesure. On remarque également que les différences sont toujours des multiples de 10^{-7} (à 700 et 1200 cm^{-1}) ou 10^{-8} (à 1700 et 2200 cm^{-1}), ce qui signifie qu'elles sont du même ordre de grandeur que le facteur d'échelle des luminances.

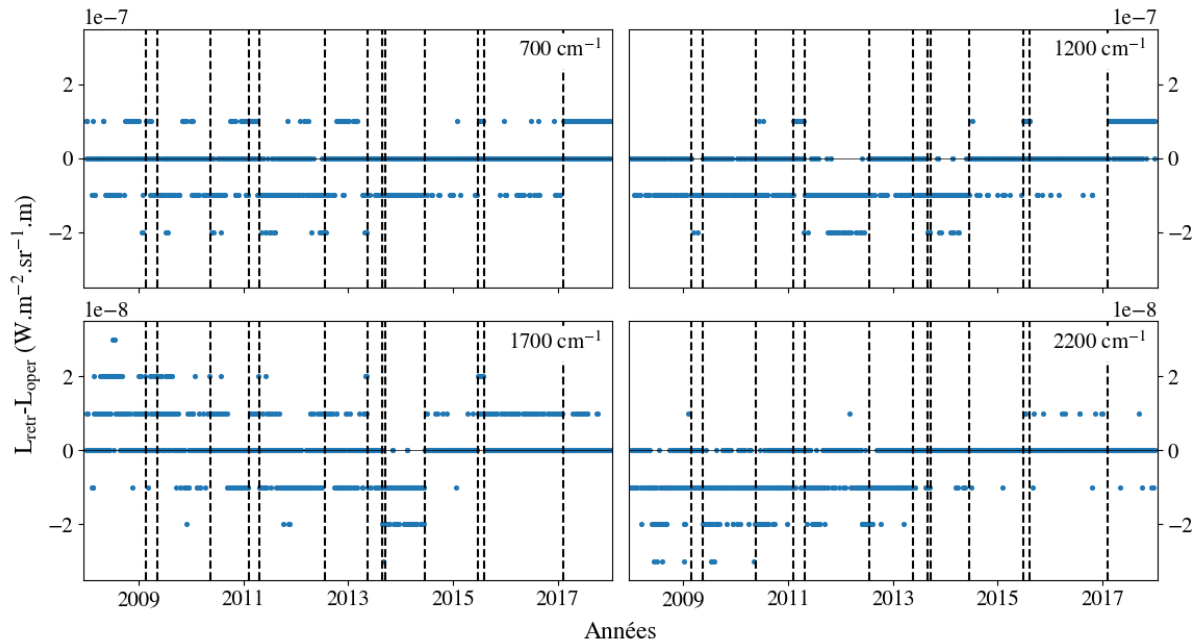


FIGURE 4.2 – Exemple des différences entre les luminances retraitées et opérationnelles au Groenland pour le 8^{ème} FoR. Les pointillés verticaux représentent les mises à jour des L1C.

Pour étudier l'évolution des différences en fonction du FoR, des moyennes mensuelles des différences sont calculées pour chaque FoR, chaque nombre d'onde et chaque région. La figure 4.3 montre l'évolution de la moyenne mensuelle des différences entre 2008 et 2017 pour tous les FoR, dans chacune des quatre régions et aux quatre nombres d'onde choisis. Les différences sont affichées en pourcentage des valeurs des luminances retraitées.

Plusieurs changements sont visibles dans les quatre régions et à 700, 1200, 1700 cm^{-1} :

- En janvier 2011-avril 2011 et en juin 2015-juillet 2015, il y a des différences positives à tous les FoR.
- En mai 2011-juillet 2012 et en août 2013-juin 2014, il y a des différences négatives et elles sont plus grandes pour les petits FoR.
- En février 2017, légère augmentation (à 700 et 1200 cm^{-1}) ou diminution (à 1700 cm^{-1}) des différences positives. Ces différences sont dues à une erreur de retraitement des données associée à la version 7.4, et les L1C retraitées sont moins de moins bonne qualité que les L1C opérationnelles à partir de cette date.

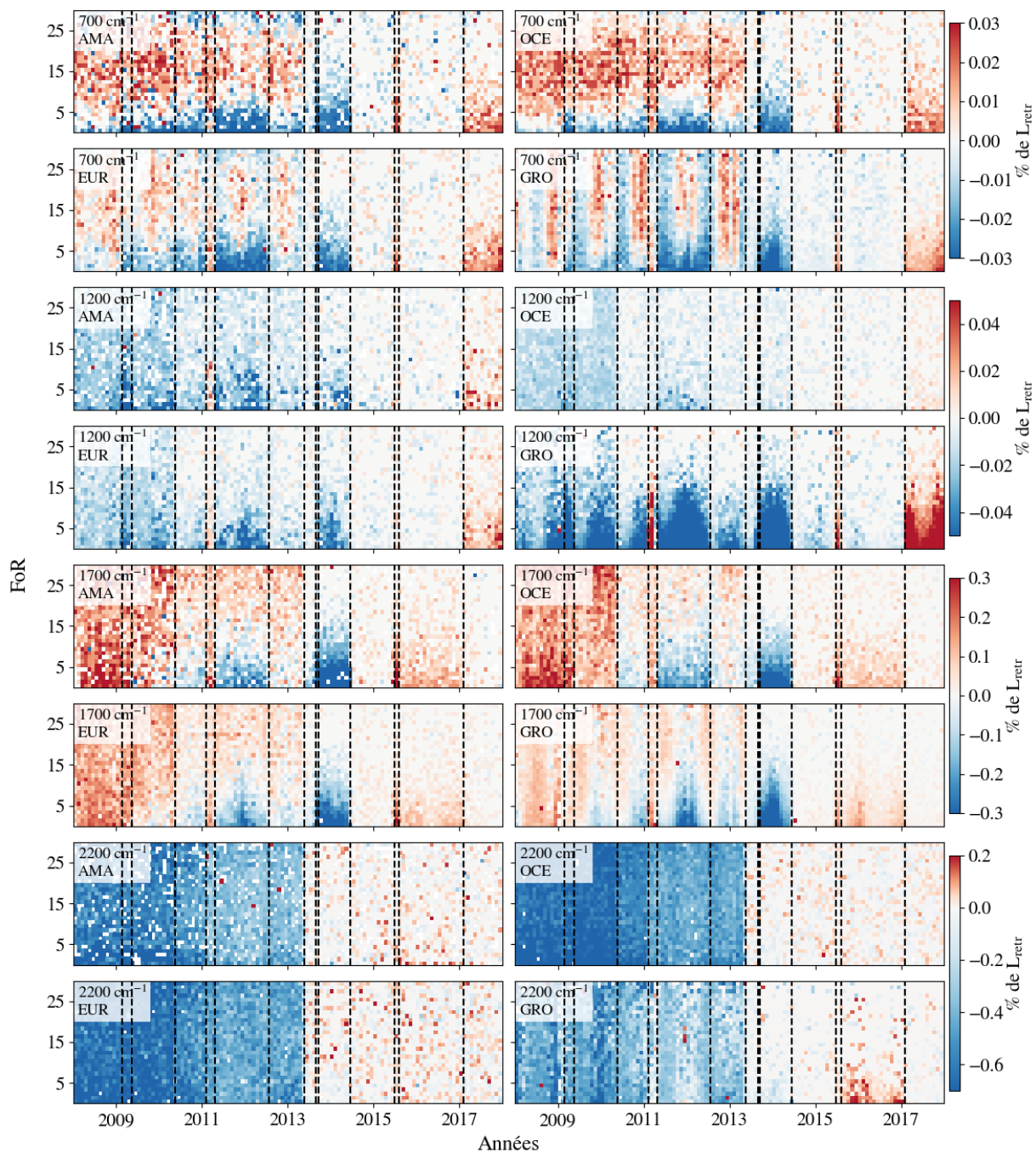


FIGURE 4.3 – Évolution des différences $L_{retr} - L_{oper}$ en fonction du FoR en Amazonie (AMA), en Europe de l’Ouest (EUR), dans l’Océan Indien (OCE) et au Groenland (GRO) à 700, 1200, 1700, 2200 cm^{-1} . Les différences sont affichées en pourcentage des valeurs des luminances retraitées. Les pointillés verticaux représentent les mises à jour L1C. Les limites des barres de couleurs sont différentes pour chaque nombre d’onde.

À 2200 cm^{-1} , ces changements ont eu un impact beaucoup plus faible que d'autres mises à jour et ils ne sont pas visibles sur la figure.

À 1200 cm^{-1} , ces différences sont plus grandes au Groenland que dans les autres régions. Cela est dû au fait que les luminances émises par la Terre sont plus faibles pour les surfaces froides, donc les effets des mises à jour paraissent plus important quand ils sont rapportés aux valeurs des luminances. De plus, la correction de la réflectivité du miroir de scan contribue beaucoup aux différences $L_{retr} - L_{oper}$, et cette correction a un impact plus important pour les petits FoR, pour les luminances comprises entre 1000 et 1200 cm^{-1} , et pour les scènes très chaudes ou très froides, comme c'est le cas au Groenland.

En plus de ces effets des mises à jours visibles à tous les nombres d'onde, d'autres sont uniquement visibles à un nombre d'onde :

- À 700 cm^{-1} : il y a de grandes différences positives ($\pm 0,03\%$, négatives aux deux extrémités du scan, positives au milieu) jusqu'en 2013 dans les régions tropicales (AMA et OCE). Au Groenland et, dans une moindre mesure, en Europe, il y a des variations saisonnières positives et négatives. Ces différences diminuent après 2013, en raison d'une modification de la fonction d'étalement du point de l'instrument (IPSF, tableau 4.1).
- À 1200 cm^{-1} : il y a des différences faibles et négatives (environ $0,02\%$) jusqu'à une diminution en 2010 (amélioration de la calibration spectrale, tableau 4.1). Les différences sont très faibles après 2010. À ce nombre d'onde, les différences sont plus grandes au Groenland que dans les autres régions.
- À 1700 cm^{-1} : les différences sont plutôt positives jusqu'en 2010 (environ $0,2\%$). Après 2010, les différences sont toujours positives mais beaucoup plus faibles. Il y a de légères variations saisonnières au Groenland entre 2010 et 2013.
- À 2200 cm^{-1} : les différences sont élevées et négatives avant 2013 (environ $0,5\%$), et très faibles ensuite.

Dans les quatre régions étudiées, le type de surface ne semble pas avoir d'impact sur les différences observées. En revanche, les différences ne sont pas les mêmes selon la latitude des observations : à 700 et 1700 cm^{-1} , on observe des variations saisonnières aux latitudes élevées.

En température de brillance, les valeurs des différences en pourcentage de L_{retr} correspondent à des différences de $\sim 0,015$ K à 700 et 1200 cm^{-1} , $\sim 0,04$ K à 1700 cm^{-1} et $\sim 0,1$ K à 2200 cm^{-1} (pour les différences maximales des différences à chaque nombre d'onde). La figure 4.4 montre le bruit instrumental des spectres IASI et les valeurs maximales des différences. On voit que les différences sont inférieures au bruit, quel que soit le nombre d'onde, donc on peut considérer que les effets des différentes mises à jour sur les LIC sont peu importants.

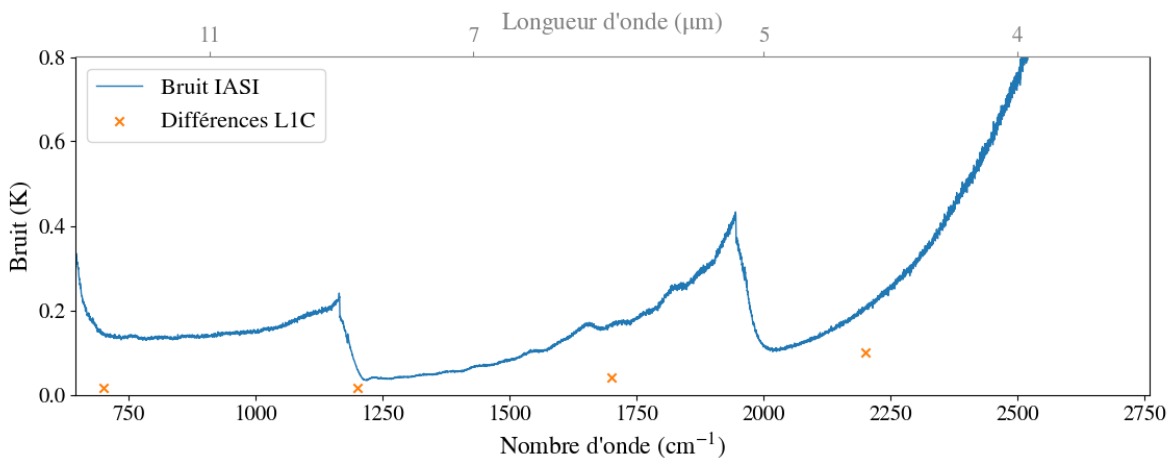


FIGURE 4.4 – Bruit instrumental de IASI et valeurs maximales des différences $L_{retr} - L_{oper}$ aux quatre nombres d'onde étudiés.

L'étude de canaux supplémentaires montre que le signe des différences peut changer entre un canal donné et ses canaux voisins, mais la valeur absolue des différences et les effets des mises à jour ne changent pas vraiment.

4.2 Comparaison des températures IASI et ERA5

4.2.1 Températures EUMETSAT

Dans le produit opérationnel L2, les profils de température et les températures de surface sont calculées pour chaque spectre IASI. Il existe trois versions de ce produit : la version 4

de novembre 2007 à septembre 2010, la version 5 de septembre 2010 à septembre 2014 et la version 6 à partir de septembre 2014 (Schlüssel et al., 2005; August et al., 2012). À partir de la version 6, les températures issues des luminances IASI sont calculées avec l'aide d'observations de deux instruments micro-onde également à bord des satellites Metop et dont les observations sont colocalisées avec les observations IASI : AMSU et MHS.

Dans toutes les versions, un calcul statistique des températures est effectué dans un premier temps. Le résultat de ce calcul statistique est ensuite utilisé comme première estimation pour un calcul variationnel avec l'*Optimal Estimation Method* (Section 3.2.1). Le calcul statistique est appliqué à tous les ciels, mais l'OEM n'est appliquée qu'aux ciels clairs.

Les différences entre les versions 4, 5 et 6 résident essentiellement dans la méthode statistique, la configuration de l'OEM (canaux utilisés, \mathbf{S}_a et \mathbf{S}_e), le modèle de transfert radiatif et le filtrage des nuages :

- Le calcul statistique consiste en une régression linéaire entre les observations IASI et l'état de l'atmosphère. À partir de la version 6, la régression linéaire est effectuée avec la *PieceWise Linear Regression* (Section 3.2.1). Les pixels adjacents sont également exploités pour tirer avantage des corrélations géophysiques horizontales.
- À partir de la version 5, la sélection de canaux est conçue pour maximiser le contenu en information dans l'OEM, avec l'application de l'analyse en composante principale, et pour réduire le bruit instrumental.
- Le transfert radiatif était initialement basé sur le modèle *Radiative Transfer for IASI* (RTIASI, Matricardi 2003) en ensuite sur les versions successives de *Radiative Transfer for TOVS* (RTTOV, Saunders et al. 2018) jusqu'à la version 12.
- La matrice de covariance *a priori* \mathbf{S}_a était basée sur une moyenne climatologique statistique jusqu'à la version 5. À partir de la version 6, cette matrice est variable. L'erreur de \mathbf{S}_a est définie comme la covariance des différences entre la première estimation et l'analyse ECMWF. Depuis la version 5, l'erreur d'observation est la covariance entre les luminances IASI observées et simulées en utilisant la première estimation en entrée

de RTTOV. Ces deux termes d'erreur sont calculés à partir d'un ensemble de données statistiquement large (observations et spectres synthétiques IASI et analyse ECMWF).

Les profils de température utilisés dans cette étude sont un mélange des résultats obtenus avec la méthode statistique (pour les ciels nuageux) et les résultats obtenus avec l'OEM (pour les ciels clairs uniquement), qui utilisent la méthode statistique en première estimation. Les données retraitées n'ayant pas encore été publiées au moment de cette étude, la série de L2 utilisée est composée des versions opérationnelles successives du processeur IASI L2, qui inclue les différentes améliorations de l'algorithme, décrites plus haut, qui ont eu lieu au cours des années.

Les températures des versions 4 et 5 sont données à 90 niveaux de pression, et celles de la version 6 à 101 niveaux de pression, en accord avec l'évolution de RTTOV. L'exploitation des luminances micro-ondes en complément de celles de IASI a commencé en septembre 2014, ce qui a considérablement amélioré la qualité des produits. Le tableau 4.2 liste les principales mises à jour de l'algorithme de calcul des L2.

4.2.2 Températures ERA5

ERA5 est le produit de réanalyse le plus récent d'ECMWF (Hersbach et al., 2018b,a), qui fournit des estimations toutes les heures d'un grand nombre de variables climatiques océaniques, terrestres et atmosphériques. ERA5 est produit grâce à l'assimilation de données à quatre dimensions de l'*Integrated Forecast System* (IFS) de l'ECMWF, avec 137 niveaux de pression de la surface jusqu'à 0,01 hPa (environ 80 km d'altitude). Les données atmosphériques, comme les profils de température sont disponibles à 37 niveaux de pression. L'IFS est couplé à un modèle terre-mer, qui permet de restituer les températures à la surface des continents et des océans (ECMWF, 2016). ERA5 assimile les luminances à haute résolution spectrale des instruments IASI-A et B sur les satellites Metop, de AIRS sur le satellite Aqua et de CrIS sur le satellite S-NPP, IASI apportant la plus grande contribution à la réduction d'erreur dans l'infrarouge pour le système de PNT global (Bormann et al., 2016).

Date	Mise à jour L2	Version du logiciel du IASI L2 PPF
27 novembre 2007	Parution initiale des L2 IASI/Metop-A	4.0
29 avril 2008	Changements majeurs pour la couverture nuageuse, les températures de surface et atmosphériques	4.2
21 janvier 2009	Température de surface uniquement disponible pour les observations de ciels clairs	4.3.2
14 septembre 2010	Profils de température améliorés, mais moins d'observations. Les profils de température et les températures de surface sont disponibles pour les mêmes observations. Plus d'observations sans nuages	5.0.6
2 décembre 2010	La température est également disponible pour les pixels nuageux	5.1
20 octobre 2011	Traitement des nuages amélioré pour les calculs de température. Modèle de transfert radiatif changé à RTTOV-10	5.2.1
28 février 2012	Algorithme de détection des nuages, plus strict, donc il y a moins d'observations claires. Les températures sont disponibles pour les observations pour lesquelles la couverture nuageuse est inférieure à 25%	
8 mars 2013	Parution initiale des L2 IASI/Metop-B	
30 septembre 2014	Mise à jour majeure : améliorations de l'algorithme statistique, et exploitation des luminances AMSU/MHS. Covariance des erreurs de calculs après l'OEM disponible.	6.0.5
24 septembre 2015	Mises à jour de l'algorithme de température de surface, réduction des biais pour la température de surface terrestre	6.1.1
2 juin 2016	PWLR exploite l'information des pixels adjacents et devient PWLR ³ + partitionnement atmosphérique plus fin. Améliorations importantes des algorithmes de calcul de température	6.2.2
20 juin 2017	Amélioration des autres produits IASI L2 et des informations auxiliaires (CO, SST flags, dust flags ...)	6.3.2
11 avril 2018	CO2 mis à jour avec des valeurs contemporaines dans l'OEM. Réduction du biais des températures troposphériques	6.4

TABLE 4.2 – Liste des mises à jour des L2.

Les températures ERA5-*hourly* sont données sur une grille de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ en latitude et en longitude. Pour la comparaison avec IASI, les températures ERA5 sont interpolées linéairement aux latitudes, longitudes et heures des observations IASI. Les profils de températures IASI sont interpolés aux niveaux de pression d'ERA5. Interpoler les températures ERA5 aux niveaux de pression de IASI ne change pas significativement les résultats.

4.2.3 Résultats

Les mises à jour des L2 sont systématiquement indiquées par des pointillés verticaux dans les figures de cette section.

Les différences entre les températures IASI-EUMETSAT et ERA5 sont calculées à plusieurs niveaux de pression et moyennées dans des bandes de 30° de latitude pour chaque jour. Toutes les observations sont prises en compte pour calculer les moyennes journalières (ciels clairs et nuageux). Les luminances IASI sont assimilées dans ERA5, mais le système d'assimilation utilise également les données de nombreux autres satellites dans l'infrarouge thermique ou dans d'autres régions spectrales, et des observations faites au sol. Grâce à cela, les températures ERA5 assez indépendantes de IASI pour pouvoir comparer les deux séries temporelles.

Dans les figures 4.5 à 4.8, les différences sont tracées en rouge/orange pour les latitudes de l'hémisphère nord et en bleu pour les latitudes de l'hémisphère sud, pour Metop-A (couleurs foncées) et Metop-B (couleurs claires).

À la surface (figure 4.5), les différences sont très grandes en 2008, surtout aux latitudes supérieures à 60°N . Après une mise à jour en avril 2008 (changements majeurs pour la couverture nuageuse, les températures de surface et atmosphériques), les différences diminuent au pôle nord (~ 10 K après 2010) et à l'équateur (moins de 5 K) mais elles restent élevées. En octobre 2011, une amélioration du filtrage des nuages améliore les calculs de température et les différences diminuent significativement dans les tropiques et aux moyennes latitudes (avec des variations saisonnières dans l'hémisphère nord). En septembre 2014, les différences

diminuent à nouveau et elles sont très faibles ensuite. Ce changement correspond à une mise à jour majeure de l'algorithme de traitement, avec l'arrivée d'un nouveau processeur IASI L2. Pendant quelques mois à la fin de l'année 2015 et au début de l'année 2016, les différences entre IASI-A et ERA5 augmentent aux latitudes moyennes et aux pôles. En mai 2016, une amélioration importante de l'algorithme de calcul des températures réduit les différences observées. La même chose se produit pour les températures de IASI-B à la fin de 2016.

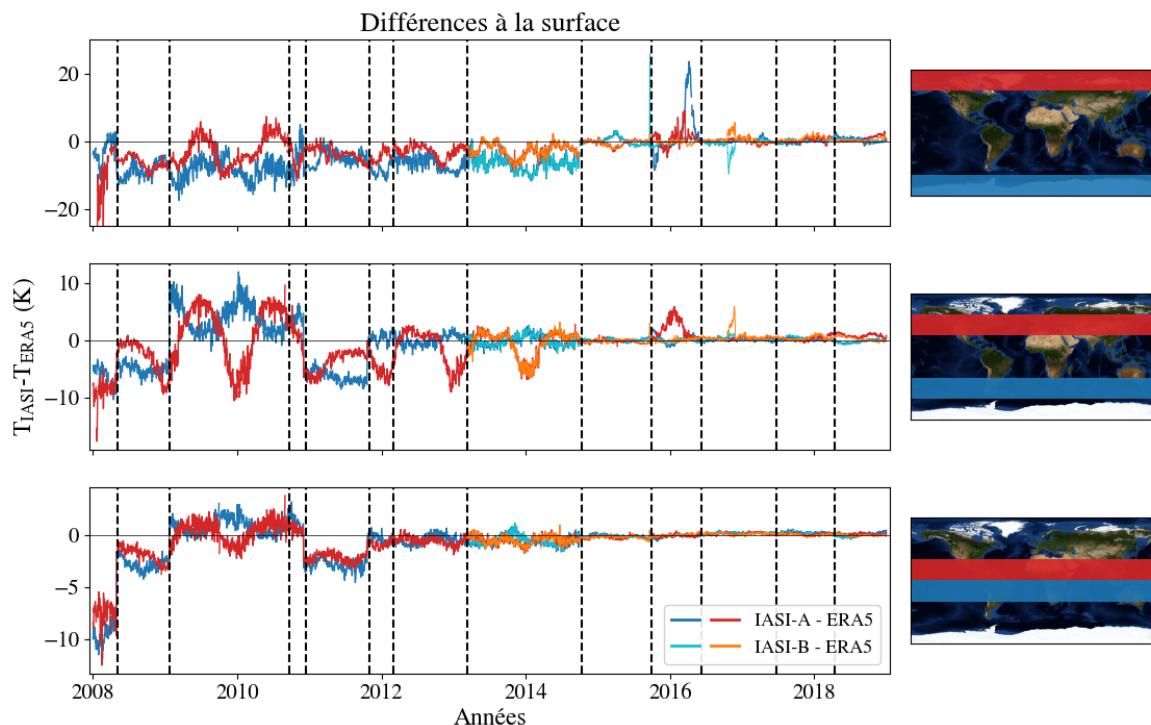


FIGURE 4.5 – Différences entre IASI-A et ERA5 (rouge et bleu foncé), et entre IASI-B et ERA5 (orange et bleu clair) pour la température de surface aux pôles, moyennes latitudes et à l'équateur. Les différences de l'hémisphère nord sont tracées en rouge/orange et celles de l'hémisphère sud en bleu. Les pointillés verticaux représentent les mises à jour L2. Les limites de l'axe y sont différentes pour chaque bande de latitude.

La mauvaise qualité de IASI-B à la fin de 2016 est liée à une dégradation puis une perte du canal 15 d'AMSU. En l'absence de données micro-ondes valides, les calculs étaient uniquement réalisés à partir de luminances infrarouges (seulement IASI). La qualité des données a été retrouvée après une reconfiguration du mode micro-onde+infrarouge, en excluant le canal 15 d'AMSU.

Comparer séparément les données sur terre et sur mer donne des plus grandes différences et des variations saisonnières plus importantes sur terre (différences positives en été et légèrement négatives en hiver). Cependant, la tendance générale et les changements brutaux observés dans la figure 4.5 sont observés sur terre et sur mer.

Pour étudier l'évolution de ces différences dans l'atmosphère, les différences entre IASI-A/B et ERA5 à 500, 100 et 30 hPa sont montrées dans les figures 4.6 à 4.8. En général, les différences sont plus faibles dans l'atmosphère qu'à la surface car les variations des propriétés de surface (émissivité, contenu en eau, utilisation des terres) jouent un rôle déterminant pour la température de surface, et la rendent plus compliquée à calculer. De plus, les variations diurnes et saisonnières sont plus importantes à la surface.

À 500 hPa (figure 4.6), il y a des différences négatives d'environ 1 K aux latitudes moyennes et aux tropiques jusqu'en 2010. Au pôles, ces différences sont plutôt de 2 ou 3 K, et il y a des variations saisonnières de différences positives et négatives. À toutes les latitudes, les différences sont positives et élevées entre septembre et décembre 2010 à cause de mises à jour liées aux pixels nuageux. De 2010 à 2014, on observe des différences élevées (entre 1 et 3 K) et des variations saisonnières à toutes les latitudes. Après la mise à jour de septembre 2014, les différences sont beaucoup plus faibles, excepté au début de 2016 pour IASI-A et à la fin de 2016 pour IASI-B aux moyennes latitudes et aux pôles.

À 100 hPa (figure 4.7), les différences sont relativement faibles jusqu'en 2010, et elle varient peu aux moyennes latitudes et aux pôles. Pendant la même période, les différences sont plus grandes à l'équateur (~ 1 ou 2 K). Entre 2010 et 2014, les différences sont plus grandes à toutes les latitudes et il y a d'importantes variations saisonnières. Après la mise à jour de septembre 2014, les différences sont beaucoup plus faibles (sauf en 2016) aux moyennes latitudes et aux pôles. À l'équateur, les différences sont toujours assez élevées après 2014.

On remarque également de légères différences entre IASI-A et IASI-B à partir de 2017 aux moyenne latitudes ($\sim 0,5$ k) et à partir de 2014 à l'équateur (~ 1 K).

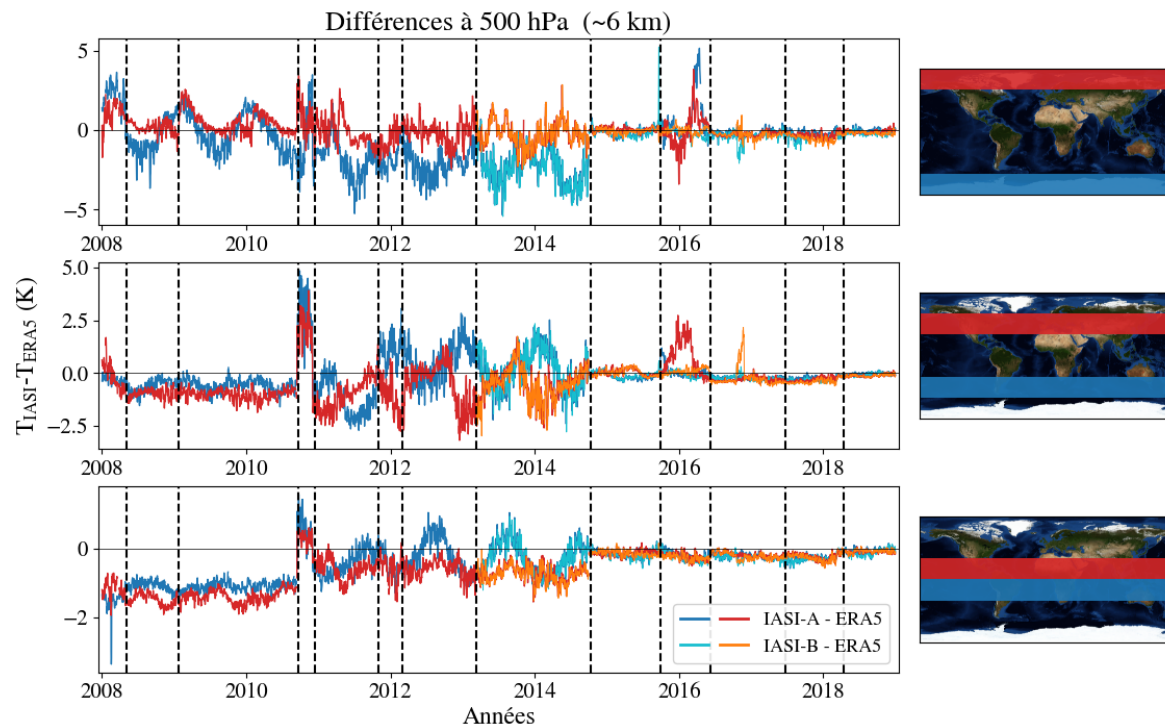


FIGURE 4.6 – Différences entre IASI-A et ERA5 (rouge et bleu foncé), et entre IASI-B et ERA5 (orange et bleu clair) à 500 hPa.

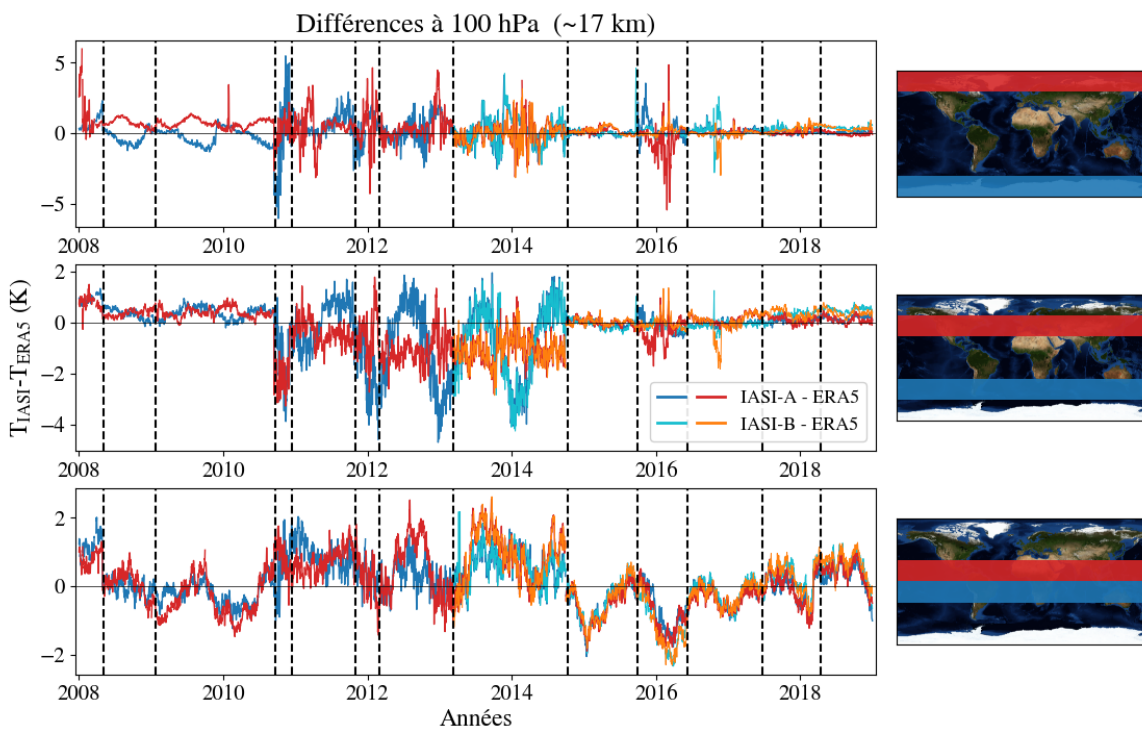


FIGURE 4.7 – Différences entre IASI-A et ERA5 (rouge et bleu foncé), et entre IASI-B et ERA5 (orange et bleu clair) à 100 hPa.

À 30 hPa (figure 4.8), les différences sont faibles (~ 1 K) jusqu'en 2010 aux moyennes latitudes et aux pôles. Entre 2010 et 2014, les différences sont plus grandes, avec des variations saisonnières importantes, puis elles diminuent à partir de 2014 (sauf en 2016). À l'équateur, les différences sont faibles sur toute la période 2008-2018 et les mises à jour de l'algorithme ne semblent pas avoir d'effet sur elles.

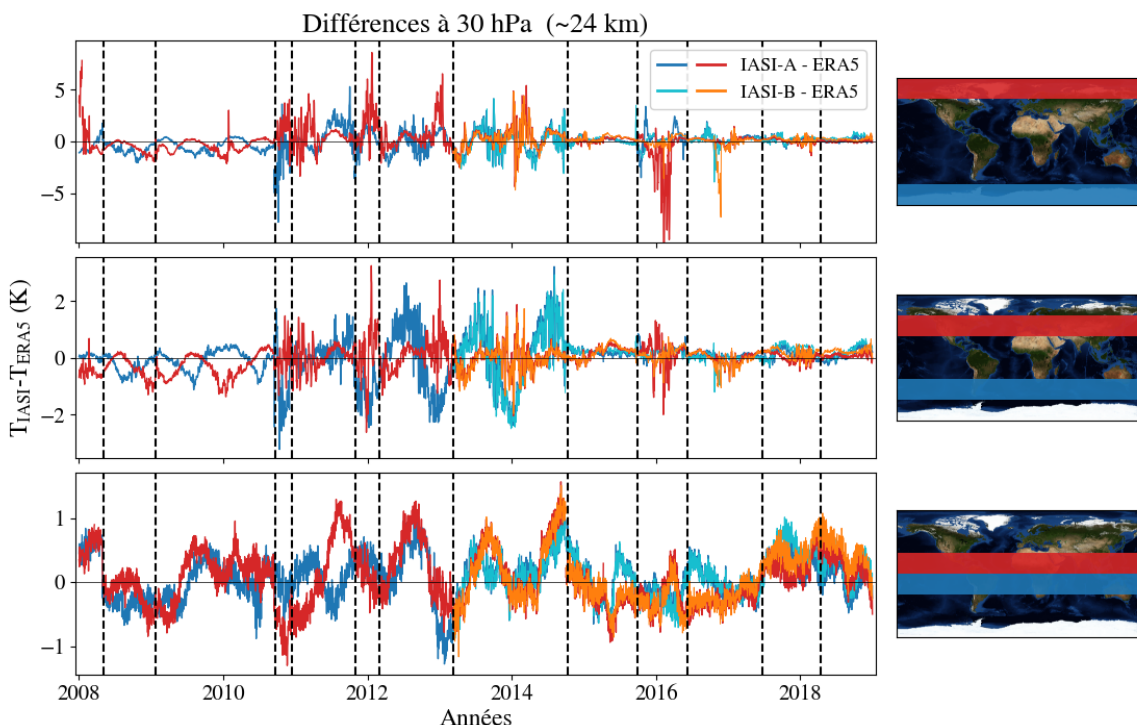


FIGURE 4.8 – Différences entre IASI-A et ERA5 (rouge et bleu foncé), et entre IASI-B et ERA5 (orange et bleu clair) à 30 hPa aux pôles, moyennes latitudes et à l'équateur. Les différences de l'hémisphère nord sont tracées en rouge/orange et celles de l'hémisphère sud en bleu. Les pointillés verticaux représentent les mises à jour L2. Les limites de l'axe y sont différentes pour chaque bande de latitude.

En général, les différences de température entre IASI et ERA5 sont plus élevées aux pôles qu'aux latitudes plus basses. Cela peut être dû à la présence aux pôles de pixels contenant de la glace, ce qui induit des problèmes d'émissivité, surtout lorsque les pixels glacés sont interpolés avec des pixels non-glacés.

Les figures 4.5 à 4.8 montrent clairement l'amélioration des températures calculées par EUMETSAT au cours du temps, mais aussi les effets négatifs des améliorations successives de l'algorithme opérationnel d'EUMETSAT sur l'homogénéité des températures calculées et le

besoin d'un retraitement pour pouvoir faire une utilisation climatique de ces températures.

4.3 Conclusion

Jusqu'à récemment, peu d'efforts avaient été faits pour générer des variables climatiques systématiques et homogènes à partir des observations IASI, bien que la signature spectrale de la variabilité climatique ait été étudiée pour des instruments similaires (AIRS, Brindley and Bantges 2016; Susskind et al. 2019).

Les L1C ont été retraitées par EUMETSAT en 2018, avec la version la plus récente de l'algorithme de traitement, et les L2 en 2020, avec la méthode statistique uniquement. Ce chapitre a pour but de montrer les effets importants, mais pas encore documentés, des différentes mises à jour qui ont eu lieu sur le traitement et le calcul des luminances et des températures opérationnelles.

On note qu'ERA5 assimile les luminances opérationnelles de IASI. Cela signifie que les températures ERA5 sont affectées par l'inhomogénéité de la série de luminances. Le système de correction de biais d'ECMWF (Dee and Uppala, 2009) et l'assimilation de données provenant d'autres instruments réduisent significativement cet impact, mais ne l'éliminent pas complètement. Ce problème n'est pas pris en compte dans la comparaison des températures IASI-EUMETSAT avec ERA5, mais les mises à jour L1C ayant un impact inférieur au bruit, on considère que les températures ne sont pas affectées par les changements des luminances.

D'abord, les L1C opérationnelles et retraitées ont été comparées. Cette comparaison a montré que les différences atteignent 0,02 % des valeurs des luminances retraitées à 700 et 1200 cm^{-1} , 0,2 % à 1700 cm^{-1} et 0,5 % à 2200 cm^{-1} . En température de brillance, ces valeurs correspondent à 0,02, 0,04 et 1 K, respectivement. Dans les quatre régions étudiées, les différences diminuent après deux mises à jour d'EUMETSAT : à 700 et 2200 cm^{-1} , la modification de l'IPFS a eu le plus d'effet sur l'évolution des différences ; à 1200 et 1700 cm^{-1} , la diminution des différences est majoritairement due à une amélioration de la calibration spectrale en 2010.

En février 2017, une augmentation des différences à 700 et 1200 cm^{-1} a été identifiée, et elle provient d'une erreur de configuration du retraitement. En attendant que les luminances retraitées de 2017 soient corrigées, il est recommandé d'utiliser les luminances retraitées de 2007 à janvier 2017, puis les luminances opérationnelles à partir de février 2017.

Ensuite, les L2 opérationnelles de IASI-A et IASI-B ont été comparées avec les températures de réanalyse ERA5. On voit que deux mises à jour de l'algorithme en décembre 2010 (modification du traitement des nuages) et septembre 2014 (nouveau processeur IASI L2) ont eu le plus d'effet sur les températures. Après 2014, les différences entre les températures IASI et ERA5 sont faibles, ce qui montre que les températures IASI ont atteint une bonne qualité.

Les résultats de cette étude ont été publiés dans l'article *Ten-year assessment of IASI radiance and temperature* (Bouillon et al., 2020). Cet article se trouve en annexe A à la fin de la thèse.

Chapitre 5

Calcul des températures

Les comparaisons effectuées dans le chapitre précédent montrent clairement l’inhomogénéité des températures IASI déjà existantes. Pour pouvoir étudier l’évolution globale des températures sur la durée de la mission IASI, il est nécessaire de calculer de nouvelles températures.

J’utilise pour cela deux sélections des canaux du spectre IASI les plus sensibles au profil de température. Les luminances observées dans les canaux sélectionnés sont ensuite utilisées en entrée d’un réseau de neurones artificiel, qui est entraîné pour restituer les températures atmosphériques. Les températures calculées par l’ANN sont validées en les comparant à trois jeux de données : les températures des réanalyses ERA5, les températures observées par radiosondage de la base de données *Analyzed RadioSoundings Archive* et les températures des L2 retraitées d’EUMETSAT, publiées en 2020.

5.1 Sélections de canaux IASI

Pour calculer les profils de température, deux sélections sont utilisées. Ces deux sélections reposent sur les méthodes des degrés de liberté du signal et de la réduction d’entropie, décrites dans la Section 3.1. La méthode a cependant été modifiée afin de prendre en compte la perturbation des luminances par des variables atmosphériques autres que la température : des canaux peuvent être sensibles à la fois à la température et à la concentration d’un gaz atmosphérique, les variations de luminances observées dans ces canaux ne dépendent donc

pas uniquement des variations de température et les calculs peuvent être faussés par les variations de concentration de l'espèce chimique présente.

La première sélection (S1) a été réalisée par Victor Pellet et Filipe Aires du Laboratoire d'Études du Rayonnement et de la Matière en Astrophysique et Atmosphères et de l'Observatoire de Paris. Dans cette sélection, les perturbations du spectre dues aux variations d'ozone et de vapeur d'eau sont prises en compte (Pellet and Aires, 2018). La vapeur d'eau et l'ozone ne faisant pas partie des variables calculées, l'incertitude sur leur état affecte le calcul des températures. La perturbation des luminances due à ces deux espèces est donnée par :

$$\mathbf{H}_\lambda \times \mathbf{S}_{a,\lambda} \times \mathbf{H}_\lambda^T, \quad (5.1)$$

avec λ l'espèce considérée (O_3 ou H_2O), \mathbf{H}_λ la matrice des jacobien de λ et $\mathbf{S}_{a,\lambda}$ la matrice de covariance de la connaissance *a priori* de λ . Les perturbations de l'ozone et la vapeur d'eau sont ensuite ajoutée au bruit, et la matrice de covariance de l'inversion \mathbf{A} devient :

$$\mathbf{A} = \left\{ \mathbf{S}_{a,temp}^{-1} + \mathbf{H}_{temp}^T (\mathbf{S}_e^{-1} + \mathbf{H}_{\text{O}_3} \mathbf{S}_{a,\text{O}_3} \mathbf{H}_{\text{O}_3}^T + \mathbf{H}_{\text{H}_2\text{O}} \mathbf{S}_{a,\text{H}_2\text{O}} \mathbf{H}_{\text{H}_2\text{O}}^T) \mathbf{H}_{temp} \right\}^{-1}. \quad (5.2)$$

De cette façon, les variations de luminance dues à l'ozone ou la vapeur d'eau ne sont pas considérées comme de l'information mais comme du bruit. Ensuite, la sélection s'effectue de manière itérative, comme décrit dans la Section 3.1, et 200 canaux sont sélectionnés.

Dans cette sélection, les matrices de covariances *a priori* de la température, de l'ozone et de la vapeur d'eau ont été calculées à partir de la base de données *Thermodynamic Initial Guess Retrieval* (TIGR), élaborée par le Laboratoire de Météorologie Dynamique (<https://ara.lmd.polytechnique.fr/index.php?page=tigr>). Cette base de données est constituée de 2311 profils de température, d'ozone et de vapeur d'eau mesurés par radiosondage. Les 2311 atmosphères ont été choisies dans le but de constituer une base de données représentant toutes les situations atmosphériques possibles. Le modèle de transfert radiatif *Optimal Spectral Sampling* (OSS, Moncet et al. 2008) a été utilisé pour calculer les jacobiens de température, d'ozone et de vapeur d'eau, avec les profils TIGR en entrée.

La seconde sélection (S2) a été réalisée par Olivier Lezeaux de SPASCIA. Dans cette sélection, les perturbations du spectre dues aux variations d'émissivité, de vapeur d'eau, d'ozone, de méthane et de monoxyde de carbone sont prises en compte. Les variations de ces cinq variables sont issues d'une base de données ECMWF de 2174 atmosphères représentatives des différents types de conditions climatologiques (tropicales, tempérées, polaire, désertiques, été, hiver, jour, nuit). À partir de ces atmosphères, les variations des luminances dues à ces variables sont calculées sur l'ensemble du spectre, avec le modèle de transfert radiatif RTTOV. Les canaux pour lesquels l'impact de ces cinq paramètres géophysiques est supérieur à 30 % du bruit instrumental sont filtrés. Ensuite, la sélection des canaux est effectuée sur les canaux restants, avec la méthode DFS classique. Il y a 100 canaux dans cette sélection.

Dans la suite, on teste les sélections S1, S2 et S12, une sélection constituée de l'ensemble de canaux de S1 et S2. S12 est constituée de 231 canaux (il y a 69 canaux communs aux deux sélections). La figure 6.1 montre les 231 canaux sélectionnés sur un spectre de IASI en température de brillance.

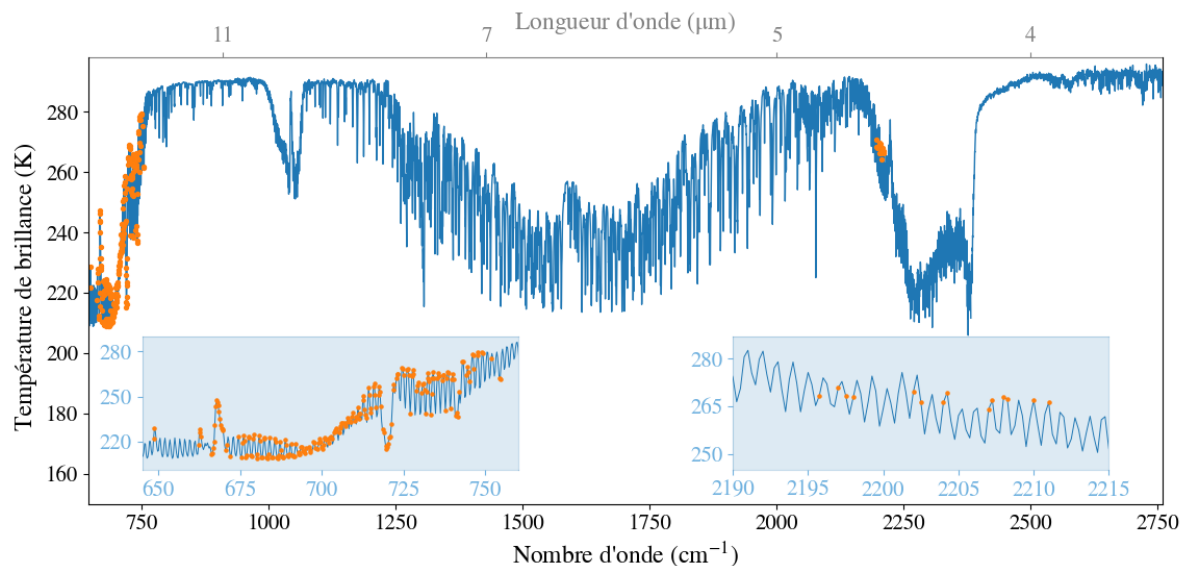


FIGURE 5.1 – Haut : canaux sélectionnés (orange) sur un spectre typique de IASI en température de brillance (bleu). Bas : zoom sur les régions 645-760 cm^{-1} et 2190-2220 cm^{-1} .

La plupart des canaux sélectionnés se situent dans la bande d'absorption du CO_2 aux alentours de 700 cm^{-1} et quelques-uns (14 canaux) sont à 2200 cm^{-1} dans la région dominée

par l'absorption du protoxyde d'azote. La liste des 231 canaux sélectionnés se trouve en annexe B.

5.2 Réseau de neurones artificiel appliqué aux luminances

IASI

Les luminances mesurées dans les canaux sélectionnés sont utilisées en entrée d'un ANN. Cette méthode a déjà été utilisée par Aires et al. (2002) pour calculer des profils de températures à partir de spectres IASI synthétiques, avant le lancement du premier instrument. Elle a également été utilisée pour calculer les températures de surface à partir des spectres IASI (Safieddine et al., 2020b).

L'ANN est construit avec la librairie TensorFlow de Python. Il est composé d'une couche d'entrée, deux couches intermédiaires et une couche de sortie, comme celui décrit dans la Section 3.2.2. Pour améliorer les performances de l'ANN, l'algorithme d'optimisation Adam est utilisé (Kingma and Ba, 2015).

L'ANN est entraîné avec une base de données de 450000 observations. Ces observations sont prises aléatoirement sur le globe et environ 3000 observations sont sélectionnées chaque mois de janvier 2008 à décembre 2020. Cela permet d'avoir un entraînement basé sur un ensemble d'atmosphères variées dans le temps et l'espace. On utilise également 50000 observations supplémentaires, choisies de la même façon, qui ne sont pas utilisées pour entraîner l'ANN, mais pour évaluer ses résultats à la fin de l'entraînement en calculant la moyenne quadratique (RMS pour *Root Mean Square*) entre les "vrais" profils de température et ceux restitués par l'ANN entraîné.

Chaque observation utilisée en entrée de l'ANN est constituée de m valeurs de luminances (avec $m = 100, 200$ ou 231 selon la sélection utilisée) et l'angle de scan de l'observation. Les luminances sont multipliées par 10^4 afin qu'elle ne soient pas trop petites comparées

aux températures. En sortie de l'ANN, on utilise les profils de température ERA5, interpolés aux heures, latitudes et longitudes des observations IASI. Sur les 37 niveaux de pression disponibles dans les données ERA5, 11 niveaux de pression sont choisis pour que leurs températures soient restituées par l'ANN. Ces 11 niveaux de pression sont représentés en pointillés noirs sur la figure 5.2. Ces niveaux de pression ont été choisis aux altitudes où beaucoup de jacobiens ont leur maximum (figure 5.2), tout en essayant de les répartir uniformément sur la verticale.

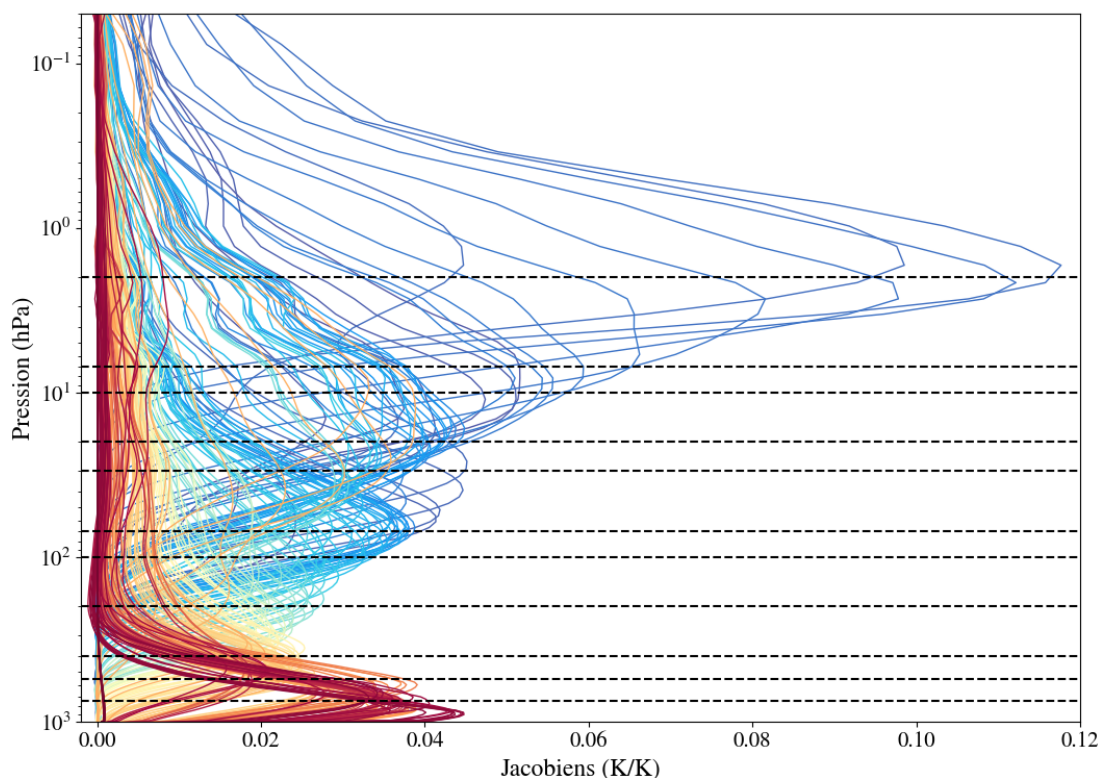


FIGURE 5.2 – Jacobiens des 231 canaux sélectionnés (couleurs) et niveaux de pression de l'ANN (pointillés noirs). Les couleurs des jacobiens représentent l'ordre des canaux sur le spectre : bleu pour les canaux à $\sim 700 \text{ cm}^{-1}$ et rouge pour les canaux à $\sim 2200 \text{ cm}^{-1}$.

J'ai entraîné l'ANN avec cette base de données, et plusieurs configurations ont été essayées. Dans un premier temps, la totalité des 231 canaux de la sélection S12 est utilisée et il y a 50 neurones dans chacune des deux couches intermédiaires. Avec cette architecture, on réalise plusieurs entraînements en faisant varier le nombre d'époques : on essaye avec 1000, 2000, 3000, 5000 et 10000 époques. La figure 6.3a montre les profils de RMS obtenus avec les 50000

observations de validation à la fin de chaque entraînement. Les RMS sont d'environ 1,5 K à 750 hPa, 1,1 K entre 550 et 20 hPa et entre 1,3 et 2 K à 10 hPa et au dessus. On voit également que les RMS diminuent quand le nombre d'époques augmente, en particulier dans la haute troposphère et la basse stratosphère. Les meilleurs résultats sont obtenues avec les entraînements à 5000 ou 10000 époques, qui ont des RMS très similaires. J'ai choisi de continuer les tests d'entraînement avec 5000 époques, ce qui réduit significativement le temps de calcul par rapport à 10000 époques.

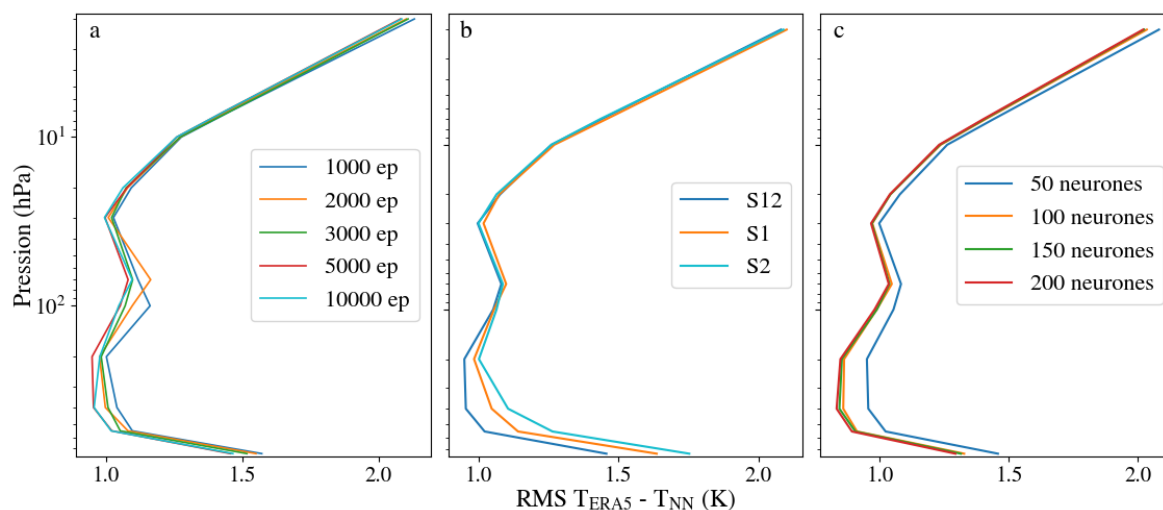


FIGURE 5.3 – RMS calculés avec les 50000 profils de validations pour les différents entraînements essayés, où l'on fait varier le nombre d'époques (a), les canaux en entrée (b) et le nombre de neurones dans les couches intermédiaires (c).

Ensuite, l'ANN est entraîné avec 5000 époques, 50 neurones dans les couches intermédiaires, et les trois sélections S1, S2 et S12 sont testées. Les profils de RMS résultant de ces trois entraînements sont montrés dans la figure 6.3b. La sélection S12 donne de meilleurs résultats que les deux autres, en particulier entre 750 et 100 hPa. Cela peut s'expliquer par le fait que cette sélection contient plus de canaux, donc aussi plus d'informations sur les températures atmosphériques.

Finalement, l'ANN est entraîné avec 5000 époques, la sélection S12 et on fait varier le nombres de neurones des deux couches intermédiaires, avec 50, 100, 150 ou 200 neurones dans chacune de ces deux couches. Les résultats de ces entraînements sont montrés dans la figure 6.3c. De 50 à 100 neurones, il y a une amélioration nette, en particulier dans la tro-

posphère (-0,1 K). De 100 à 150 neurones, il y a encore une légère amélioration mais elle est bien moins importante. Avec 200 neurones, l'amélioration est quasiment nulle par rapport à 150 neurones. J'ai choisi de continuer avec 150 neurones dans chacune des deux couches intermédiaires, ce qui permet de réduire le temps de calcul par rapport à 200 neurones.

Le réseau de neurones utilisé pour calculer les températures atmosphériques contient donc 232 neurones dans la première couche (231 valeurs de luminance et un angle de scan), 150 neurones dans les deux couches intermédiaires et 11 neurones dans la dernière couche.

L'ANN entraîné est ensuite appliqué à toutes les observations IASI depuis son lancement (ciels clairs et nuageux). IASI mesure plus d'1,2 millions d'observations par jour, donc toutes les observations de IASI-A et B représentent environ 10 milliards d'observations. La méthode de l'ANN permet de calculer les profils de température correspondant à toutes ces observations en moins de deux jours.

Après le calcul des températures par l'ANN, il faut procéder à un filtrage des températures à 750 et 550 hPa, car à ces deux niveaux de pression, certaines températures n'existent pas. Dans les régions en altitude, la pression de surface est plus faible et le profil de température commence au dessus de 750 hPa, voir au dessus de 550 hPa. Malgré cela, l'ANN calcule quand même des températures à ces niveaux de pression dans ces régions. Il est compliqué de filtrer les températures avant l'entraînement et le calcul, en mettant par exemple des NaN, car les NaN se propageraient ensuite dans tout le réseau de neurones. J'ai donc réalisé le filtrage après le calcul des profils de température.

Pour filtrer les températures à 750 et 550 hPa, on utilise un filtre statique, construit avec les pression de surface ERA5. On prend la moyenne des pression de surface mensuelles P_{surf} entre 2008 et 2020. Pour filtrer les températures à 750 hPa, on supprime les températures dans les endroits où la moyenne de P_{surf} est inférieure à 800 hPa. L'écart de 50 hPa entre ce seuil de filtrage et le niveau de pression est choisi pour prendre en compte les variations de P_{surf} dans le temps (pour une P_{surf} moyenne de 800 hPa sur 13 ans, il se peut qu'il y

ait des jours où $P_{surf} = 760$ hPa par exemple) et pour s'assurer que toutes les zones à filtrer sont bien filtrées.

Pour filtrer les températures à 550 hPa, on procède de la même façon, avec un seuil à 600 hPa. On utilise ensuite ces deux filtres pour filtrer les températures aux deux premiers niveaux de pression, selon les latitudes et les longitudes des observations. Les régions filtrées à 750 et à 550 hPa sont montrées dans la figure 5.4. À 750 hPa, les régions filtrées sont l'Antarctique, l'Himalaya, le Groenland, la cordillère des Andes et les montagnes Rocheuses. À 550 hPa, il y a seulement une petite partie de l'Antarctique, l'Himalaya et quelques points dans les Andes.

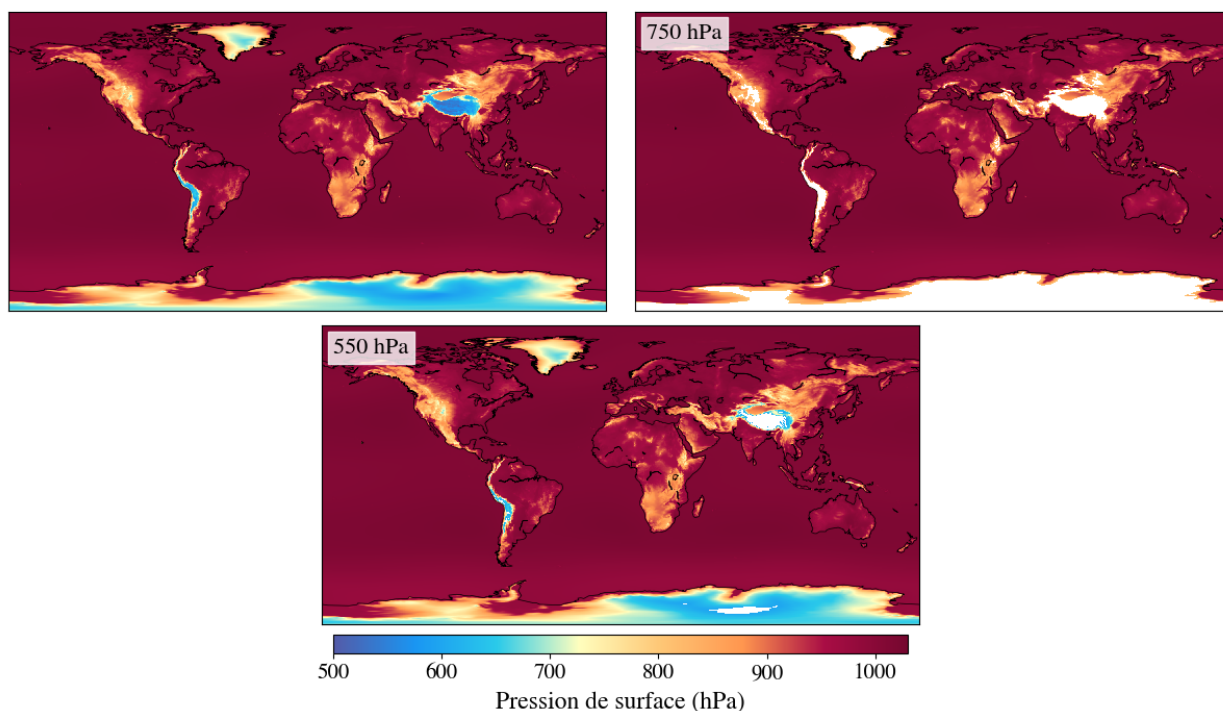


FIGURE 5.4 – P_{surf} moyenne entre 2008 et 2020 (en haut à gauche), P_{surf} moyenne avec les zones filtrées à 750 hPa en blanc (en haut à droite), P_{surf} moyenne avec les zones filtrées à 550 hPa en blanc (en bas).

Dans la suite, j'utilise les profils de température calculés avec les luminances de IASI-A jusqu'en 2017, et les profils de température de IASI-B à partir de 2018. L'orbite de Metop-A dérive légèrement depuis juin 2017, et ses observations sont effectuées à des heures de plus en plus éloignées de 9h30 et 21h30 (figure 2.3). Cette série de température est ensuite appelée

"IASI-ANN".

5.3 Validation

Une fois les profils de température calculés pour toutes les observations, on effectue la validation en les comparant avec les températures issues des réanalyses ERA5 et des températures observées par radiosondage.

5.3.1 Comparaison avec ERA5

Pour la comparaison des températures issues de l'ANN ($T_{IASI-ANN}$) et des températures ERA5 (T_{ERA5}), les températures ERA5 sont interpolées aux heures, latitudes et longitudes des observations ERA5. Comme les 11 niveaux de pression de l'ANN font partie des niveaux de pression d'ERA5, il n'y a pas d'interpolation verticale. Ensuite, les moyennes zonales journalières de $T_{IASI-ANN}$ et T_{ERA5} sont calculées, puis on regarde les différences entre les deux aux 11 niveaux de pression de l'ANN entre 2008 et 2020 (figure 5.5)

Entre 750 et 200 hPa, les différences entre $T_{IASI-ANN}$ et T_{ERA5} sont faibles à toutes les latitudes (environ 0,5 K) et il y a des variations saisonnières. À ces niveaux de pression, on voit également un biais progressif sur les 13 ans étudiés. À 750, 550 et 450 hPa, à toutes les latitudes, les différences sont légèrement positives au début de la période étudiée et légèrement négatives à la fin. Sur la totalité des 13 ans, les températures issues de l'ANN perdent environ 1 K par rapport aux températures ERA5 (de +0,5 à -0,5 K). À 200 hPa, le biais est visible entre 45°S et 45°N, et aux latitudes plus élevées, le biais est inversé : les différences sont négatives au début et positives à la fin.

Entre 100 et 7 hPa, les différences entre IASI et ERA5 sont faibles (environ 0,5 K) aux latitudes moyennes et aux pôles. En revanche, elles sont assez élevées dans les tropiques, entre 30°S et 30°N (environ 1 K). Les différences importantes aux tropiques sont corrélées avec l'Oscillation Quasi Biennale (OQB) : le réseau de neurones surestime les températures quand les vents soufflent d'est en ouest et les sous-estime quand les vents soufflent d'ouest

en est.

À ces niveaux de pression, le biais est également présent : les différences sont négatives au début des 13 ans et positives à la fin. Ce biais n'est pas visible dans les tropiques à cause des différences élevées. Dans la troposphère, les différences sont donc positives au début et négatives à la fin, dans la stratosphère, c'est l'inverse.

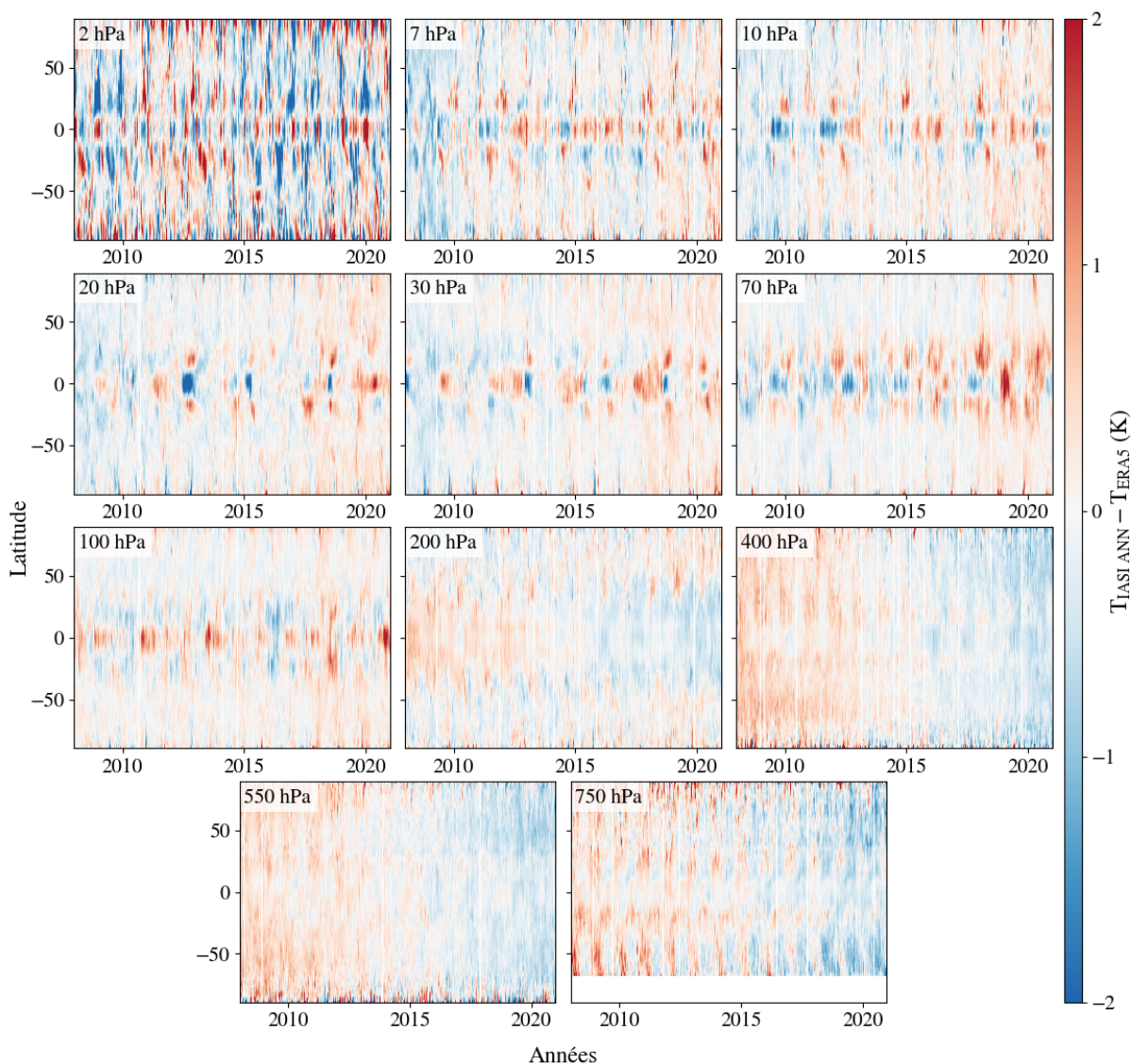


FIGURE 5.5 – Différences journalières entre les températures zonales de IASI-ANN et ERA5 pour les 11 niveaux de pression de l'ANN.

À 2 hPa, les différences entre $T_{IASI-ANN}$ et T_{ERA5} sont assez importantes (environ 2 K) et il

y a beaucoup de variations des différences positives et négatives. Cela s'explique par le fait que IASI est moins sensible aux températures à ces altitudes. Dans la figure 5.2, on voit que les jacobiens des canaux sélectionnés qui pointent à 2 hPa ont un maximum élevé (environ 0,12 K/K) mais ils sont bien moins nombreux (quatre) qu'aux autres niveaux de pression et plus larges.

Aux altitudes plus basses, les jacobiens sont plus nombreux donc les températures restituées sont meilleures. De plus, le fait d'avoir plus de canaux qui interviennent dans le calcul des températures permet de moyenniser leurs luminances et donc de diminuer le bruit instrumental.

5.3.2 Comparaison avec ARSA (stations sols)

Les températures issues de l'ANN sont ensuite comparées avec les températures de l'*Analyzed RadioSoundings Archive* (ARSA).

ARSA est une base de données de 41 ans (1979-2019) de profils de températures mesurés par radiosondage, dans des stations réparties sur l'ensemble du globe (Scott et al., 2015). Les observations subissent ensuite plusieurs étapes de contrôle de qualité, afin d'éliminer les erreurs les plus grossières. Quand un profil donné ne contient pas d'informations au-delà d'une certaine altitude (300 hPa pour la vapeur d'eau et 30 hPa pour les températures), le profil est complété avec des données provenant de sources externes fiables, ce qui permet d'avoir des observations jusqu'à 0,0026 hPa. Les profils de température et d'humidité sont donc extrapolés avec les réanalyses ECMWF ERA-Interim (Dee et al., 2011) entre 300 et 0,1 hPa pour l'humidité et entre 30 et 0,1 hPa pour les températures. Au dessus de 0,1 hPa, les profils sont complétés jusqu'à 0,0026 hPa avec une climatologie de ACE/Scisat L2 (<http://www.ace.uwaterloo.ca/>).

Les profils d'ARSA sont validés avec IASI, en simulant des spectres synthétiques avec le modèle de transfert radiatif direct 4A/OP (Scott and Chedin, 1981). Les spectres synthétiques sont produits en utilisant les profils ARSA en entrée, puis ils sont comparés avec

des spectres IASI colocalisés dans l'espace et le temps. La pertinence des modifications à apporter après cette validation est aussi étudiée avec le *TIROS Operational Vertical Sounder* (TOVS), l'*Advanced TIROS Operational Vertical Sounder* (ATOVS, Reale et al. 2008), AIRS, le *High resolution Infrared Radiation Sounder* (HIRS4, EUMETSAT 2013b) et MHS. Une description plus complète de la procédure de validation et des résultats peut être trouvée dans Scott et al. (2015). À partir des ces validations, les données incorrectes ou peu fiables (dues à la qualité de la radiosonde) sont complétées avec ERA5-Interim (pour les profils d'humidité) ou avec d'autres données pertinentes (en particulier les L2 de ACE-FTS pour les profils de température).

ARSA fournit donc des profils de température, d'humidité et d'ozone sur 43 niveaux de pression de la surface à 0,0026 hPa, ainsi que la température de surface. Le passage d'ERA-Interim à ERA5 pour l'extrapolation des profils ARSA est en train d'être effectué, ce qui permettra, entre autres, d'étendre la série ARSA jusqu'à aujourd'hui, la production d'ERA-Interim ayant été arrêtée à l'été 2019.

Pour la comparaison de $T_{IASI-ANN}$ et T_{ARSA} , seules les stations pour lesquelles il y a au moins 300 observations par an entre 2008 et 2018 ont été gardés, c'est le cas pour 159 stations. 14 stations en Antarctique et 6 stations au Groenland ont ensuite été ajoutées afin d'avoir des données aux latitudes très élevées. Les stations au Groenland ont entre 150 et 300 observations par an, donc la couverture temporelle reste satisfaisante. En revanche, les stations situées en Antarctique ont entre 10 et 150 observations par an, donc la fréquence des observations est très faible.

La figure 5.6 montre les positions des 179 stations sur la Terre. Les 159 stations ayant plus de 300 observations par an sont marquées par des croix et les stations de l'Antarctique et du Groenland sont marquées par des triangles. Ces stations ont ensuite été divisées en huit régions (les rectangles dans la figure 5.6) et la validation de $T_{IASI-ANN}$ avec T_{ARSA} a été effectuée dans chaque région.

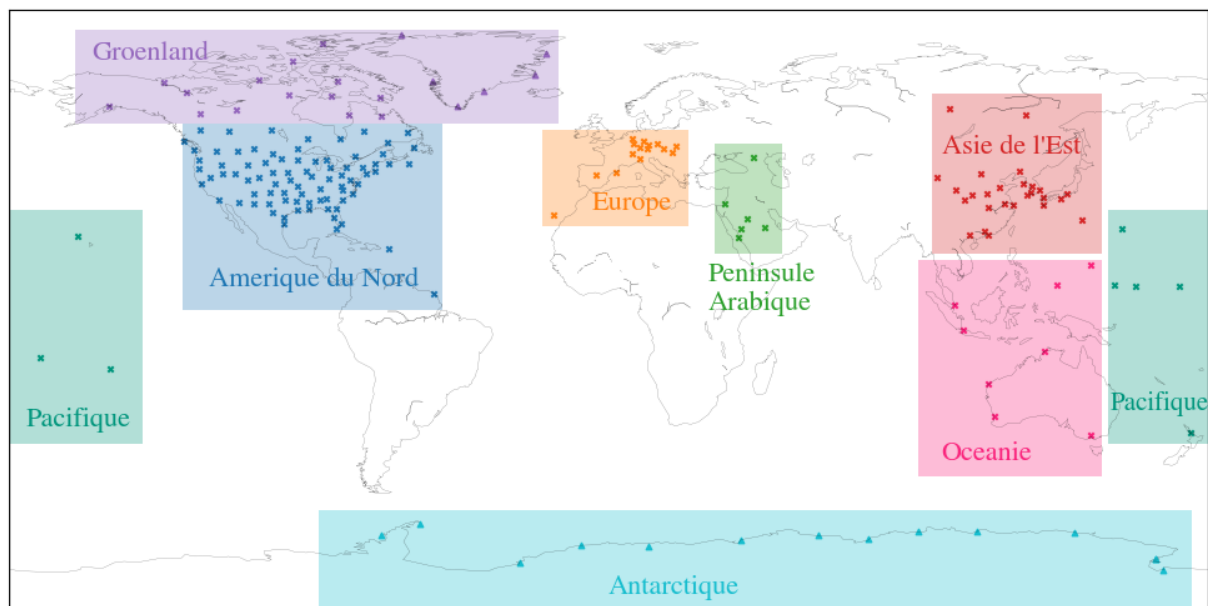


FIGURE 5.6 – Position des stations ARSA qui ont plus de 300 observations par an (croix) et les stations au Groenland et en Antarctique (triangles). Les rectangles de couleur représentent les huit régions dans lesquelles sont comparées les températures IASI et ARSA.

Les profils de température ARSA ont d'abord été interpolés aux 11 niveaux de pression de l'ANN, puis les températures de l'ANN ont été interpolées aux heures, latitudes et longitudes des observations ARSA. Dans chaque région, la température journalière moyenne de toutes les stations a été calculé pour $T_{IASI-ANN}$ et T_{ARSA} . Les différences journalières entre $T_{IASI-ANN}$ et T_{ARSA} ont ensuite été calculées dans chaque région. La figure 5.7 montre ces différences journalières dans les huit régions considérées entre 2008 et 2018 entre 750 et 30 hPa, car les températures ARSA au-dessus de cette altitude sont issues d'autres jeux de données.

Entre 7 et 100 hPa, les différences sont faibles (0,5 K) et plutôt négatives. Entre 200 et 750, on voit apparaître le biais observé dans la Section 5.3.1, les différences sont légèrement positives au début et légèrement négatives à la fin, en particulier en Amérique du Nord, en Océanie, dans le Pacifique. Dans la stratosphère, le biais inverse est moins visible, mais il apparaît légèrement en Amérique de Nord, en Europe et dans le Pacifique.

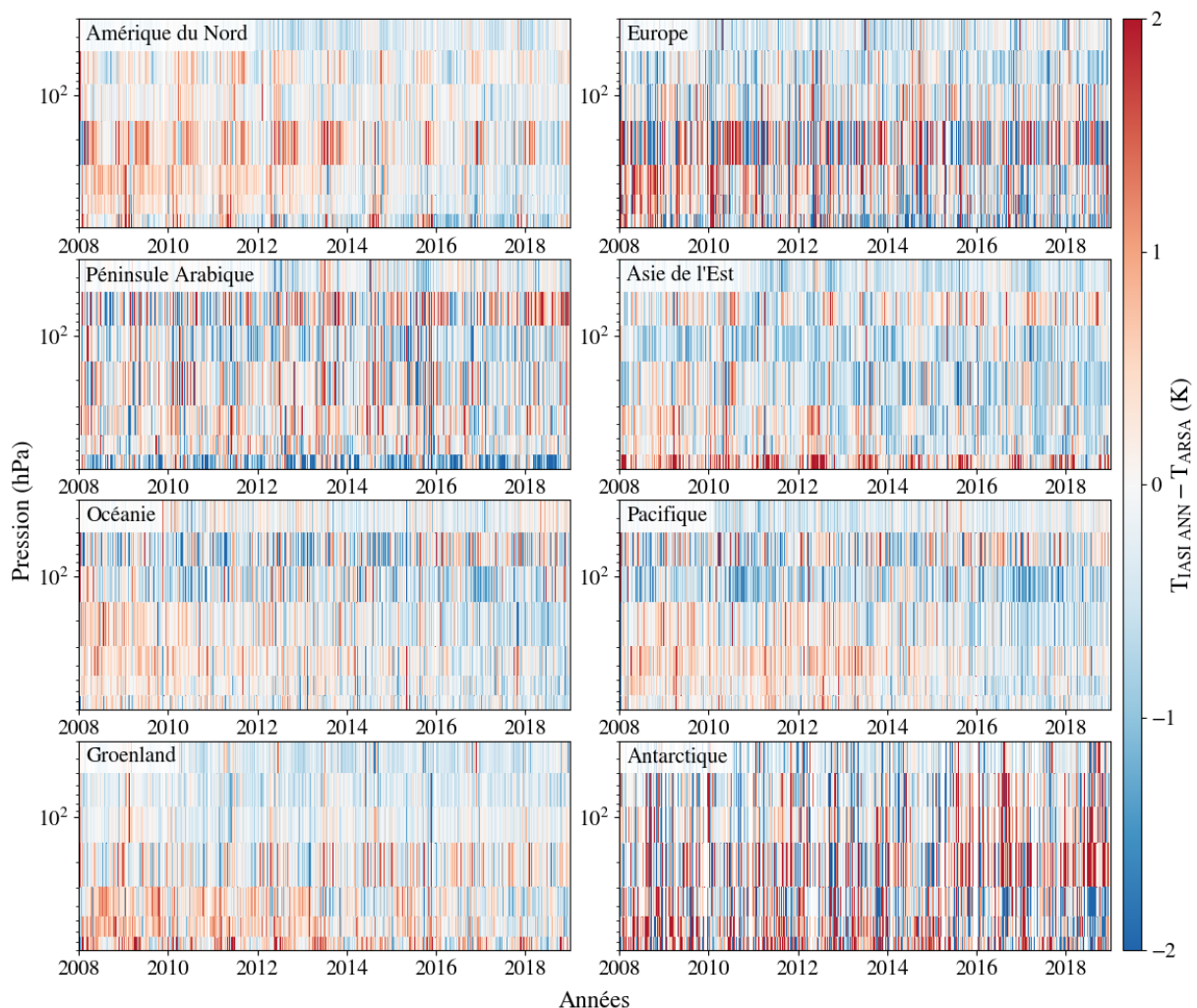


FIGURE 5.7 – Différences journalières entre IASI-ANN et ARSA dans les huit régions entre 2008 et 2018.

En Antarctique et, dans une moindre mesure, la péninsule arabique, il y a de grandes variations journalières des différences positives et négatives et les différences sont un peu plus élevées que dans les autres régions (environ 0,7 K dans la péninsule arabique et 1 K en Antarctique). Cela est dû au faible nombre de stations (14 en Antarctique et 6 dans la péninsule arabique) et au nombre d'observations par station peu élevé (pour l'Antarctique seulement) et les différences sont moins moyennées que dans les autres régions. Cependant, on observe le même "comportement" global des différences : différences élevées à 2 hPa, différences plus faibles à 7 hPa et plus bas, mais le biais n'est pas très visible.

5.4 Correction du biais

5.4.1 Nouvel entraînement de l'ANN

Une explication possible pour les biais observés dans la troposphère et la stratosphère est l'évolution des concentrations de CO_2 . En théorie, les luminances observées dans les canaux sélectionnés sont beaucoup plus affectées par les variations de températures que par celle de CO_2 car sa concentration est relativement stable. Cependant il y a quand même des variations faibles de la concentration de CO_2 : en plus des variations saisonnières (environ 4 ou 5 ppm), le CO_2 augmente régulièrement à cause des émissions anthropiques. La figure 5.8 montre l'évolution de la moyenne globale mensuelle de CO_2 entre janvier 2008 et décembre 2020. On voit que sur cette période, la concentration de CO_2 a augmenté d'environ 25 ppm.

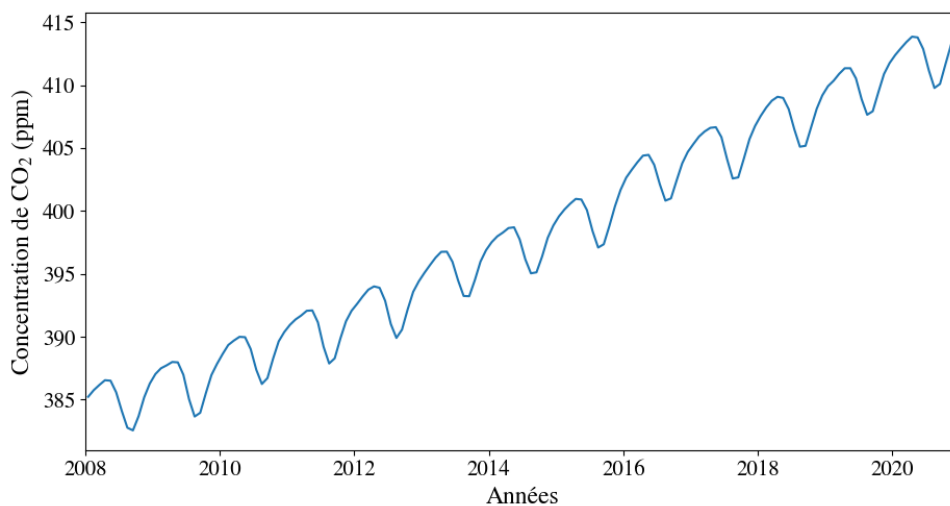


FIGURE 5.8 – Évolution de la moyenne mensuelle de CO_2 global entre janvier 2008 et décembre 2020 (NOAA, <https://gml.noaa.gov/ccgg/trends/>).

Ces variations de la concentration de CO_2 ont un impact sur les luminances mesurées dans les canaux sélectionnés. Di et al. (2020) ont montré que les variations de CO_2 sur une période de cinq ans ont un effet radiatif supérieur à 0,5 K, ce qui est cohérent avec les valeurs du biais observé dans la section précédente. Cet impact n'est pas pris en compte par le réseau de neurones, ce qui peut perturber le calcul des profils de température et causer le biais observé dans les figures 5.5 et 5.7.

Pour corriger ce biais, j'ai ajouté une valeur globale et mensuelle de CO₂ en entrée du réseau de neurones. Les valeurs de CO₂ proviennent de <https://gml.noaa.gov/ccgg/trends/>. Le réseau de neurones est ensuite réentraîné avec plusieurs configurations, comme dans la section 5.2 et l'entraînement qui donne les meilleurs résultats est : 5000 époques, S12 et 150 neurones dans les couches intermédiaires. L'ANN final contient donc 233 neurones dans la première couche (231 luminances, un angle de scan et une valeur de CO₂), 150 neurones dans chacune des deux couches intermédiaires et 11 neurones dans la dernière couche.

5.4.2 Validation

Ce nouvel ANN est appliqué à toutes les observations de IASI-A et IASI-B et une nouvelle validation est effectuée avec les températures ERA5 et ARSA, exactement de la même façon que dans les sections 5.3.1 et 5.3.2. Dans la suite "IASI-ANN" désigne cette nouvelle série de températures.

La figure 5.9 montre les différences des moyennes zonales journalières de $T_{IASI-ANN}$ et T_{ERA5} . La différence principale avec la figure 5.5 est l'absence du biais temporel à tous les niveaux de pression. Ensuite, on voit que les différences sont faibles (0,5 K) entre 750 et 200 hPa, avec des variations saisonnières assez marquées à 750 hPa.

Entre 100 et 7 hPa, les différences sont faibles (0,5 K) pour les latitudes supérieures à 30° et plus grandes aux tropiques (1 K). À 2 hPa, les différences sont toujours importantes (2 K), mais cette baisse de qualité à haute altitude est due aux caractéristiques de IASI et ne peut donc pas être améliorée.

Moyennées sur toute la série temporelles et à toutes les latitudes, les différences sont de -0,06, 0,11, 0,00, -0,02, -0,01, -0,01, 0,03, 0,07, 0,04, 0,01 et -0,09 K pour chaque niveau de pression de 2 à 750 hPa, ce qui suggère qu'il n'y a pas de biais constant de IASI par rapport à ERA5.

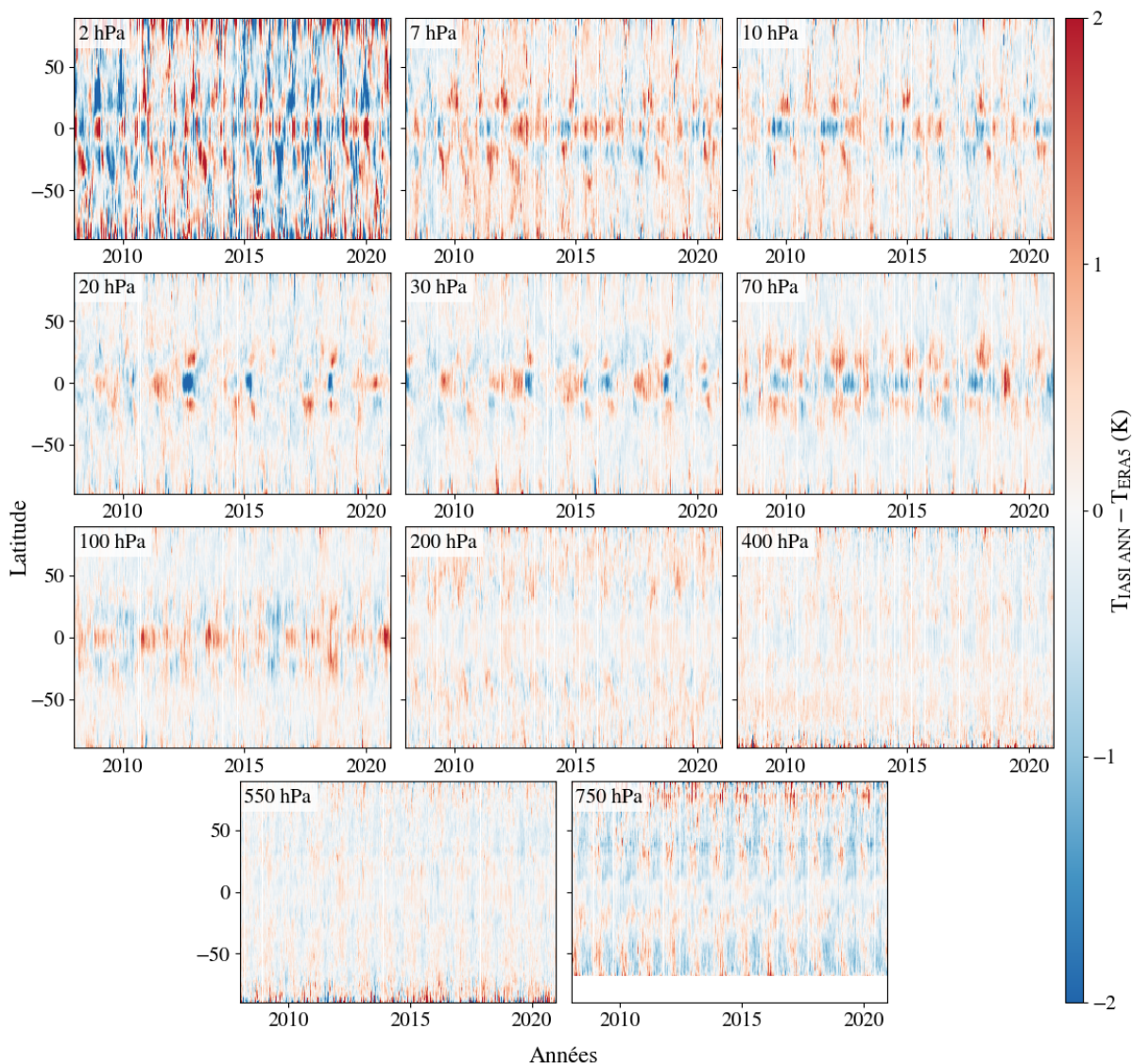


FIGURE 5.9 – Différences journalières entre les températures zonales de IASI-ANN et ERA5 pour les 11 niveaux de pression de l’ANN réentraîné.

Ensuite, on regarde les différences entre $T_{IASI-ANN}$ et T_{ERA5} sur toute la Terre, ce qui permet d’avoir une meilleure appréciation de leurs valeurs, car elle ne sont pas moyennées en longitude. Les températures de l’ANN et de ERA5 (interpolées aux coordonnées des observations IASI) sont regroupées dans des pixels de $1^\circ \times 1^\circ$ de latitude/longitude, puis on calcule $T_{IASI-ANN} - T_{ERA5}$ pour chaque jour du 1^{er} janvier 2008 au 31 décembre 2020. La figure 5.10 montre les RMS des différences journalières dans chaque pixel aux 11 niveaux de pression de l’ANN.

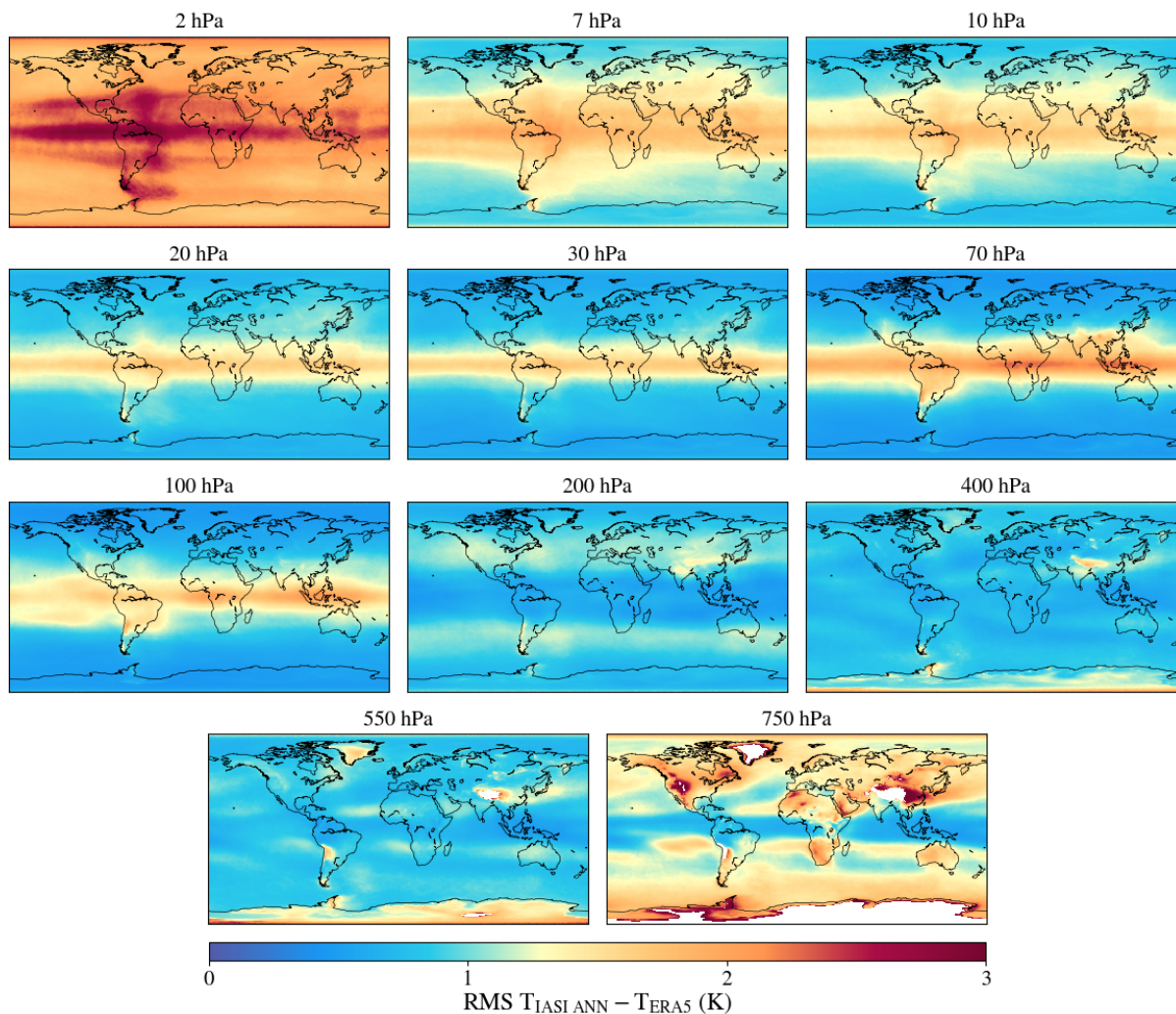


FIGURE 5.10 – RMS des différences journalières entre IASI-ANN et ERA5 entre 2008 et 2020 sur une grille de $1^\circ \times 1^\circ$ en latitude et longitude.

À 750 hPa, les RMS sont faibles à l'équateur (environ 0,5 K) et plus grandes aux latitudes élevées (entre 1 et 2 K), en particulier autour des chaînes de montagnes, où elles peuvent atteindre 3 K. Entre 550 et 250 hPa, les RMS sont faibles presque partout, sauf dans quelques régions : l'Antarctique, le Groenland et l'Himalaya à 750 hPa (jusqu'à 2 K), et les latitudes moyennes à 200 hPa (1,5 K). Entre 100 et 7 hPa, les RMS sont faibles aux moyennes latitudes et aux pôles (0,5 K) et plus élevées à l'équateur (entre 1,5 et 2 K). Les différences élevées à l'équateur couvrent une zone de latitudes plus grande (de 50°S à 50°N). À 2 hPa, les différences sont élevées sur toute la Terre (3 K à l'équateur et 2 K aux latitudes plus grandes).

Les RMS calculées à tous les niveaux sont cohérentes avec les différences zonales observées dans la figure 5.9. Les figures 5.11 et 5.12 montrent les RMS calculées de la même façon, mais uniquement pour les mois de janvier et juillet. Tout d’abord, les RMS des différences entre 20 et 100 hPa sont plus ou moins les mêmes en janvier et juillet.

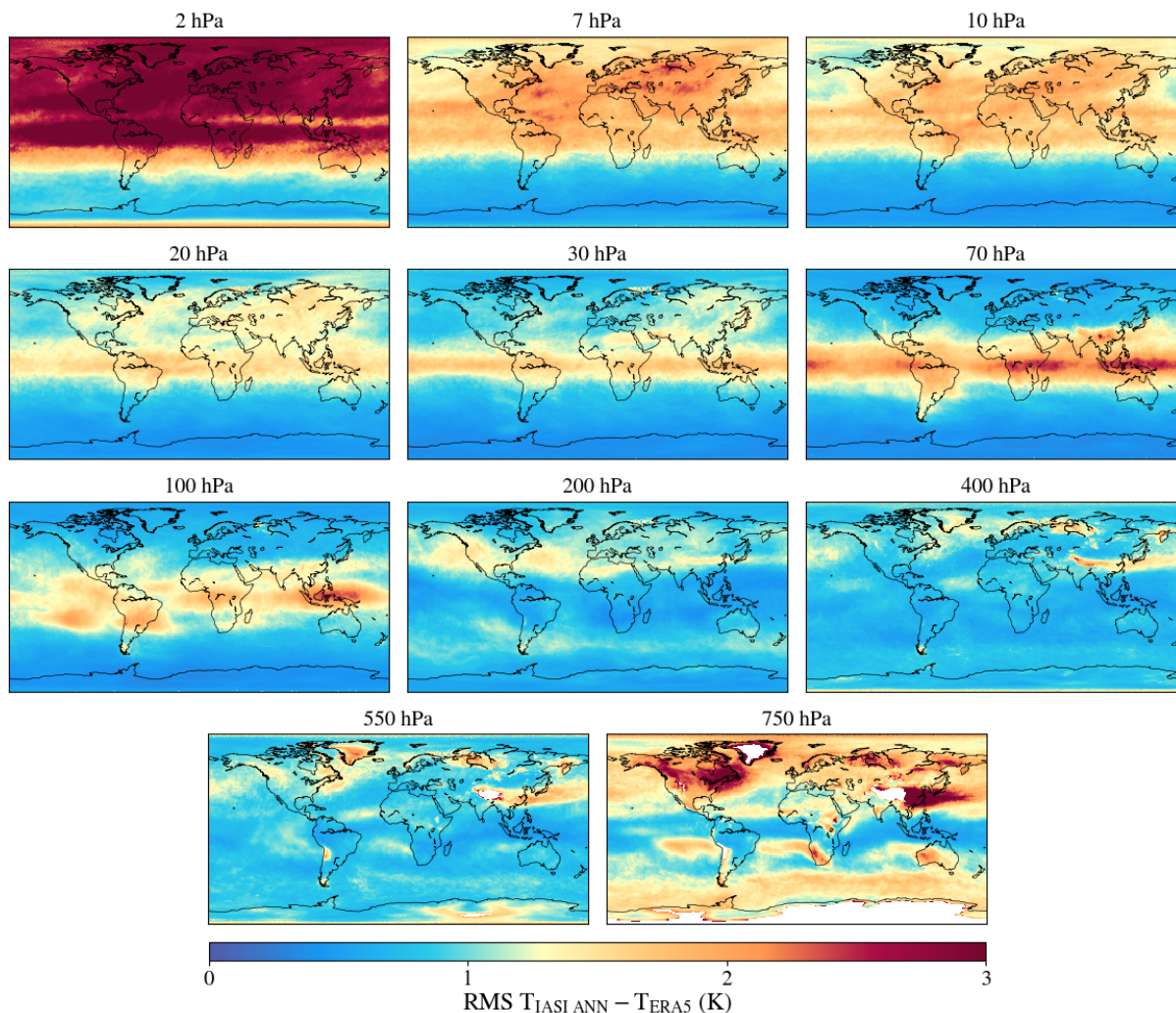


FIGURE 5.11 – RMS des différences journalières entre IASI-ANN et ERA5 des mois de janvier sur une grille de $1^\circ \times 1^\circ$ en latitude et longitude.

Aux autres niveaux de pression, les RMS sont différentes selon la saison et l’hémisphère considérés. À 750 hPa, les RMS diminuent légèrement dans l’hémisphère nord en juillet. À 550, 400 et 200 hPa, les RMS sont d’environ 1,5 K uniquement aux moyennes latitudes de l’hémisphère nord en janvier. En revanche, au mois de juillet, les RMS sont de 1,5 K aux moyennes latitudes des deux hémisphères à 200 hPa, et elles sont faibles (0,5 K) presque

partout à 400 hPa.

À 10, 7 et 2 hPa, les RMS sont faibles (0,5 K) en été (en janvier dans l'hémisphère sud et en juillet dans l'hémisphère nord). En hiver, les RMS sur un peu plus d'un hémisphère sont de 1,5 K à 7 et 10 hPa et de 3 K à 2 hPa. Ces deux figures montrent que la qualité des températures de l'ANN varie en fonction de la saison, et qu'elles sont en général meilleures en été qu'en hiver.

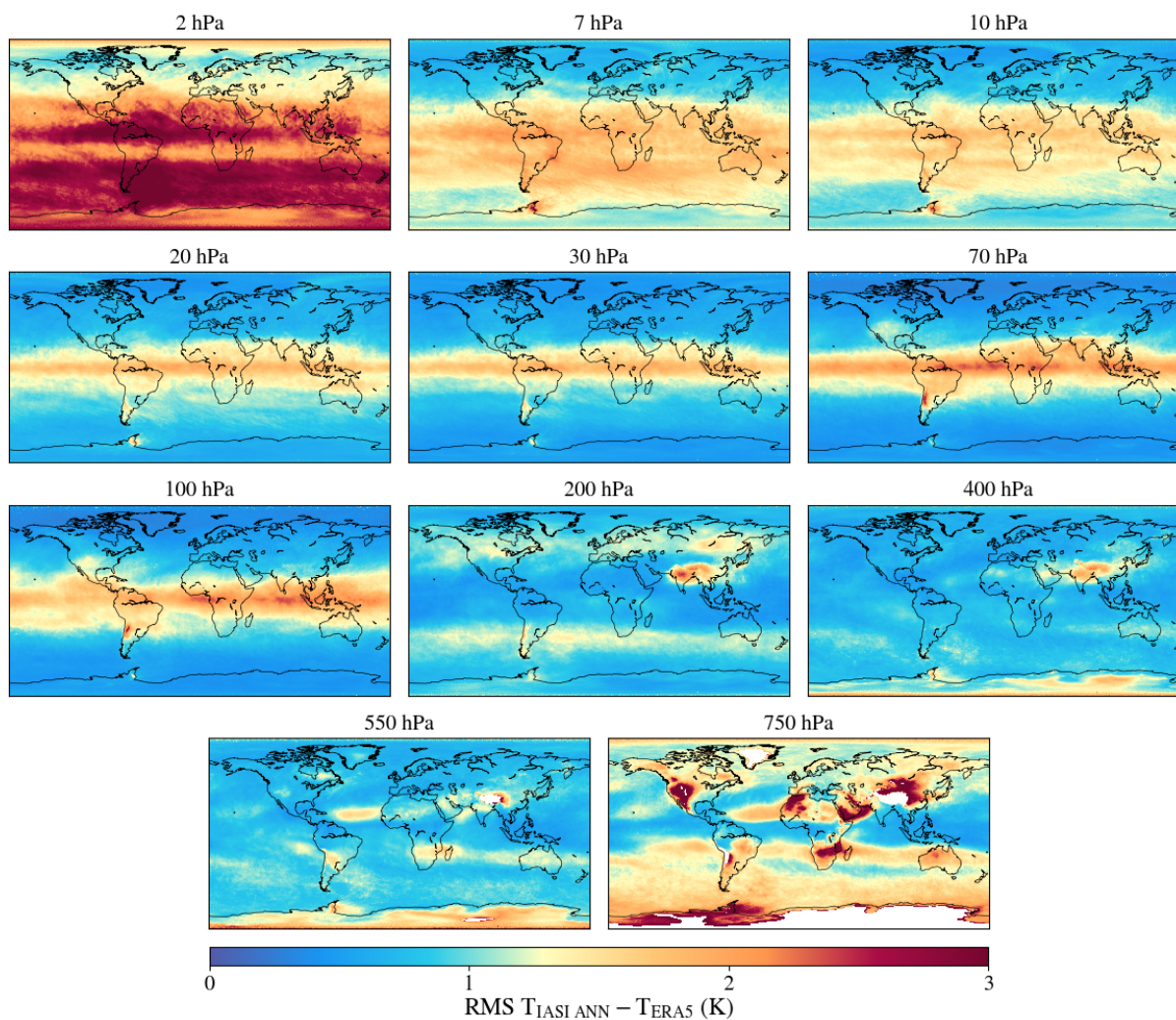


FIGURE 5.12 – RMS des différences journalières entre IASI-ANN et ERA5 des mois de juillet sur une grille de $1^\circ \times 1^\circ$ en latitude et longitude.

Cette nouvelle série de température a également été validée avec les profils de température d'ARSA, dans les huit régions de la figure 5.6. Les différences entre les moyennes journalières

de $T_{IASI-ANN}$ et T_{ARSA} sont montrées dans la figure 5.13.

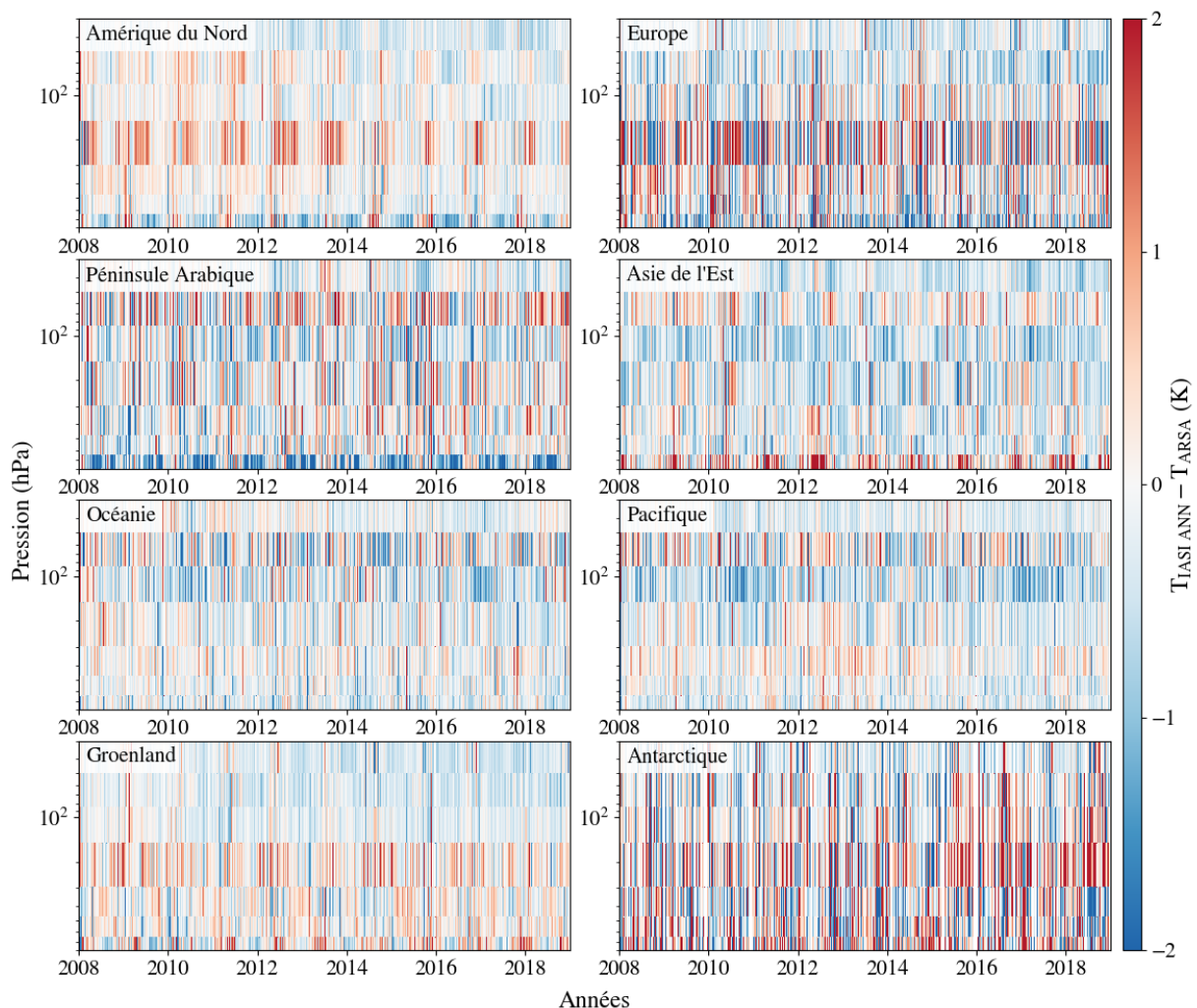


FIGURE 5.13 – Différences journalières entre IASI-ANN et ARSA dans les huit régions entre 2008 et 2018.

Sur cette figure, on voit qu'il n'y a plus de biais. Entre 7 et 100 hPa, les différences sont faibles et plutôt négatives (environ 0,5 K). À 200 hPa et plus bas dans l'atmosphère, les différences sont faibles et négatives dans le Pacifique, en Océanie et en Asie de l'Est. Au Groenland, en Amérique du Nord et en Europe, les différences sont légèrement plus importantes et plutôt positives (environ 0,5 K, jusqu'à 1 K en Amérique du Nord et en Europe). En Antarctique et dans la péninsule arabe, on voit toujours des différences un peu plus élevées que dans les autres régions (environ 0,7 K dans la péninsule arabe et 1 K en Antarctique).

La figure 5.14 montre les différences journalières entre ERA5 et ARSA. Ces différences ont

été calculées dans chacune des huit régions, après avoir interpolé les températures ERA5 aux heures, latitudes et longitudes des observations ARSA. Les différences entre ERA5 et ARSA sont très similaires à celles observées entre IASI-ANN et ARSA, mais légèrement plus faibles entre 750 et 7 hPa (moins de 0,3 K), et elles sont très légèrement positives dans la troposphère et négatives dans la stratosphère.

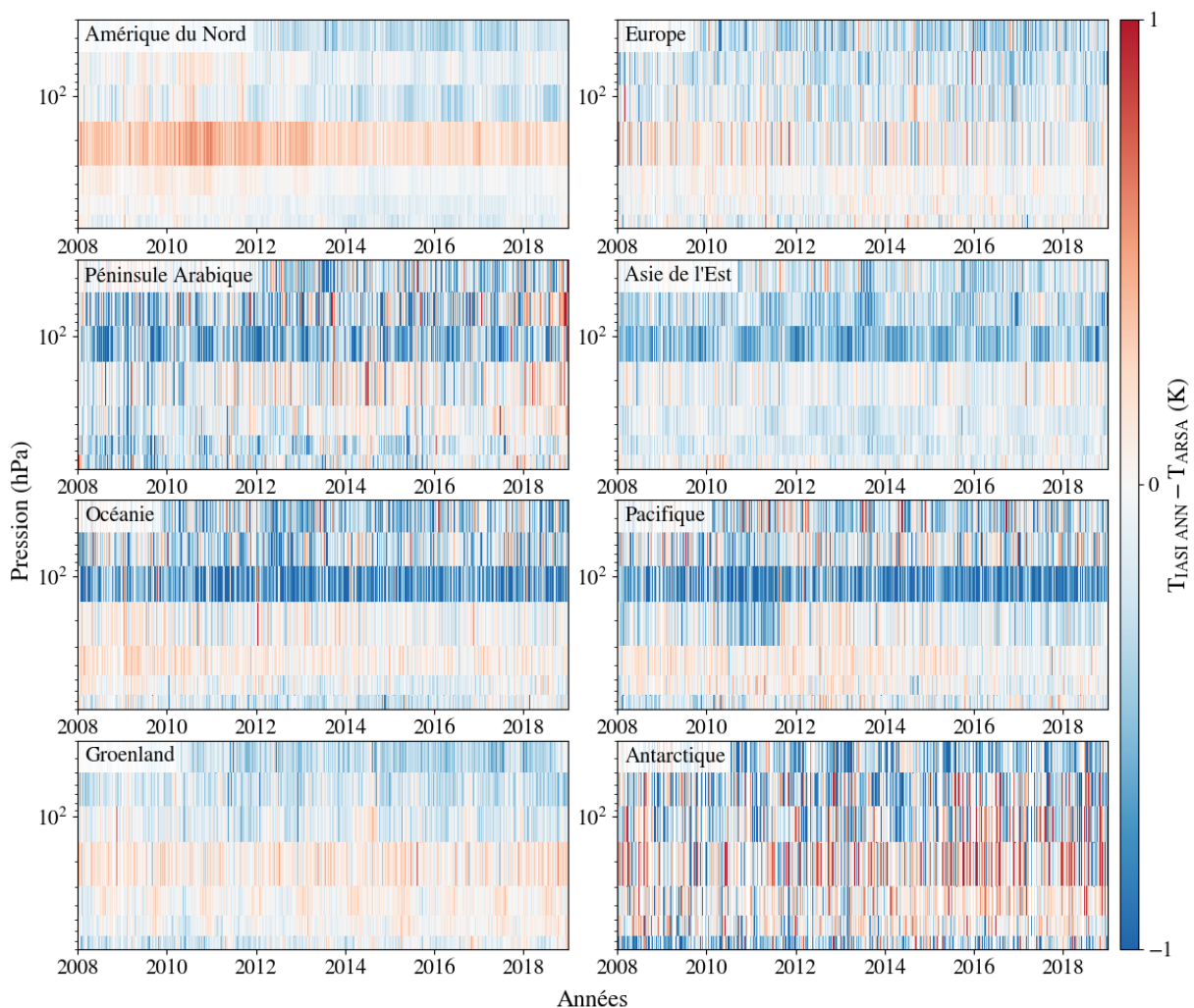


FIGURE 5.14 – Différences journalières entre ERA5 et ARSA dans les huit régions entre 2008 et 2018.

Enfin, les températures de l'ANN sont comparées avec les températures des L2 retraitées en décembre 2020 par EUMETSAT (EUMETSAT, 2020b). Ces températures (appelées "IASI-EUMETSAT" pour la comparaison avec "IASI-ANN") ont été calculées à partir des observations IASI, avec l'aide d'observations de MHS et AMSU. Ces températures ont été calculées

avec l'algorithme PWLR, appliqué à tous les ciels. En revanche, l'OEM n'a pas été appliquée.

Les températures retraitées d'EUMETSAT sont calculées sur une grille de pression mobile, pour prendre en compte les reliefs de la surface, donc elles ont été interpolées aux 11 niveaux de pression de l'ANN. En revanche, comme $T_{IASI-ANN}$ et $T_{IASI-EUMETSAT}$ sont issues des mêmes observations IASI, il n'y a pas d'interpolation à effectuer sur les coordonnées des observations. Les moyennes zonales journalières de $T_{IASI-ANN}$ et $T_{IASI-EUMETSAT}$ ont été calculées et la figure 5.15 montre les différences entre les deux de 2008 à 2018.

Les différences sont faibles à tous les niveaux de pression (moins de 0,5 K) sauf à 2 hPa où elles peuvent atteindre 1 K, et on observe des variations saisonnières des différences, qui sont plus prononcées dans la troposphère (750, 550 et 400 hPa). À 7, 10 et 20 hPa, les différences sont plus élevées à l'équateur et elles diminuent avec le temps. Ce biais est également visible aux latitudes plus élevées et aux autres niveaux de pression, mais de manière moins prononcée. Ce biais peut venir du fait qu'EUMETSAT ne prend pas en compte l'évolution de la concentration de CO₂ dans son algorithme de restitution des températures.

Il est important de noter que ces deux produits ne sont pas redondants, même si les deux sont basés sur les luminances IASI : EUMETSAT va continuer à effectuer des mises à jour mineures sur son produit, sans retraiter les données en arrière, alors que les températures de l'ANN peuvent être améliorées et rapidement recalculées (quelques jours). De plus, les deux produits utilisent des méthodes de calcul différentes (ANN et PWLR) et des observations différentes (luminances IASI et CO₂ pour IASI-ANN, luminances IASI, MHS et AMSU pour EUMETSAT).

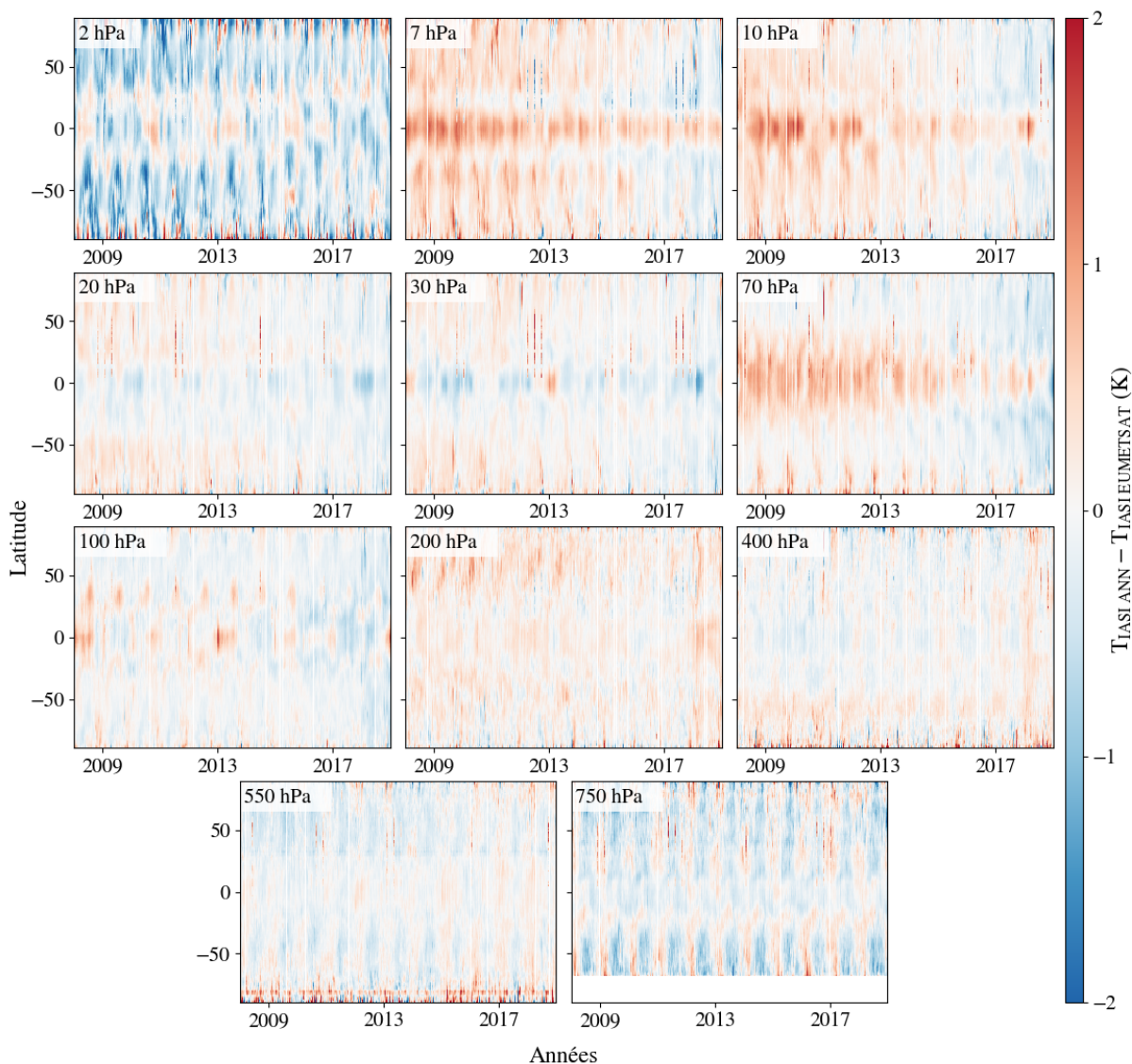


FIGURE 5.15 – Différences des moyennes zonales journalières des températures IASI-ANN et des températures IASI-EUMETSAT entre 2008 et 2018.

5.4.3 Extrapolation du CO_2

Un des avantages des observations IASI et de l'utilisation d'un ANN pour restituer les températures est la rapidité avec laquelle les données sont disponibles : les spectres IASI sont disponibles quelques heures après le moment de l'observation et l'ANN traite toutes les observations d'une journée (environ 1,2 millions) en environ 20 secondes. Les profils de température peuvent donc être disponibles très rapidement.

En revanche, les données de CO₂ de la NOAA sont disponibles avec deux ou trois mois de retard, ce qui retarde le calcul des températures. Cela peut poser problème pour l'étude d'événements extrêmes, si on veut étudier un événement en cours, par exemple. Pour remédier à cela, quand le CO₂ n'est pas disponible, on calcule des températures temporaires avec une valeur de CO₂ extrapolée. Les températures exactes sont ensuite recalculées dès que la valeur de CO₂ est disponible.

En raison de sa tendance et sa saisonnalité très régulières à l'échelle globale (figure 5.8), la valeur mensuelle globale de CO₂ est relativement facile à extrapoler. Pour cela, on prend les valeurs de CO₂ du mois N et du mois $N - 3$ de cette année. On prend ensuite la moyenne depuis 2007 des différences chaque année entre tous les mois N et $N - 3$, qu'on ajoute à la valeur du mois $N - 3$ de cette année pour obtenir la valeur de CO₂ extrapolée. Pour résumer :

$$C_{N,extrap} = C_{N-3} + \left[\sum_i^A (C_{N,i} - C_{N-3,i}) \right] / A , \quad (5.3)$$

avec C la concentration mensuelle de CO₂ et A le nombre d'années depuis 2007.

Afin de vérifier que les températures temporaires calculées à partir du CO₂ extrapolé sont fiables, j'ai effectué un test sur les observations de 500 jours choisis aléatoirement entre 2008 et 2020. Pour chacun de ces jours, on calcule les températures $T_{réel}$ avec la valeur de CO₂ exacte qui est connue et les température T_{extrap} avec une valeur de CO₂ extrapolée comme si on ne connaissait pas la vraie valeur. Ensuite les températures journalières $T_{réel}$ et T_{extrap} sont groupées dans des pixels de 1°×1° et on calcule les RMS entre les deux températures dans chaque pixel. La figure 5.16 montre les cartes des RMS pour les 500 jours.

Dans la troposphère, les RMS sont entre 0,03 et 0,06 K. À 200 et 70 hPa, les RMS sont de 0,01 K aux latitudes élevées et peuvent atteindre 0,04 K à l'équateur. À 100 hPa, les RMS sont de 0,01 K partout. De 30 à 2 hPa, les RMS varient entre 0,01 et 0,03 K sur tout le globe.

Dans tous les cas, la RMS ne dépasse pas 0,06 K, ce qui est très faible. On peut donc

considérer que les températures temporaires sont très proches, et elles devraient le rester tant que le CO_2 continuera d'évoluer aussi régulièrement.

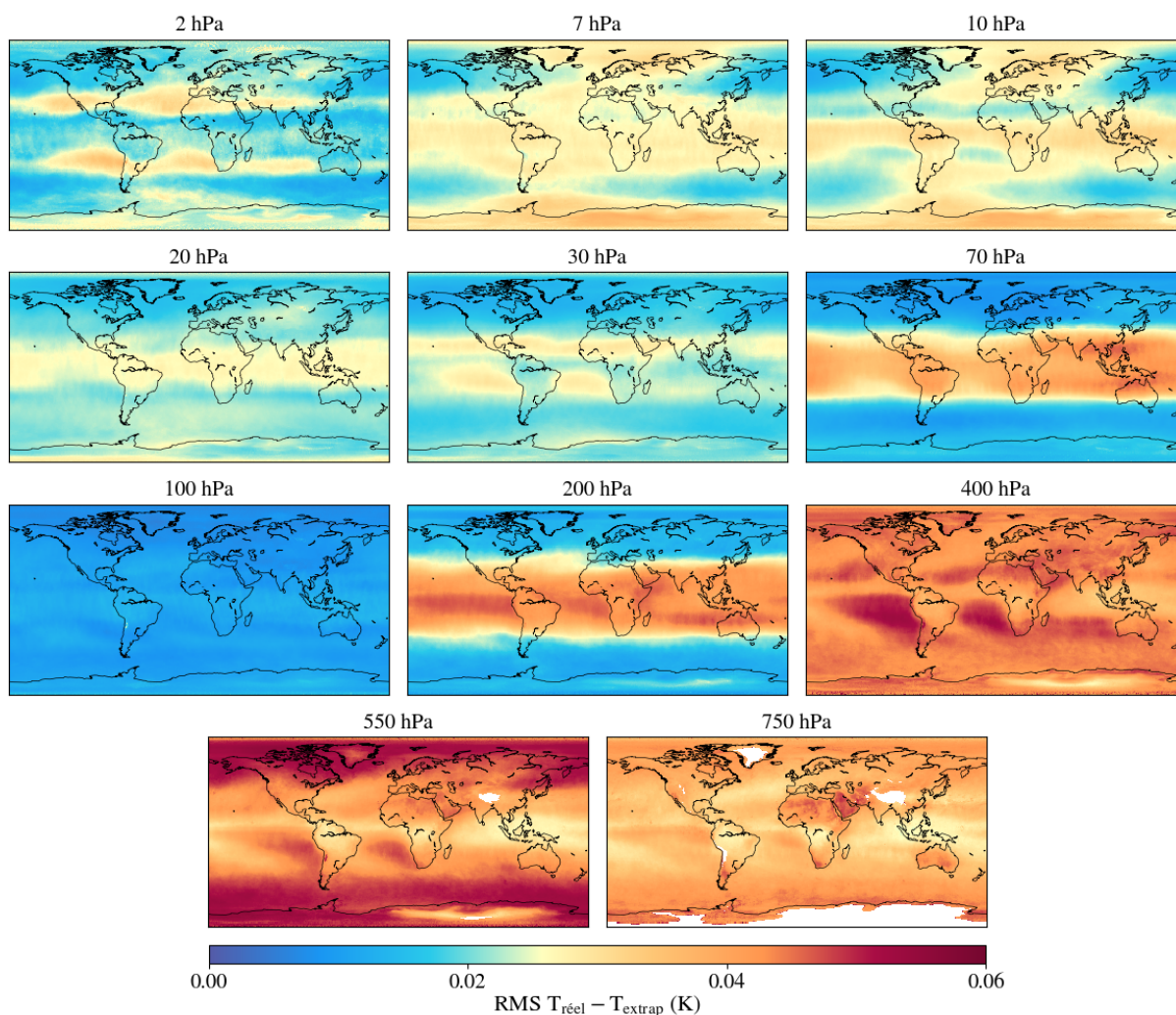


FIGURE 5.16 – RMS entre les températures calculées avec les mesures de CO_2 et les températures calculées avec une valeur extrapolée.

5.5 Conclusion

Dans ce chapitre, j'utilise un réseau de neurone artificiel pour calculer les températures atmosphériques à partir des luminances observées par IASI. Ce réseau de neurone est entraîné avec les spectres IASI en entrée et les températures ERA5 en sortie. Les températures ERA5 sont choisies car c'est le produit de température atmosphérique homogène le plus complet

spatialement et temporellement. Il est important de noter que même si le réseau de neurones est entraîné avec ERA5, il ne reproduit pas les températures ERA5 à l'identique, car la sortie du réseau de neurones dépend surtout des variations des données en entrée (Aires et al., 2005; Kolassa et al., 2013).

Les températures calculées avec le réseau de neurones sont ensuite validées avec les températures de réanalyse ERA5, les radiosondages ARSA et les L2 retraitées d'EUMETSAT. Les comparaisons des températures IASI-ANN avec ces trois produits montrent de bons résultats, sauf à 2 hPa où les températures sont de moins bonne qualité à cause du peu d'information sur les températures à cette altitude contenu dans les spectres IASI.

La disponibilité en quasi temps réel des spectres IASI, ainsi que la rapidité de calcul de l'ANN permettent d'obtenir des profils de température seulement quelques heures après les observations, ce qui est pratique pour surveiller les températures atmosphériques, en particulier les événements extrêmes et brefs.

Ce travail a permis de créer un produit homogène et stable dans le temps, à partir des luminances de IASI (même si ce produit n'est pas complètement indépendant à cause du CO₂), ce qui permet, entre autres, d'étudier les variations de température sur le long terme et donc l'évolution du climat, ce qui est montré dans le chapitre suivant.

Les résultats de ce chapitre ont fait l'objet d'une publication dans la revue *Atmospheric Measurement Techniques* (accepté). Cette publication se trouve en annexe C.

Chapitre 6

Applications

Le produit de température calculé dans le Chapitre 5 à partir des luminances IASI est homogène et a plusieurs applications. Dans ce chapitre, j'étudie les variations des températures atmosphériques depuis 2007. Tout d'abord, ces températures permettent d'observer les variations saisonnières et spatiales des 14 dernières années. Elles permettent également d'observer les réchauffements stratosphériques soudains (SSW pour *Sudden Stratospheric Warming*). Ces événements ont lieu presque tous les ans en hiver au pôle nord, et plusieurs ont déjà été observés par IASI. Il est également possible d'étudier les événements extrêmes depuis 2007. Ces dernières années ont été marquées par de nombreuses vagues de chaleur, sécheresses et feux de forêt, et l'augmentation de la fréquence de ces événements est liée au changement climatique (Diffenbaugh et al., 2017). Finalement, ce produit homogène de température permet de calculer les tendances de température atmosphérique sur 13 ans, sans qu'elles soient biaisées par des ajustements ou corrections des mesures. Pour l'instant, les tendances vont plus refléter les variations à court terme de la température que de réelles variations climatiques car la série temporelle est courte, mais la durée de la mission IASI et de son successeur IASI-*New Generation* permettra à l'avenir de calculer des tendances climatiques sur une plus longue durée et reflétant le changement climatique.

6.1 Variations saisonnières

La figure 6.1 montre les températures zonales moyennes des mois de janvier et juillet entre 2008 et 2020, calculées à partir des températures issues de l'ANN. À l'équateur, les températures sont élevées à 750 hPa (290 K) et elles diminuent avec l'altitude jusqu'à atteindre leur minimum à 100 hPa (environ 190 K), avant de réaugmenter dans la stratosphère pour atteindre 250 K à 2 hPa, quelle que soit la saison. L'atmosphère proche de la surface est chauffée par le rayonnement infrarouge de la Terre, et dans la stratosphère, l'air est chauffé par l'ozone qui absorbe le rayonnement ultraviolet du Soleil. La tropopause est donc l'endroit le plus froid de l'atmosphère car elle reçoit peu de rayonnement infrarouge de la Terre et peu de rayonnement ultraviolet du Soleil.

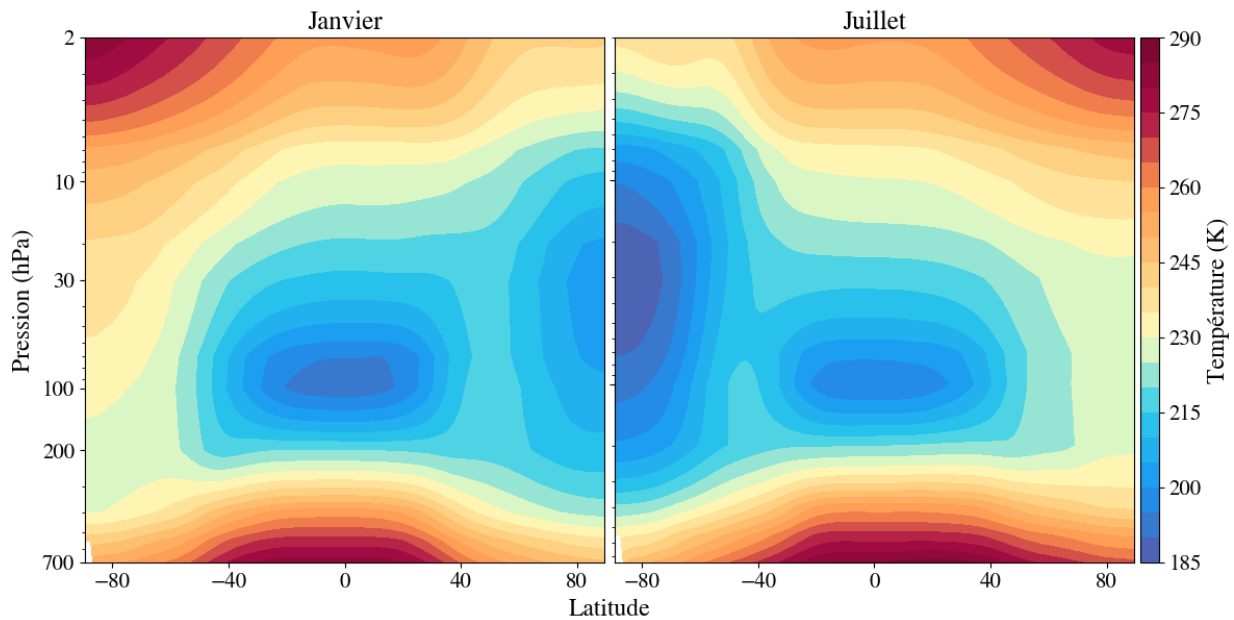


FIGURE 6.1 – Moyennes zonales des températures atmosphériques entre 2008 et 2020 pour les mois de janvier et juillet, calculées à partir des températures IASI-ANN.

Aux pôles, les températures à 750 hPa sont plus faibles qu'à l'équateur (environ 260 K) en janvier et en juillet. En été, les températures polaires diminuent jusqu'à 225 K entre 200 et 20 hPa et elles augmentent ensuite pour atteindre 280 K à 2 hPa. La diminution des températures stratosphériques autour de la tropopause est moins importante aux pôles en été qu'à l'équateur. En hiver en revanche, les températures diminuent beaucoup plus à la

tropopause et elles réaugmentent assez peu dans la stratosphère à cause de la forte activité du vortex polaire (Zängl and Hoinka, 2001) : le vortex se forme en hiver, lorsque le pôle ne reçoit aucun rayonnement solaire, les différences de températures entre l'équateur et le pôle sont donc importantes et il n'y a pas d'échange d'air entre l'équateur et le pôle.

Bien que les deux hémisphères aient des comportements relativement symétriques selon les saisons, il y a de légères différences : en été, les moyennes latitudes de l'hémisphère nord sont plus chaudes que celles de l'hémisphère sud dans la basse troposphère car la proportion des continents est plus élevée dans l'hémisphère nord et ils absorbent plus la chaleur que les océans. En hiver, les températures stratosphériques sont beaucoup plus froides au pôle sud (185 K) qu'au pôle nord (210 K) car le vortex polaire est plus fort au pôle sud.

Les figures 6.2 et 6.3 montrent les cartes des températures moyennes des mois de janvier et juillet entre 2008 et 2020 aux 11 niveaux de pression de l'ANN. Dans la troposphère équatoriale, les températures sont élevées à 750 hPa (300 K) puis elles diminuent avec l'altitude : 260 K à 550 hPa, 250 K à 400 hPa et 220 K à 200 hPa. Comme le montrent les deux figures, les variations saisonnières sont minimales dans les tropiques. Aux pôles, les températures sont plus basses et elles diminuent également avec l'altitude. À 750 hPa, les températures polaires sont d'environ 250 K et elles varient très peu entre janvier et juillet. À 550 hPa, en revanche, les températures ne sont pas les mêmes selon la saison, en particulier au pôle nord, où elles sont de 240 K en janvier et 250 K en juillet. Au pôle sud, les variations saisonnières de température à 550 hPa sont presque nulles, sauf dans une partie de l'Antarctique où les températures peuvent descendre à 230 K en hiver. À 400 hPa, les températures hivernales sont les mêmes aux deux pôles (220 K). En revanche, le pôle nord se réchauffe plus que le pôle sud en été (240 au pôle nord en juillet et 230 K au pôle sud en janvier). Cela est dû à la fonte de la banquise arctique : la banquise a un albédo élevé, et elle laisse place à l'océan qui absorbe plus la chaleur.

À 200 hPa, les températures sont presque uniformes sur toute la Terre (220 K). Les températures polaires sont aussi élevées que celles des tropiques car à l'équateur, on se situe

dans la troposphère et les températures diminuent avec l'altitude (figure 1.2). Aux pôles, en revanche, on se situe au-dessus de la tropopause et les températures augmentent avec l'altitude.

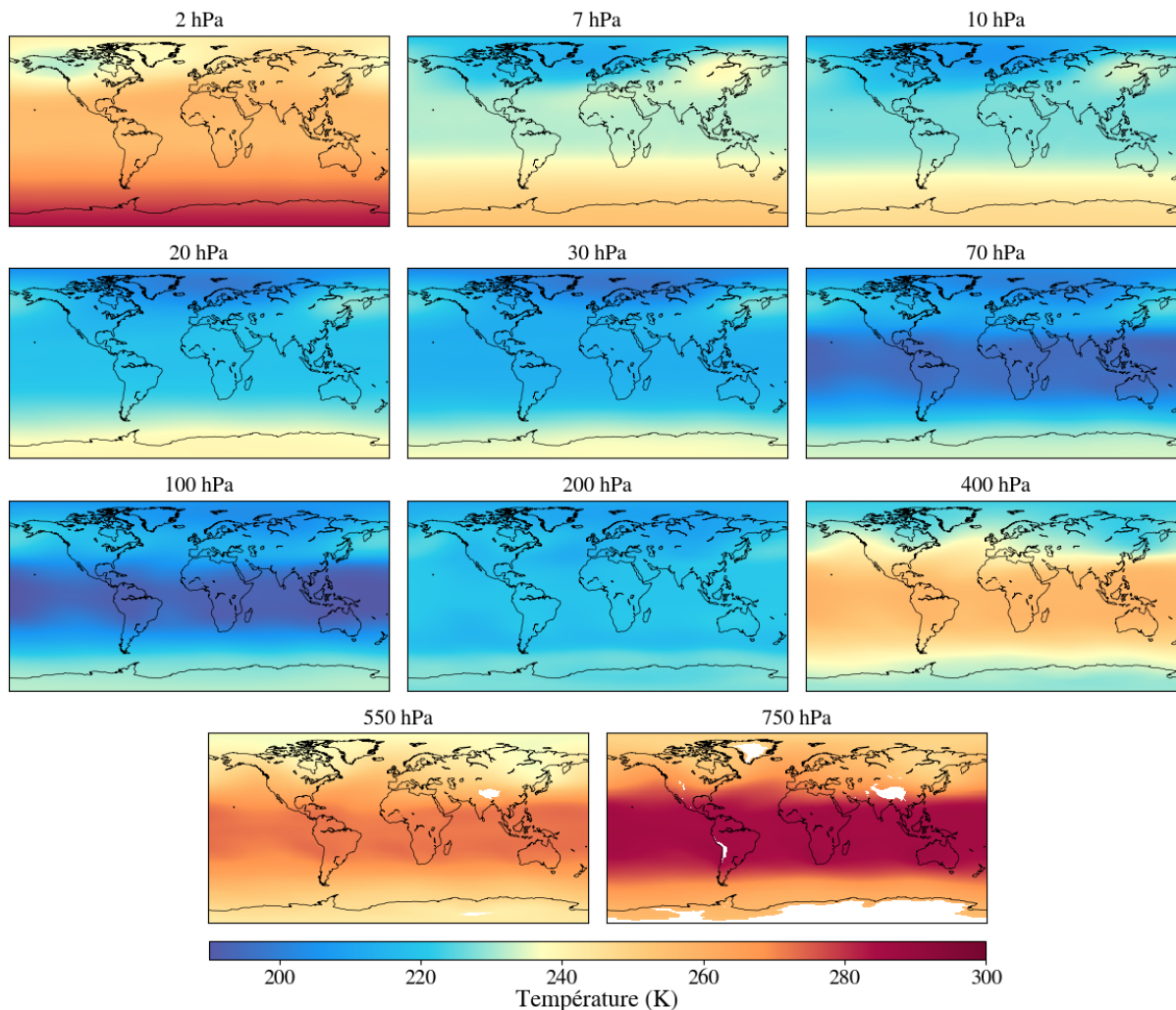


FIGURE 6.2 – Cartes des températures moyennes des mois de janvier 2008 à 2020, calculées à partir des températures IASI-ANN.

À 100 hPa, les températures à l'équateur atteignent leur minimum (190 K) car on se situe à la tropopause. Au-dessus, les températures stratosphériques augmentent avec l'altitude, de 200 K à 70 hPa à 230 K à 7 hPa. Aux latitudes plus élevées, on observe des températures de 230 K en été et de 190-200 K en hiver à 100 hPa, puis les températures augmentent progressivement avec l'altitude (figure 1.1). Les températures sont très basses en hiver, en particulier au pôle sud où elles vont de 190 K à 70 hPa à 220 K à 7 hPa.

À 2 hPa, les températures sont élevées : de 240 K aux pôles en hiver et de 270-280 K en été. En hiver, on voit certaines régions polaires où la température est légèrement plus basse (230 K).

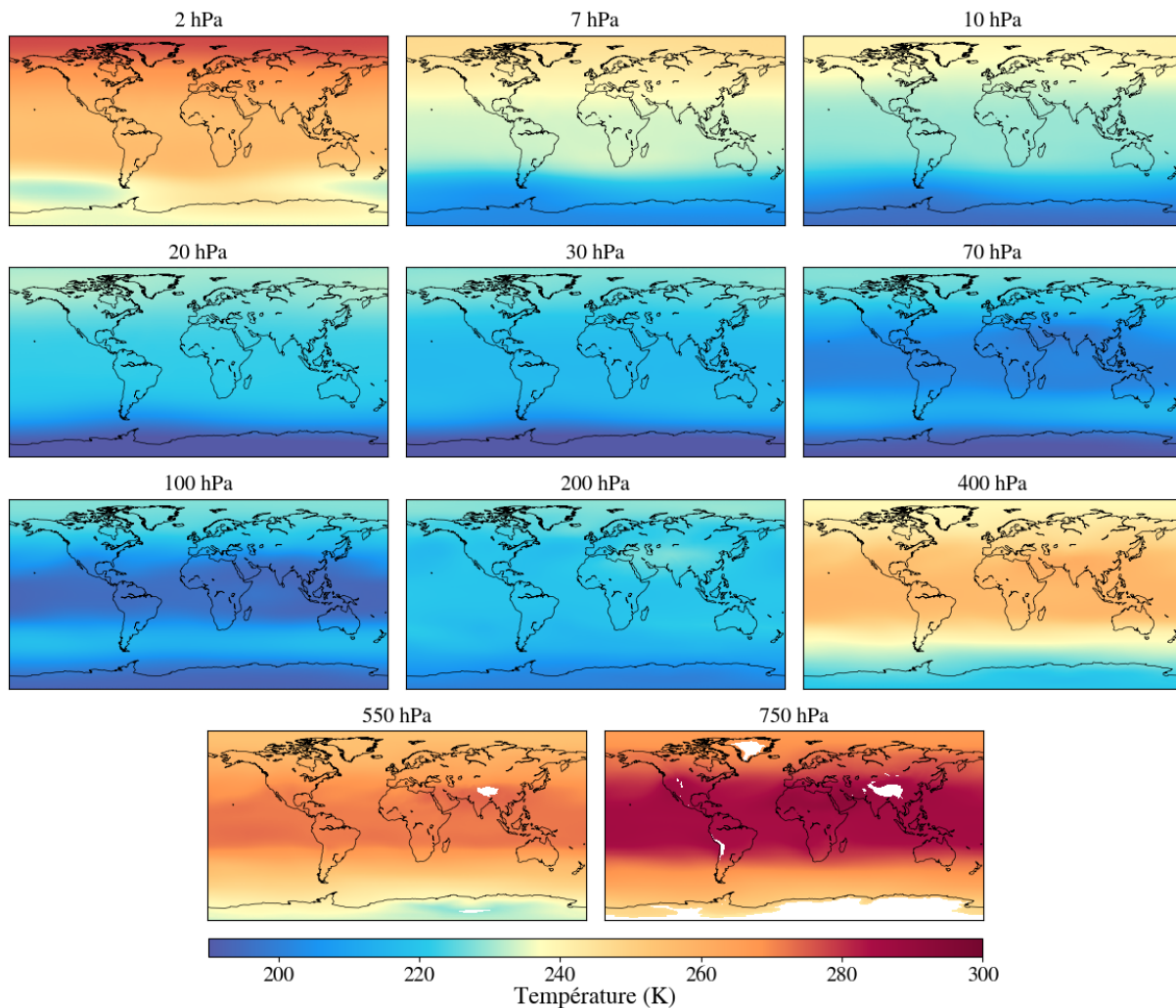


FIGURE 6.3 – Cartes des températures moyennes des mois de juillet 2008 à 2020, calculées à partir des températures IASI-ANN.

6.2 Réchauffements stratosphériques soudains

Les réchauffements stratosphériques soudains, ou SSW, sont des événements extrêmes qui ont un impact global sur la circulation atmosphérique en hiver. Ces événements sont dus à la propagation des ondes planétaires de la troposphère à la stratosphère. Ces ondes sont créées

par la topographie à grande échelle ou le contraste entre les températures chaudes des océans et les températures froides des terres. Dans la stratosphère, ces ondes planétaires peuvent se briser et fortement perturber la circulation du vortex polaire. La perturbation causée par les ondes planétaires provoque une décélération des vents d'ouest du vortex polaire, voire leur inversion (vents d'est), puis une augmentation des températures stratosphériques polaires de plusieurs dizaines de degrés en quelques jours. Les SSW sont la source principale de la variabilité intrasaisonnière et interannuelle dans la stratosphère extratropicale (de la Cámara et al., 2018), en particulier dans l'hémisphère nord.

Les SSW sont en général classés dans deux catégories : les SSW mineurs et majeurs. Les SSW majeurs sont caractérisés par une inversion des vents zonaux à 10 hPa et 60°N (ou 60°S) et une inversion du gradient de température nord-sud à 60°N (ou 60°S) et 10 hPa. Lors d'un SSW mineur, le gradient de température s'inverse mais pas les vents zonaux. Il existe également la catégorie des SSW finaux, qui arrivent à la fin de l'hiver. Lors de ces événements, les vents zonaux s'inversent et ils restent inversés jusqu'à l'automne suivant. Pour que deux événements proches dans le temps soient considérés comme deux SSW distincts, il faut que les vents zonaux redeviennent d'ouest pendant au moins 20 jours entre les deux. (Butler et al., 2017)

Au pôle nord, les SSW majeurs sont fréquents, ils ont lieu en moyenne une fois tous les deux ans (Charlton and Polvani, 2007). Au pôle sud, les SSW sont beaucoup plus rares. Cela est dû à l'amplitude plus faible des ondes planétaires (van Loon et al., 1973) et à la plus grande stabilité du vortex polaire. Les deux SSW les plus récents ayant eu lieu au pôle sud sont ceux de septembre 2002 (Krüger et al., 2005) et de septembre 2019 (Safieddine et al., 2020a). Il existe deux types de SSW : les SSW dus au déplacement du vortex polaire et les SSW dus à la rupture du vortex. La figure 6.4 montre les températures à 10 hPa à 3 dates : le 1^{er} janvier 2010, le 31 janvier 2017 et le 5 janvier 2015. Ces trois cartes illustrent le vortex en temps normal (gauche), et les deux types de SSW possibles (milieu et droite). Sur la carte du 1^{er} janvier 2010, le vortex polaire est inactif, il y a une masse d'air très froid centrée sur le pôle nord et de l'air plus chaud autour, cela correspond à la circulation stratosphérique

normale. La carte du 31 janvier 2017 montre un déplacement du vortex polaire : la masse d'air froid se situe à des latitudes plus basses, entre le Groenland et l'Europe et une masse d'air chaud se situe au-dessus du pôle. La carte du 5 janvier 2015 montre une rupture du vortex polaire : il y a deux masses d'air chaud qui se rejoignent au pôle et deux masses d'air froid qui se trouvent de part et d'autre du pôle.

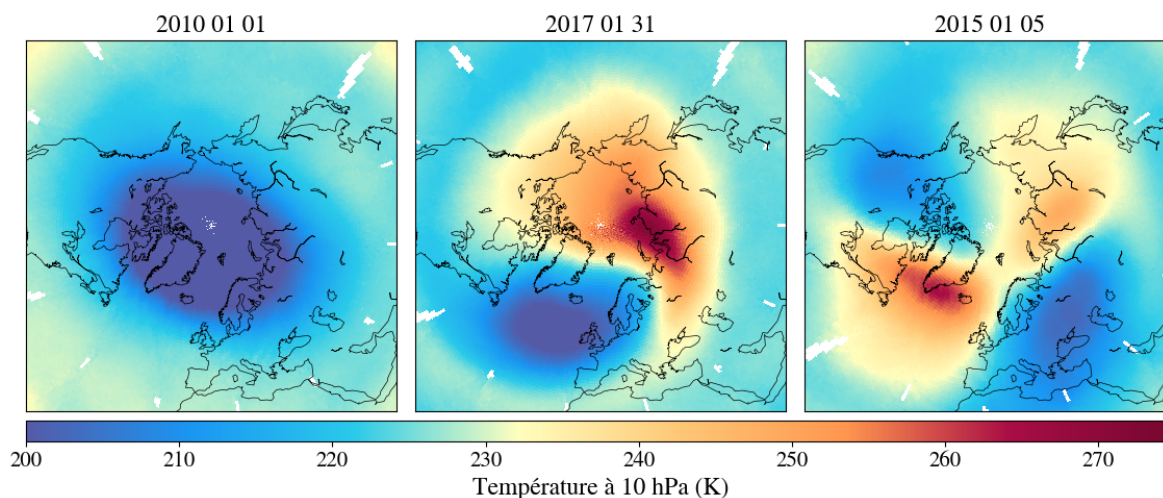


FIGURE 6.4 – Températures IASI-ANN à 10 hPa le 1^{er} janvier 2010 (gauche), le 31 janvier 2017 (milieu) et le 5 janvier 2015 (droite).

Les phénomènes de SSW dus à un déplacement du vortex sont associés à une amplitude anormalement élevée des ondes planétaires de nombre d'onde 1 (appelées k_1) et les SSW dus à une rupture du vortex sont associés à une amplitude anormale des ondes planétaires k_2 (Rao et al., 2018). Le nombre d'onde k des ondes planétaires (aucun lien avec ν le nombre d'onde du rayonnement) indique le nombre d'oscillations d'une onde planétaire autour de la Terre : k_1 signifie que l'onde planétaire possède un creux et une bosse et k_2 signifie que l'onde possède deux creux et deux bosses. La forme générale des ondes planétaires k_1 et k_2 est montrée dans la figure 6.5.

La forme des ondes k_2 entraîne deux masses d'air chaud des moyennes latitudes vers le pôle, qui se rejoignent comme observé dans la figure 6.4 (droite). Les ondes k_1 (un creux et une bosse) entraînent elles une seule masse d'air vers le pôle, ce qui donne le déplacement du vortex observé dans la figure 6.4 (milieu).

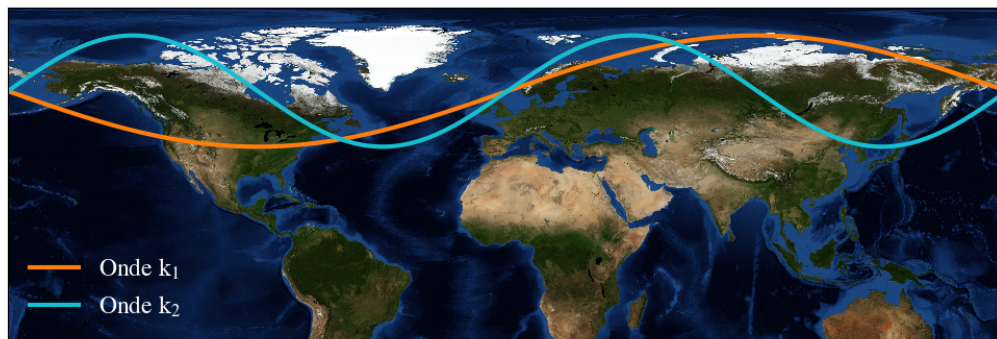


FIGURE 6.5 – Ondes planétaires de nombre d’onde 1 (k_1) en orange et 2 (k_2) en bleu.

6.2.1 Les SSW dans l’hémisphère nord

Bien qu’ils aient lieu dans la stratosphère, les SSW sont liés aux blocages troposphériques (Woollings et al., 2010; Martius et al., 2009) et à la dynamique tropicale de la troposphère (Kodera, 2006; Gómez-Escolar et al., 2014). Les SSW ont une influence importante sur la météo hivernale aux latitudes moyennes. Ils provoquent en général des anomalies de température positives au Groenland, à l’est du Canada, en Afrique subtropicale et en Asie et des anomalies négatives en Eurasie et aux États-Unis. Par exemple, les vagues de froid récentes de février 2018 en Europe et de février 2021 aux États-Unis ont été provoquées par des SSW qui ont eu lieu quelques semaines plus tôt (King et al., 2019; Cohen et al., 2021). Il a aussi été montré que ces événements ont un impact sur les précipitations (Ayarzagüena et al., 2018). De plus, les variations importantes de température et de transport lors de ces événements ont un impact important sur la composition atmosphérique, notamment l’ozone, dont les concentrations varient beaucoup lors des SSW (Salmi et al., 2011; Manney and Lawrence, 2016; de la Cámara et al., 2018).

Dans la suite de cette section, j’étudie les différents SSW qui ont eu lieu depuis l’hiver 2007-2008 avec les températures issues du réseau de neurones décrit dans le chapitre précédent. Dans un premier temps, j’étudie le SSW majeur qui a eu lieu en février 2018 et qui a provoqué une vague de froid quelques semaines plus tard en Europe.

La figure 6.6 montre le vent zonal à 60°N et 10 hPa du 1^{er} novembre 2017 au 30 avril 2018 (vent des réanalyses ERA5). On voit que les vents soufflent vers l'ouest au début de l'hiver. À la fin du mois de décembre, les vents augmentent à plus de 50 m.s⁻¹ et ils gardent cette vitesse pendant environ deux semaines. À la mi-janvier, les vents diminuent à environ 30-40 m.s⁻¹ et leur vitesse reste stable jusqu'au début du mois de février, où ils diminuent brutalement de 60 m.s⁻¹ (de 40 à -20 m.s⁻¹). Les vents zonaux sont ensuite négatifs du 11 au 28 février, avant de redevenir positifs début mars. En mars et en avril les vents sont positifs mais avec une vitesse nettement inférieure à celle de décembre-janvier, car le vortex polaire est moins fort au printemps.

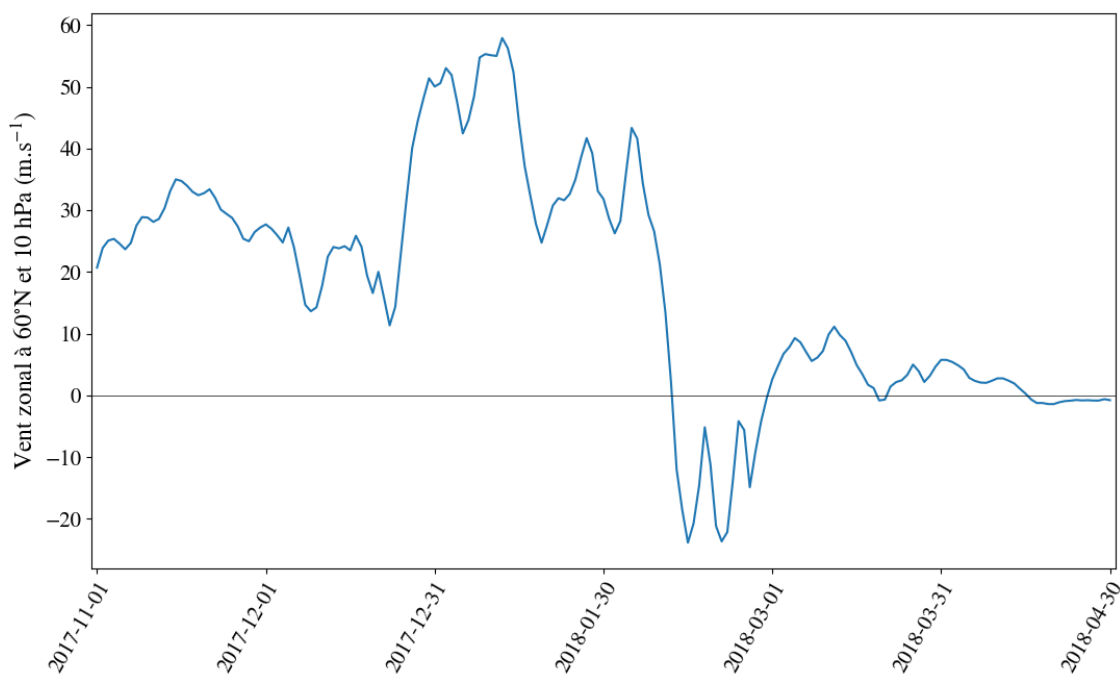


FIGURE 6.6 – Vent zonal à 60°N et 10 hPa du 1^{er} novembre 2017 au 30 avril 2018, issu des réanalyses ERA5.

La figure 6.7 (haut) montre les températures journalières moyennes entre 60°N et 90°N pendant l'hiver 2017-2018. De novembre à début février, les températures entre 100 et 10 hPa sont de 200-210 K. Vers le 11 février, on observe une augmentation brutale des températures à 225 K dans la basse stratosphère, voire jusqu'à 240-250 K au-dessus de 10 hPa. Il y a donc eu une augmentation des température de plus de 30 K en seulement quelques jours. Ces températures stratosphériques très élevées sont observées jusqu'à la fin du mois de février, ce qui correspond à la période durant laquelle les vent zonaux ont été négatifs. Ensuite, les

températures diminuent rapidement, mais elles restent tout de même relativement élevées (~ 220 K) jusqu'à la fin du mois d'avril.

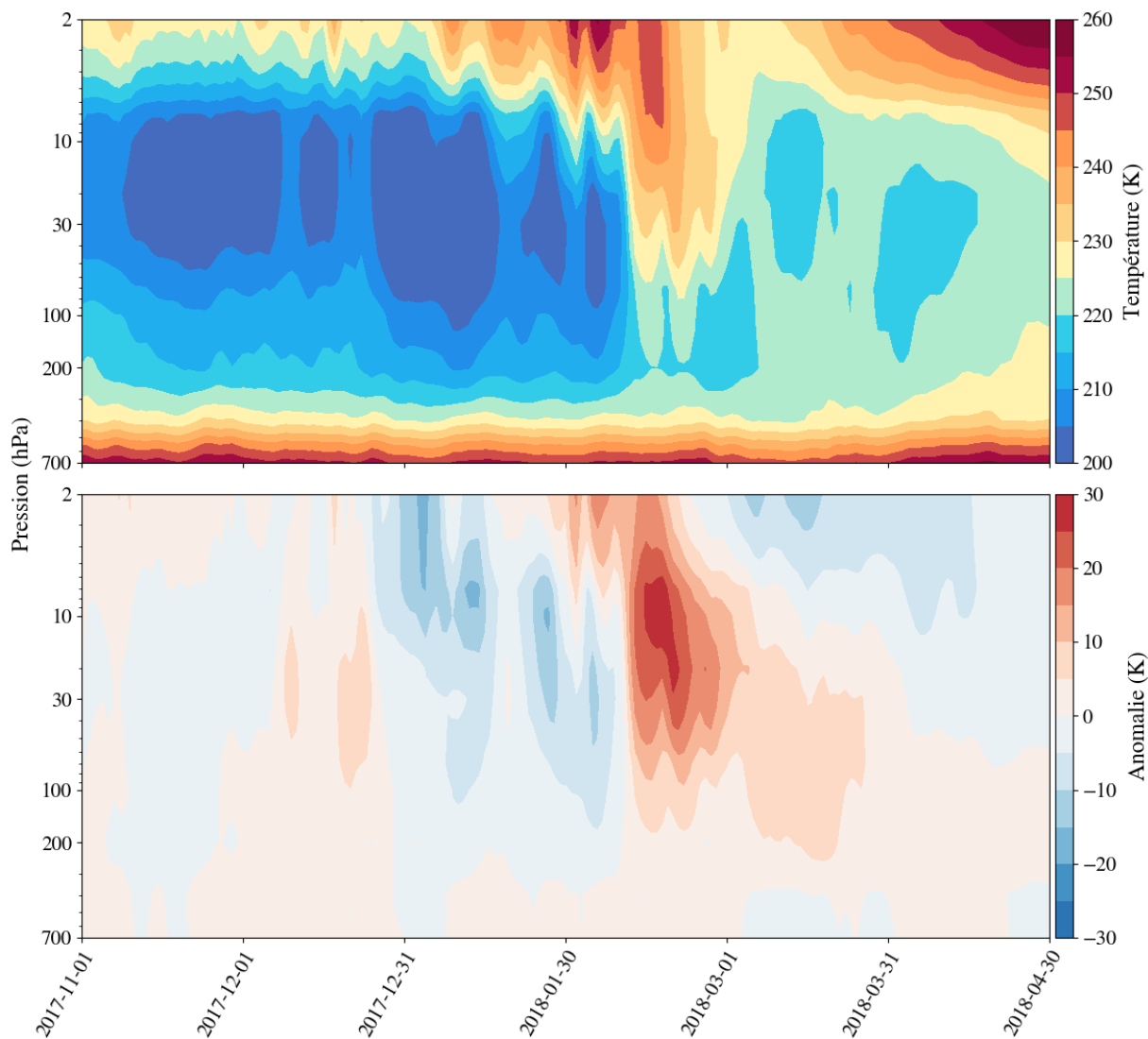


FIGURE 6.7 – Haut : Température moyenne de 60°N à 90°N entre le 1^{er} novembre 2017 et le 30 avril 2018. Bas : anomalie de température de 2017-2018 par rapport aux hivers de 2007-2008 à 2020-2021 entre 60°N et 90°N du 1^{er} novembre 2017 au 30 avril 2018.

La figure 6.7 (bas) montre l'anomalie de température de l'hiver 2017-2018 par rapport à la moyenne des hivers observés par IASI (de 2007-2008 à 2020-2021). Sur cette figure, on voit que les températures stratosphériques du mois de février 2018 étaient 25 K plus élevées que la moyenne des 14 ans au même moment de l'année. Ensuite, les températures stratosphériques sont 10-15 K au-dessus des moyennes saisonnières dans la haute troposphère-basse strato-

sphère jusqu'à la fin du mois de mars, puis 5 K au-dessus jusqu'à la fin du mois d'avril. Cela montre que ces événements peuvent avoir un impact à moyen-terme sur les températures troposphériques et stratosphériques au printemps.

La figure 6.8 montre la température moyenne à 10 hPa du 18 au 24 janvier 2018. Sur cette figure, on voit nettement l'onde planétaire k_2 (Figure 6.5) et son amplitude anormalement élevée : au sud, les creux de l'onde k_2 descendent jusqu'au nord-est des États-Unis et jusqu'au sud de la Russie et au nord, une des "bosses" atteint le pôle. C'est l'anomalie de cette onde planétaire qui a provoqué la rupture du vortex polaire.

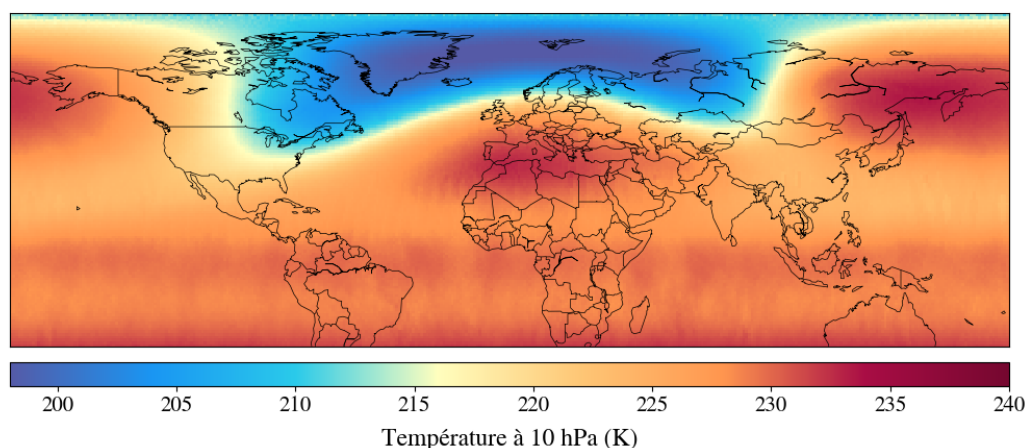


FIGURE 6.8 – Température moyenne à 10 hPa entre le 18 et le 24 janvier

La figure 6.9 montre les températures à 10 hPa à neuf dates de l'hiver 2017-2018. Au début de l'hiver (le 30 décembre sur la figure), le vortex polaire est bien en place, avec une masse d'air très froid (200 K) au pôle nord et de l'air plus chaud autour. En janvier et jusqu'à début février, on voit deux masses d'air à 235 K tourner autour du pôle. La perturbation du vortex polaire commence le 10 février : une des deux masses d'air chaud s'infiltré au milieu du vortex et le 13 février, les deux masses d'air se rejoignent pour former une seule masse d'air chaud au pôle. Les 12 et 16 février, on voit l'air froid du vortex qui s'est séparé en deux masses d'air, situées de part et d'autre de la perturbation. Le 16 février, les températures atteignent leur maximum à 270 K au nord-est du Canada. Le 24 février, la perturbation a diminué, mais il y a encore une petite masse d'air chaud au-dessus du Groenland, et les températures autour restent relativement élevées (230 K).

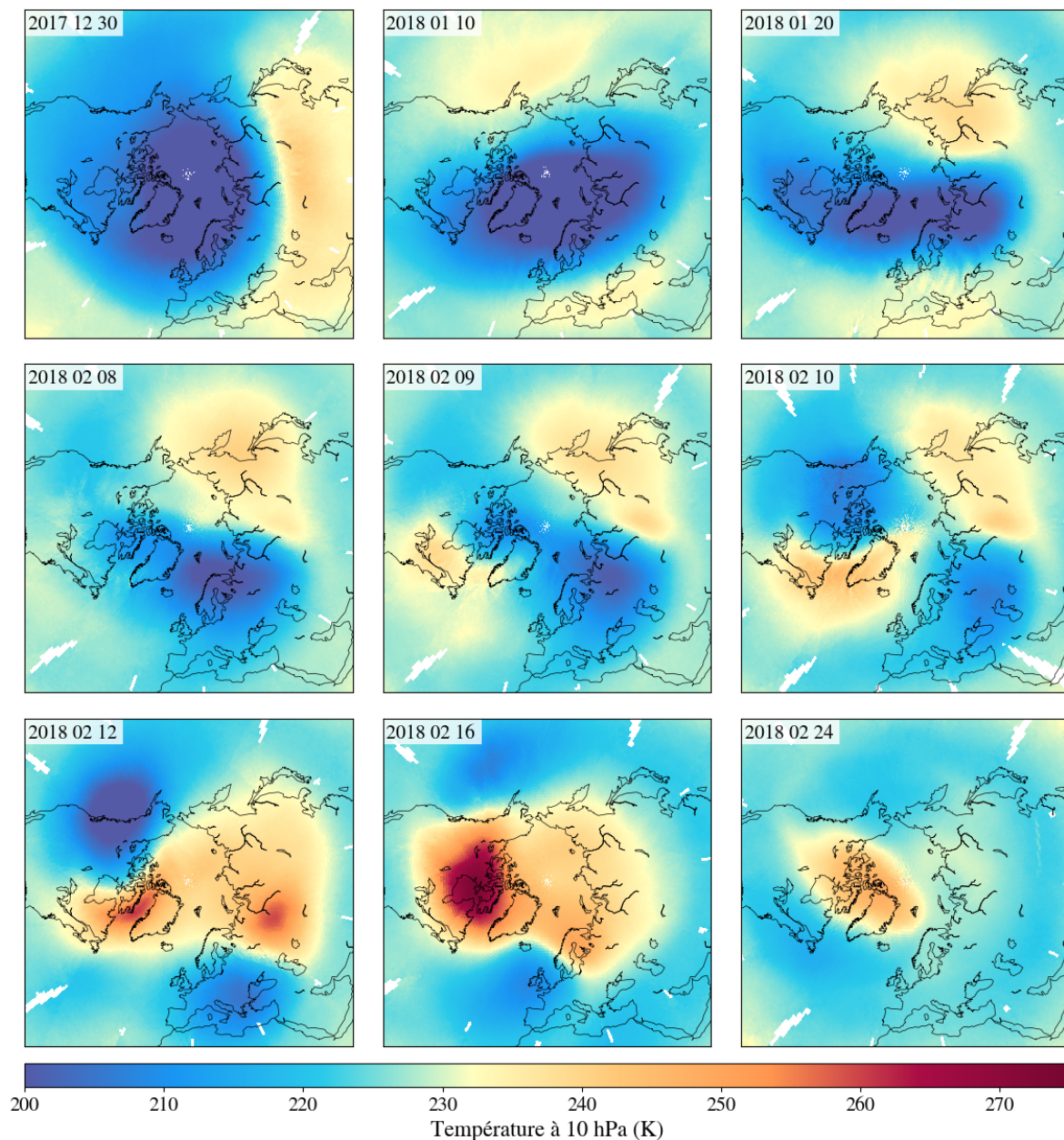


FIGURE 6.9 – Cartes de la température à 10 hPa durant l'hiver 2017-2018.

La perturbation de la stratosphère s'est ensuite propagée dans la troposphère, ce qui a provoqué une vague de froid dans une partie de l'Europe à la fin du mois de février, appelée le "Moscou-Paris" ou "Beast from the East". La figure 6.10 montre les températures à 750 hPa en Europe du 22 février au 1^{er} mars. Le 22 février, il y a une masse d'air très froid (250 K) installée au nord-est de l'Europe. Le 24 février, cette masse d'air commence à se déplacer vers l'ouest, et les 26, 27 et 28 février, elle passe au-dessus de l'Europe de l'Ouest, ce qui a

provoqué la vague de froid à cette période. Le 1^{er} mars, l'air froid commence à se disperser.

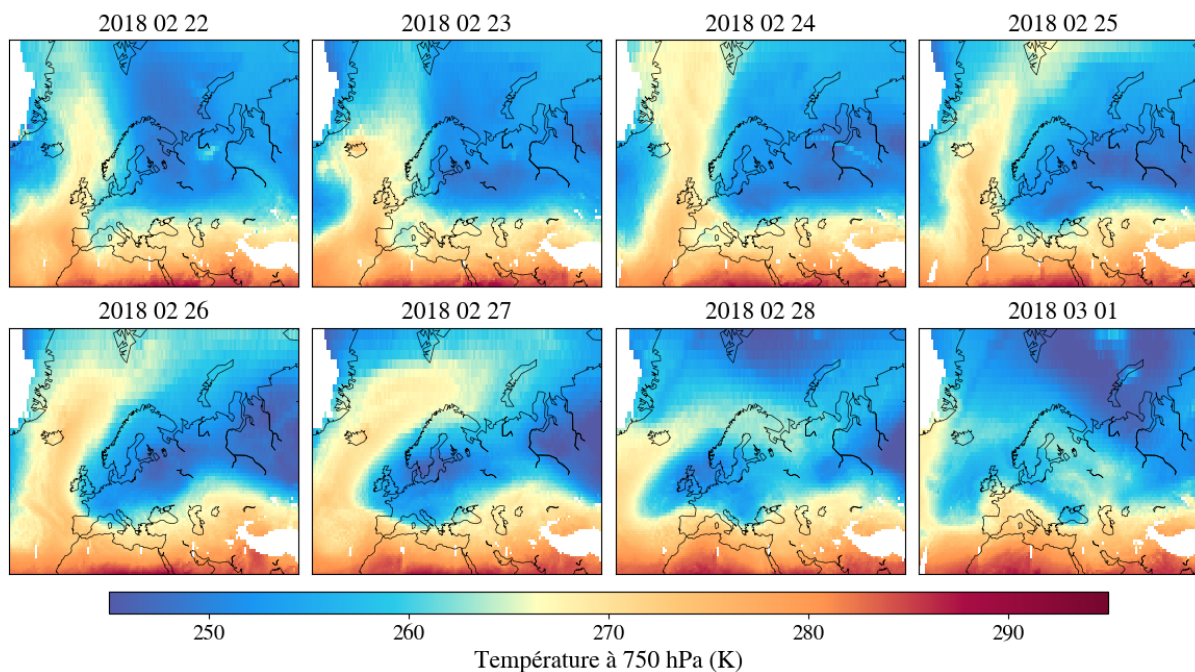


FIGURE 6.10 – Températures à 750 hPa du 22 février au 1^{er} mars 2018.

Les variations des températures atmosphériques ont également un effet sur les concentrations d'ozone observées. Les concentrations d'ozone aux pôles dépendent principalement de la circulation de Brewer-Dobson et des nuages stratosphériques polaires. La circulation de Brewer-Dobson transporte l'ozone produit dans les tropiques jusqu'aux hautes latitudes. Les nuages stratosphériques polaires, quant à eux, se forment en hiver lorsque le vortex polaire est formé et les températures sont très basses. Ces nuages permettent la transformation de la chlorure et de la bromure en radicaux actifs qui sont capables de détruire l'ozone. La destruction d'ozone par ces radicaux est maximale au début du printemps, lorsque le rayonnement solaire atteint de nouveau le pôle et active les réactions chimiques de destruction d'ozone. Les concentrations d'ozone sont donc fortement affectées par la perturbation du vortex et l'augmentation des températures stratosphériques qui se produisent lors des SSW.

La figure 6.11 montre les colonnes totales d'ozone (CTO) en unités Dobson (DU), calculées à partir des observations de IASI avec l'algorithme *Fast Optimal Retrievals on Layers for IASI Ozone* (Boynard et al., 2018), entre 60°N et 90°N du 1^{er} novembre 2017 au 30 avril

2018.

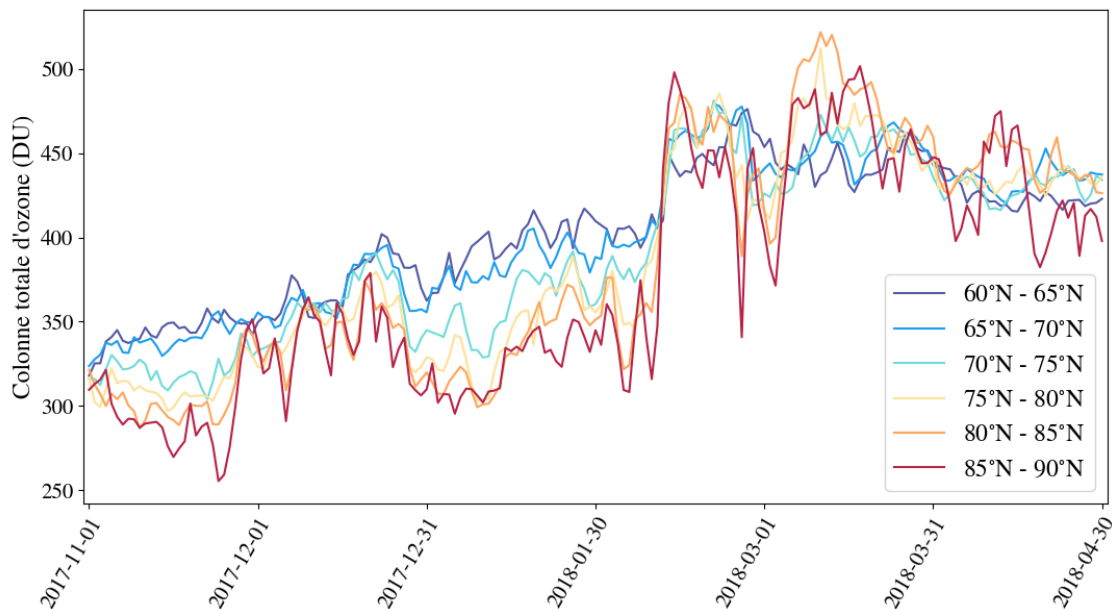


FIGURE 6.11 – Colonnes totales d’ozone mesurées par IASI entre 60°N et 90°N du 1^{er} novembre 2017 au 30 avril 2018.

Au début de l’hiver, les concentrations d’ozone sont faibles et elles augmentent régulièrement entre 60°N et 70°N, grâce à la circulation de Brewer-Dobson. Aux latitudes supérieures à 70°N, les concentrations augmentent également mais il y a des phases de diminution qui peuvent être dues aux réactions chimiques qui se produisent dans les nuages stratosphériques polaires. La destruction d’ozone due à ces nuages est en grande partie déclenchée par le rayonnement solaire au printemps, mais une petite partie peut avoir lieu pendant l’hiver par des réactions chimiques qui n’ont pas besoin de rayonnement solaire.

Vers le 11 février, les concentrations d’ozone augmentent brutalement à toutes les latitudes. Cette augmentation correspond à la date de début du SSW, et elle s’explique par l’intrusion au pôle d’air chaud provenant des moyennes latitudes. Cet air chaud et riche en ozone a provoqué une augmentation des températures ainsi que des concentrations d’ozone.

La figure 6.12 montre les cartes des colonnes totales d’ozone aux mêmes dates que pour les températures illustrées dans la figure 6.9. En décembre et début janvier, les CTO sont

faibles au pôle (300 DU) et plus élevées autour (450 DU). À la fin du mois de janvier, les CTO augmentent entre 60°N et 70°N, entre l'Asie et l'Amérique du Nord.

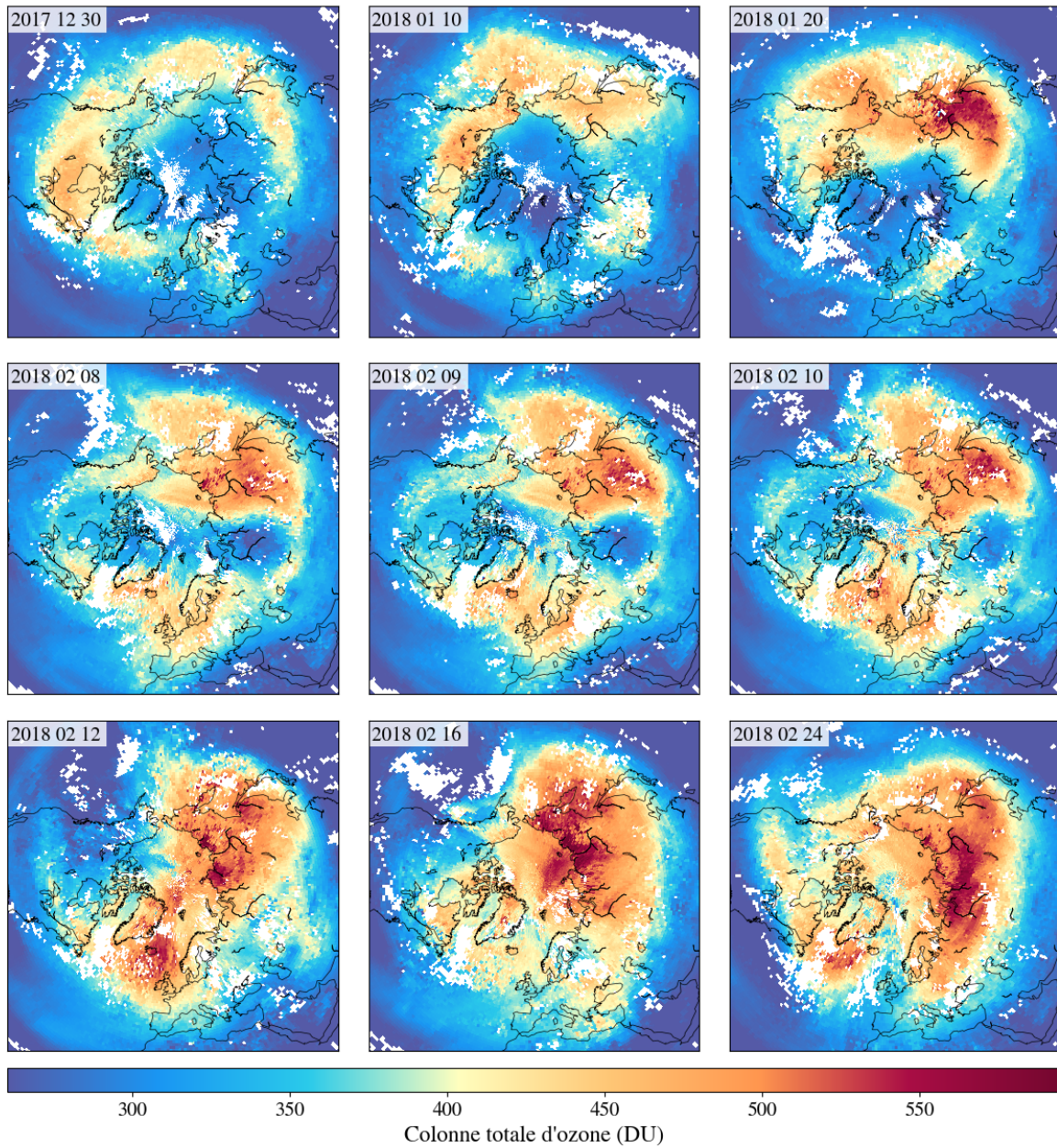


FIGURE 6.12 – Colonne totale d’ozone durant l’hiver 2017-2018 (moyenne de 3 jours centrés sur la date indiquée afin de réduire le nombre de pixels sans observations).

Les 8 et 9 février, comme pour les températures à 10 hPa (Figure 6.9), il y a deux régions où les CTO sont élevées, situées de part et d’autre du pôle. Le 10 février, ces deux régions de

CTO élevées commencent à se rejoindre et le 12 février, il y a une grande région centrée sur le pôle où les CTO sont élevées (environ 550 DU). Les CTO restent ensuite très élevées au pôle jusqu'au 24 février, même si l'anomalie de température à cette même date a déjà fortement diminué, en particulier au nord de la Russie, où les CTO atteignent leur maximum (environ 600 DU). Les concentrations d'ozone restent élevées après la fin du SSW car les températures polaires élevées lors de cet événement ont empêché la formation des nuages stratosphériques polaires et donc la destruction d'ozone. Ces cartes montrent à quel point l'ozone est sensible aux SSW, et l'effet durable que ceux-ci peuvent avoir sur les CTO.

Le SSW majeur de février 2018 est un événement "idéal", dans le sens qu'il a permis d'observer clairement l'amplitude élevée de l'onde k_2 , la rupture du vortex et l'augmentation des températures stratosphériques, la vague de froid en Europe qui a suivi, ainsi que les variations des concentrations d'ozone corrélées aux variations des températures.

Outre le SSW de février 2018, la mission IASI a permis d'observer plusieurs événements depuis 2007. J'utilise ensuite les températures IASI-ANN pour étudier les SSW qui ont eu lieu depuis l'hiver 2007-2008. Butler et al. (2017) ont répertorié les SSW majeurs qui ont eu lieu entre 1958 et 2014. Sur la période d'observation de IASI, les SSW majeurs sont ceux de février 2008, janvier 2009, février 2010, mars 2010 et janvier 2013. En appliquant les critères d'inversion des vents zonaux et du gradient de température nord-sud, nous pouvons compléter cette liste avec les SSW de février 2018, décembre 2018 et janvier 2021, comme le montre la figure 6.13. Cette figure montre les anomalies des températures atmosphériques entre 60°N et 90°N du 1^{er} novembre au 30 avril pour les hivers 2007-2008 à 2020-2021. Sur la figure, on voit apparaître nettement les SSW majeurs de février 2008, janvier 2009, janvier 2013, février 2018, décembre 2018 et janvier 2021. En revanche, le SSW de la fin du mois de mars 2010 n'apparaît pas sur la figure. Ces SSW ont en général des effets durables sur les températures atmosphériques et les anomalies élevées (10 K) durent plusieurs semaines.

Pendant l'hiver 2010-2011, il n'y a pas eu de SSW (majeur ou mineur), il y a juste eu un réchauffement final mineur au mois d'avril, qui n'a pas eu de conséquence importante

sur la circulation de l'atmosphère. En revanche, on voit que de janvier à mars 2011, les températures entre 200 et 10 hPa étaient 10-15 K sous les normales saisonnières. Cet hiver très froid a provoqué une destruction d'ozone record : pour la première fois depuis le début des observations météorologiques, la taille du trou de la couche d'ozone en Arctique était comparable à celle du trou d'ozone de l'Antarctique (Manney et al., 2011).

En mars 2016 a eu lieu un SSW majeur. Sur la figure 6.13, on voit que ce SSW a provoqué des anomalies de température supérieures à 20 K à partir de début mars. De décembre 2015 à février 2016, il y a des anomalies de températures négatives (-10 K) dans la haute troposphère-basse stratosphère. Ces températures très basses ont provoqué une baisse des concentrations d'ozone plus précoce et plus importante que lors des hivers précédents, et il était prévu que la destruction d'ozone dépasse le record de 2011. Le SSW de mars 2016 a permis de limiter la destruction d'ozone en Arctique, et les concentrations d'ozone ont atteint des niveaux bas, mais tout de même plus élevés qu'en 2011 (Manney and Lawrence, 2016).

En janvier 2015 a eu lieu un SSW mineur. Bien que ce SSW ait été mineur, il a eu une influence majeure sur les concentrations de gaz trace et d'ozone. Les concentrations d'ozone au pôle nord durant cet hiver ont été exceptionnellement élevées à cause des températures élevées causées par le SSW mineur (Manney et al., 2015). On voit également des réchauffements importants de la stratosphère en janvier 2012 et en février 2017. Ces réchauffements sont beaucoup plus brefs que les SSW majeurs, mais l'augmentation de température est très élevée (anomalie de +30 K), ils peuvent donc avoir un impact important sur la chimie atmosphérique.

Cette figure montre qu'il y a toujours de l'activité du vortex polaire en hiver au pôle nord, et tous les phénomènes qui ont lieu, même s'il ne sont pas classés comme des SSW, ont un effet important sur la circulation et la chimie atmosphérique. De plus, Maury et al. (2016) et Coughlin and Gray (2009) ont montré que la distinction entre SSW mineurs et majeurs peut être restrictive, et il n'existe pas de limite claire entre les conséquences des SSW mineurs ou majeurs, il y a plutôt un continuum des événements, ce qui rend leur classification complexe.

Les résultats de cette section font partie d'une publication en cours de rédaction.

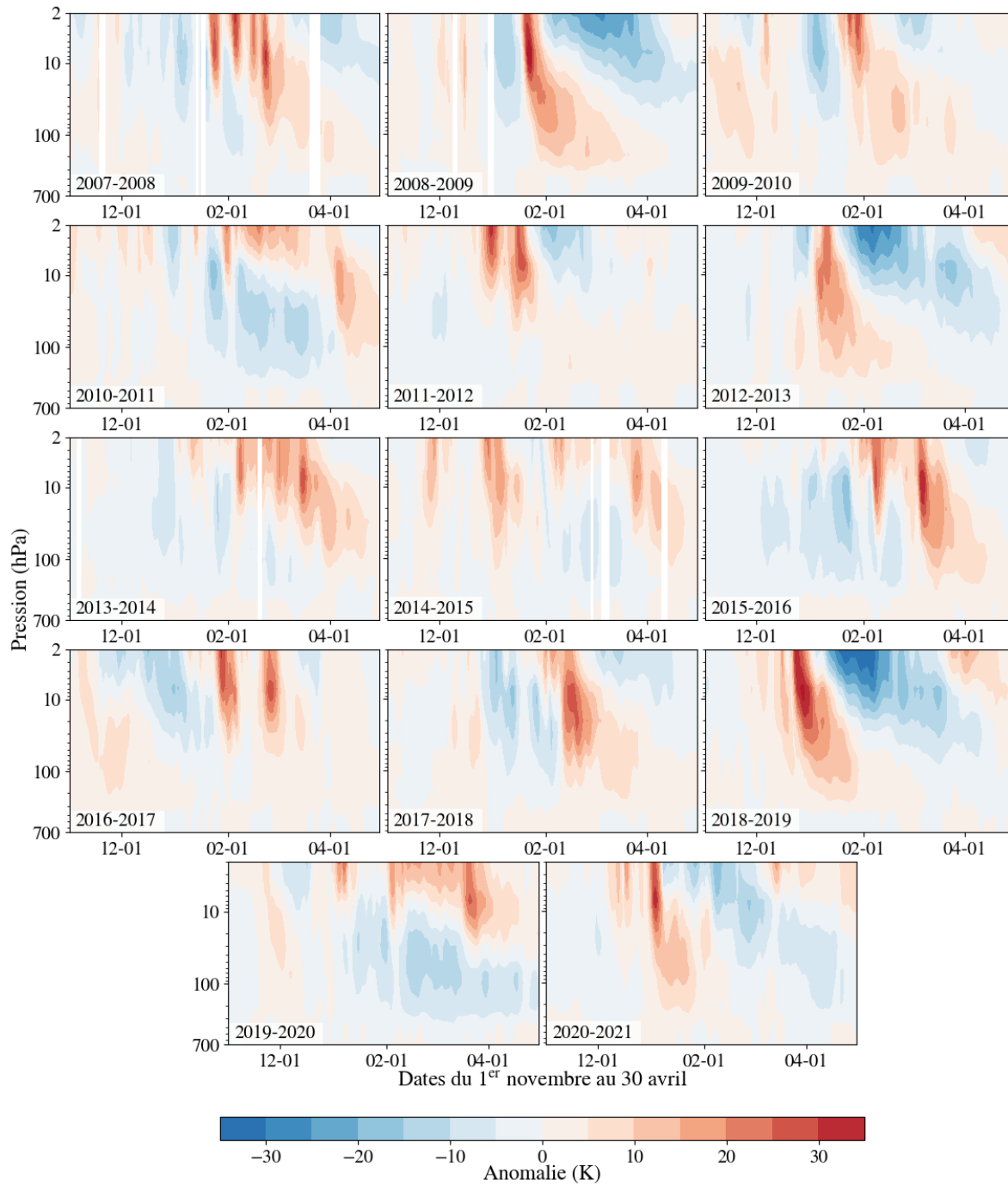


FIGURE 6.13 – Anomalies de température entre 60°N et 90°N du 1^{er} novembre au 30 avril pour tous les hivers observés par IASI (2007-2008 à 2020-2021).

6.2.2 Les SSW dans l'hémisphère sud

Au pôle sud, les SSW sont beaucoup moins fréquents qu'au pôle nord. Le seul SSW qui a été observé par IASI en Antarctique est celui de septembre 2019. Safieddine et al. (2020a) ont montré, à partir des observations IASI, les variations de température qui ont eu lieu lors de ce SSW, et leur impact sur la formation des nuages stratosphériques polaires et les concentrations d'ozone. Je suis co-auteurice de cette étude, pour laquelle j'ai produit des figures de températures à partir des L2 opérationnelles d'EUMETSAT (Section 4.2), car les températures IASI-ANN n'existaient pas encore. La figure 6.14 (haut) montre la température entre 60°S et 90°S du 1^{er} mai au 31 octobre 2019.

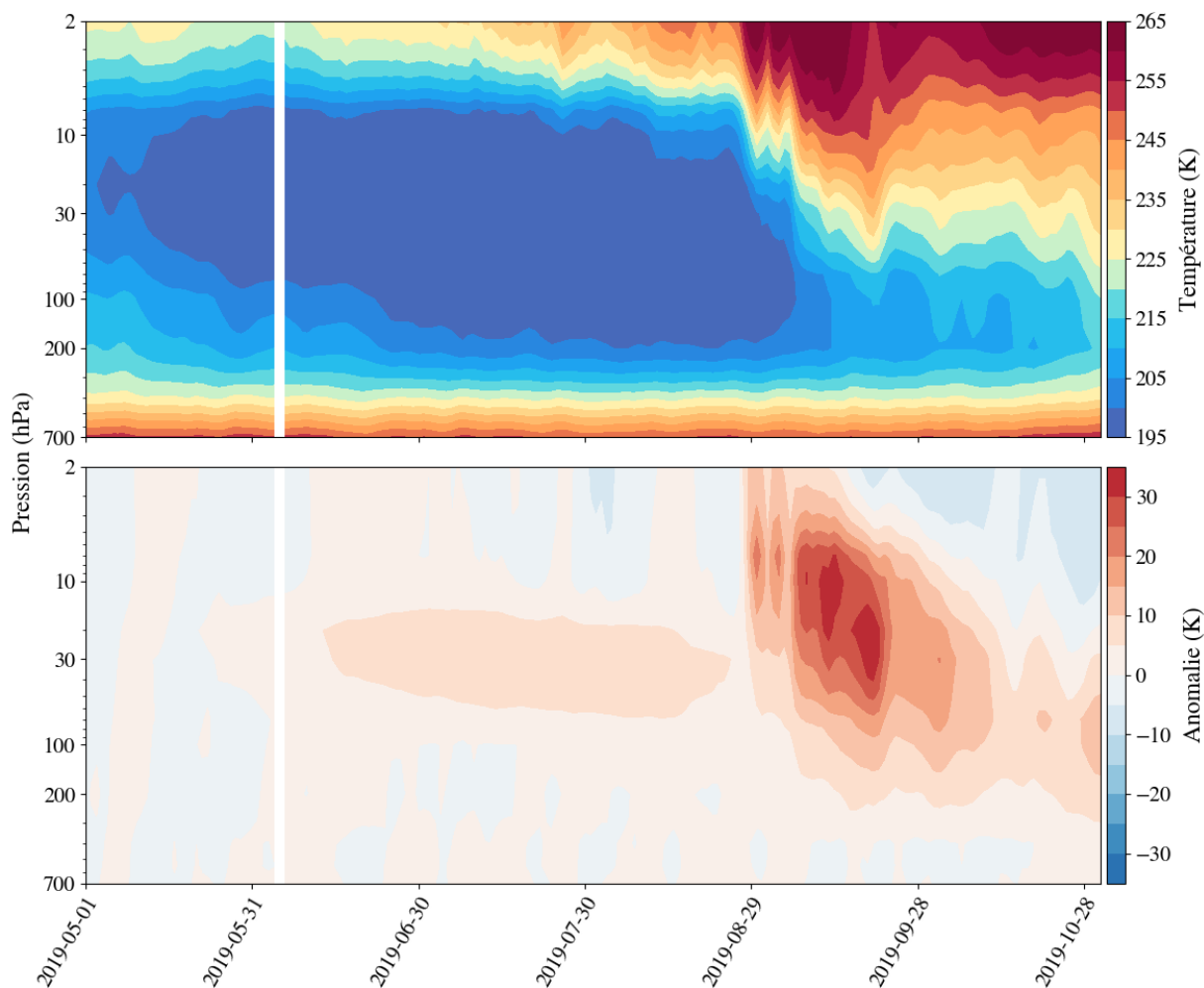


FIGURE 6.14 – Haut : Température moyenne de 60°S à 90°S entre le 1^{er} mai 2019 et le 31 octobre 2019 ($T_{IASI\ ANN}$). Bas : anomalie de température de 2019 par rapport aux hivers de 2008 à 2020 entre 60°N et 90°N du 1^{er} mai 2019 au 31 octobre 2019.

Les températures de la stratosphère augmentent le 29 août mais cette augmentation paraît moins brutale que lors du SSW observé en 2018 dans l'hémisphère nord (Figure 6.7).

La figure 6.14 (bas) montre l'anomalie de la température moyenne entre 60°S et 90°S de l'hiver 2019 par rapport à la moyenne des hivers de 2008 à 2020. On voit tout d'abord que les températures étaient supérieures aux normales saisonnières pendant tout l'hiver. Le 29 août, les températures augmentent brutalement et elles sont 35 K supérieures aux normales saisonnières entre 20 et 2 hPa. L'anomalie atteint 40 K entre 70 et 7 hPa du 6 au 23 septembre et la propagation de la perturbation dans la troposphère se fait ensuite plus progressivement durant le mois de septembre. Les températures restent ensuite élevées (+20 K) entre 200 et 30 hPa jusqu'à la fin du mois d'octobre.

La figure 6.15 montre les températures à 10 hPa et les CTO moyennes entre le 6 et le 23 septembre, la période où l'anomalie de température est la plus élevée. Les températures sont de 240-250 K au-dessus de presque tout le continent Antarctique et autour, et le maximum de température (270 K) est centré sur le continent. Les températures sont très basses à la pointe sud du continent américain (215 K). Les concentrations d'ozone sont plutôt basses sur le continent Antarctique et elles atteignent leur minimum (220 DU) entre l'Antarctique et l'Amérique du Sud, ce qui correspond à la région du minimum de température. Les concentrations élevées d'ozone se situent de l'autre côté de l'Antarctique et elles entourent le continent, ce qui correspond à la région où les températures sont élevées, mais sur une zone plus étendue. Le maximum d'ozone (550 DU) se situe au-dessus de l'Antarctique entre 90 et 160°E. Le trou d'ozone du printemps 2019 a été le plus petit trou d'ozone observé par IASI, en conséquence de ce SSW.

Toutes ces figures montrent que IASI est un très bon instrument pour observer les SSW. Comme IASI permet d'obtenir les températures en quasi temps réel, cela permet de suivre ces événements au fur et à mesure de leur déroulement. De plus, il est possible de calculer les concentrations d'ozone à partir des observations IASI, cela permet donc d'avoir des observations de température et d'ozone colocalisées, et d'étudier le lien entre ces deux variables

lors des SSW.

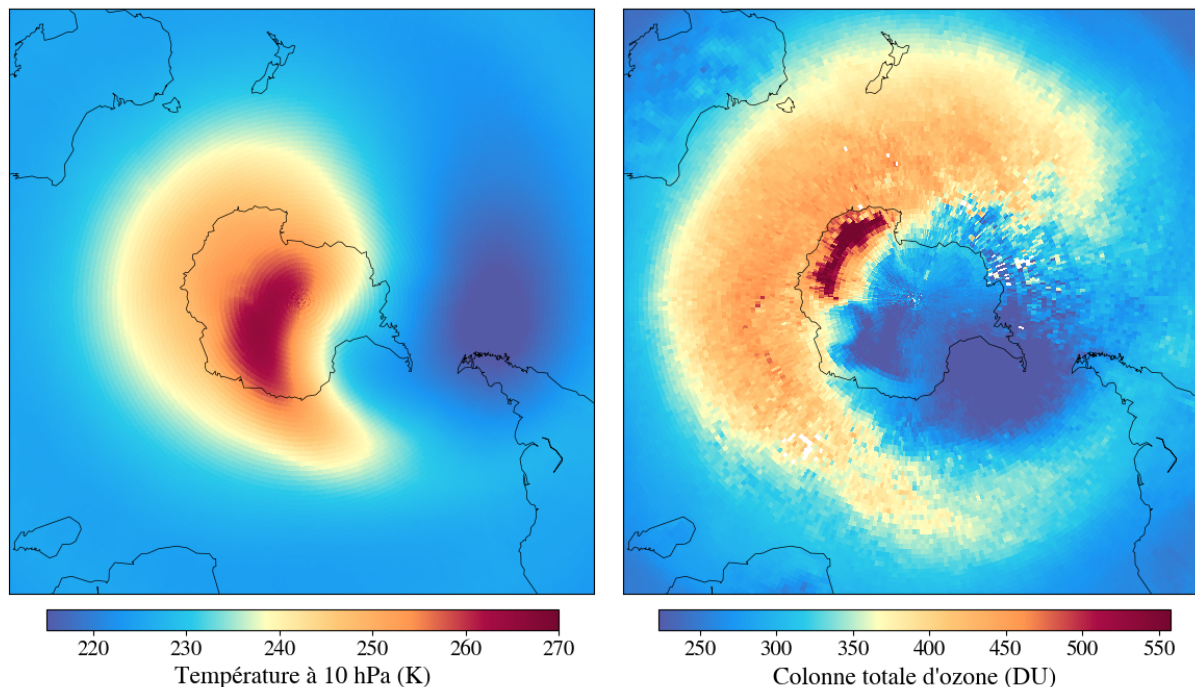


FIGURE 6.15 – Gauche : température à 10 hPa entre le 6 et le 23 septembre.
Droite : colonne totale d’ozone entre le 6 et le 23 septembre.

Les SSW sont des événements complexes et variés, qui ont des effets tout aussi complexes et variés sur la dynamique de l’atmosphère, la météo aux moyennes latitudes et la chimie atmosphérique. Les observations de toute la mission IASI permettront à l’avenir d’avoir un large ensemble d’observations de température et d’ozone en hiver, pour mieux comprendre ces phénomènes.

6.3 Observations d’événements extrêmes

Les profils de température issus des observations IASI permettent également d’observer les extrêmes de température, qui sont de plus en plus fréquents à cause du réchauffement climatique (Difffenbaugh et al., 2017; Myhre et al., 2019; Perkins-Kirkpatrick and Lewis, 2020). Les observations IASI permettent d’effectuer une surveillance globale, fréquente et en quasi temps réel de ces événements. Dans cette section, j’étudie trois événements extrêmes : l’épisode de gel du mois d’avril 2021, la canicule de juin-juillet 2021 en Amérique du Nord et la

canicule de juin 2020 en Sibérie. Ces deux derniers événements ont provoqué des incendies importants.

6.3.1 Vague de froid

La figure 6.16 montre l'anomalie de température observée à 750 hPa en Europe entre le 4 et le 16 avril 2021, par rapport à la moyenne 2008-2021. On voit qu'en Europe de l'Ouest et en Europe centrale, les températures de cette période ont été 6 K plus basses que la moyenne saisonnière. En revanche, en Europe de l'Est, les températures étaient supérieures à la moyenne saisonnière de 3 ou 4 K. Cette vague de froid tardive en Europe de l'Ouest a engendré beaucoup de dégâts, notamment dans le domaine de l'agriculture où la plupart des bourgeons déjà éclos ont été brûlés par le gel.

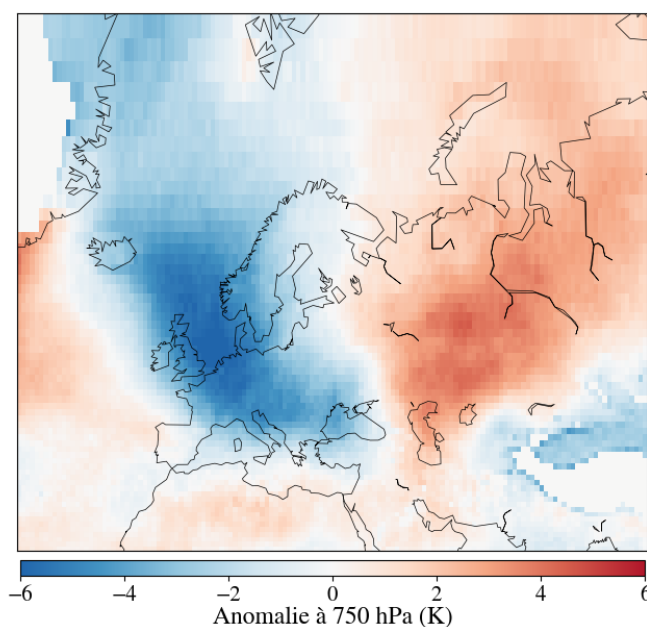


FIGURE 6.16 – Anomalie de température à 750 hPa entre le 4 et le 16 avril 2021.

La figure 6.17 montre la température à 30 hPa du 28 mars au 7 avril 2021. Le 28 mars, le vortex est en place, avec des températures de 205-210 K au pôle nord, et des températures plus élevées autour. On voit ensuite que le vortex est très instable, et de l'air froid du vortex descend vers l'Europe, en particulier du 30 mars au 3 avril. C'est cette descente d'air polaire aux moyennes latitudes qui a provoqué la vague de froid observées quelques jours plus tard, en se propageant de la stratosphère à la troposphère.

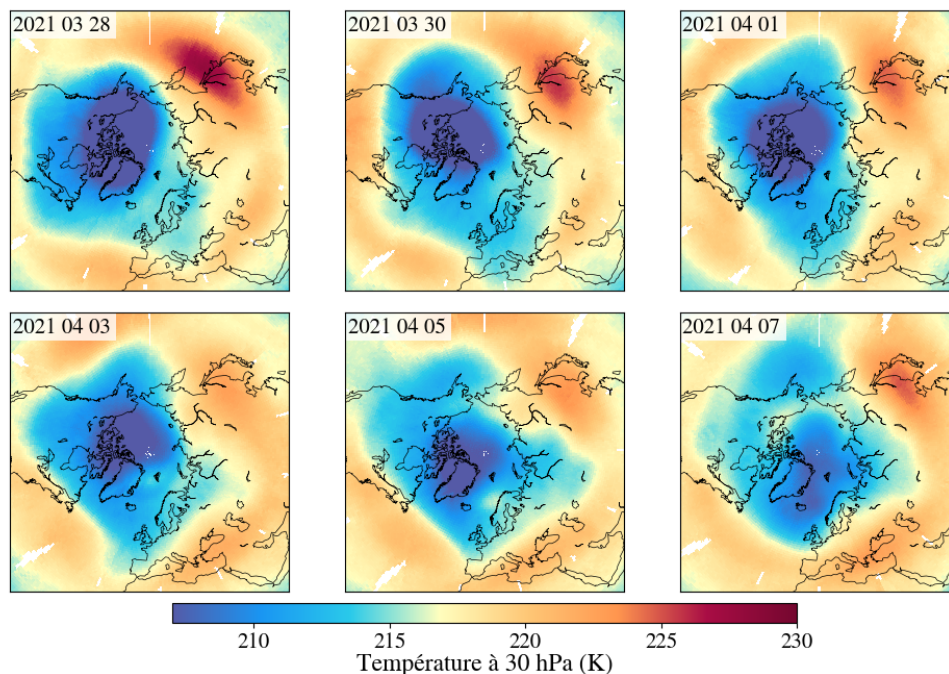


FIGURE 6.17 – Température à 30 hPa du 28 mars au 7 avril 2021.

L'évolution de l'instabilité du vortex est liée à la fonte de la banquise (Kim et al., 2014) et il est attendu que le changement climatique aura un impact sur cette instabilité et donc sur les vagues de froid tardives ou les SSW (Mitchell et al., 2012; Simpson et al., 2018) qui pourraient devenir plus fréquents. Cependant, d'autres facteurs influent sur le vortex polaire (Hu et al., 2018), et il est pour l'instant difficile de prévoir avec certitude l'évolution du vortex polaire en lien avec tous ces facteurs.

6.3.2 Vagues de chaleur

Je m'intéresse ensuite à une vague de chaleur : celle des mois de juin et juillet 2021 au nord-ouest des États-Unis et au sud-ouest du Canada, qui a provoqué une sécheresse et des incendies très intenses. La figure 6.18 montre l'anomalie de température à 750 hPa au-dessus de l'Amérique du Nord et de l'Europe, entre le 16 et le 30 juin 2021. Sur cette figure, on voit que les températures du nord-ouest des États-Unis et du sud-ouest du Canada sont environ 8 K au-dessus de la moyenne saisonnière. Plus à l'ouest, on voit une alternance d'anomalies légèrement négatives et positives aux moyennes latitudes.

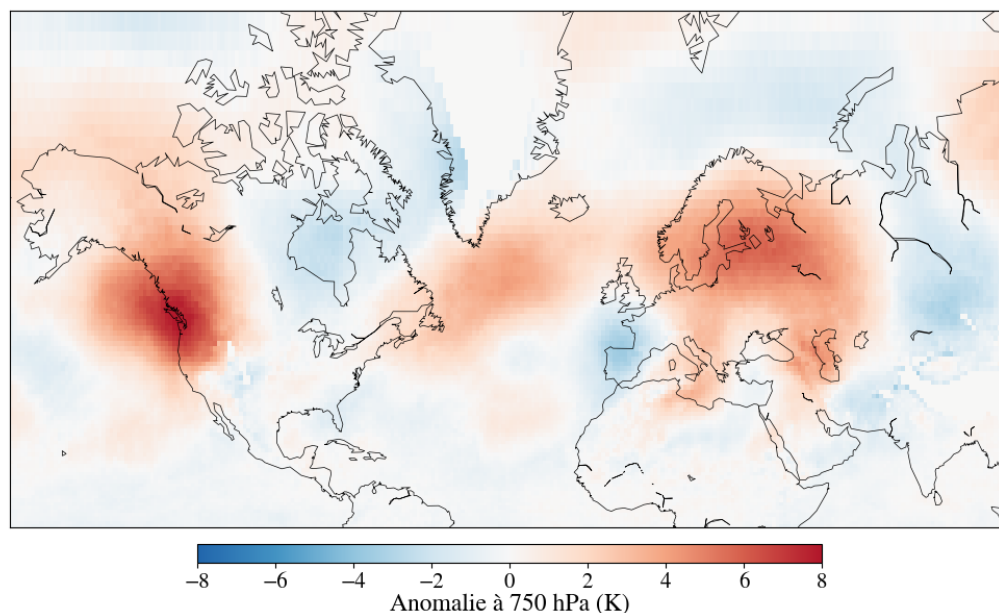


FIGURE 6.18 – Anomalie de la température à 750 hPa entre le 16 et le 30 juin.

La figure 6.19 montre la température moyenne entre dans la zone $42\text{-}55^\circ\text{N}$ et $135\text{-}115^\circ\text{O}$ pendant les mois de juin et juillet 2021, et les moyennes, minimums et maximums journaliers des années précédentes (2008-2020). Pendant environ un mois, du 15 juin au 15 juillet, les températures de 2021 sont largement au-dessus de la moyenne saisonnière, en particulier pendant la deuxième moitié du mois de juin où les températures sont plus élevées qu'elles ne l'ont jamais été lors des 13 années précédentes. Pendant, la première moitié de juillet, les températures de 2021 sont très proches du maximum de la période 2008-2020.

Ces températures égales ou supérieures aux moyennes saisonnières pendant un mois, ajoutées à l'absence de précipitations ont provoqué une sécheresse des sols et de la végétation, et des conditions favorables aux feux de forêt. La figure 6.20 montre une photo prise par la NASA du panache de fumée observé au-dessus de l'Amérique du Nord le 24 juillet 2021. Ce panache de fumée provient des incendies importants qui ont eu lieu en juillet 2021 dans cette région. Au total, plus de 1500 feux de forêt ont été répertoriés, plusieurs centaines de milliers d'hectares ont été brûlés en Amérique du Nord aux mois de juin et juillet 2021 (NIFC, 2021) et environ 1000 personnes sont mortes à cause de la canicule et des feux de forêt (BBC, 2021).

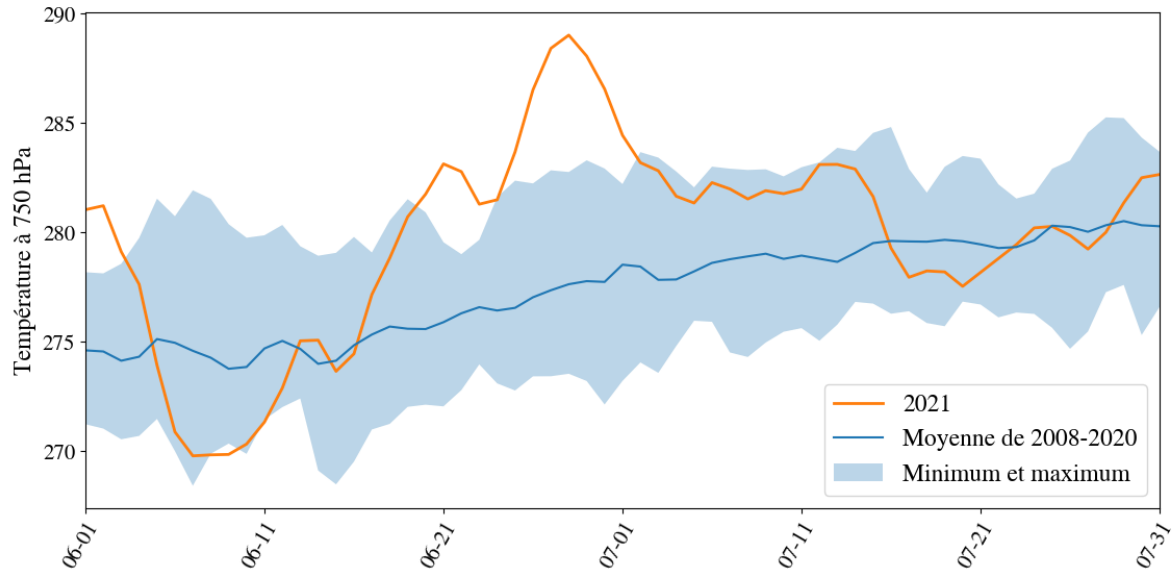


FIGURE 6.19 – Température moyenne à 750 hPa dans la zone 42-55°N et 135-115°O en juin et juillet 2021 (orange), température moyenne dans cette même zone de 2008 à 2020 (bleu), et minimums et maximums de température journalière atteints entre 2008 et 2020 dans cette zone (bleu clair).



FIGURE 6.20 – Photo du panache de fumée au-dessus de l’Amérique du Nord le 24 juillet 2021 (NASA).

La mission IASI a permis d'observer de nombreux autres feux de forêts associés à des sécheresses ou des canicules, comme ceux en Australie en décembre 2019-janvier 2020 ou la canicule de juin 2020 en Sibérie. Les instruments IASI permettent d'observer à la fois les températures et les concentrations de monoxyde de carbone (CO), qui est émis par les feux de forêt. La figure 6.21 montre l'anomalie de température à 750 hPa du mois de juin 2020 en Russie.

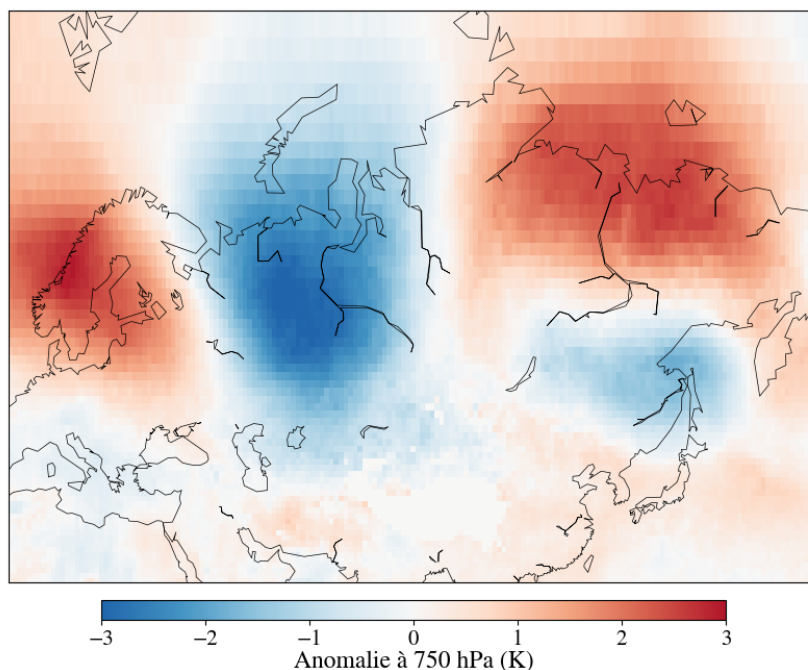


FIGURE 6.21 – Anomalie de la température à 750 hPa en juin 2020.

On observe une anomalie positive de la température de 3 K au nord-est de la Sibérie, une anomalie négative de 3 K plus à l'ouest, et une anomalie positive au-dessus de la Scandinavie. Cette alternance d'anomalies positives et négatives est due à la forme des ondes de Rossby. En juin 2020, les températures sont restées élevées au-dessus de la Sibérie à cause d'un blocage du courant-jet. Au sol, l'anomalie de température a atteint 8 K (Clerbaux et al., 2020) et elle a provoquée d'importants feux de forêt. La figure 6.22 montre la colonne totale de monoxyde de carbone (CO) observée par IASI entre le 20 et le 30 juin 2020. Il y a des concentrations de CO très élevées au nord-est de la Sibérie. Ce CO provient des feux de forêt qui ont été causés par la vague de chaleur.

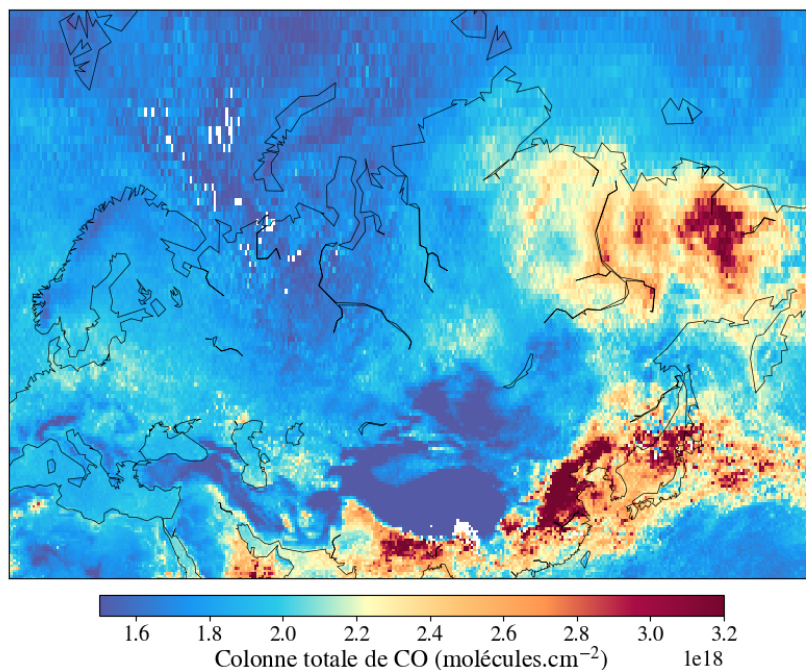


FIGURE 6.22 – Colonne totale de CO mesurée par IASI entre le 20 et le 30 juin 2020.

6.4 Tendances

Finalement, j'utilise les températures de l'ANN pour calculer les tendances des températures atmosphériques entre 750 et 2 hPa sur la période 2008-2020, en utilisant les données de Metop-A pour la période 2008-2017 et les données de Metop-B pour la période 2018-2020. Il est à noter que les tendances calculées à 2 hPa sont montrées malgré leur moins bonne qualité, mais elles sont à considérer avec plus de précaution que les tendances aux autres niveaux de pression.

Dans cette section, toutes les tendances sont calculées avec l'estimateur Theil-Sen (Theil, 1950; Sen, 1968). Cet estimateur est un méthode robuste de calcul de tendances linéaires, et la tendance est déterminée par la pente médiane de toutes les pentes possibles entre paires de points. Les endroits où les tendances ne sont pas significatives sont représentés par des zones grises.

La figure 6.23 montre les tendances calculées à partir des moyennes zonales journalières

de température entre 2008 et 2020. On voit d'abord un réchauffement de toute la troposphère. Ce réchauffement est faible aux moyennes latitudes : 0,1 ou 0,2 K/décennie à 50°S et 0,2-0,3 K/décennie à 50°S. Dans les tropiques (entre 30°S et 30°N), l'augmentation des températures est plus prononcée, en particulier dans la haute troposphère, où elle atteint 0,6 K/décennie. Le réchauffement est également plus prononcé aux pôles : les tendances sont de 1 K/décennie au pôle nord dans la basse troposphère, à cause de l'amplification arctique, et de 0,8 K/décennie au pôle sud.

Ces tendances sont plus élevées que celles calculées dans d'autres études, sur des périodes plus longues (Shangguan et al., 2019; Steiner et al., 2020). Il y a deux raisons à cela. Premièrement, les tendances IASI-ANN ont été calculées sur une période de 13 ans, qui est relativement courte et les tendances peuvent refléter des variations de températures ponctuelles plutôt que climatiques. Chédin et al. (2018) ont montré qu'il faut une période d'au moins 14, voire 15 ans pour que l'estimateur Theil-Sen calcule des tendances fiables. La seconde raison qui peut expliquer les tendances élevées est l'accélération du changement climatique : les températures ont plus augmenté lors de la période 2008-2020 que lors de la période 1979-2007.

Malgré ces différences de valeurs, il y a tout de même des similitudes avec les tendances calculées dans ces études. Steiner et al. (2020) ont trouvé un réchauffement de la troposphère d'environ 0,2 K/décennie, et ce réchauffement est plus marqué dans la haute troposphère tropicale sur la période 2002-2018, et en Arctique. Shangguan et al. (2019) ont calculé un réchauffement de la troposphère de 0,2-0,3 K/décennie sur la période 2002-2017. En revanche, les tendances calculées aux moyennes latitudes sont plus élevées que celle de la figure 6.23 (0,4-0,5 K/décennie).

Les tendances des températures troposphériques varient beaucoup d'une étude à l'autre, selon la période étudiée, les instruments utilisés, où les modèles, et il n'y a pas encore de consensus sur leur valeur exacte et leur répartition spatiale (Thorne et al., 2011; Mitchell et al., 2013; IPCC, 2021).

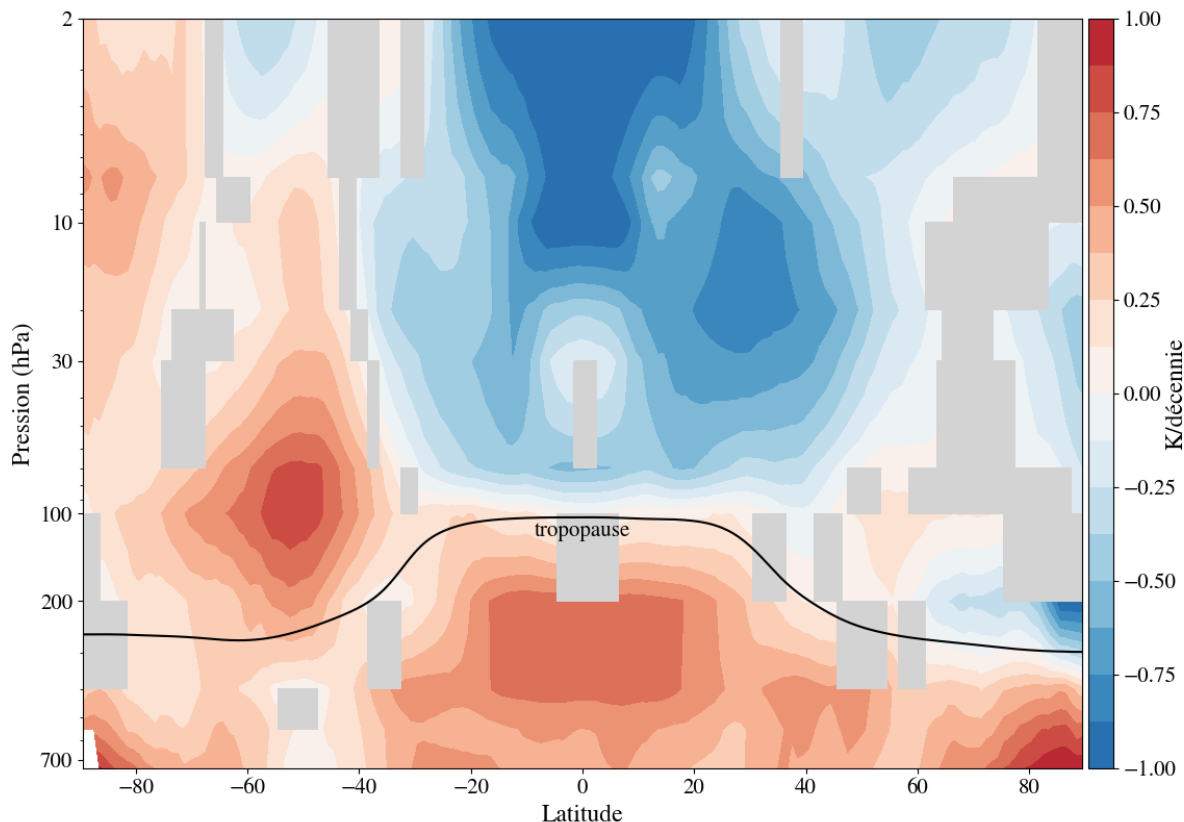


FIGURE 6.23 – Tendances calculées à partir des moyennes zonales journalières des températures IASI-ANN entre 2008 et 2020. Les zones grises représentent les endroits où les tendances ne sont pas significatives.

Dans la stratosphère, les températures diminuent à toutes les latitudes au nord de 40°S . Cette diminution des températures est plus forte à l'équateur, entre 20 et 2 hPa (-1 K/décennie). Au pôle nord, les tendances ne sont pas significatives. Au pôle sud, on observe un réchauffement de la stratosphère, en particulier dans deux régions à 50°S -100 hPa (1 K/décennie) et à 80°S -10 hPa ($0,4\text{ K/décennie}$). Les températures stratosphériques polaires peuvent être affectées par le SSW de septembre 2019, car une telle augmentation de la température à la fin de la période étudiée peut avoir un impact important sur les tendances calculées. Cependant, le calcul des tendances sur la période 2008-2018 montre que ces deux régions se réchauffent quand même sur cette période : le réchauffement est plus important à 80°S -10 hPa ($0,8\text{ K/décennie}$) et plus faible à 50°S -100 hPa ($0,6\text{ K/décennie}$). Cela suggère que le SSW a eu un impact sur les tendances à 50°S -100 hPa, mais pas sur celles à 80°S -10 hPa. À 80°S -10 hPa, le réchauffement de la stratosphère peut être dû à la réduction du trou de

la couche d'ozone. Depuis l'entrée en vigueur du protocole de Montréal en 1989, la taille du trou de la couche d'ozone en Antarctique diminue (WMO, 2018; Weber et al., 2018; Strahan et al., 2019) et cela peut expliquer le réchauffement observé. Le refroidissement de la stratosphère a également été observé par Randel et al. (2016), Maycock et al. (2018) et Shangguan et al. (2019). Les valeurs des tendances calculées dans ces études sont plus faibles que celles de la figure 6.24, mais elles ont été calculées sur des périodes plus longues.

Les tendances de températures atmosphériques ont également été calculées avec les températures ERA5 (interpolées aux heures, latitudes et longitudes des observations IASI) sur la période 2008-2020 (figure 6.24).

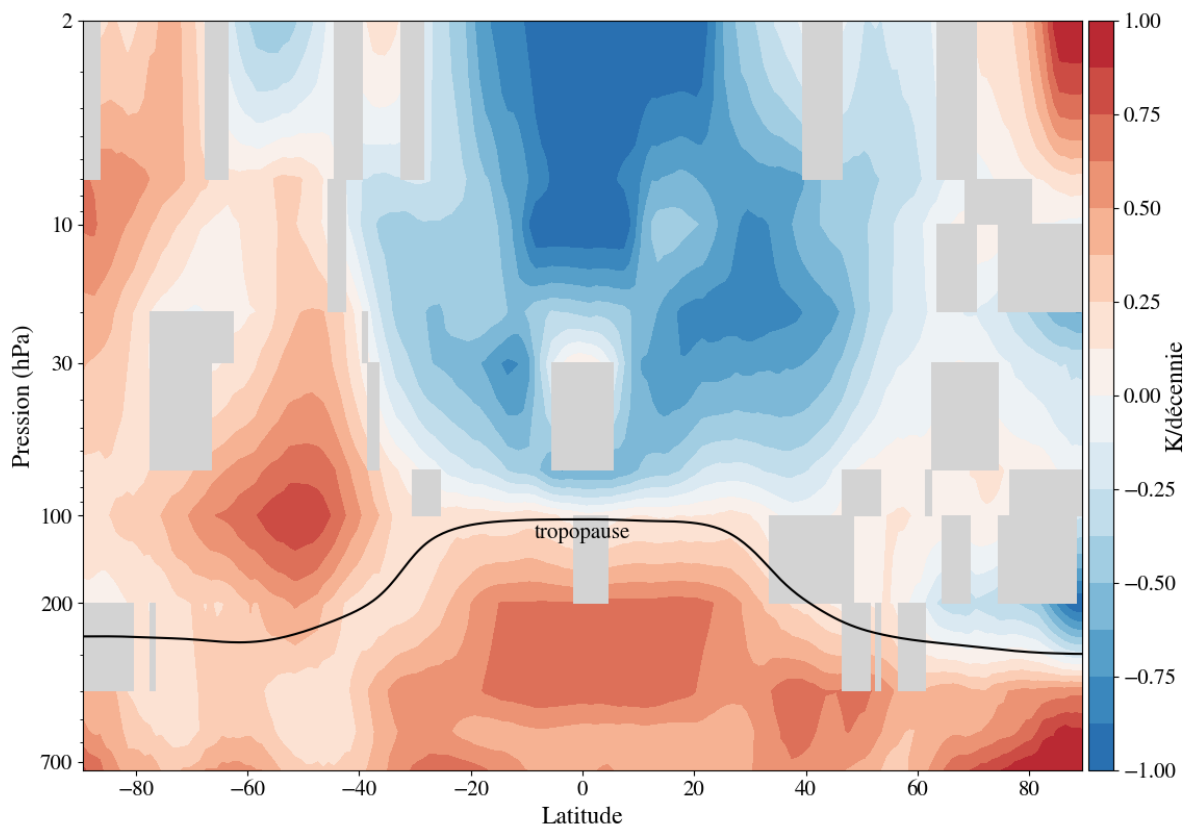


FIGURE 6.24 – Tendances calculées à partir des moyennes zonales journalières des températures ERA5 entre 2008 et 2020. Les zones grises représentent les endroits où les tendances ne sont pas significatives.

Ces tendances sont très semblables à celles observées avec IASI, hormis quelques différences, notamment un réchauffement légèrement plus important de la troposphère en Arctique et

un réchauffement de 1 K/décennie observé en Arctique à 2 hPa.

Les températures ERA5 sont ensuite utilisées pour calculer les tendances entre 1990 et 2020 (Figure 6.25). Ces tendances, calculées sur une période plus longue, ne sont pas biaisées par des événements ponctuels, et elles reflètent les variations climatiques des températures.

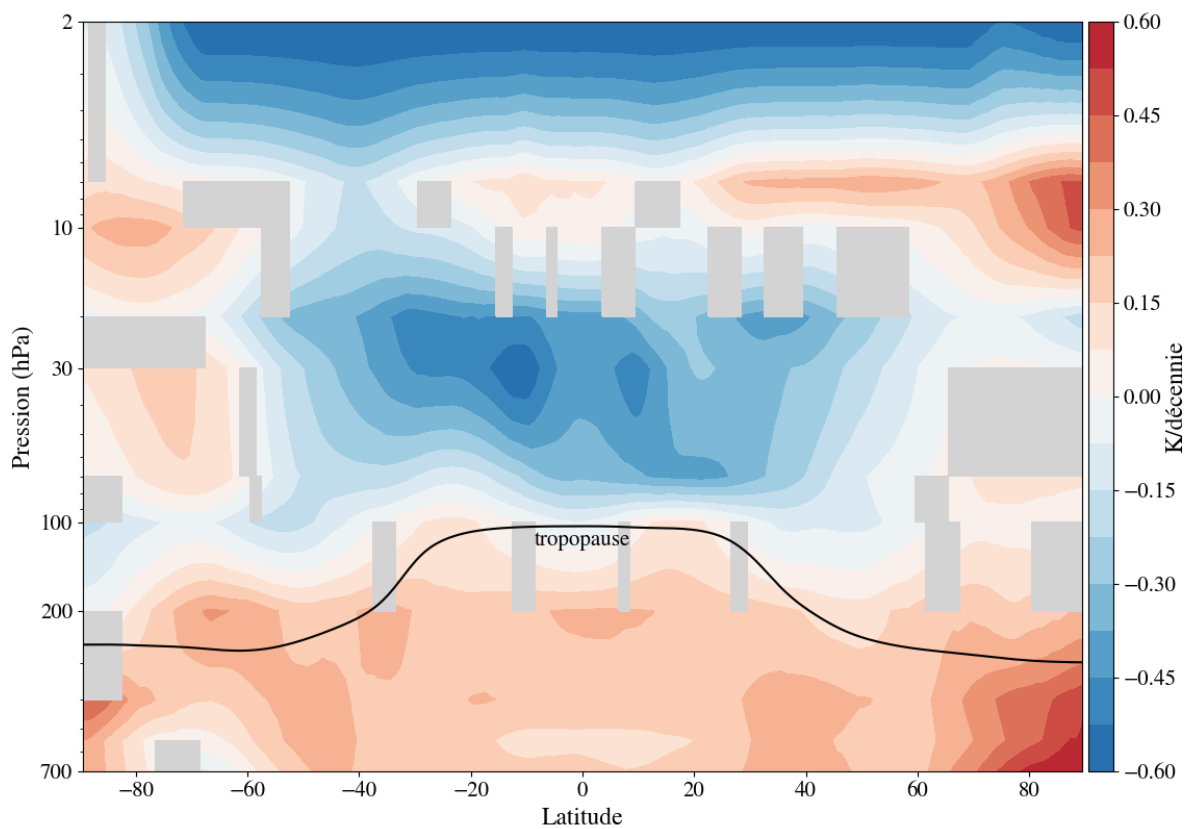


FIGURE 6.25 – Tendances calculées à partir des moyennes zonales journalières des températures ERA5 entre 1990 et 2020. Les zones grises représentent les endroits où les tendances ne sont pas significatives. L'échelle de couleur est différente de celle des deux figures précédentes.

Ces tendances sont beaucoup moins élevées que les tendances calculées à partir de 13 ans d'observations. Dans la troposphère, il y a un réchauffement de 0,2-0,3 K, ce qui est plus cohérent avec les études citées plus haut. Dans la troposphère arctique, on observe un réchauffement plus important de 0,6 K/décennie. Dans la stratosphère, hormis en Arctique à 10 hPa et en Antarctique entre 100 et 7 hPa où les températures augmentent de 0,2-0,3 K/décennie, on observe un refroidissement. Ce refroidissement est plus important dans les tropiques à 30 hPa et à toutes les latitudes à 2 hPa (-0,6 K/décennie).

Ensuite les tendances sont calculées pour chaque saison avec les températures IASI. Pour chaque saison, les tendances sont calculées sur une série temporelle constituées des trois mois de la saison pour chaque année, et toutes ces périodes de trois mois sont collées ensemble. Les tendances calculées ne sont donc pas vraiment des K/décennie, car chaque année dure trois mois. Ces tendances sont donc difficilement comparables avec celles calculées sur toute l'année, mais elles permettent de comparer les saisons entre elles. La figure 6.26 montre les tendances calculées pour les quatre saisons : décembre-janvier-février (DJF), mars-avril-mai (MAM), juin-juillet-août (JJA) et septembre-octobre-novembre (SON).

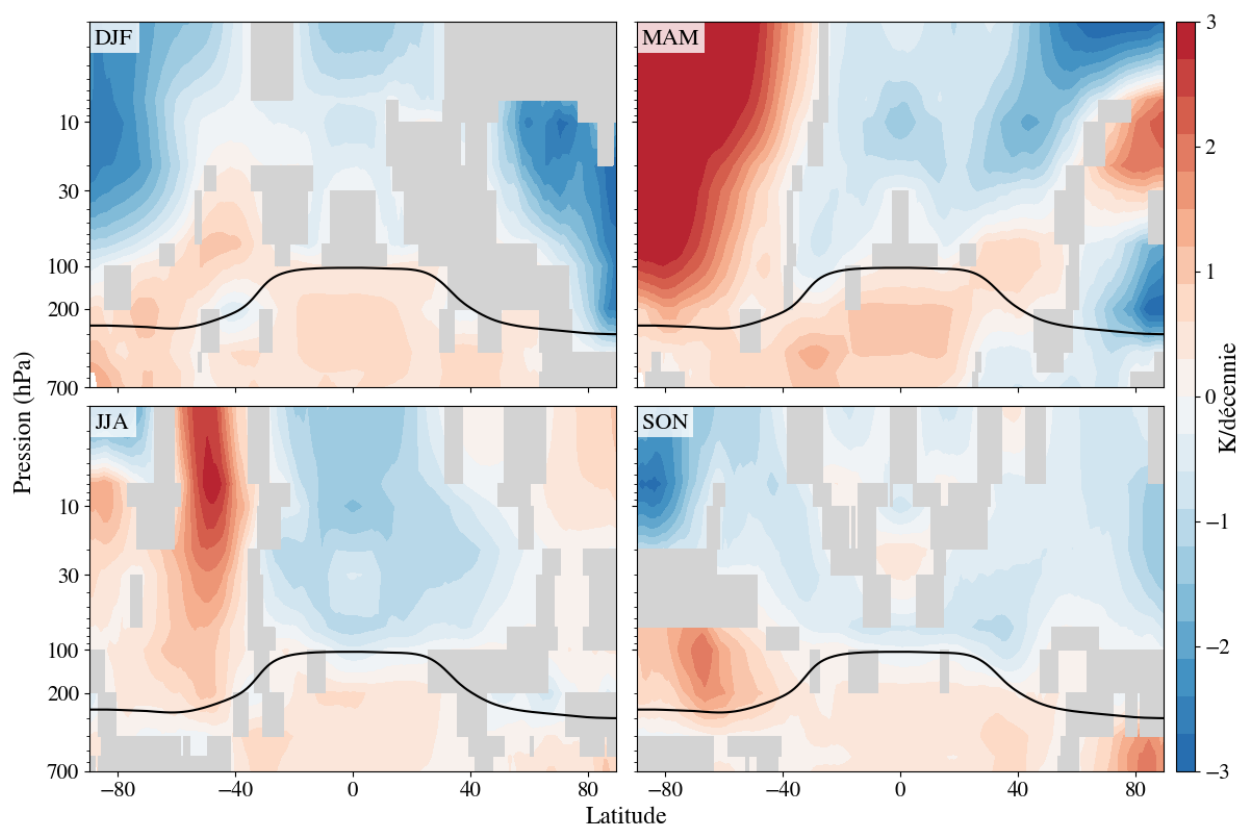


FIGURE 6.26 – Tendances calculées à partir des moyennes zonales journalières des températures IASI-ANN entre 2008 et 2020, en séparant les saisons. Les zones grises représentent les endroits où les tendances ne sont pas significatives.

Dans les tropiques, les tendances ne varient pas vraiment d'une saison à l'autre, on observe toujours un réchauffement de la troposphère de 0,5-1 K/ \sim décennie et un refroidissement de la stratosphère de -1 K/ \sim décennie.

Aux pôles en revanche, les tendances varient beaucoup selon les saisons. En Antarctique, le réchauffement de la stratosphère observé à 80°S dans les figures 6.21 et 6.22 est en grande partie dû aux tendances automnales et hivernales (MAM et JJA), qui sont de 3 K/∼décennie dans toute la stratosphère polaire en automne et à 60°S au-dessus de 20 hPa en hiver. Ce réchauffement est en partie compensé par un refroidissement en été (- 2 K/∼décennie) et au printemps au-dessus de 20 hPa (- 2 K/∼décennie). Au printemps (SON), on voit également un réchauffement à 60°S-100 hPa, qui peut être expliqué par le SSW de septembre 2019.

En Arctique, on observe un réchauffement de la troposphère en automne de 2 K/∼décennie, qui peut être expliqué par la fonte de la glace de mer durant l'été. En automne, les niveaux de glace de mer sont à leur minimum car la banquise se reforme plus tard en hiver lorsque les températures sont très basses. Aux autres saisons, il n'y a pas de tendance significative dans la troposphère arctique. En hiver, on observe un refroidissement important de la stratosphère (-2 K/∼ décennie). En été, il n'y a pas de tendance significative, à part entre 20 et 2 hPa, où l'on observe un léger réchauffement (0,5 K/∼décennie). Au printemps, il y a un refroidissement autour de 200 hPa (-2.5 K/∼ décennie), un réchauffement entre 30 et 7 hPa (2 K/∼ décennie) et un refroidissement à 2 hPa (2.5 K/∼ décennie).

La figure 6.27 montre les cartes des tendances de température calculées aux 11 niveaux de pression de l'ANN.

Ces cartes sont globalement cohérentes avec la figure 6.23. On observe un réchauffement de la troposphère (de 750 à 400 hPa) d'environ 0,5 K/décennie. En Arctique, à 750 et 550 hPa, ce réchauffement est plus important (1,5 K/décennie). Dans quelques régions les tendances sont négatives : entre l'Antarctique et l'Afrique, au-dessus de la mer du Labrador et au-dessus de la mer de Béring.

Dans la stratosphère, les températures diminuent partout sauf en Antarctique et on voit que cette diminution est plus importante dans les tropiques à 10, 7 et 2 hPa. On observe un réchauffement de l'Antarctique d'environ 0,5 K/décennie. Entre 200 et 7 hPa, il y a un ré-

chauffement important des températures dans l’océan Austral entre l’Afrique et l’Australie, et il est plus important à 100 et 70 hPa (1,5 K/décennie). Cette région correspond à celle où les températures ont été les plus élevées lors du SSW de 2019 (figure 6.15), ce qui renforce l’hypothèse que le réchauffement observé dans cette zone est au moins en partie dû au SSW de 2019, et il ne reflète sans doute pas une évolution climatique des températures.

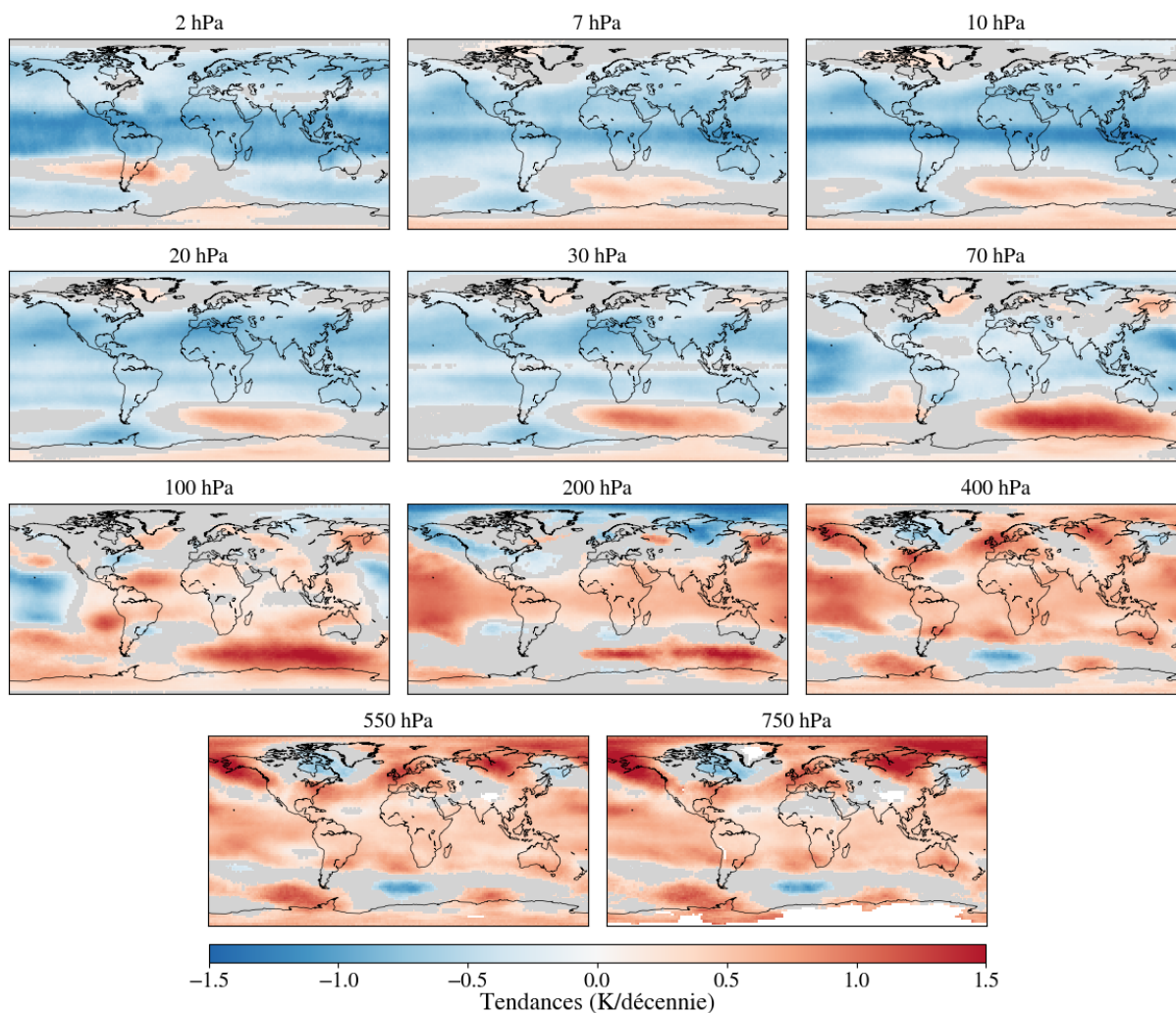


FIGURE 6.27 – Cartes de tendances calculées à partir des températures IASI-ANN entre 2008 et 2020. Les zones grises représentent les endroits où les tendances ne sont pas significatives.

Les tendances calculées dans cette section montrent un réchauffement de la troposphère, plus important en Arctique, et un refroidissement de la stratosphère aux latitudes au nord de 40°S. Les tendances positives observées au sud de 40°S peuvent être expliquées par le SSW de septembre 2019 dans une région, et par la diminution du trou d’ozone pour l’Antarctique.

Ces tendances, calculées sur 13 ans, sont sensibles aux variations brèves de température, comme le SSW de 2019, où l'épisode El Niño de 2015. De tels événements dans une série temporelle courte peuvent biaiser les tendances obtenues, selon s'ils ont eu lieu au début ou à la fin de la période. Ces résultats sont cependant encourageants, car la mission IASI doit voler pendant encore quelques années, ce qui permettra d'avoir une période de la durée requise pour calculer des tendances fiables.

Chapitre 7

Conclusions et perspectives

7.1 Conclusions

L'analyse des observations de température fournies par les mesures *in-situ* et par les satellites montre que la surface terrestre et la troposphère se réchauffent, tandis que la stratosphère a tendance à se refroidir. Les centres météorologiques collectent ces données et produisent des archives de températures, comme par exemple les réanalyses ERA5 générées à ECMWF et utilisée dans cette thèse comme référence. Les modèles climatiques (IPCC, 2021) permettent de simuler les variations de températures présentes et passées, et de faire des prévisions sur les changements climatiques probables dans le futur, avec des fourchettes d'incertitudes liées à notre connaissance du système climatique et à la diversité des options qui pourraient être mises en place pour régler les émissions des gaz à effet de serre.

Ma thèse s'inscrit dans ce cadre. Une difficulté des archives de températures existantes est que les séries sont construites à partir de jeux de données hétérogènes dans l'espace et dans le temps. Les modèles climatiques représentent bien les observations globalement, mais localement il peut y avoir des différences significatives qu'il faut comprendre. Dans ce travail nous utilisons les données satellitaires IASI disponibles depuis 2007 pour construire une nouvelle archive cohérente à la fois spatialement et temporellement. Cette mission longue durée bénéficie en effet d'une excellente couverture spatiale, et les bonnes performances radiométriques de l'instrument qui vole à bord des trois satellites Metop ont permis des avancées

exceptionnelles tant dans le domaine de la météorologie opérationnelle que pour le suivi de la composition atmosphérique (Chapitre 1).

Ma thèse a consisté à restituer les températures atmosphériques à plusieurs niveaux de pression verticaux à partir des spectres infrarouges IASI, et à étudier leur variabilité spatio-temporelle à court et long terme. Après une introduction (Chapitre 1) et un chapitre consacré à la description du transfert radiatif dans l'atmosphère et à introduire l'instrument IASI (Chapitre 2), nous avons vu dans le Chapitre 3 les méthodes qui permettent de dériver des variables géophysiques à partir des luminances, afin de restituer les profils de température atmosphérique à partir d'observations par satellite.

Dans son portfolio de produits IASI, EUMETSAT distribue des profils de température en quasi temps réel, générés avec un algorithme qui a évolué dans le temps. Dans le Chapitre 4, ces températures L2 opérationnelles sont analysées, et comparées avec les températures issues des réanalyses ERA5. Cette analyse a montré que les modifications de l'algorithme de traitement pouvaient entraîner des variations de température de plusieurs degrés. Ces données de températures ne sont donc pas bien adaptées pour des études climatiques. Ces résultats ont été publiés dans *Remote Sensing* en 2020.

Mon travail a dès lors consisté à recalculer une série de températures atmosphériques homogène à partir des spectres IASI pour pouvoir étudier les variations des températures sur une longue durée. Dans le Chapitre 5, une nouvelle série de températures atmosphériques a été calculée grâce à un réseau de neurones artificiel (ANN), qui est une méthode rapide et efficace pour inverser les profils de températures à partir de spectres de luminance. Dans un premier temps, l'ANN utilise uniquement les luminances IASI pour restituer les températures atmosphériques. La comparaison des températures issues de cet ANN avec les réanalyses ERA5 et les températures observées par radiosondage de la base de données ARSA montre un biais progressif d'environ 1 K sur la période 2008-2020. Ce biais peut être dû aux variations de CO₂ qui ont eu lieu sur cette période (+ 25 ppm entre 2008 et 2020). Pour éliminer ce biais, l'ANN a été réentraîné en ajoutant une valeur de CO₂ en entrée, puis les températures at-

mosphériques ont été recalculées. Cette nouvelle série de température a ensuite été validée avec ERA5 et ARSA. Cette validation a montré que l'ajout du CO₂ a permis d'éliminer le biais. De 750 à 200 hPa, les températures issues de l'ANN sont similaires à celles d'ERA5 à toutes les latitudes (différences inférieures à 0.5 K). Entre 100 et 7 hPa, les différences entre les trois jeux de données sont également faibles, sauf aux tropiques (1 K pour les différences zonales journalières et 2 K pour les RMS). À 2 hPa, les différences sont élevées à toutes les latitudes (2 K pour les différences zonales journalières et 3 K pour les RMS) car les spectres IASI contiennent peu d'information sur les températures à ce niveau de pression.

Dans ce chapitre, les températures IASI-ANN ont également été comparées avec les températures EUMETSAT retraitées (produit du *Climate Data Records* d'EUMETSAT, disponible depuis fin 2020). Ces deux séries de température sont similaires mais les températures EUMETSAT présentent un léger biais, qui peut être dû au fait que le traitement fait à EUMETSAT ne prend pas en compte l'évolution des concentrations de CO₂ dans les calculs des températures.

Cette nouvelle série temporelle de température est homogène donc elle permet d'étudier les événements extrêmes et les tendances de température depuis 2008. Dans le Chapitre 6, les événements extrêmes, en particulier les réchauffements stratosphériques soudains (SSW), ont été étudiés. Les SSW sont des phénomènes complexes et variés, qui ont des conséquences sur la météo, la chimie et la circulation atmosphérique, en particulier les concentrations d'ozone. Grâce aux températures dérivées des observations IASI, et aux concentrations d'ozone également calculées à partir des spectres IASI, il est possible d'étudier ces événements et leurs conséquences. Les observations IASI ont permis d'observer la rupture du vortex polaire arctique en février 2018 ainsi que l'augmentation rapide des température qu'elle a entraîné et l'évolution des concentrations d'ozone lors de cet événement. Cela a également permis d'observer le petit trou de la couche d'ozone en septembre 2019, lors d'un SSW en Antarctique. La durée de la mission IASI a permis d'observer plusieurs SSW, et d'avoir une vue d'ensemble des différents types de SSW. Les résultats de ce chapitre sont nouveaux et originaux : ils vont donc faire l'objet d'une publication.

Les températures IASI-ANN ont aussi été utilisées pour calculer les tendances sur la période 2008-2020. Les tendances calculées montrent comme attendu un réchauffement global de la troposphère (entre 0,1 et 0,6 K/décennie), en particulier en Arctique où le réchauffement est amplifié par la fonte de la banquise (1 K/décennie). Dans la stratosphère, on observe un refroidissement à toutes les latitudes supérieures à 50°S, et ce refroidissement est plus prononcé dans la stratosphère tropicale (-1 K/décennie). Au sud de 50°S, la stratosphère se réchauffe en particulier dans deux régions à 80°S et 60°S. À 80°S, le réchauffement de la stratosphère peut être attribué à la résorption du trou de la couche d’ozone, qui a lieu depuis le Protocole de Montréal qui est entré en vigueur en 1989. À 60°S, le réchauffement observé est en grande partie dû au SSW de septembre 2019, et il ne reflète donc pas un changement climatique.

La période de 13 ans sur laquelle sont calculées les tendances est pour l’instant trop courte pour que les tendances représentent vraiment les variations climatiques des températures. Sur une telle durée, les tendances sont plus sensibles aux variations à court terme des températures, comme les SSW ou les phénomènes ENSO. Cependant, la durée de la mission IASI (jusqu’à 2025 au moins) permettra à l’avenir de pouvoir calculer des tendances de température plus fiables et tous les outils sont maintenant en place pour pouvoir étendre la série de température chaque année.

7.2 Perspectives

Dans cette thèse, j’ai montré plusieurs applications d’études d’événement extrêmes ou de tendances à partir des températures IASI-ANN mais beaucoup d’autres sont possibles. Ces températures pourront par exemple être utilisées pour étudier en détail les effets des événements ENSO sur les températures atmosphériques globales. De plus, grâce aux nombreux événements extrêmes observés sur toute la durée de la mission IASI (SSW, vagues de chaleur, vagues de froid), il sera possible de faire des études statistiques de ces événements afin de mieux les caractériser et mieux les comprendre. Ces études permettront d’avoir une vue d’ensemble des effets du changement climatique sur les températures, à la fois sur leur évo-

lution générale sur le long terme mais aussi sur l'évolution de la fréquence et de l'intensité des événements extrêmes.

Il est également possible d'étudier les températures atmosphériques en corrélation avec le rayonnement terrestre sortant de l'atmosphère (OLR pour *Outgoing Longwave Radiation*), également mesurable par IASI (Whitburn et al., 2021). L'OLR reflète l'équilibre radiatif de la Terre et il est directement lié aux changements de température à la surface et dans l'atmosphère et aux forçages radiatifs des différents composants atmosphériques. Il est important de comprendre le lien entre ces forçages et les températures atmosphériques pour mieux prévoir l'évolution du climat.

Enfin, les températures IASI peuvent être utilisées comme observations indépendantes pour contraindre et valider les modèles de prévision du climat. Les mécanismes qui gouvernent les variations climatiques sont complexes et encore mal compris, notamment les phénomènes de rétroaction. Les différents modèles de simulations climatiques montrent de larges différences entre leurs prévisions, et avec les observations satellites (Thompson et al., 2012). La figure 7.1 montre les prévisions pour l'année 2100 de deux scénarios SSP (*Shared Socio-economic Pathways*) par le modèle climatique de l'Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL). Le premier scénario est le scénario SSP 2.6, le scénario le plus optimiste, dans lequel de nombreux efforts sont effectués pour limiter les émissions de GES. Dans ce scénario, le forçage radiatif subi par la Terre serait de 2.6 W.m^{-2} . Le second scénario est le scénario SSP 8.5, le plus pessimiste, dans lequel rien n'est fait pour atténuer le changement climatique. Ce scénario correspond à un forçage radiatif de 8.5 W.m^{-2} . La figure montre la température moyenne en 2100 à 750, 100 et 7 hPa pour chacun de ces deux scénarios. Cette figure montre qu'une réduction des émissions de GES permettrait de réduire le réchauffement de la troposphère d'environ 10 K et de limiter le refroidissement de la stratosphère de 10 K également.

Cette figure montre l'importance de mettre en œuvre des réglementations qui limitent les émissions de GES, et les effets qu'une quantité trop importante de CO_2 peut avoir sur l'évolution des températures atmosphériques. Les températures dérivées des spectres IASI

permettront de suivre leur évolution en lien avec le forçage radiatif des GES, ainsi que leur influence sur la météo et la composition chimique de l’atmosphère.

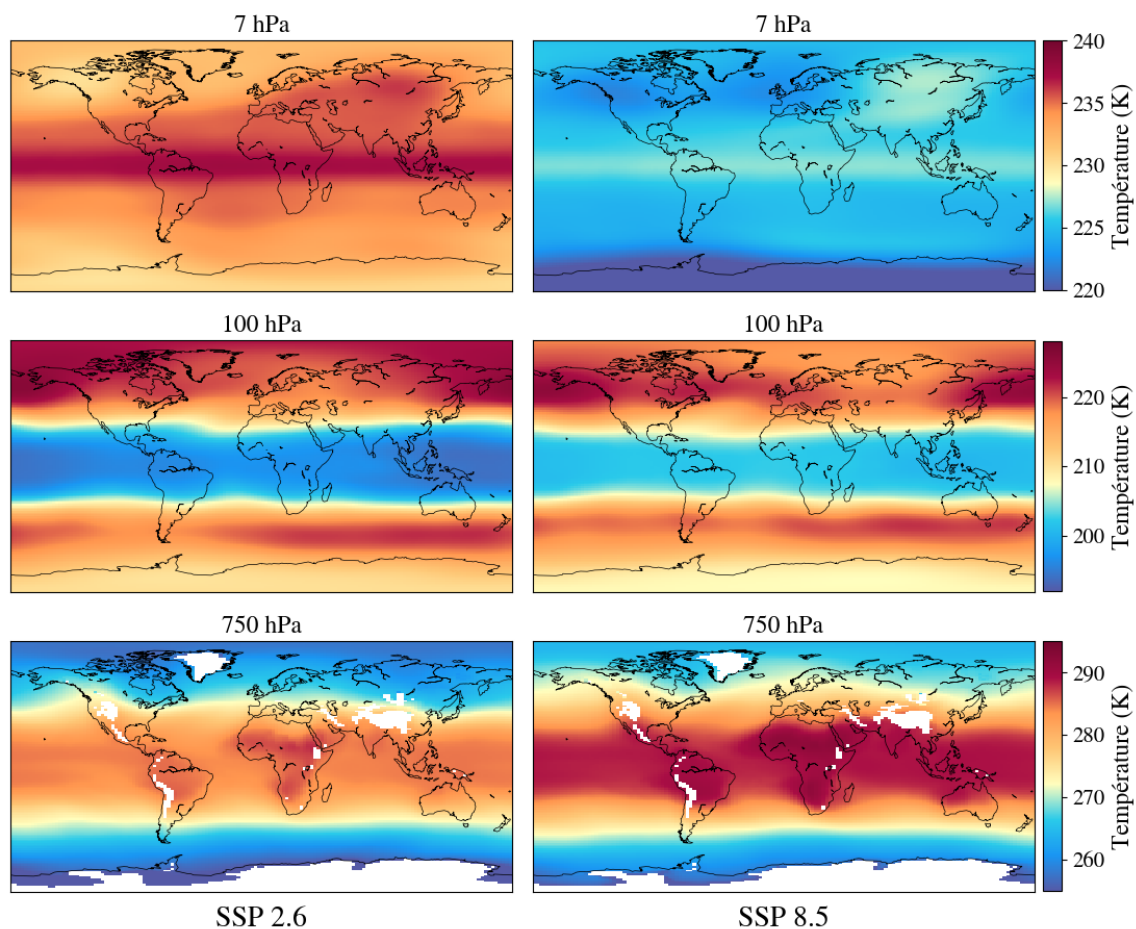


FIGURE 7.1 – Température moyenne en 2100 à 750, 100 et 7 hPa selon les projections des scénarios SSP 2.6 (colonne de gauche) et SSP 8.5 (colonne de droite) de l’IPSL.

En 2024 sera lancé le premier de trois instruments *IASI-New Generation* (IASI-NG, Crevoisier et al. 2014). Les observations de ces instruments viendront alors compléter les séries temporelles observée par IASI. Les méthodes développées dans cette thèse pourront être appliquées aux observations de IASI-NG, ce qui permettra d’obtenir une série temporelle de températures d’environ 40 ans. Cette longue série issue des observations IASI et IASI-NG combinées sera indépendante et homogène et pourra donc servir de référence pour l’étude et la prévision du climat.

Annexe A

Premier article

Ten-year assessment of IASI radiance and temperature



Article

Ten-Year Assessment of IASI Radiance and Temperature

Marie Bouillon^{1,*}, Sarah Safieddine¹, Juliette Hadji-Lazaro¹, Simon Whitburn²,
Lieven Clarisse², Marie Doutriaux-Boucher³, Dorothée Coppens³, Thomas August³,
Elsa Jacquette⁴ and Cathy Clerbaux^{1,2}

¹ LATMOS/IPSL, Sorbonne Université, UVSQ, CNRS, 75005 Paris, France; sarah.safieddine@latmos.ipsl.fr (S.S.); juliette.hadji-lazaro@latmos.ipsl.fr (J.H.-L.); cathy.clerbaux@latmos.ipsl.fr (C.C.)

² Spectroscopy, Quantum Chemistry and Atmospheric Remote Sensing (SQUARES), Université Libre de Bruxelles (ULB), 1050 Brussels, Belgium; simon.whitburn@ulb.ac.be (S.W.); lieven.clarisse@ulb.ac.be (L.C.)

³ European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites, 64295 Darmstadt, Germany; marie.doutriauxboucher@eumetsat.int (M.D.-B.); dorothee.coppens@eumetsat.int (D.C.); thomas.august@eumetsat.int (T.A.)

⁴ Centre National d'Etudes Spatiales, 31400 Toulouse, France; elsa.jacquette@cnes.fr

* Correspondence: marie.bouillon@latmos.ipsl.fr

Received: 4 June 2020; Accepted: 23 July 2020; Published: 25 July 2020



Abstract: The Infrared Atmospheric Sounding Interferometers (IASIs) are three instruments flying on board the Metop satellites, launched in 2006 (IASI-A), 2012 (IASI-B), and 2018 (IASI-C). They measure infrared radiance from the Earth and atmosphere system, from which the atmospheric composition and temperature can be retrieved using dedicated algorithms, forming the Level 2 (L2) product. The operational near real-time processing of IASI data is conducted by the European organisation for the exploitation of METeorological SATellites (EUMETSAT). It has improved over time, but due to IASI's large data flow, the whole dataset has not yet been reprocessed backwards. A necessary step that must be completed before initiating this reprocessing is to uniformize the IASI radiance record (Level 1C), which has also changed with time due to various instrumental and software modifications. In 2019, EUMETSAT released a reprocessed IASI-A 2007–2017 radiance dataset that is consistent with both the L1C product generated after 2017 and with IASI-B. First, this study aimed to assess the changes in radiance associated with this update by comparing the operational and reprocessed datasets. The differences in the brightness temperature ranged from 0.02 K at 700 cm⁻¹ to 0.1 K at 2200 cm⁻¹. Additionally, two major updates in 2010 and 2013 were seen to have the largest impact. Then, we investigated the effects on the retrieved temperatures due to successive upgrades to the Level 2 processing chain. We compared IASI L2 with ERA5 reanalysis temperatures. We found differences of ~5–10 K at the surface and between 1 and 5 K in the atmosphere. These differences decreased abruptly after the release of the IASI L2 processor version 6 in 2014. These results suggest that it is not recommended to use the IASI inhomogeneous temperature products for trend analysis, both for temperature and trace gas trends.

Keywords: IASI; climate studies; radiance; atmospheric temperature; surface temperature; atmospheric composition

1. Introduction

Surface and atmospheric temperatures are both Essential Climate Variables (ECV) that critically contribute to the characterization of Earth's climate [1]. In the past few decades, significant warming at the surface and in the troposphere has been observed due to the increase of greenhouse gases [2–5]. The opposite trend has been observed in the stratosphere. Stratospheric temperatures are driven by

both anthropogenic forcings, such as the greenhouse gas and ozone-depleting substance concentration, and natural forcings, such as volcanic eruptions and the solar cycle [6]. Cooling has been observed in the lower stratosphere due to ozone depletion and an increase in the greenhouse gas concentration has been observed in the middle and upper stratosphere [7–9].

Surface and atmospheric temperatures are derived from various instrument measurements. The longest continuous and consistent records are obtained from radiosondes and ground-based Lidar. However, these methods of observation have a limited spatial coverage, and they are unevenly distributed around the globe, with little to no measurements over the oceans and poles. Recent efforts in the Global Climate Observing System (GCOS) Reference Upper-Air Network (GRUAN) [10] have aimed to standardize quality assurance practices in releasing sondes and processing their data at a few stations. However, overall, they consist of inhomogeneous records (e.g., from different instruments, calibration, and data processing). In contrast, more recently, satellite-derived temperatures have become available, providing frequent and global observations of the atmosphere, and have thus become a key component for climate change monitoring [11,12]. To construct a long temperature time-series from satellite measurements, compiling and averaging data from several instruments is necessary. For this, adjustments and bias corrections between the different instruments are required [13,14]. Other biases are also related to the diversity in instrument characteristics and temperature retrieval algorithms that are based on different assumptions. When these datasets are used in climate and Numerical Weather Prediction (NWP) models, the error due to this homogenization of different data records becomes difficult to assess. This emphasizes the importance of using a single instrument with a global spatial coverage and long time series that is homogeneous and consistent for the assessment of climate variables.

Since 2006, the Infrared Atmospheric Sounding Interferometers (IASIs) have been used for numerical weather prediction [15] and to monitor the atmospheric composition [16,17]. IASI is also used as a reference for the inter-calibration of infrared sensors by the Global Space-Based Inter-Calibration System [18]. Inter-comparison of the three instruments has shown excellent agreement between them [19,20].

IASI radiance and temperature values, called Level 1C data (L1C) and Level 2 data (L2), respectively, are processed and delivered to numerous users by the Eumetcast delivery system. Since 2007, the European organisation for the exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT) has carried out several updates of the processing algorithms for both L1C and L2 datasets and, as a result, the radiance and temperature time series are not homogeneous. Trace gas concentration retrievals that are based on IASI L1C and L2 are impacted by this non-homogeneity [21,22], making the computation of trends for temperature and atmospheric composition difficult.

Recently, EUMETSAT has reprocessed the 2007–2017 IASI Metop-A L1C data [23] with the most recent version of the algorithm and there is now a homogeneous L1C dataset available (data after 2017 are assumed to be homogeneous with the new dataset). EUMETSAT is now in the process of releasing a first homogeneous L2 temperature data record, but this is not yet available. This study thus aims to investigate the changes of L1C due to algorithm updates by comparing the operational IASI-A L1C data (non-homogeneous) with the reprocessed IASI-A L1C product (homogeneous). The inhomogeneity in the L2 records due to successive updates of the L2 algorithm is then evaluated by comparing the IASI temperatures at different altitudes with those from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts' (ECMWF) latest available reanalysis data—ERA5 [24].

2. Materials and Methods

2.1. The IASI Instrument

IASI is a Fourier transform spectrometer that measures the thermal infrared radiation emitted by the Earth and the atmosphere [16]. Three IASI instruments are currently operational on board the Metop satellites: IASI-A was launched in 2006, IASI-B in 2012, and IASI-C in 2018. The three IASI

instruments fly at an altitude of 817 km in a sun-synchronous orbit (98.7° inclination) and they observe the Earth with a swath width of 2200 km on the ground. Each swath contains 30 fields of view (15 on each side of the nadir) and each field of view is made up of four pixels that have a diameter of 12 km at each nadir. This observation mode allows each IASI instrument to fly over every location on Earth twice a day, around 09:30 and 21:30 local time.

For each pixel, IASI measures a radiance spectrum composed of 8461 channels between 645 and 2760 cm^{-1} (between 3.62 and 15.5 μm), with a spectral resolution of 0.5 cm^{-1} (apodized). Each of the three IASI measures about 1.3 million spectra per day.

2.1.1. IASI L1C Radiances

The radiance values are written as an integer N multiplied by a scale factor ($N \times 10^{-\text{scalefactor}}$). EUMETSAT has divided the IASI spectrum into five spectral regions and each region has a scale factor that is approximately proportional to the value of the radiance values in the region. Figure 1 shows the precision of the radiance values as a function of the wavenumber. We can clearly see that the decimal precision of the radiance values depends on the wavenumber and varies between 10^{-9} and 10^{-7} .

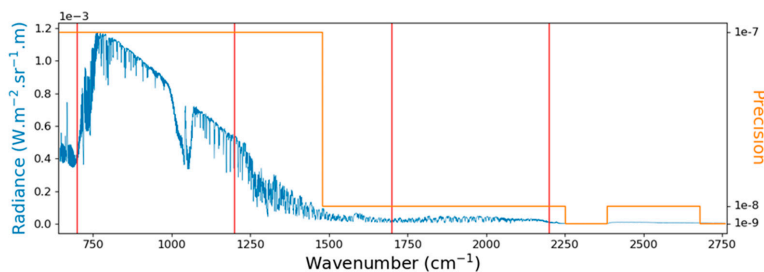


Figure 1. The Infrared Atmospheric Sounding Interferometer (IASI) typical radiance spectrum (left axis) superimposed with the precision used by the European organisation for the exploitation of METeorological SATellites (EUMETSAT) (right axis), making the precision of the radiance values dependent on the wavenumber. The vertical red lines are the wavenumbers at which the differences were computed.

To compare the reprocessed IASI-A radiance values and the operational ones (before reprocessing), we looked for one coincident observation per day in each dataset. Slight differences (of the order of 10^{-2} degrees) were found when comparing the latitudes and longitudes of coincident observations. For a proper comparison, the selected observations were the ones minimizing $(lat_{oper} - lat_{reproc})^2 + (lon_{oper} - lon_{reproc})^2$. By minimizing the difference between the operational and reprocessed latitudes and longitudes, we made sure that the observations selected in the operational and reprocessed datasets were the same.

The differences between the reprocessed and operational radiances were computed at four distinct wavenumbers (700, 1200, 1700, and 2200 cm^{-1}). Those wavenumbers were chosen because they are relevant in the study of atmospheric temperatures and humidity. The 700 and 2200 cm^{-1} spectral channels were used to retrieve temperature profiles from the CO_2 bands. The 1200 cm^{-1} channel is sensitive to the skin temperature and the 1700 cm^{-1} band falls in the middle of the water vapor continuum [16,25].

Table 1 lists the main updates of the L1C algorithm. The updates are due to an update of a parameter used as an input in the L1 Product Processing Facility (PPF) (noted as “param”) or by algorithm evolution inside the L1 PPF processor (“algo”). The IASI L1 PPF software version indicated in the table below is the version used for the operational IASI-A products (before reprocessing), and it is given for information, but is not linked to the change of parameters. The first reprocessed release

consists of one data record generated by version 8.0 of the EUMETSAT operational IASI processing chain and the most recent updated auxiliary files provided by the Centre National d'Etudes Spatiales (CNES), using the full orbit level 0 products retrieved from the EUMETSAT archive.

Table 1. List of IASI-A L1 processing updates.

Date	L1 Update	IASI L1 PPF Software Version
19 February 2009	Routine on-board radiometric calibration update	
12 May 2009	Routine scan mirror reflectivity update (param)	
18 May 2010	“Day-2 evolution” improvement of the spectral calibration (param+algo)	5.0.2
7 February 2011	Update of the spectral harmonization functions and routine scan mirror reflectivity update (param) → pixel 2 in line with the other pixels	5.1
20 April 2011	Routine on-board radiometric calibration update	
18 July 2012	Routine scan mirror reflectivity update (param)	
16 May 2013	Change of the Instrument Point Spread Function (IPSF) and internal geometrical offset between the sounder and the integrated imager (param)	6.2
28 August 2013	Routine on-board radiometric calibration update	6.5
16 September 2013	Routine scan mirror reflectivity update (param)	
17 June 2014	New change of the internal geometrical offset between the sounder and the integrated imager (param)	7.0
24 June 2015	Routine scan mirror reflectivity update (param)	
5 August 2015	Routine on-board radiometric calibration update (param)	7.3
7 February 2017	Routine scan mirror reflectivity update (param)	7.4

2.1.2. IASI L2 Temperatures

In the L2 operational product, IASI surface temperatures and profiles are computed for each IASI spectrum. There are three versions of the operational software used to retrieve IASI temperature profiles: from November 2007 to September 2010 (version 4), from September 2010 to September 2014 (version 5), and after September 2014 (version 6) [26,27]. Since version 6, IASI temperatures have been computed with the help of observations from two microwave instruments also onboard the Metop satellites: The Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU) and the Microwave Humidity Sounder (MHS).

In all versions, statistical retrieval is performed first. It is then used as a first guess for variational retrieval, by implementing the optimal estimation method (OEM) [28], where it is further refined. While the statistical retrieval can be applied in nearly all sky conditions, the OEM is only attempted in cloud-free conditions.

In this approach, IASI first-guess profiles are incorporated into a fast radiative transfer model to compute synthetic radiance spectra and Jacobians. The first-guess profiles are then iteratively improved to minimize the following cost function:

$$J = (x - x_a)^T S_x^{-1} (x - x_a) + (F(x) - y)^T S_y^{-1} (F(x) - y), \quad (1)$$

where x is the state vector, x_a is the a priori knowledge of the state vector and S_x is the associated covariance, y is the observation vector, $F(x)$ is the forward model, and S_y is the error covariance.

The difference between versions 4, 5, and 6 essentially reside in the configuration of the optimal estimation (channel selection, background, and observation error matrices), the radiative transfer model, the cloud mask, and the statistical method itself. A summary of the main evolution is presented hereafter. From version 5 onwards, the channel selection was designed to maximize the information content in the OEM through the application of principal components (PC) analysis, as well as to reduce the instrument noise. The radiative transfer was initially based on Radiative Transfer for IASI (RTIASI) [29] and implemented successive revisions of Radiative Transfer for TOVS (RTIASI) [30], until version 12. The background term was based on a static climatological average until version 5, and it has been an a priori variable since version 6, using the statistical inference of the first step. The background error is defined as the covariance of the differences between the first guess and ECMWF analysis. The observation error since version 5 has been the covariance of the differences

between the observed and simulated IASI radiance values, using the first guess as the input to RTTOV. Both are computed from a statistically large matchup (IASI observations and retrievals, ECMWF analysis) dataset. The basic principle of the first statistical retrieval is a linear regression between IASI observations and the atmospheric state vector, computed from a large and representative training set. Version 6 implements a higher level of sophistication: The linear relationship between IASI observations and geophysical parameters is searched in parts, in different observation classes resulting from k-mean unsupervised clustering. It also exploits adjacent pixels to take advantage of geophysical horizontal correlations. This forms the Piece-Wise Linear Regression-cube (PWLR³) algorithm, whose purpose is to ensure that a linear relationship is a good approximation of the actual relationship between the predictors (IASI radiance values in PCs) and the predictands (e.g., atmospheric profiles in PCs) [31].

The temperature profiles used in this study are a combination of retrievals obtained with the statistical method and the optimal estimation method (OEM), which uses the statistical method as a first guess. The OEM is only applicable in cloud-free scenes and the dataset is hence completed by statistical retrievals in cloudy pixels. The record is still heterogeneous at this stage, as a systematic reprocessing of the IASI L2 products has not yet been released. It is therefore composed of successive operational versions of the IASI L2 processor, including incremental algorithm improvements. The exploitation of microwave radiance values in synergy with IASI started at the end of September 2014, with the version 6 IASI L2 processor, which significantly improved the product yield and quality.

Version 4 and 5 temperature profiles are given at 90 pressure levels and version 6 temperature profiles are given at 101 pressure levels, following RTTOV evolution. Therefore, when we compared the EUMETSAT temperature profiles with ERA5, the IASI version 4 and 5 temperature profiles were linearly interpolated to the 101 pressure levels of IASI version 6.

Table 2 lists the main updates of the L2 algorithm.

Table 2. List of IASI L2 updates.

Date	L2 update	IASI L2 PPF Software Version
27 November 2007	Initial release of IASI/Metop-A L2	4.0
29 April 2008	Major changes in cloud coverage, surface temperature, and temperature profiles.	4.2
21 January 2009	Surface temperature only provided for cloud-free observations	4.3.2
14 September 2010	Improved T profiles, but available for fewer observations. From this version onwards, temperature profiles and surface temperatures are provided for the same observations. Increased number of cloud-free observations	5.0.6
2 December 2010	Temperature information is now also provided for cloudy pixels (more than half of the IASI observations now have this info.).	5.1
20 October 2011	Improved cloud screening for temperature retrieval. Changed radiative transfer model to RTTOV-10.	5.2.1
28 February 2012	Major change in the cloud detection algorithm, more stringent, resulting in a decrease of the number of cloud-free observations. Temperature information is now provided for observations with a cloud coverage below 25%	
8 March 2013	Initial release of IASI/Metop-B L2	
30 September 2014	Major update in the processing algorithm, improved all-sky retrievals with statistical algorithm upgrades, and synergistic exploitation of IASI with AMSU/MHS. Provision of full retrieval error covariance after OEM. Simplified cloudiness summary	6.0.5
24 September 2015	Updates to the surface temperature algorithms, biases in land surface temperature reduced.	6.1.1
2 June 2016	PWLR exploits information in adjacent channels and becomes PWLR ³ . + finer atmospheric clustering. Important improvements to the temperature retrieval algorithms	6.2.2
20 June 2017	Enhancements to other IASI L2 products and auxiliary information (CO, SST flags, dust flags ...)	6.3.2
11 April 2018	Updated CO ₂ assumptions to contemporary values in OEM, bias in tropospheric temperature reduced.	6.4

2.2. ERA5 Temperature Product

ERA5 is the latest ECMWF reanalysis [24,32,33]. ERA5 provides hourly estimates of a large number of atmospheric, land, and oceanic climate variables. It is produced using 4D-Var data assimilation as part of the ECMWF Integrated Forecast System (IFS), with 137 hybrid sigma/pressure levels from

the surface up to 0.01 hPa (80 km). Atmospheric data, such as the temperature profile, are available and interpolated at 37 pressure levels. The IFS is coupled to a land and ocean model, providing the temperature at the surface (e.g., skin and sea surface temperature [34,35]). ERA5 assimilates high spectral resolution infrared radiances from the IASI-A and IASI-B instruments, AIRS on Aqua, and CrIs from S-NPP and NOAA-20, with IASI being the most significant contributor to error reduction for global NWP in the infrared region [36].

ERA5 hourly temperatures are given on a $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ latitude-longitude grid. For the comparison with IASI temperatures, ERA5 temperatures were linearly interpolated to the latitudes, longitudes, and time of IASI observations. The temperature profiles were interpolated to the pressure levels of IASI version 6. Interpolating IASI temperatures to ERA5 pressure levels does not significantly change the results.

3. Results

L1C and L2 updates are systematically shown in the figures with vertical dashed lines. Depending on whether L1C or L2 is discussed, only the corresponding updates are shown.

3.1. Comparison of Operational and Reprocessed L1C Radiance Values

The differences between the reprocessed and operational radiance values were computed at four selected wavenumbers (700, 1200, 1700, and 2200 cm^{-1}) and for four $1^\circ \times 1^\circ$ regions with various latitudes/longitudes and characteristics (forest, ocean, land, and ice):

- Amazon rainforest (AMA): 3° S to 2° S , 65° W to 64° W ;
- Indian Ocean (OCE): 28° S to 27° S , 72° E to 73° E ;
- Western Europe (EUR): 47° N to 48° N , 5° E to 6° E ;
- Greenland (GRO): 72° N to 73° N , 43° W to 42° E .

The differences were computed with respect to the Field of Regard (FoR), which ranges from 1 to 30 (1 at the beginning of the scan, 15–16 around the nadir, and 30 at the end of the scan). Each FoR contains four Fields of View (FoV) called pixels.

The observations (date, latitude, longitude, FoR, and four radiance values at 700, 1200, 1700, and 2200 cm^{-1}) of each region were selected and then compared by FoR. If a daily file did not contain any observation of the region with a pixel in the right FoR, the difference for this day, region, and FoR was set to Not a Number (NaN).

Figure 2 shows the differences between the reprocessed (R_{reproc}) and operational radiance values (R_{oper}) in Greenland for the eighth FoR, taken as an example, since IASI has more overpasses close to the poles. Other regions and FoR (not shown here) exhibit similar differences.

Separating day and night observations does not change the result of the comparison and therefore, we mixed both day and night observations in this study.

The differences are all factors of 10^{-7} (at 700 and 1200 cm^{-1}) or 10^{-8} (at 1700 and 2200 cm^{-1}), which means that the differences have the same order of magnitude as the precision of the radiance values. At all wavenumbers, the differences are larger before 2014. After 2014, there are still a few differences, but they are less frequent and not as large.

In order to check the differences of radiances as a function of FoR, monthly means were computed for each FoR group. Standard deviations of the differences (not shown) have more or less the same value as the mean and the same general evolution. Figure 3 shows the mean of the differences for all FoR groups in the four regions. The differences are shown as percentages of the reprocessed radiance values.

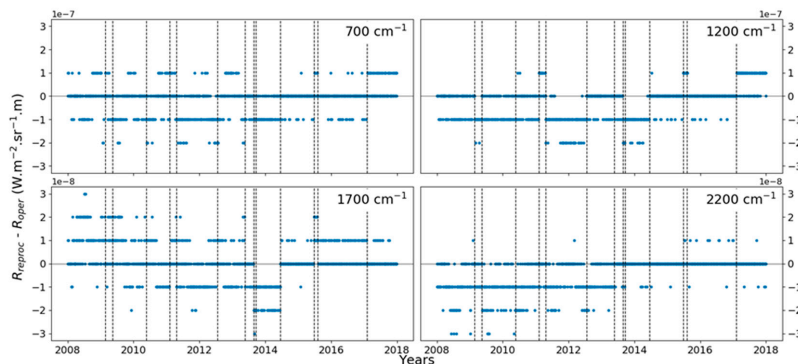


Figure 2. Example of differences between the reprocessed and operational radiance values in Greenland at 700, 1200, 1700, and 2200 cm^{-1} for the eighth FoR, as an example. Vertical dashed lines correspond to LIC updates (see Table 1).

Several changes in the differences appear in the four regions and at the four wavenumbers (they are not visible at 2200 cm^{-1} because the color scale is too large, but reducing it makes the changes visible):

- A slight increase (at 700 and 1200 cm^{-1}) or decrease (at 1700 cm^{-1}) of positive differences in February 2017. After an investigation, we discovered that these differences are associated with the version 7.4 update (routine scan mirror reflectivity update);
- Positive differences in January 2011–April 2011 and in June 2015–July 2015 at all FoRs;
- Negative differences in May 2011–July 2012 and in August 2013–June 2014. The differences are larger at small FoRs.

At 1200 cm^{-1} , the differences are much larger in Greenland than in other regions. This is due to the fact that outgoing infrared radiance values are smaller over cold surfaces. Furthermore, a main contributor to the differences between operational and reprocessed radiance values at 1200 cm^{-1} is the scan mirror reflectivity correction used for L1 processing (Table 1). This correction has a higher impact for small FoRs, between 1000 and 1200 cm^{-1} , and for very hot or very cold scene temperatures, as is the case for Greenland.

Other changes are visible at only one wavenumber:

- At 700 cm^{-1} : Large positive and negative differences ($\pm 0.03\%$, negative at both ends of the scan, positive in the middle) until 2013 in the tropical regions (AMA + OCE). In Greenland and to a lesser extent in Europe, there are seasonal variations of negative and positive differences. The differences decrease after 2013 because of a second change of the Instrument Point Spread Function (IPSF) (see Table 1);
- At 1200 cm^{-1} : Small negative differences ($\sim 0.02\%$) until a decrease in 2010 (improvement of the spectral calibration). Very small differences after 2010. At this wavenumber, differences are larger in Greenland ($\sim 0.05\%$) than in the other regions;
- At 1700 cm^{-1} : Mostly positive differences before 2013 ($\sim 0.2\%$). After 2013, differences are still positive, but a lot smaller. There are seasonal variations in Greenland between 2010 and 2013;
- At 2200 cm^{-1} : Large negative differences before 2013 ($\sim 0.5\%$), and very small differences afterwards.

In the four regions studied, the surface type does not seem to have an impact on the differences. However, the differences are influenced by the latitude (seasonal variations of the differences at high latitudes at 700 and 1700 cm^{-1}).

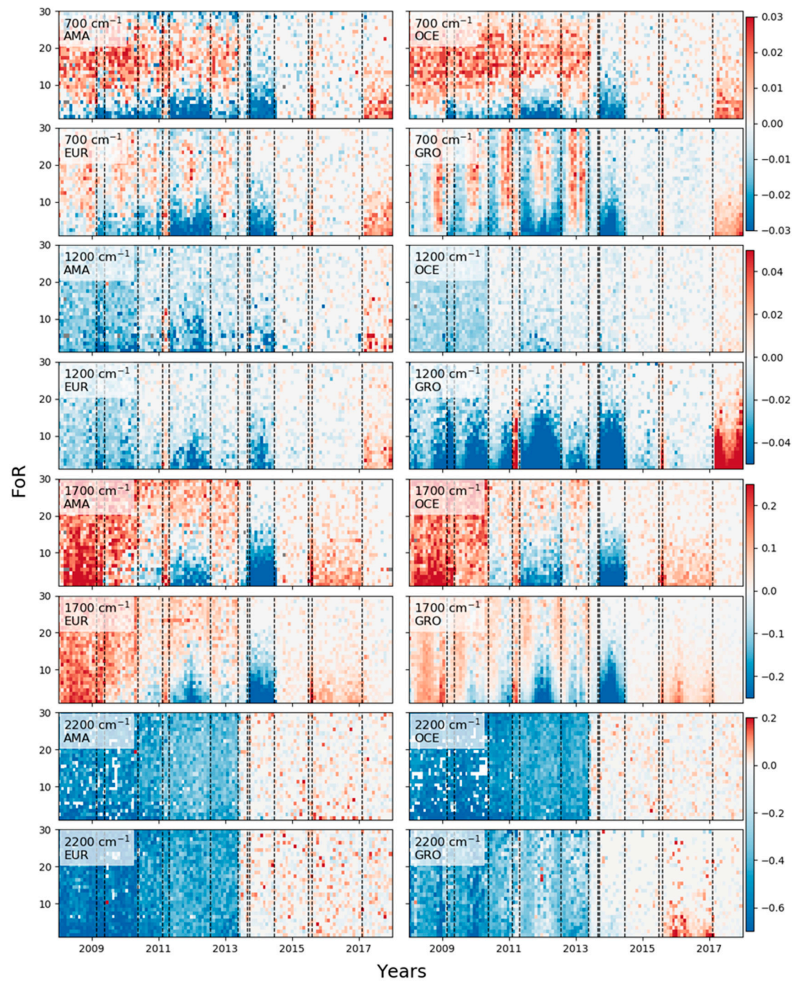


Figure 3. Evolution of the differences $R_{\text{reproc}} - R_{\text{oper}}$ as a function of the Field of Regard (FoR) in the Amazon rainforest (AMA), Western Europe (EUR), the Indian Ocean (OCE), and Greenland (GRO) at 700, 1200, 1700, and 2200 cm^{-1} . The differences are shown as a percentage of the reprocessed L1C. Gray pixels correspond to no data with the right FoR. The vertical dashed lines correspond to L1 processing updates. Note that the color bar limits are different for each wavenumber.

In terms of the brightness temperature, the L1C differences correspond to differences of ~ 0.015 K at 700 and 1200 cm^{-1} , ~ 0.04 K at 1700 cm^{-1} , and ~ 0.1 K at 2200 cm^{-1} when the differences are the largest.

The sign of the differences can vary between one channel and its neighboring channel, but the absolute value does not change.

3.2. Comparison of L2 IASI and ERA5 Temperatures

The differences between IASI and ERA5 temperatures were computed at several pressure levels and averaged in 30° latitude bands (all of the daily observations were taken into account for the

computation of the mean). IASI radiance values are assimilated in ERA5, but its assimilation system uses many other satellite data in the same and other spectral ranges, as well as ground-based observational data that it adjusts to, making the ERA5 and IASI temperatures relatively independent.

In Figures 4–7, those differences are plotted in orange for latitude bands in the Northern Hemisphere and in blue for those in the Southern Hemisphere for both Metop A (in dark colors) and Metop B (in lighter colors).

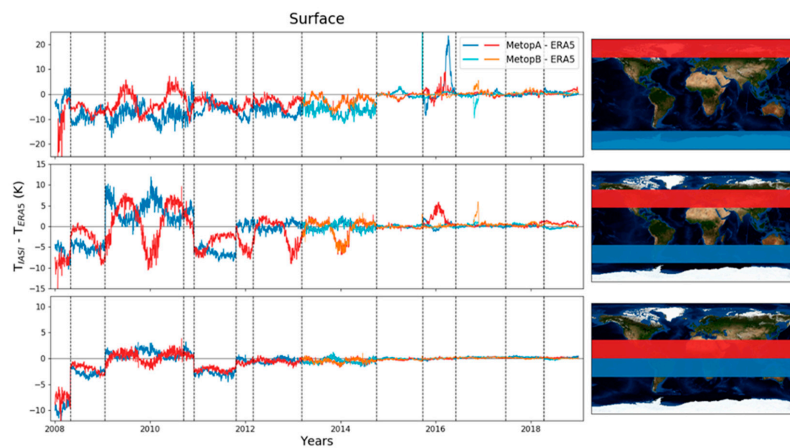


Figure 4. Differences between IASI-A and ERA5 (in dark colors), and IASI-B and ERA5 (in lighter colors) for surface temperature at the poles, mid latitudes, and equator. Differences in the Northern Hemisphere are plotted in red/orange and differences in the Southern Hemisphere are plotted in blue. The vertical dashed lines correspond to L2 updates. Note that the y-axis limits for each latitude band are different.

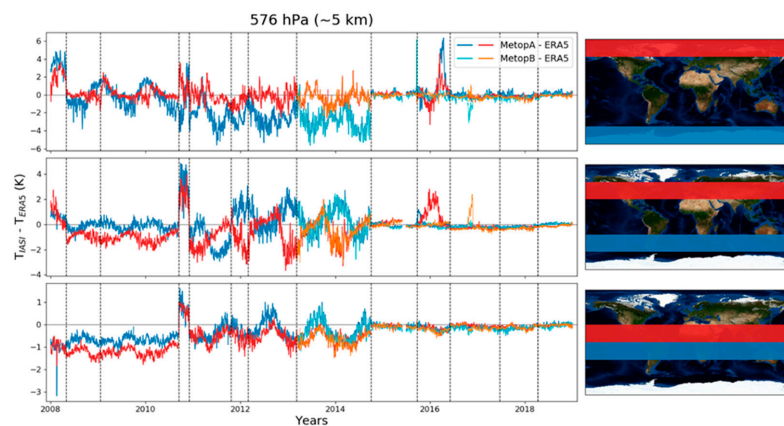


Figure 5. Differences between the IASI and ERA5 temperature at 576 hPa for Metop-A and Metop-B at the poles, mid latitudes, and equator. Note that the y-axis limit is different for the different latitude bands. The vertical dashed lines correspond to L2 updates.

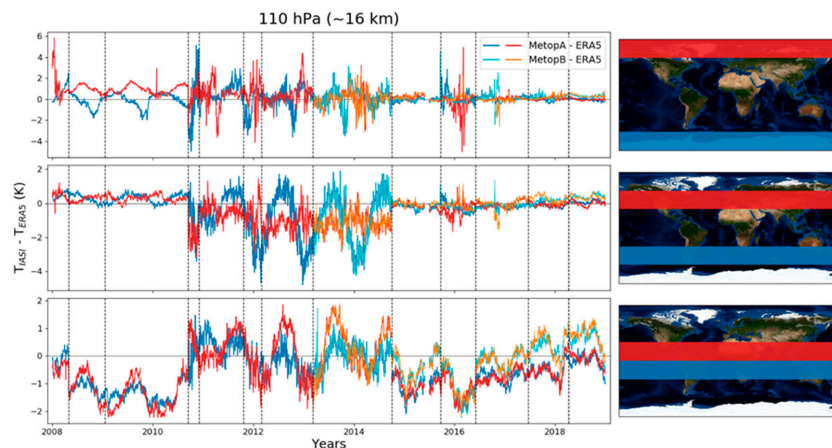


Figure 6. Differences between the IASI and ERA5 temperature at 110 hPa for Metop-A and Metop-B at the poles, mid latitudes, and equator. Note that the y-axis limit is different for the different latitude bands. The vertical dashed lines correspond to L2 updates.

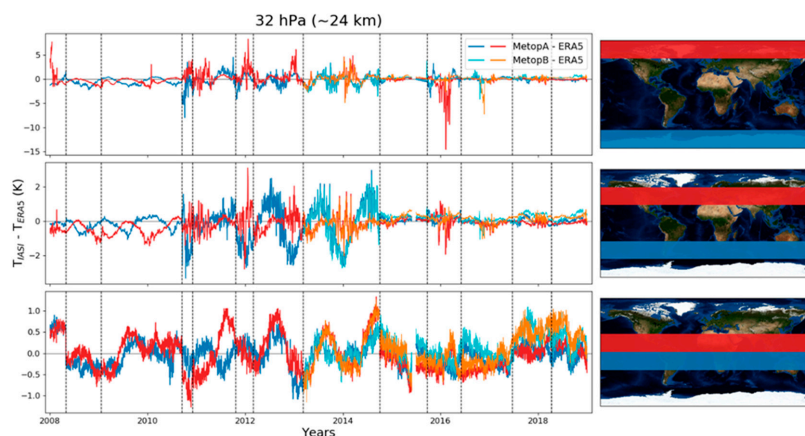


Figure 7. Differences between the IASI and ERA5 temperature at 32 hPa for Metop-A and Metop-B at the poles, mid latitudes, and equator. Note that the y-axis limit is different for the different latitude bands. The vertical dashed lines correspond to L2 updates.

At the surface (Figure 4), differences are very large at the beginning of the IASI time series, especially for latitudes larger than 80° N. After an update in 2008 (major changes in cloud coverage, surface temperature, and temperature profiles), the differences decrease at the North Pole (~ 10 K after 2008) and at the equator (less than 5 K), but they are still quite large. In October 2011, improved cloud screening improves temperature retrievals and differences decrease significantly in the Tropics and mid-latitudes (with seasonal variations in the Northern Hemisphere). In September 2014, the differences decrease again and they are very small afterwards. The change corresponds to a major update in the processing algorithm with the arrival of a new IASI L2 processor. There are a few months in late 2015/early 2016 where the differences between ERA5 and IASI-A increase at mid-latitudes and the

poles. In May 2016, an important improvement to the temperature retrieval algorithms reduces the large differences observed. The same thing happens for IASI-B temperatures in late 2016.

Comparing land temperatures and sea temperatures separately (not shown here) shows larger differences and seasonal variations over land (positive differences in summer and slightly negative differences in winter). However, the general pattern and temperature difference “jumps” seen in Figure 4 are also detected over both land and sea.

To check how IASI compares to ERA5 at different altitudes in the atmosphere, in Figures 5–7, we show the differences between IASI-A and B and ERA5 at 5, 16, and 24 km. In general, differences in temperature are smaller in the atmosphere than at the surface, since at the surface, land properties (emissivity, water content, land use, etc.) play a role in determining Earth’s skin temperature and diurnal and seasonal variations in the solar zenith/elevation angle are more important.

At 5 km (Figure 5), there are differences of the order of 1 to 2 K on average at mid-latitudes and the equator until September 2014. At the poles, the differences are larger (~4 K). At mid-latitudes, larger differences are observed between September and December 2010, due to updates related to cloudy pixels. After the update of September 2014, the differences are much smaller, except in early 2016 for IASI-A and in late 2016 for IASI-B at the mid-latitudes and poles. The larger deviation with IASI-B at the end of 2016 is related to the degradation and loss of AMSU channel 15. In the absence of fully valid microwave data, the retrievals were only performed in IR (i.e., with IASI only). The product quality and yield were recovered after reconfiguration of the MW+IR mode, excluding AMSU channel 15 of Metop-B.

At 16 km (Figure 6), the differences are quite small until 2010 and they do not vary much at mid-latitudes and the poles. During the same period, differences are larger at the equator (~1 or 2 K). Between 2010 and 2014, differences are larger at all latitudes and there are important seasonal variations of the differences, especially at the equator (positive differences in July–August, negative in January–February) and between 30° S and 60° S (negative differences in summer and positive in winter). After the update of September 2014, differences are a lot smaller (except at the beginning of 2016) at mid-latitudes and the poles. At the equator, the differences are still quite large after 2014. This may be due to the fact that the vertical precision of ERA5 temperature profiles is not high enough to accurately describe the change of the temperature gradient at the tropopause.

There are also slight differences between IASI-A and IASI-B temperatures after 2017 at mid-latitudes and after 2014 at the equator (~0.5 at midlatitudes and ~1 K at the equator).

At 24 km (Figure 7), differences are quite small (~1 K) until 2010 at mid-latitudes and the poles. Between 2010 and 2014, they are larger, with seasonal variations, and after 2014, the differences are very small (except 2016). At the equator, the differences are small during the whole 2008–2018 period and the algorithm updates do not seem to have an effect on how they change.

In general, the differences between ERA5 and IASI are larger at the poles than at lower latitudes. This may be due to the presence of ice at the poles and, as such, emissivity problems, especially when interpolating icy pixels with non-icy ones.

Figures 5–7 clearly demonstrate the effect of the changes introduced by the continuous improvement of the operational retrieval algorithm on the retrieved temperature profiles. For any further climate analyses of the IASI L2 temperatures, reprocessing of the operational data is mandatory.

4. Discussion

Relatively little has been done to generate systematic homogenous records for climate variables with IASI, although the spectral signature of climate variability has been studied for similar instruments (e.g., AIRS [4,37]). The Level 1C radiance values have recently been reprocessed with the latest version of the algorithm by EUMETSAT, but a consistent reprocessing of the Level 2 temperature and humidity series from IASI has not yet been released. This complicates the construction of a homogeneous temperature data record from IASI. This work aimed to show the large, yet undocumented, effects of the different updates that have taken place for both radiance values and temperature.

We note that ERA5 assimilates IASI L1C operational radiance values. This means that the ERA5 temperatures are impacted by the non-homogeneity in the radiance values record. The ECMWF bias correction system [38] and assimilation of data from other instruments significantly reduce this impact, but do not completely eliminate it. This issue is not taken into account in the comparison of IASI L2 and ERA5 temperatures shown in this work, but the order of magnitude of the temperatures (10^2 K) is much larger than the L1C changes (up to 0.1 K), so it is assumed that it is not impacted by it.

Clearly, the archived temperature record of IASI as it is now does not allow the construction of climate trends, and care should be taken when using temperature data as an input in algorithms for trace gas concentration retrieval, for which the temperature is needed [22].

5. Conclusions

In this study, we first compared IASI's reprocessed radiance values with the operational ones, and showed that there are differences of 0.02% in the reprocessed radiance values at 700 and 1200 cm^{-1} , 0.2% at 1700 cm^{-1} , and 0.5% at 2200 cm^{-1} . In terms of the brightness temperature, these differences correspond to 0.02, 0.04, and 0.1 K, respectively. In all of the regions studied, these differences are found to decrease after two updates from EUMETSAT: At 700 and 2200 cm^{-1} , the 2013 change of IPSF has the most impact on the evolution of the differences. At 1200 and 1700 cm^{-1} , most of the decrease is due to the 2010 improvement of the spectral calibration. After February 2017, we identified differences at 700 and 1200 cm^{-1} between the operational and the reprocessed dataset that originated in a reprocessing configuration error. Until the reprocessed record is consolidated through 2017, L1C users of IASI-A are recommended to use the reprocessed radiance values from October 2007 to January 2017 and then the operational radiance values from February 2017 onwards.

We then compared the currently available temperature record from the operational EUMETSAT release for IASI-A and B with that of ERA5. We showed that two algorithm updates in December 2010 (changes in the cloud processing) and September 2014 (new IASI L2 processor) have had the largest impact on the temperatures. After 2014, the differences between IASI and ERA5 temperatures were small.

All of the lessons learned during the lifetime of the IASI mission will also help researchers to better prepare and exploit its successor—IASI-NG [39,40]—which will be launched on the Metop-SG program after 2023. Reprocessing IASI L2 data will allow us to have a 35-year homogeneous time series, with IASI and IASI-NG combined.

Author Contributions: M.B. performed the comparison and wrote the article with comments from the co-authors. S.S. wrote Section 2.2. J.H.-L. provided information about L1C data and S.W. and L.C. provided the reader for L1C data. M.D.-B., D.C. and E.J. helped understand L1C changes. T.A. provided information about how L2 are computed and helped interpret the jumps in data. This work was supervised by C.C. and S.S. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Funding: This project has received funding from the European Research Council (ERC) under the European Union's Horizon 2020 and innovation programme (grant agreement No 742909, IASI-FT advanced ERC grant). The authors acknowledge the Aeris data infrastructure (<https://www.aeris-data.fr/>) for providing access to the IASI Level 1C data and Level 2 temperature data used in this study.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest.

References

1. GCOS. *Report of the Twenty-Fifth Session of the Wmo-Ioc-Unep-Icsu Steering Committee for Gcos*, World Meteorological Organization; GCOS: Geneva, Switzerland, 2017.
2. Tett, S.; Jones, G.S.; Stott, P.; Hill, D.C.; Mitchell, J.F.B.; Allen, M.R.; Ingram, W.J.; Johns, T.C.; Johnson, C.E.; Jones, A.; et al. Estimation of natural and anthropogenic contributions to twentieth century temperature change. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2002**, *107*, 10–24. [CrossRef]
3. Santer, B.D.; Solomon, S.; Wentz, F.J.; Fu, Q.; Po-Chedley, S.; Mears, C.; Painter, J.F.; Bonfils, C.J.W. Tropospheric Warming Over The Past Two Decades. *Sci. Rep.* **2017**, *7*, 2336. [CrossRef] [PubMed]

4. Susskind, J.; Schmidt, G.A.; Lee, J.N.; Iredell, L. Recent global warming as confirmed by AIRS. *Environ. Res. Lett.* **2019**, *14*. [[CrossRef](#)]
5. Shanbaum, C. *Intergovernmental Panel on Climate Change Fifth Assessment Report: Climate Change*; IPCC: Geneva, Switzerland, 2014.
6. Aquila, V.; Swartz, W.H.; Waugh, D.W.; Colarco, P.R.; Pawson, S.; Polvani, L.M.; Stolarski, R.S. Isolating the roles of different forcing agents in global stratospheric temperature changes using model integrations with incrementally added single forcings. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2016**, *121*, 8067–8082. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
7. Ramaswamy, V.; Chanin, M.-L.; Angell, J.; Barnett, J.; Gaffen, D.; Gelman, M.; Keckhut, P.; Koshelev, Y.; Labitzke, K.; Lin, J.-J.R.; et al. Stratospheric temperature trends: Observations and model simulations. *Rev. Geophys.* **2001**, *39*, 71–122. [[CrossRef](#)]
8. Shine, K.P.; Bourqui, M.S.; Forster, P.M.; Hare, S.H.E.; Langematz, U.; Braesicke, P.; Grewe, V.; Ponater, M.; Schnadt, C.; Smith, C.A.; et al. A comparison of model-simulated trends in stratospheric temperatures. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **2003**, *129*, 1565–1588. [[CrossRef](#)]
9. Thompson, D.W.J.; Seidel, D.J.; Randel, W.; Zou, C.-Z.; Butler, A.H.; Mears, C.A.; Ossó, A.; Long, C.; Lin, R. The mystery of recent stratospheric temperature trends. *Nature* **2012**, *491*, 692–697. [[CrossRef](#)]
10. Seidel, D.J.; Berger, F.H.; Immler, F.; Sommer, M.; Vömel, H.; Diamond, H.J.; Dykema, J.; Goodrich, D.E.; Murray, W.; Peterson, T.; et al. Reference Upper-Air Observations for Climate: Rationale, Progress, and Plans. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2009**, *90*, 361–369. [[CrossRef](#)]
11. Li, J.; Wang, M.-H.; Ho, Y.-S. Trends in research on global climate change: A Science Citation Index Expanded-based analysis. *Glob. Planet. Chang.* **2011**, *77*, 13–20. [[CrossRef](#)]
12. Yang, J.; Gong, P.; Fu, R.; Zhang, M.; Chen, J.; Liang, S.; Xu, B.; Shi, J.; Dickinson, R. The role of satellite remote sensing in climate change studies. *Nat. Clim. Chang.* **2013**, *3*, 875–883. [[CrossRef](#)]
13. Zou, C.-Z.; Qian, H.; Wang, W.; Wang, L.; Long, C. Recalibration and merging of SSU observations for stratospheric temperature trend studies. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2014**, *119*, 13–180. [[CrossRef](#)]
14. Seidel, D.J.; Li, J.; Mears, C.A.; Moradi, I.; Nash, J.; Randel, W.; Saunders, R.; Thompson, D.W.; Zou, C.-Z. Stratospheric temperature changes during the satellite era. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2016**, *121*, 664–681. [[CrossRef](#)]
15. Hilton, F.; Armante, R.; August, T.; Barnet, C.; Bouchard, A.; Camy-Peyret, C.; Capelle, V.; Clarisse, L.; Clerbaux, C.; Coheur, P.-F.; et al. Hyperspectral Earth Observation from IASI: Five Years of Accomplishments. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2012**, *93*, 347–370. [[CrossRef](#)]
16. Clerbaux, C.; Boynard, A.; Clarisse, L.; George, M.; Hadji-Lazaro, J.; Herbin, H.; Hurtmans, D.; Pommier, M.; Razavi, A.; Turquety, S.; et al. Monitoring of atmospheric composition using the thermal infrared IASI/MetOp sounder. *Atmos. Chem. Phys.* **2009**, *9*, 6041–6054. [[CrossRef](#)]
17. Clarisse, L.; R'Honi, Y.; Coheur, P.-F.; Hurtmans, D.; Clerbaux, C. Thermal infrared nadir observations of 24 atmospheric gases. *Geophys. Res. Lett.* **2011**, *38*, 38. [[CrossRef](#)]
18. Goldberg, M.; Ohring, G.; Butler, J.; Cao, C.; Datla, R.; Doelling, D.; Gärtner, V.; Hewison, T.; Iacovazzi, B.; Kim, D.; et al. The Global Space-Based Inter-Calibration System. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2011**, *92*, 467–475. [[CrossRef](#)]
19. Boynard, A.; Hurtmans, D.; Garane, K.; Goutail, F.; Hadji-Lazaro, J.; Koukouli, M.; Wespes, C.; Vigouroux, C.; Keppens, A.; Pommereau, J.-P.; et al. Validation of the IASI FORLI/EUMETSAT ozone products using satellite (GOME-2), ground-based (Brewer–Dobson, SAOZ, FTIR) and ozonesonde measurements. *Atmos. Meas. Tech.* **2018**, *11*, 5125–5152. [[CrossRef](#)]
20. EUMETSAT. *IASI L2 Metop-B—Validation Report*; EUMETSAT: Darmstadt, Germany, 2013.
21. George, M.; Clerbaux, C.; Bouarar, I.; Coheur, P.-F.; Deeter, M.; Edwards, D.P.; Francis, G.; Gille, J.C.; Hadji-Lazaro, J.; Hurtmans, D.; et al. An examination of the long-term CO records from MOPITT and IASI: Comparison of retrieval methodology. *Atmos. Meas. Tech.* **2015**, *8*, 4313–4328. [[CrossRef](#)]
22. Van Damme, M.; Whitburn, S.; Clarisse, L.; Clerbaux, C.; Hurtmans, D.; Coheur, P.-F. Version 2 of the IASI NH₃ neural network retrieval algorithm: Near-real-time and reanalysed datasets. *Atmos. Meas. Tech.* **2017**, *10*, 4905–4914. [[CrossRef](#)]
23. EUMETSAT. *IASI Level 1C Climate Data Record Release 1—Metop-A*; EUMETSAT: Darmstadt, Germany, 2018. [[CrossRef](#)]
24. Hersbach, H.; Dee, D. Era5 Reanalysis Is in Production, Ecmwf Newsletter. Available online: <https://www.ecmwf.int/en/newsletter/147/news/era5-reanalysis-production> (accessed on 31 August 2019).

25. Collard, A.D. Selection of IASI channels for use in numerical weather prediction. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **2007**, *133*, 1977–1991. [\[CrossRef\]](#)
26. Schlüssel, P.; Hultberg, T.H.; Phillips, P.L.; August, T.; Calbet, X. The operational IASI Level 2 processor. *Adv. Space Res.* **2005**, *36*, 982–988. [\[CrossRef\]](#)
27. August, T.; Klaes, D.; Schlüssel, P.; Hultberg, T.; Crapeau, M.; Arriaga, A.; O’Carroll, A.; Coppens, D.; Munro, R.; Calbet, X. IASI on Metop-A: Operational Level 2 retrievals after five years in orbit. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.* **2012**, *113*, 1340–1371. [\[CrossRef\]](#)
28. Rodgers, C.D. *Inverse Methods for Atmospheric Sounding—Theory and Practice*; World Scientific Publishing: London, UK, 2000.
29. Matricardi, M. RTIASI-4, a new version of the ECMWF fast radiative transfer model for infrared atmospheric sounding interferometer. *ECMWF Tech. Memo.* **2003**, *425*, 63.
30. Saunders, R.W.; Hocking, J.; Turner, E.; Rayer, P.; Rundle, D.; Brunel, P.; Vidot, J.; Roquet, P.; Matricardi, M.; Geer, A.; et al. An update on the RTTOV fast radiative transfer model (currently at version 12). *Geosci. Model Dev.* **2018**, *11*, 2717–2737. [\[CrossRef\]](#)
31. EUMETSAT. *IASI Level 2: Product Guide*; EUMETSAT: Darmstadt, Germany, 2017.
32. Hersbach, H.; De Rosnay, P.; Bell, B.; Schepers, D.; Simmons, A.; Soci, C.; Abdalla, S.; Alonso-Balmaseda, M.; Balsamo, G.; Bechtold, P.; et al. Operational Global Reanalysis: Progress, Future Directions and Synergies with Nwp, Era5 Report Series. Available online: <https://www.ecmwf.int/en/elibrary/18765-operational-global-reanalysis-progress-future-directions-and-synergies-nwp> (accessed on 31 August 2019).
33. Copernicus Climate Change Service (c3s): Era5: Fifth Generation of Ecmwf Atmospheric Reanalyses of the Global Climate. Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (c3s). Available online: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home> (accessed on 31 August 2019).
34. ECMWF. *IFS DOCUMENTATION—CY43R1. Part IV: Physical Processes*; ECMWF: Reading, UK, 22 November 2016.
35. McLaren, A.; Fiedler, E.; Roberts-Jones, J.; Martin, M.; Mao, C.; Good, S. Quality Information Document Global Ocean OSTIA Near Real Time Level 4 Sea Surface Temperature Product SSTGLO-SST-L4-NRT-OBSERVATIONS-010-001, EU Copernicus Marine Service. 2016. Available online: <https://resources.marine.copernicus.eu/documents/QUID/CMEMS-OSI-QUID-010-001.pdf> (accessed on 24 July 2020).
36. Bormann, N.; Bonavita, M.; Dragani, R.; Eresmaa, R.; Matricardi, M.; McNally, A. Enhancing the impact of IASI observations through an updated observation-error covariance matrix. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **2016**, *142*, 1767–1780. [\[CrossRef\]](#)
37. Brindley, H.; Bantges, R.J. The Spectral Signature of Recent Climate Change. *Curr. Clim. Chang. Rep.* **2016**, *2*, 112–126. [\[CrossRef\]](#)
38. Dee, D.; Uppala, S. Variational bias correction of satellite radiance data in the ERA-Interim reanalysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **2009**, *135*, 1830–1841. [\[CrossRef\]](#)
39. Clerbaux, C.; Crevoisier, C. New Directions: Infrared remote sensing of the troposphere from satellite: Less, but better. *Atmos. Environ.* **2013**, *72*, 24–26. [\[CrossRef\]](#)
40. Crevoisier, C.; Clerbaux, C.; Guidard, V.; Phulpin, T.; Armante, R.; Barret, B.; Camy-Peyret, C.; Chaboureaud, J.-P.; Coheur, P.-F.; Crépeau, L.; et al. Towards IASI-New Generation (IASI-NG): Impact of improved spectral resolution and radiometric noise on the retrieval of thermodynamic, chemistry and climate variables. *Atmos. Meas. Tech.* **2014**, *7*, 4367–4385. [\[CrossRef\]](#)



© 2020 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

Annexe B

Liste des canaux sélectionnés

ANNEXE B. LISTE DES CANAUX SÉLECTIONNÉS

Canaux	Nombres d'onde	Canaux	Nombres d'onde	Canaux	Nombres d'onde
15	648.50	199	694.50	313	723.00
16	648.75	200	694.75	314	723.25
70	662.25	202	695.25	319	724.50
71	662.50	205	696.00	320	724.75
72	662.75	206	696.25	321	725.00
73	663.00	207	696.50	325	726.00
86	666.25	211	697.50	326	726.25
87	666.50	212	697.75	327	726.50
88	666.75	213	698.00	329	727.00
89	667.00	216	698.75	331	727.50
90	667.25	217	699.00	332	727.75
91	667.50	218	699.25	333	728.00
92	667.75	219	699.50	337	729.00
93	668.00	220	699.75	338	729.25
94	668.25	222	700.25	339	729.50
95	668.50	223	700.50	343	730.50
96	668.75	224	700.75	344	730.75
97	669.00	225	701.00	345	731.00
98	669.25	226	701.25	346	731.25
99	669.50	229	702.00	348	731.75
100	669.75	230	702.25	349	732.00
104	670.75	231	702.50	350	732.25
105	671.00	232	702.75	351	732.50
109	672.00	233	703.00	352	732.75
119	674.50	236	703.75	354	733.25
122	675.25	237	704.00	355	733.50
124	675.75	238	704.25	356	733.75
125	676.00	239	704.50	357	734.00
126	676.25	242	705.25	358	734.25
128	676.75	243	705.50	362	735.25
129	677.00	244	705.75	363	735.50
131	677.50	245	706.00	364	735.75
132	677.75	246	706.25	368	736.75
134	678.25	249	707.00	369	737.00
135	678.50	250	707.25	370	737.25
137	679.00	252	707.75	372	737.75
138	679.25	253	708.00	374	738.25
141	680.00	255	708.50	375	738.50
142	680.25	256	708.75	376	738.75
144	680.75	258	709.25	378	739.25
145	681.00	259	709.50	380	739.75
147	681.50	261	710.00	381	740.00
148	681.75	262	710.25	382	740.25
150	682.25	264	710.75	385	741.00

Canaux	Nombres d'onde	Canaux	Nombres d'onde	Canaux	Nombres d'onde
151	682.50	265	711.00	386	741.25
153	683.00	266	711.25	387	741.50
154	683.25	267	711.50	389	742.00
155	683.50	268	711.75	393	743.00
157	684.00	271	712.50	394	743.25
160	684.75	272	712.75	398	744.25
161	685.00	273	713.00	399	744.50
163	685.50	274	713.25	400	744.75
164	685.75	275	713.50	401	745.00
166	686.25	278	714.25	405	746.00
167	686.50	279	714.50	406	746.25
168	686.75	280	714.75	407	746.50
170	687.25	281	715.00	411	747.50
171	687.50	284	715.75	412	747.75
172	687.75	285	716.00	417	749.00
173	688.00	286	716.25	418	749.25
174	688.25	287	716.50	428	751.75
176	688.75	290	717.25	438	754.25
177	689.00	291	717.50	439	754.50
179	689.50	292	717.75	6204	2195.75
180	689.75	293	718.00	6209	2197.00
181	690.00	296	718.75	6211	2197.50
183	690.50	297	719.00	6213	2198.00
185	691.00	299	719.50	6229	2202.00
186	691.25	300	719.75	6231	2202.50
187	691.50	301	720.00	6237	2204.00
189	692.00	302	720.25	6238	2204.25
192	692.75	303	720.50	6249	2207.00
193	693.00	304	720.75	6250	2207.25
194	693.25	306	721.25	6253	2208.00
195	693.50	308	721.75	6254	2208.25
196	693.75	309	722.00	6261	2210.00
198	694.25	312	722.75	6265	2211.00

TABLE B.1 – Liste des canaux sélectionnés pour le calcul des températures.

Annexe C

Deuxième article

Time evolution of temperature profiles
retrieved from 13 years of IASI data
using an artificial neural network

<https://doi.org/10.5194/amt-2021-302>
Preprint. Discussion started: 27 October 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



Time evolution of temperature profiles retrieved from 13 years of IASI data using an artificial neural network

Marie Bouillon¹, Sarah Safieddine¹, Simon Whitburn², Lieven Clarisse², Filipe Aires³, Victor Pellet³, Olivier Lezeaux⁴, Noëlle A. Scott⁵, Marie Doutriaux-Boucher⁶, Cathy Clerbaux^{1,2}

- 5 ¹LATMOS/IPSL, Sorbonne Université/UVSQ/CNRS, Paris, France
²Spectroscopy, Quantum Chemistry and Atmospheric Remote Sensing (SQUARES), Université Libre de Bruxelles (ULB), Brussels, Belgium
³LERMA, CNRS, Paris, France
⁴SPASCIA, Ramonville-Saint-Agne, France
10 ⁵Laboratoire de Météorologie Dynamique, IPSL/CNRS/Ecole Polytechnique/Université Paris-Saclay, Palaiseau, France
⁶European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites, Darmstadt, Germany

Correspondence to: Marie Bouillon (marie.bouillon@latmos.ipsl.fr)

Abstract. The three IASI instruments, launched in 2006, 2012, and 2018, are key instruments to weather forecasting, and most meteorological centers assimilate IASI nadir radiance data into atmospheric models to feed their forecasts. The European organisation for the exploitation of METeorological SATellites (EUMETSAT) recently released a reprocessed homogeneous radiance record for the whole IASI observation period, from which thirteen years (2008–2020) of temperature profiles can be obtained. In this work, atmospheric temperatures at different altitudes are retrieved from IASI radiances measured in the carbon dioxide absorption bands (654–800 cm⁻¹ and 2250–2400 cm⁻¹) by selecting the channels that are the most sensitive to the temperature at different altitudes. We rely on an Artificial Neural Network (ANN) to retrieve atmospheric temperatures from a selected set of IASI radiances. We trained the ANN with IASI radiances as input and the European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF) reanalysis version 5 (ERA5) as output. The retrieved temperatures were validated with ERA5, with in-situ radiosonde temperatures from the Analysed RadioSoundings Archive (ARSA) network and with EUMETSAT temperatures retrieved from IASI radiances using a different method. Between 750 and 7 hPa, where IASI is most sensitive to temperature, a good agreement is observed between the three datasets: the differences between IASI on one hand, and ERA5, ARSA or EUMETSAT on the other hand are usually less than 0.5 K at these altitudes. At 2 hPa, as the IASI sensitivity decreases, we found differences up to 2 K between IASI and the three validation datasets. We then computed atmospheric temperature linear trends from atmospheric temperatures between 750 and 2 hPa. We found that in the past thirteen years, there is a general warming trend of the troposphere, that is more important at the poles than at the equator (0.7 K/decade at the equator, 1 K/decade at the North Pole). The stratosphere is globally cooling on average, except at the South Pole as a result of the ozone layer recovery. The cooling is most pronounced in the equatorial upper stratosphere (-1 K/decade). This work shows that ANN can be a powerful and simple tool to retrieve

<https://doi.org/10.5194/amt-2021-302>
Preprint. Discussion started: 27 October 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



IASI temperatures at different altitudes in the upper troposphere and in the stratosphere, allowing us to construct a homogeneous and consistent temperature data record adapted to trend analysis.

35 **1 Introduction**

Atmospheric temperatures are a key component of Earth's climate. In the past few decades, a warming of the troposphere due to the increase of greenhouse gas concentrations (Tett et al., 2002; Santer et al., 2017; Susskind et al., 2019; Shanbaum et al., 2014) and a cooling of the stratosphere have been observed (Randel et al., 2016; Maycock et al., 2018). Stratospheric temperatures are impacted by both anthropogenic forcing (e.g. greenhouse gas emissions, ozone depletion) and natural forcing (e.g. volcanic eruptions, solar cycle) (Aquila et al., 2016). The study of stratospheric temperatures and their long-term evolution is therefore critical to understand the roles of these different forcings on the evolution of climate in the stratosphere, but also in the troposphere.

Long term atmospheric temperature records are obtained from in situ measurements (lidars and radio soundings). These observations are generally of excellent quality, however, they are sparse and unevenly distributed around the globe. More recently, satellite-derived temperatures have become a key component for climate change monitoring (Li et al., 2011; Yang et al., 2013). Satellite observations have a better spatial coverage but the construction of a long temperature record from these observations usually requires merging several different instruments, and corrections and adjustments between the observations are needed to obtain a homogeneous dataset (Zou et al., 2014; Seidel et al., 2016).

In 2006, the first Infrared Atmospheric Sounding Interferometer (IASI) was launched on the Metop satellite. IASI measures radiance spectra from which surface and atmospheric temperatures (Hilton et al., 2012; Safieddine et al., 2020a) and trace gas concentrations can be retrieved (Clerbaux et al., 2009; Clarisse et al., 2011). A second and a third instruments were launched in 2012 and 2018, and the comparison between the three instruments have shown excellent agreement (Boynard et al., 2018; EUMETSAT, 2013a). Since IASI is planned to fly for at least 18 years, with the three instruments built at the same time and flying in constellation, continuity and stability are insured, and the potential of constructing a long-term climate data record at a range of altitudes is becoming evident.

IASI radiance spectra and derived atmospheric temperature profiles are routinely processed by the European organisation for the exploitation of METeorological SATellites (EUMETSAT). Over the past 13 years, EUMETSAT has performed several updates on the processing of both radiances and temperatures, making the time series non-homogeneous. The impacts of these updates have been evidenced in several studies (George et al., 2015; Van Damme et al., 2017; Parracho et al., 2021) and quantified in Bouillon et al. (2020). For temperatures, the "jumps" in the time series due to these updates make them unfit for the computation of trends. In 2018, EUMETSAT reprocessed Metop-A radiance dataset

<https://doi.org/10.5194/amt-2021-302>
 Preprint. Discussion started: 27 October 2021
 © Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



65 (doi:10.15770/EUM_SEC_CLM_0014) , providing a new radiance dataset over time. After 2018, the radiances are stable and consistent with those reprocessed (Bouillon et al., 2020).

In this work, we present a new atmospheric temperature product derived from the homogeneous IASI radiance dataset, using an Artificial Neural Network (ANN) technique, in order to derive a homogeneous temperature data record. In Sect. 2, we explain the method used to compute the temperatures, both the selection of IASI channels and the training of the ANN. In Sect. 3, we compare the outputs of the neural network with both the latest ECMWF reanalysis (ERA5) and ARSA radiosondes temperatures to validate the new data. In Sect. 4 we compute atmospheric temperature trends for the past 13 years. Conclusions are listed in Sect. 5.

2 Methods

75 2.1 The IASI instrument channel selection

Each of the three IASI instruments are mounted on-board the Metop platform flying on a polar orbit at an altitude of 817 km. The IASI swath contains 30 fields of view with 4 pixels in each field of view. This observation mode allows each IASI instrument to observe the entire Earth twice a day, between 9:15 and 9:45 AM and PM local time. IASI measures the radiation of the Earth-atmosphere system in the thermal infrared in 8461 channels between 645 and 2760 cm^{-1} (resolution of 80 0.25 cm^{-1} , 0.5 cm^{-1} apodized; Clerbaux et al., 2009).

Using the 8461 channels of IASI raises practical issues for storage and computation power, as retrieval and assimilation algorithms can hardly handle such a large amount of information. A channel selection is usually needed when dealing with IASI (Rabier et al., 2002; Collard, 2007; Pellet and Aires, 2018). To retrieve atmospheric temperatures, we select IASI 85 channels that are most sensitive to the temperature profile. Most of the channels selected are located in the carbon dioxide (CO_2) absorption band, because the radiances observed in these channels is mostly impacted by atmospheric temperatures, rather than CO_2 concentrations (Chédin et al., 2003; Collard, 2007). The selection is obtained using the Entropy Reduction (ER) method (Rodgers, 2000). The entropy describes the probabilities of all the possible states and it is maximal when all the states have an equal probability. Selecting the channels that reduce the most the entropy means selecting the channels that 90 bring the most information about the state. ER is computed using:

$$ER = \frac{1}{2} \log_2(\mathbf{B}\mathbf{A}^{-1}) \quad (1)$$

where \mathbf{B} is the a priori covariance matrix and \mathbf{A} is the retrieval covariance matrix, described in the following Eq. 2:

$$\mathbf{A} = (\mathbf{B}^{-1} + \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{H})^{-1}, \quad (2)$$

<https://doi.org/10.5194/amt-2021-302>
 Preprint. Discussion started: 27 October 2021
 © Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



where \mathbf{H} is the matrix of the temperature Jacobians (the sensitivity of the IASI brightness temperature to the temperature),
 95 and \mathbf{R} is the instrumental noise plus the radiative transfer error.

With \mathbf{A} , it is possible to compute the entropy reduction of each channel as such:

$$\delta ER = \frac{1}{2} \log_2(1 + \mathbf{h}'^T \mathbf{A}_{i-1} \mathbf{h}'), \quad (3)$$

with \mathbf{h}' being the Jacobian of the considered channel normalized by the noise ($\mathbf{H}' = \mathbf{R}^{-1/2} \mathbf{H}$). For the selection of the first
 channel, we set $\mathbf{A}_0 = \mathbf{B}$. With this, we selected the channel with the largest entropy reduction, and the theoretical covariance
 100 matrix is updated as follows:

$$\mathbf{A}_i = \mathbf{A}_{i-1} - \frac{(\mathbf{A}_{i-1} \mathbf{h}')(\mathbf{A}_{i-1} \mathbf{h}')^T}{1 + (\mathbf{A}_{i-1} \mathbf{h}')^T \mathbf{h}'}. \quad (4)$$

We then repeat this process until the chosen number of channels have been selected or until the entropy has been reduced
 enough. This method has been used to retrieve skin temperature from IASI (Safieddine et al., 2020a), and we apply it here
 for atmospheric temperature profiles.

105 In order to take into account the effect of the different parameters affecting the selection, two experiments were made: in the
 first, we considered 200 channels. The channels were selected while taking into account the perturbation of the radiances due
 to water vapour (H_2O) and ozone (O_3) variations because some channels are sensitive to temperature, H_2O and O_3 (Pellet
 and Aires, 2018). The uncertainty on the state of unretrieved species (i.e H_2O and O_3) impacts the potential retrieval of the
 temperature using these channels. This perturbation is then computed with $\mathbf{H}_x \times \mathbf{B}_x \times \mathbf{H}_x^T$ (with x being the variable
 110 considered: H_2O or O_3) and is added to the instrumental noise and radiative transfer error, so \mathbf{A} becomes:

$$\mathbf{A} = \left\{ \mathbf{B}_{temp}^{-1} + \mathbf{H}_{temp}^T (\mathbf{R} + \mathbf{H}_{\text{H}_2\text{O}} \mathbf{B}_{\text{H}_2\text{O}} \mathbf{H}_{\text{H}_2\text{O}}^T + \mathbf{H}_{\text{O}_3} \mathbf{B}_{\text{O}_3} \mathbf{H}_{\text{O}_3}^T)^{-1} \mathbf{H}_{temp} \right\}^{-1}. \quad (5)$$

The second experiment consists of 100 channels. Before the ER method is applied to all the channels, the channels for which
 the variability of atmospheric gases (H_2O , O_3 , CO and CH_4) and emissivity has an impact higher than 30% of the
 instrumental noise are removed.

115

In the first selection, the Jacobians were computed with the Optimal Spectral Sampling (OSS) radiative transfer model
 (Moncet et al., 2015). In the second selection, the model used was Radiative Transfer for TOVS (RTTOV, Saunders et al.,
 2018).

120 For each of the two selection methods, the number of channels selected is increased until adding more new channels does not

<https://doi.org/10.5194/amt-2021-302>
Preprint. Discussion started: 27 October 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



significantly improves the results.

The goal of using these two sets of experiments is to choose from these two the best and most sensitive channels to different atmospheric temperatures while taking into account the different atmospheric perturbations and errors that might affect the selection. On its own, each experiment was tested (not shown here), and the best result was achieved when combining them both.

For the computation of temperatures, we used a mix of the two experiments, consisting of 231 channels (with 69 channels in common between the two). Figure 1 shows the selected channels on a typical IASI spectrum. Most of the channels are in the ν_2 carbon dioxide (CO_2) absorption band between 645 and 800 cm^{-1} while few (14 channels) are at 2200 cm^{-1} in ν_1 the N_2O absorption band. The full list of the channels is provided in Supplementary material (Table S1).

2.2 Artificial neural network

We trained a two-layer artificial neural network (ANN) to estimate atmospheric temperature profiles. This method has been used for instance in Aires et al., 2002, using IASI simulated radiances before its launch.

450 000 IASI observations are used to train the ANN. These observations (3000 scenes per month) were selected randomly around the globe between January 2008 and December 2020. This training dataset is composed of day and night, clear and cloudy sky observations mixed together. The input data consists of the pseudo-normalised radiances (multiplied by 10^4 , so that their order of magnitude is not too small compared to temperatures) in the selected channels, as well as the scan angle of the observation. A global monthly CO_2 was also added to take into account the CO_2 variations that impact the radiance values measured in the selected channels. The CO_2 monthly values come from the NOAA-ESRL global monitoring dataset (<https://gml.noaa.gov/ccgg/trends/>). As the expected output of the training of the ANN, we use the ERA5 temperatures interpolated to the latitudes, longitudes, and time of the IASI observations. These temperatures are given on a static pressure level grid. More information on ERA5 temperatures is provided in Sect. 3. We chose ERA5 because it is the most complete homogeneous dataset of temperatures available, allowing us to select observations in any year and any type of sky. A set of 50 000 different observations is used to assess the quality of the ANN at the end of the training.

The temperatures are computed at 11 fixed pressure levels: 2, 7, 10, 20, 30, 70, 100, 200, 400, 550 and 750 hPa. These were chosen based on the Jacobians of the 231 selected channels, shown in Figure 2. The Jacobians show the sensitivity of IASI channels to the temperature profile in K/K. We see in Figure 2 that the Jacobians peak at different altitudes, in particular for pressures <10 hPa suggesting that IASI has a good information content at these altitudes. The pressure levels were chosen based on a tradeoff between having equally distributed levels along the vertical while matching the maxima of the Jacobians of the selected channels. The pressure levels are shown in dotted horizontal lines in Figure 2. We tried different

<https://doi.org/10.5194/amt-2021-302>
Preprint. Discussion started: 27 October 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



configurations for the ANN, changing the number of epochs for the training and the number of neurons in the two hidden
155 layers. The configuration giving the best results is 5000 epochs and 150 neurons in the two hidden layers. As a result, we
have an ANN with 233 neurons in the input layer (231 radiance values, 1 scan angle and 1 CO₂ value), 150 neurons in each
of the two hidden layers, and 11 neurons in the output layer (the 11 pressure levels shown in horizontal lines in Figure 2).

We used the trained ANN to retrieve temperatures from all IASI observations between 2008 and 2020. After the temperature
160 profiles are computed, we use a static filter based on ERA5 mean surface pressure between 2008 and 2020 to account for
orography (as some high altitude regions do not have temperature at 750 hPa for instance).

3 Results

Atmospheric temperatures between 2008 and 2020 were computed at the 11 pressure levels. We use Metop-A observations
until 2017 and Metop-B observations for 2018 onwards. Metop-A satellite is now exploited on a drifting orbit since June
165 2017, in order to extend its lifetime to 2022 (EUMETSAT, 2018). We compare the whole IASI time series with the
temperatures from ERA5 reanalysis, from the Analyzed RadioSoundings Archive (ARSA) and from EUMETSAT.

3.1 Comparison with ERA5

The European Center for Medium Weather Forecast (ECMWF) reanalysis, ERA5 (Hersbach et al. 2018, Copernicus Climate
Change Services) is a 4D-Var data assimilation product. It is part of the Integrated Forecast System (IFS) that provides
170 variables relevant to the atmosphere, land and ocean. ERA5 atmospheric temperature product used in this work is hourly,
and is available on 37 pressure levels (from the surface up to 0.01 hPa). ERA5 actually assimilates IASI radiances from
Metop-A and Metop-B, as well as high spectral resolution radiances from other instruments such as AIRS on Aqua, and CrIs
from S-NPP and NOAA-20. We note that IASI is the largest contributor to error reduction for global numerical weather
prediction in the thermal infrared spectral band (Borman et al., 2016).

175 ERA5 temperatures are given on a 0.25°×0.25° latitude-longitude grid. For the comparison with the IASI ANN output,
ERA5 temperatures were interpolated to the time, latitudes and longitudes of IASI observations. We then computed the daily
zonal mean of the IASI-based ANN temperatures and ERA5 and looked at the differences between the two datasets. Figure 3
illustrates the zonal mean differences between the ANN retrievals and ERA5 from 2008 to 2020 for the 11 pressure levels
180 considered in this study.

Between 200 hPa and 750 hPa, the differences are small at all latitudes (less than 0.5 K). We see slight seasonal variations of
the differences at 200, 400 and 550 hPa. At 750 hPa, the seasonal variations are more pronounced and more often negative
than at the other pressure levels. Note that due to orography at this pressure level, there is no data over the South Pole,

<https://doi.org/10.5194/amt-2021-302>
Preprint. Discussion started: 27 October 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



185 Greenland and in the major mountain ranges.

Between 7 hPa and 100 hPa, the differences between the two datasets are much smaller (less than 0.5 K) at mid latitudes and at the poles. Around the equator (30°S to 30°N), the differences are slightly larger (1 K). The larger differences over the equator can be explained by the high cloud cover in this region, as high water vapour concentrations contaminate the
190 radiances of the whole IASI spectrum (Parracho et al., 2021).

At 2 hPa, the differences are about 2K (variation of positive and negative differences). This is because the IASI channel selection is less sensitive to temperature changes at these pressure levels. In Figure 2, we see that the Jacobians peaking at these pressure levels are large, but there are few of them, compared to other pressure levels, where the Jacobians are smaller,
195 but more numerous.

Averaged over the whole time series and at all latitude, the mean differences between the ANN output and ERA5 are -0.06, 0.11, 0.00, -0.02, -0.01, -0.01, 0.03, 0.07, 0.04, 0.01 and -0.09 K for each pressure level from 2 to 750 hPa, suggesting a small total bias between the two datasets.

200

Since averaging the differences over longitudes makes them smaller, we looked at the daily spatial differences. We gridded the ANN retrievals and ERA5 (interpolated to IASI coordinates) on a $1^\circ \times 1^\circ$ latitude-longitude grid and computed the Root Mean Square (RMS) of the daily differences in each of the $1^\circ \times 1^\circ$ pixel of the grid and at each pressure level. Figure 4 shows the RMS of the daily differences for the 2008-2020 period.

205

At 750 hPa, the RMS are small at the equator (about 0.5 K) and larger at higher latitude (between 1 and 2 K), especially around mountain ranges, where they reach 3 K. Between 550 hPa and 200 hPa, the RMS are small almost everywhere. There are regions (in particular the Antarctica, Greenland and the Himlaya at 550 hPa) where the RMS are larger and they can reach 2 K. Between 100 hPa and 7 hPa, the RMS are small at high latitude (0.5 K) and large at the equator (between 1.5 and
210 2 K). At 7 and 10 hPa, the band at the equator with larger RMS reaches higher latitudes (about 50°N and S). The large RMS correspond to the high differences seen at the equator in Figure 3. At 2 hPa, the RMS are between 2 and 3 K everywhere, which is coherent with Figure 3.

3.2 Comparison with ARSA

The Analysed RadioSoundings Archive (ARSA) is a 41-year (1979-2019) database of radiosonde temperature profiles
215 measurements from different stations around the globe (Scott et al., 2015). The raw radiosonde observations go through severe multistep quality controls, to eliminate gross errors. Whenever and wherever the selected radiosonde measurement is unable to provide forward radiative transfer modelers with the required information (above 300 hPa for water vapour and

<https://doi.org/10.5194/amt-2021-302>
Preprint. Discussion started: 27 October 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



above 30 hPa for temperature), ARSA combines existing radiosonde measurements with other reliable data sources in order to complete the description of the atmospheric state as high 0.0026 hPa. Temperature and water vapour profiles are thus
220 extrapolated with ERA-Interim outputs between 30 hPa and 0.1 hPa for temperature and between 300 hPa and 0.1 hPa for water vapour. Above 0.1 hPa, these same profiles are extrapolated up to 0.0026 hPa using a climatology of ACE/Scisat Level 2 temperature products. ARSA was validated against IASI observations by simulating spectra from the 4A/OP forward model (Scott and Chédin, 1981) with ARSA profiles as inputs, and comparing them with space-time colocated IASI observations. The pertinence of the requested modifications after this validation has been also assessed against the TIROS
225 Operational Vertical Sounder (TOVS), the Advance TIROS Operational Vertical Sounder (ATOVS, Reale et al., 2008), the Atmospheric InfraRed Sounder (AIRS, Lambrigtsen et al., 2004), the High resolution Infrared Radiation Sounder (HIRS4, EUMETSAT, 2013b), and the Microwave Humidity Sounder (MHS, Hans et al., 2020). Based on these validations, incorrect or unreliable data inherent to the quality of the radiosondes (e.g. water vapour above 300 hPa) or temperature data above 1 hPa were completed with nominal or revisited ECMWF ERA-Interim reanalysis (Dee et al., 2011) data (water vapour
230 profiles) or other relevant auxiliary datasets (in particular Level 2 results of ACE-FTS temperature profiles above 10 hPa) measurement data. ARSA provides a 43 pressure-level profile (from the surface to 0.0026 hPa) of temperature, water vapour and ozone, and surface temperature. It is useful to recall that ARSA is being reprocessed to substitute ERA5 for ERA-Interim. This will allow, among other things, to extend the period beyond summer 2019, when the production of ERA-Interim stopped.

235

For the comparison with our IASI retrievals, we interpolated ARSA temperature profiles to the 11 pressure levels of the ANN and we only kept the stations for which there were at least 300 observations per year between 2008 and 2018. Figure 5 shows the positions of these stations.

240 We then added the 14 stations present in Antarctica and the 6 stations in Greenland to have observations at high latitudes, although these stations have less than 300 observations per year. The stations in Greenland have between 150 and 300 observations per year on average so the time coverage is still satisfactory. However, in Antarctica, the stations have between 10 and 150 observations per year (only two stations have more than 100 observations per year), so the time coverage is very low.

245

We divided the stations into 8 distinct regions, and we computed the daily mean temperature of all the observations of each region. We interpolated IASI temperatures to the latitude, longitude and time of each considered station, and we computed the daily mean IASI temperature in each region. We then computed the differences between the two datasets.

250 Figure 6 shows the daily differences between IASI retrievals and ARSA mean regional temperature in the 8 selected regions between 2008 and 2018. At 2 hPa, we see large positive differences of more than 2 K in all the regions, as for ERA5.

<https://doi.org/10.5194/amt-2021-302>
Preprint. Discussion started: 27 October 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



Between 7 and 100 hPa, the differences are small and mostly negative (about 0.5 K). At 200 hPa and below, the differences remain small and negative in the Pacific, Oceania and East Asia. In Greenland, North America and Europe, the differences at these pressure levels are slightly larger and more often positive (about 0.5 K, up to 1 K in North America and Europe) than
255 in the other regions.

In Antarctica and, to a lesser extent, the Arabian Peninsula, there are more daily variations of positive and negative differences, and they are a little larger (about 0.7 K in the Arabian Peninsula and 1 K in Antarctica) than in the other regions. This can be because of the low space (few stations) and time coverage (only for Antarctica) in these regions. However, we
260 see the same pattern than in the other regions: large differences at 2 hPa, small differences at 7 hPa and lower, more positive differences in the troposphere.

Figures 3, 4 and 6 show that between 7 and 750 hPa, the IASI ANN product gives good quality temperatures, very consistent with the temperatures of the ERA5 and ARSA datasets (differences inferior to 1 K at most latitudes, 2 K at the equator). At 2
265 hPa, the quality of the ANN product decreases, as it was reflected in the lower count of Jacobians of IASI (Figure 2). This means that at 2hPa, the temperatures are not accurate enough to follow the long-term evolution of atmospheric temperatures. However, they can still be used to study large variations of temperature (during extreme events for example).

Figure S1 shows the differences between ERA5 and ARSA over the same period and in the same regions, with ERA5
270 interpolated to the latitudes, longitudes and time of the ARSA observations. The differences between ERA5 and ARSA are very similar to those between IASI retrievals and ARSA, but slightly smaller (less than 0.3 K between 750 and 7 hPa, 2 K or more at 2 hPa).

3.2 Comparison with the EUMETSAT reprocessed temperature record

In 2020, EUMETSAT reprocessed the IASI temperature record (doi:10.15770/EUM_SEC_CLM_0027), so it is now
275 homogeneous over the whole IASI time series (EUMETSAT, 2020). The reprocessed temperatures were computed with a Piece-Wise Linear Regression Cube (PWLR³) algorithm, using all IASI observations in input (clear and cloudy scenes), and observations from two other microwave instruments flying onboard the Metop-A and -B satellites: the Microwave Humidity Sounding (MHS) and the Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU-A).

280 The basic principle of this algorithm is a linear regression between IASI radiance observations and real atmospheric temperatures. To take into account the non-linearity between the observations and the temperatures, the training dataset is divided into several several sub-datasets, resulting from a k-mean clustering. This ensure that, in each sub-dataset, a linear relationship is a good approximation between the observations and the temperature and different linear regression coefficient are computed for each sub-dataset.

<https://doi.org/10.5194/amt-2021-302>
Preprint. Discussion started: 27 October 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



Atmospheric
Measurement
Techniques
Discussions

Open Access
EGU

285

We compared the ANN retrievals with this reprocessed EUMETSAT dataset. Since the two methods use the same IASI observations input, there is no need for an interpolation over the coordinates of the observations. However, EUMETSAT temperatures profiles are retrieved on 138 levels, reflecting the 137 hybrid levels from the ERA-5 L137 grid plus the surface level, so we interpolated EUMETSAT temperatures to the fixed pressure levels of the ANN. Figure 7 shows the differences
290 between the zonal mean temperatures of the ANN output and EUMETSAT.

The differences are small at all pressure levels (less than 0.5 K) except at 2 hPa where they can reach 1 K, and we see seasonal variations of the differences that are more pronounced in the troposphere (750, 550 and 400 hPa). At 7, 10 and 70
295 hPa, the differences are positive and larger at the equator and they decrease over time. This bias can also be seen at higher latitudes and other pressure levels, although it is less obvious. This bias might be due to the fact that EUMETSAT's algorithm does not use CO₂ in input and the retrieval is impacted by the variations of the CO₂ over time, which we account for.

Note that although the ANN and EUMETSAT retrievals are both based on IASI radiances, the two temperature records are
300 not redundant: EUMETSAT will keep on doing minor updates but not reprocessed the data back in time, whereas our dataset can constantly be enhanced and updated rapidly. Moreover the two datasets use different observations (IASI radiances and CO₂ concentrations for the ANN, and IASI, AMSU and MHS radiances for EUMETSAT) and different methods of retrieval (ANN and PWLR³).

4 Applications

305 We used the ANN temperatures to compute trends over the past 13 years. One of IASI's main asset is its high radiometric stability over the years and it is used as a reference for the inter-calibration of infrared sensors by the Global Space-Based Inter-Calibration System (Golberg et al., 2011) so temperatures derived from IASI radiances are a good product to study atmospheric trends.

310 We use IASI daily zonal mean temperature (latitude bands of 1°) and we compute the Theil-Sen estimator for each latitude and each pressure level. The Theil-Sen estimator is a robust method for computing linear trends, where the trends is determined by the median of all the possible slopes between pairs of points (Theil, 1950; Sen, 1968). We also computed the associated p-values, with a 0.05 threshold for significance being considered. Figure 8 shows the significant temperature trends for the 2008-2020 period. Non-significant trends are shown in grey in Figure 8.

315

We clearly see a warming in the troposphere. At the equator, temperature increases by 0.7 K/decade in the upper

<https://doi.org/10.5194/amt-2021-302>
Preprint. Discussion started: 27 October 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



320 troposphere, and 0.5 K/decade in the lower troposphere. At mid latitude, the warming is weaker. As highlighted by previous studies (IPCC, 2014), the poles are where tropospheric temperatures are warming the quickest, especially the Arctic, where temperatures increase by 1 K/decade (arctic amplification). The values of the trends we found between 45°S and 45°N are similar to those found by Shangguan et al. (2019), although the areas of strongest warming are slightly different.

325 In the stratosphere, we observe a cooling almost everywhere except from 40°S northwards. The cooling is strongest at the equator, above 20 hPa (-1 K/decade). In the Arctic, there is no significant trend. This cooling of the stratosphere has also been observed by Maycock et al. (2018) and Randel et al. (2016), although their values are inferior to those found here (but their time period is also different). In the Southern Hemisphere, we see two areas of warming: a strong one at 50°S and 100 hPa (1 K/decade) and another located at 80°S and 10 hPa (0.4 K/decade). Part of this warming is due to a sudden stratospheric warming (SSW) that happened in September 2019 (Safieddine et al., 2020b). The temperature increased by more than 30 K in a few days. Such a warming toward the end of our study period has a strong impact on trends. However, the computation of trends over the period 2008-2018 still shows warming in these two regions and it cannot be attributed to
330 the SSW. The warming is weaker at 50°S-100 hPa (0.6 K/decade) and stronger at 80°S-10 hPa (0.8 K/decade). Due to the Montreal Protocol in 1987, the ozone hole has been recovering since the 1990's (WMO, 2018; Weber et al., 2018; Strahan et al., 2019), and warming in the stratospheric south pole can be attributed to this recovery.

335 We also computed trends with ERA5 and ARSA (supplementary material, Figure S2 and S3). ERA5 trends are very similar to those of IASI retrievals, except for a strong warming over the Arctic between 2 and 7 hPa (1 K/decade). With ARSA, we see a warming between 0.5 and 1 K/decade in Antarctica at all altitudes except 2 hPa. In Greenland, we also see a warming at almost all altitudes, but weaker (between 0 and 0.5 K/decade). In all the other regions, we see a warming between 750 and 200 or 100 hPa and a cooling above 100 hPa. The tropospheric warming and stratospheric cooling are more important in the Pacific than in the other regions. In the Arabian Peninsula, we see a smaller warming below 200 hPa than in the other
340 regions. These results are coherent with the trends computed with IASI and ERA5.

5 Conclusion

We use an artificial neural network to construct a homogeneous temperature record from IASI radiances. This dataset is available from <https://iasi-ft.eu/products/atmospheric-temperature-profiles/> (doi for Metop-A temperatures:10.21413/IASI-FT_METOPA_ATP_L3_LATMOS-ULB and doi for Metop-B temperatures: 10.21413/IASI-FT_METOPB_ATP_L3_LATMOS-ULB). Validation of the IASI ANN product with ERA5, ARSA and
345 EUMETSAT reprocessed temperatures shows a good agreement between the four datasets especially between 7 and 750 hPa. The differences between IASI ANN temperatures and ERA5 are inferior to 0.5 K at most latitudes and most pressure levels, and the differences between IASI and ARSA are similar, demonstrating, if needed, that our IASI product can be used

<https://doi.org/10.5194/amt-2021-302>
Preprint. Discussion started: 27 October 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



Atmospheric
Measurement
Techniques
Discussions

Open Access
EGU

to assess local variation of temperature and to compute trends.

350

We used these temperatures to compute trends over the 2008-2020 period. We found an increase of tropospheric temperatures, stronger in the equatorial upper troposphere (0.7 K/decade) and at the poles (1 K/decade due to arctic amplification). We also see a strong stratospheric cooling between 30°S and 30°N. In the Southern stratosphere (40°S to 90°S), there are two regions with important warming due to the ozone hole recovery.

355

This work shows that artificial neural networks are efficient to retrieve atmospheric temperatures from huge datasets of radiance. With this method, temperature profiles from all 10 billion observations from Metop-A and B can be computed in two days. With the short computation time and with IASI radiances being available a few hours after the observations, we can obtain temperature profiles in near real time.

360

We now have a homogeneous product to study seasonal and climatological variations of temperatures. It can also be used to study extreme events such as El Niño-Southern Oscillation, volcanic eruptions, heatwaves, sudden stratospheric warmings, and their link with climate change.

365 Although the trends computed with the ANN retrievals are coherent with other studies, a 13-year period is slightly too short for them to be fully reliable, and they can be impacted by short-term variation of temperatures (El-Niño Southern Oscillation for example). Chédin et al. (2016) showed that the number of years required to meet the probability assigned criterion with the Theil-Sen estimator is 14-15 years. However these results are promising: since IASI is planned to fly for at least another few years, the trends will become more and more reliable as the record gets longer. From 2024 onwards the IASI-NG
370 missions onboard Metop-SG (Crevoisier et al, 2014) will continue the IASI record, allowing to derive trends on longer timescales.

Data availability

EUMETSAT reprocessed L1C and L2 data are available at https://doi.org/10.15770/EUM_SEC_CLM_0014
https://doi.org/10.15770/EUM_SEC_CLM_0027, respectively. ERA5 data can be downloaded from the Copernicus Climate
375 Change Service Climate Data Store : <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-pressure-levels?tab=overview>. Requests for ARSA temperatures can be made at :
<https://ara.lmd.polytechnique.fr/index.php?page=arsa>. The temperatures retrieved with the ANN can be downloaded at
<https://iasi-ft.eu/products/atmospheric-temperature-profiles/>.

<https://doi.org/10.5194/amt-2021-302>
Preprint. Discussion started: 27 October 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



380 **Author contributions**

M.B. designed the ANN to retrieve the temperatures, performed the validation and prepared the manuscript with contributions from all co-authors. S.W and L.C. provided the reader for L1C data. F.A and V.P provided the selection S1 and O.L provided the selection S2. N.S. provided ARSA temperatures and helpful explanations on their construction. M.D.-B. provided informations on EUMETSAT L2 data. This work was supervised by S.S. and C.C.

385 **Competing interests**

The authors declare that they have no conflict of interest.

Acknowledgments

IASI has been developed and built under the responsibility of the Centre National d'Etudes spatiales (CNES, France). It is on board the Metop satellites as part of the EUMETSAT Polar System. The IASI L1C data are received through the
390 EUMETCast near-real-time data distribution service. This project has received funding from the European Research Council (ERC) under the European Union's Horizon 2020 research and innovation program (grant agreement No 742909). It was also supported by the Prodex arrangement IASIFLOW (Belspo-ESA). L. Clarisse is a research associate (Chercheur Qualifié) supported by the Belgian F.R.S.-FNRS. The LATMOS team is grateful to CNES for scientific collaboration and financial support. We thank EUMETSAT for providing us a full reprocessed dataset of radiances with the latest version of the L1C.
395 We also thank Juliette Hadji-Lazaro and Philippe Keckhut for their help.

References

- Aires, F., Chédin, A., Scott, N. A. and Rossow, W/ B.: A regularized neural net approach for retrieval of atmospheric and surface temperatures with the IASI instrument, *J. Appl. Meteorol.*, 41, 144-159, doi: 10.1175/1520-0450(2002)041%3C0144:ARNNAF%3E2.0.CO;2, 2002.
400
- Aquila, V., Swartz, W. H., Waugh, D. W., Colarco, P. R., Pawson, S., Polvani, L. M. and Stolarski, R. S.: Isolating the roles of different forcing agents in global stratospheric temperature changes using model integrations with incrementally added single forcings, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 121 (13), 8067-8082, doi:10.1002/2015JD023841, 2016.
- 405 Bormann, N., Bonavita, M., Dragani, R., Eresmaa, R., Matricardi, M. and , McNally, A.: Enhancing the impact of IASI observations through an updated observation-error covariance matrix, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 142, 1767-1780, doi:10.1002/qj.2774, 2016.

<https://doi.org/10.5194/amt-2021-302>
Preprint. Discussion started: 27 October 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



Atmospheric
Measurement
Techniques
Discussions

Open Access
EGU

- Bouillon, M., Safieddine, S., Hadji-Lazaro, J., Whitburn, S., Clarisse, L., Doutriaux-Boucher, M., Coppens, D., August, T.,
410 Jacqueline, E., Clerbaux, C.: Ten-year assessment of IASI radiance and temperature, *Remote Sens.*, *12*, 2393,
doi:10.3390/rs12152393, 2020.
- Boynard, A., Hurtmans, D., Garane, K., Goutail, F., Hadji-Lazaro, J., Koukouli, M. E., Wespes, C., Vigouroux, C., Keppens,
A., Pommereau, J.-P., Pazmino, A., Balis, D., Loyola, D., Valks, P., Sussmann, R., Smale, D., Coheur, P.-F., and Clerbaux,
415 C.: Validation of the IASI FORLI/EUMETSAT ozone products using satellite (GOME-2), ground-based (Brewer–Dobson,
SAOZ, FTIR) and ozonesonde measurements, *Atmos. Meas. Tech.*, *11*, 5125–5152, doi:10.5194/amt-11-5125-2018, 2018.
- Chédin, A., Serrar, S., Scott, N. A., Crévoisier, C., and Armante R.: First global measurement of midtropospheric CO₂ from
NOAA polar satellites: Tropical zone, *J. Geophys. Res.*, *108*, 4581, doi:10.1029/2003JD003439, 2003.
420
- Chédin, A., Capelle, V., and Scott, N.A.: Detection of IASI dust AOD trends over Sahara: How many years of data required
?, *Atmos. Res.*, *212*, 120–129, doi: 10.1016/j.atmosres.2018.05.004, 2018.
- Clarisse, L., R'Honi, Y., Coheur, P.-F., Hurtmans, D., and Clerbaux, C.: Thermal infrared nadir observations of 24
425 atmospheric gases, *Geophys. Res. Lett.*, *38*, doi:10.1029/2011GL047271, 2011.
- Clerbaux, C., Boynard, A., Clarisse, L., George, M., Hadji-Lazaro, J., Herbin, H., Hurtmans, D., Pommier, M., Razavi, A.,
Turquety, S., Wespes, C., and Coheur, P.-F.: Monitoring of atmospheric composition using the thermal infrared IASI/MetOp
sounder, *Atmos. Chem. Phys.*, *9*, 6041–6054, doi:10.5194/acp-9-6041-2009, 2009.
430
- Collard, A.: Selection of IASI channels for use in numerical weather prediction, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, *133*, 1977–1991,
doi:10.1002/qj.178, 2007.
- Copernicus Climate Change Service (C3S): ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global
435 climate. Copernicus Climate Change Service Data Store (CDS), available online:
<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home/> (accessed on 31 August 2019).
- Crevoisier, C., Clerbaux, C., Guidard, V., Phulpin, T., Armante, R., Barret, B., Camy-Peyret, C., Chaboureaud, J.-P., Coheur,
P.-F., Crépeau, L., Dufour, G., Labonnote, L., Lavanant, L., Hadji-Lazaro, J., Herbin, H., Jacquinet-Husson, N., Payan, S.,
440 Péquignot, E., Pierangelo, C., Sellitto, P., and Stubenrauch, C.: Towards IASI-New Generation (IASI-NG): impact of

<https://doi.org/10.5194/amt-2021-302>
Preprint. Discussion started: 27 October 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



Atmospheric
Measurement
Techniques
Discussions

Open Access
EGU

improved spectral resolution and radiometric noise on the retrieval of thermodynamic, chemistry and climate variables, *Atmos. Meas. Tech.*, 7, 4367–4385, doi:10.5194/amt-7-4367-2014, 2014.

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A.,
445 Balsamo G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani,
R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, L., Kållberg, P., Köhler,
M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J. J., Park, B. K., Peubey, C., de Rosnay, P.,
Tavolato, C., Thépaut, J. N., and Vitart, F.: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data
assimilation system, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, (137-656), 553-597, doi: 10.1002/qj.828, 2011.

450

ECMWF: IFS documentation-CY43R1. Part IV: physical processes », Reading, UK, 2016.

EUMETSAT: IASI L2 Metop-B-validation report, EUMETSAT, Darmstadt, Germany,
https://www.eumetsat.int/media/45985, 2013a, 2013a.

455

EUMETSAT: HIRS Level 1 product format specification, https://www.eumetsat.int/media/38677, 2013b.

EUMETSAT: EUMETSAT annual report 2017, https://www.eumetsat.int/media/42734, 2017.

460 EUMETSAT: Validation report IASI Level2 T and Q profiles release 1, https://www.eumetsat.int/media/47744, doi:
10.15770/EUM_SEC_CLM_0027, 2020.

George, M., Clerbaux, C., Bouarar, I., Coheur, P.-F., Deeter, M. N., Edwards, D. P., Francis, G., Gille, J. C., Hadji-Lazaro,
J., Hurtmans, D., Inness, A., Mao, D., and Worden, H. M.: An examination of the long-term CO records from MOPITT and
465 IASI: comparison of retrieval methodology, *Atmos. Meas. Tech.*, 8, 4313–4328, doi:10.5194/amt-8-4313-2015, 2015.

Goldberg, M., Ohring, G., Butler, J., Cao, C., Datla, R., Doelling, D., Gärtner, V., Hewison, T., Iacovazzi, B., Kim, D.,
Kurino, T., Lafeuille, J., Minnis, P., Renaut, D., Schmetz, J., Tobin, D., Wang, L., Weng, F., Wu, X., Yu, F., Zhang, P.,
and Zhu, T.: The Global Space-Based Inter-Calibration System, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 92, 467-475, doi:
470 10.1175/2010BAMS2967.1, 2011.

Hans, I., Burgdorf, M., Buehler, S. A., Prange, M., Lang, T., and John, V.O.: MHS microwave humidity sounder climate
data record release 1 - Metop and NOAA, European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites, doi:

<https://doi.org/10.5194/amt-2021-302>
 Preprint. Discussion started: 27 October 2021
 © Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



Atmospheric
 Measurement
 Techniques
 Discussions

Open Access
 EGU

10.15770/EUM_SEC_CLM_0045,

2020.

475

Hersbach, H., de Rosnay, P., Bell, B., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Alonso-Balmaseda, M., Balsamo, G., Bechtold, P., Berrisford, P., Bidlot, J.-R., de Boissésón, E., Bonavita, M., Browne, P., Buizza, R., Dahlgren, P., Dee, D., Dragani, R., Diamantakis, M., Flemming, J., Forbes, R., Geer, A. J., Haiden, T., Hólm, E., Haimberger, L., Hogan, R., Horányi, A., Janiskova, M., Laloyaux, P., Lopez, P., Muñoz-Sabater, J., Peubey, C., Radu, R., Richardson, D., Thépaut, J.-N., Vitart, F., Yang, X., Zsótér, E. and Zuo, H.: Operational global reanalysis: progress, future directions and synergies with NWP, Era5 Report Series, available online: <https://www.ecmwf.int/en/elibrary/18765-operational-global-reanalysis-progress-future-directions-and-synergies-nwp> (accessed on 31 August 2019).

480

Hilton, F., Armante, R., August, T., Barnet, C., Bouchard, A., Camy-Peyret, C., Capelle, V., Clarisse, L., Clerbaux, C., Coheur, P.-F., Collard, A., Crevoisier, C., Dufour, G., Edwards, D., Faijan, F., Fourrié, N., Gambacorta, A., Goldberg, M., Guidard, V., Hurtmans, D., Illingworth, S., Jacquinet-Husson, N., Kerzenmacher, T., Klaes, D., Lavanant, L., Masiello, G., Matricardi, M., McNally, A., Newman, S., Pavelin, E., Payan, S., Péquignot, E., Peyridieu, S., Phulpin, T., Remedios, J., Schlüssel, P., Serio, C., Strow, L., Stubenrauch, C., Taylor, J., Tobin, D., Wolf, W., and Zhou, D.: Hyperspectral Earth observation from IASI: five years of accomplishments, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93, 347-370, doi:10.1175/BAMS-D-11-00027.1, 2012.

490

IPCC: Intergovernmental panel on climate change fifth assessment report, Geneva, Switzerland, 2014.

Lambrigtsen, B. H., Fetzer, E., Fishbein, E., Lee, S.-Y., and Pagano, T.: AIRS - the atmospheric infrared sounder, *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, doi:10.1109/IGARSS.2004.1370798, 2004.

495

Li, J., Wang, M.-H., and Ho, Y.-S.: Trends in research on global climate change: a science citation index expanded-based analysis. *Glob. Planet. Chang.*, 77, 13–20, doi:10.1016/j.gloplacha.2011.02.005, 2011.

McLaren, A., Fiedler, E., Roberts-Jones, J., Martin, M., Mao, C., and Good, S.: Quality information document global ocean OSTIA near real time level 4 sea surface temperature product SSTGLO-SST-L4-NRT-OBSERVATIONS-010-001, EU Copernicus Marine Service. 2016. Available online: <https://resources.marine.copernicus.eu/documents/QUID/CMEMS-OSI-QUID-010-001.pdf> (accessed on 24 July 2020).

500

Maycock, A. C., Randel, W. J., Steiner, A. K., Karpechko, A. Y., Christy, J., Saunders, R., Thompson, D. W. J., Zou, C.-Z., Chrysanthou, A., Luke Abraham, N., Akiyoshi, H., Archibald, A. T., Butchart, N., Chipperfield, M., Dameris, M., Deushi, M., Dhomse, S., Di Genova, G., Jöckel, P., Kinnison, D. E., Kirner, O., Ladstädter, F., Michou, M., Morgenstern, O.,

505

<https://doi.org/10.5194/amt-2021-302>
Preprint. Discussion started: 27 October 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



Atmospheric
Measurement
Techniques
Discussions

Open Access
EGU

O'Connor, F., Oman, L., Pitari, G., Plummer, D. A., Revell, L. E., Rozanov, E., Stenke, A., Visioni, D., Yamashita, Y., and Zeng, G.: Revisiting the mystery of recent stratospheric temperature trends, *Geophys. Res. Lett.*, 45, 9919–9933, 510 doi:10.1029/2018GL078035, 2018.

Moncet, J.-L., Uymin, G., Liang, P. and Lipton, A.E.: Fast and accurate radiative transfer in the thermal regime by simultaneous optimal spectral sampling over all channels, *J. Atmos. Sci.*, 72, 2622–2641, doi: 10.1175/JAS-D-14-0190.1, 2015.

515

Parracho, A. C., Safieddine, S., Lezeaux, O., Clarisse, L., Whitburn, S., George, M., Prunet, P., and Clerbaux, C.: IASI-derived sea surface temperature data set for climate, *Earth Space Sci.*, 8, e2020EA001427 . doi:10.1029/2020EA001427, 2021.

520 Pellet, V. and Aires, F.: Bottleneck channels algorithm for satellite data dimension reduction: a case study for IASI, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 56 (10), 6069–6081, doi: 10.1109/TGRS.2018.2830123, 2018.

Rabier, F., Fourrié, N., Chafäi, D. and P. Prunet: Channel selection methods for Infrared Atmospheric Sounding Interferometer radiances, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 128(581), 1011–1027, doi: 10.1256/0035900021643638, 2002.

525

Randel, W. J., Smith, A. K., Wu, F., Zou, C.-Z., and Qian, H.: Stratospheric temperature trends over 1979–2015 derived from combined SSU, MLS, and SABER satellite observations, *J. Climate*, 29, 4843–4859, doi:10.1175/JCLI-D-15-0629.1, 2016.

530 Reale, A., Tilley, F., Ferguson, M., and Allegrino, A.: NOAA operational sounding products for advanced TOVS, *Int. J. Remote Sens.*, 29, 4615–4651, doi: 10.1080/01431160802020502, 2008.

Rodgers, C. D.: *Inverse Methods for Atmospheric Sounding: Theory and Practice*, World Scientific Publishing, London, UK, 2000.

535

Safieddine, S., Parracho, A. C., George, M., Aires, F., Pellet, V., Clarisse, L., Whitburn, S., Lezeaux, O., Thépaut, J.-N., Hersbach, H., Radnoti, G., Goettsche, F., Martin, M., Doutriaux-Boucher, M., Coppens, D., August, T., Zhou, D.K., and Clerbaux, C.: Artificial neural network to retrieve land and sea skin temperature from IASI, *Remote Sens.*, 12, 2777, doi: 10.3390/rs12172777, 2020a.

<https://doi.org/10.5194/amt-2021-302>
Preprint. Discussion started: 27 October 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



Atmospheric
Measurement
Techniques
Discussions

Open Access
EGU

- Safieddine, S., Bouillon, M., Parracho, A. C., Jumelet, J., Tencé, F., Pazmino, A., Goutail, F., Wespes, C., Bekki, S., Boynard, A., Hadji-Lazaro, J., Coheur, P.F., Hurtmans, D., and Clerbaux, C.: Antarctic ozone enhancement during the 2019 sudden stratospheric warming event, *Geophys. Res. Lett.*, *47*, e2020GL087810, doi:10.1029/2020GL087810, 2020b.
- 550
- Santer, B. D., Solomon, S., Wentz, F. J., Fu, Q., Po-Chedley, S., Mears, C., Painter, J. F., and Bonfils, C.: Tropospheric warming over the past two decades, *Sci. Rep.*, *7*, 2336, doi:10.1038/s41598-017-02520-7, 2017.
- Saunders, R., Hocking, J., Turner, E., Rayer, P., Rundle, D., Brunel, P., Vidot, J., Roquet, P., Matricardi, M., Geer, A., Bormann, N. and Lupu, C.: An update on the RTTOV fast radiative transfer model (currently at version 12), *Geosci. Model Dev.*, *11*, 2717-2737, doi: 10.5194/gmd-11-2717-2018, 2018.
- 555
- Scott, N. A. and Chédin, A.: A fast line-by-line method for atmospheric absorption computations: the automatized atmospheric absorption atlas, *J. Appl. Meteor.*, *20*(7), 802-812, doi: 10.1175/1520-5600450(1981)020%3C0802:AFLBLM%3E2.0.CO;2, 1981.
- 560
- Scott, N. A., Chédin, A., Pernin, J., Armante, R., Capelle, V., and Crépeau, L.: QUASAR: quality assessment of satellite and radiosonde data, 2015.
- 565
- Seidel, D. J., Berger, F. H., Immler, F., Sommer, M., Vömel, H., Diamond, H. J., Dykema, J., Goodrich, D., Murray, W., Peterson, T., Sisterson, D., Thorne, P., and Wang, J.: Reference upper-air observations for climate: rationale, progress, and plans, *B. Am. Meteorol. Soc.*, *90*, 361–369, doi:10.1175/2008BAMS2540.1, 2009.
- Sen, P. K.: Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau, *J. Am. Stat. Assoc.*, *63*(324), 1379-1389, doi: 10.1080/01621459.1968.10480934, 1968.
- 570
- Shangguan, M., Wang, W., and Jin, S.: Variability of temperature and ozone in the upper troposphere and lower stratosphere from multi-satellite observations and reanalysis data, *Atmos. Chem. Phys.*, *19*, 6659–6679, doi:10.5194/acp-19-6659-2019, 2019.
- 575
- Susskind, J., Schmidt, G. A., Lee, J. N., and Iredell, L.: Recent global warming as confirmed by AIRS, *Environ. Res. Lett.*, *14*, 044030. doi:10.1088/1748-9326/aafd4e, 2019.

<https://doi.org/10.5194/amt-2021-302>
Preprint. Discussion started: 27 October 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



Tett, S. F. B., Jones, G. S., Stott, P. A., Hill, D. C., Mitchell, J. F. B., Allen, M. R., Ingram, W. J., Johns, T. C., Johnson, C.
580 E., Jones, A., Roberts, D. L., Sexton, D. M. H., and Woodage, M. J.: Estimation of natural and anthropogenic contributions
to twentieth century temperature change, *J. Geophys. Res.*, 107, 4306, doi:10.1029/2000JD000028, 2002.

Theil, H.: A rank-invariant method of linear and polynomial regression analysis. I, II, III", *Nederl. Akad. Wetensch.,
Proc.*, 53, 386–392, 521–525, 1397–1412, 1950.
585

Van Damme, M., Whitburn, S., Clarisse, L., Clerbaux, C., Hurtmans, D., and Coheur, P.-F.: Version 2 of the IASI
NH₃ neural network retrieval algorithm: near-real-time and reanalysed datasets, *Atmos. Meas. Tech.*, 10, 4905–4914,
doi:10.5194/amt-10-4905-2017, 2017.

590 Yang, J., Gong, P., Fu, R., Zhang, M., Chen, J., Liang, S., Xu, B., Shi, J., and Dickinson, R.: The role of satellite remote
sensing in climate change studies. *Nature Clim Change*, 3, 875–883, doi:10.1038/nclimate1908, 2013.

Zou, C.-Z., Qian, H., Wang, W., Wang, L., and Long, C.: Recalibration and merging of SSU observations for stratospheric
temperature trend studies, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 119, 13,180–13,205, doi:10.1002/2014JD021603, 2014.
595

600

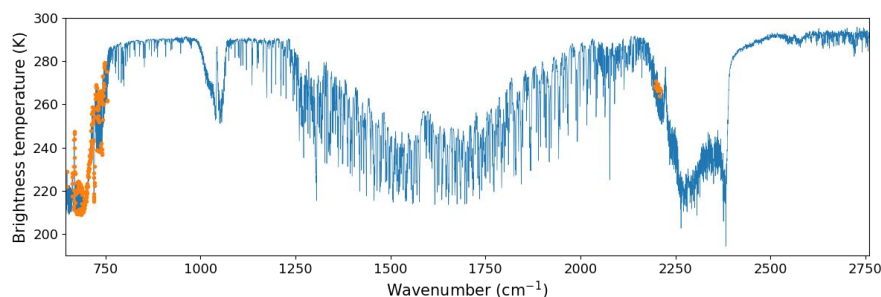
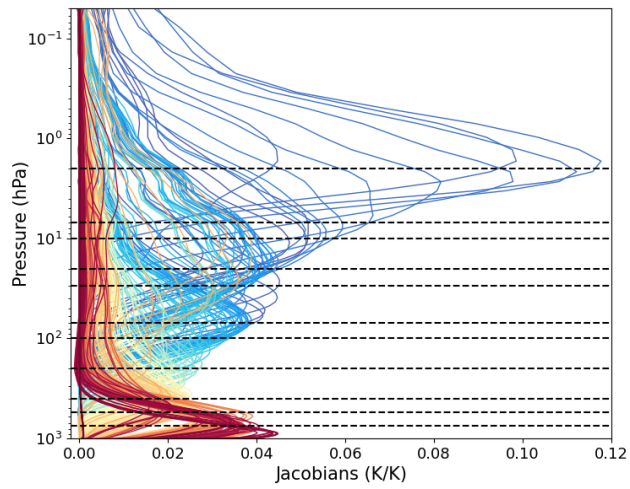


Figure 1: IASI clear-sky spectrum in brightness temperature in K (blue), with the selected channels in orange

<https://doi.org/10.5194/amt-2021-302>
Preprint. Discussion started: 27 October 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



605

Figure 2: Jacobians for the 231 selected IASI channels. Horizontal dashed lines represent the 11 pressure levels for which the temperatures are computed. The colors of the jacobians represent the wavenumbers of the selected channels (blue for the channels around 700 cm^{-1} , red for the channels around 2200 cm^{-1}).

610

615

<https://doi.org/10.5194/amt-2021-302>
 Preprint. Discussion started: 27 October 2021
 © Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

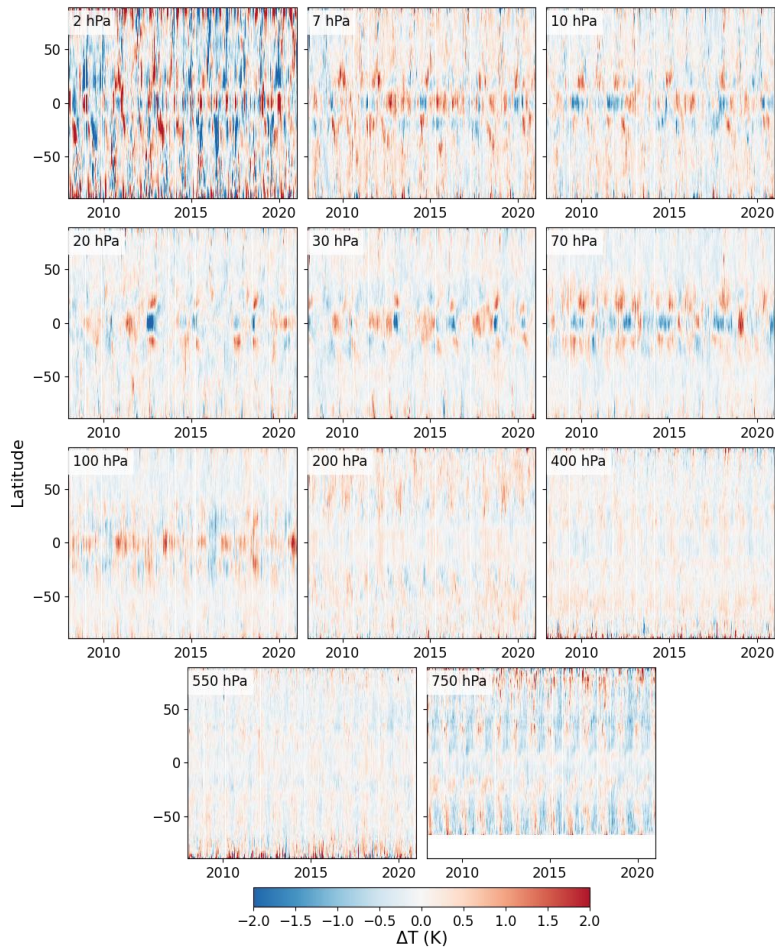


Figure 3: Daily zonal mean differences between IASI and ERA5 zonal mean temperature for the 11 pressure levels of the ANN.

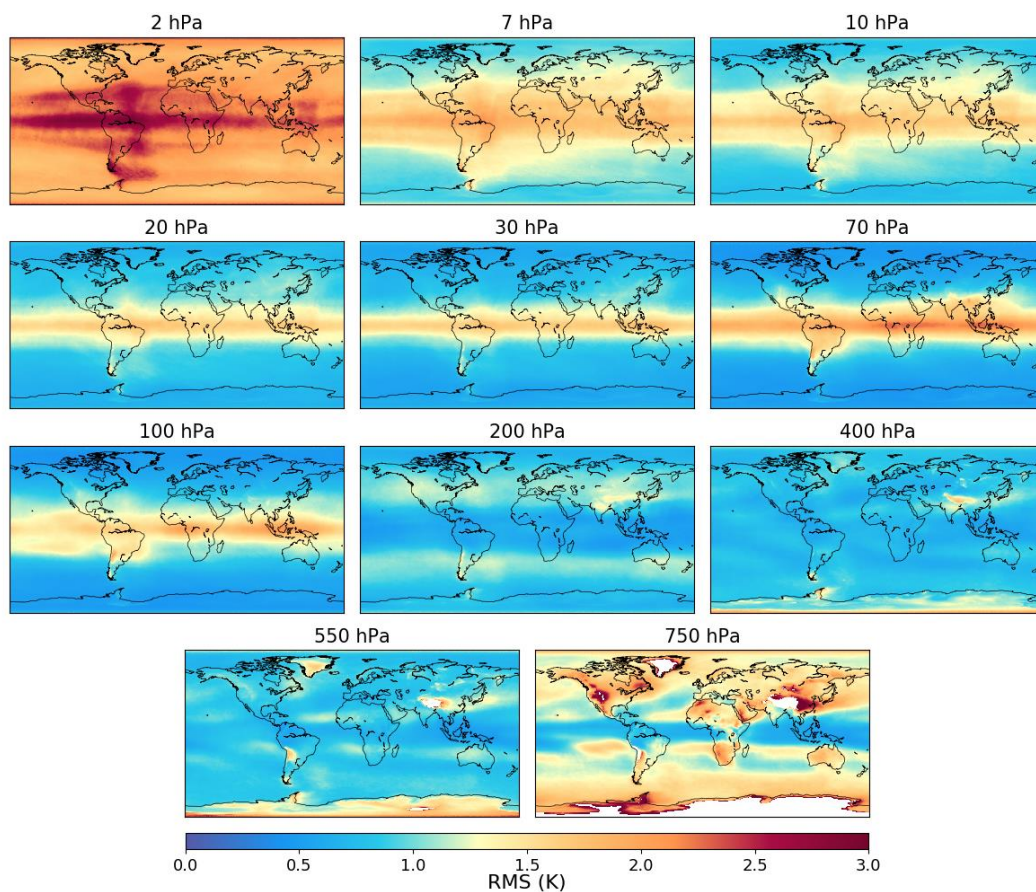
620

<https://doi.org/10.5194/amt-2021-302>
Preprint. Discussion started: 27 October 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



Atmospheric
Measurement
Techniques
Discussions

Open Access
EGU



625 **Figure 4:** RMS of the daily differences between IASI retrievals and ERA5 in $1^\circ \times 1^\circ$ latitude-longitude grid over the period 2008-2020.

<https://doi.org/10.5194/amt-2021-302>
 Preprint. Discussion started: 27 October 2021
 © Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

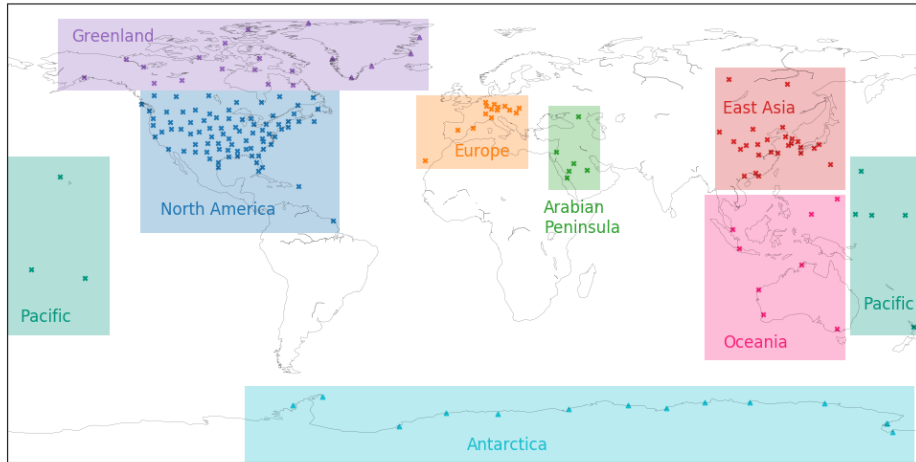


Figure 5: Locations of the ARSA stations with at least 300 observations per year (crosses) and the stations in two other regions (Greenland and Antarctica) that do not satisfy this condition are marked in triangles. The rectangles of color correspond to the regions in which we compared IASI temperatures to ARSA.

630

635

640

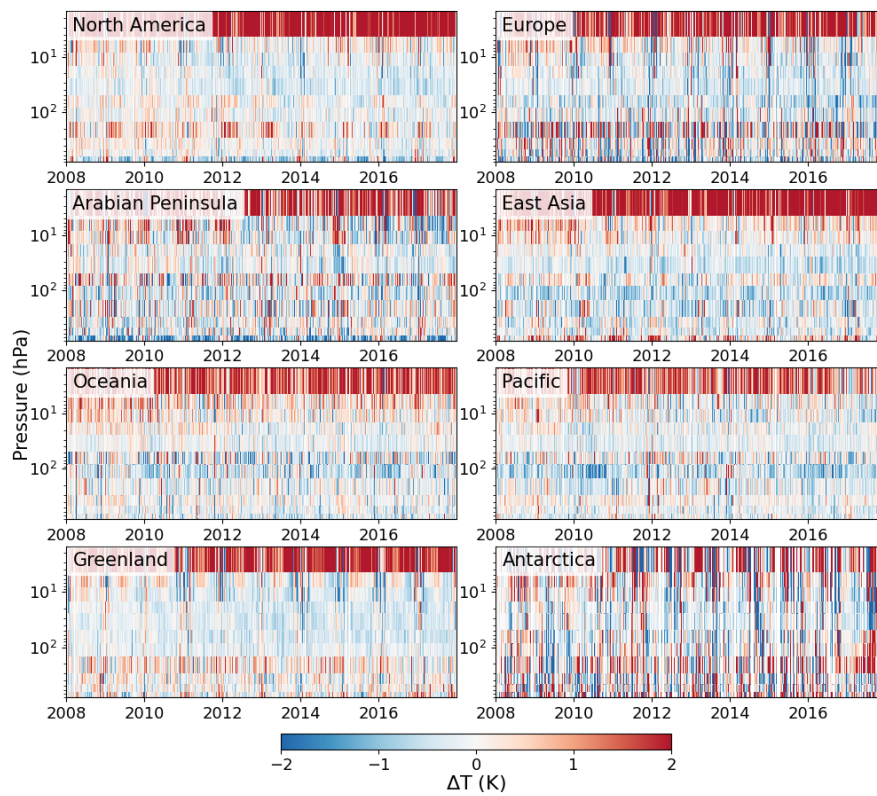
645

<https://doi.org/10.5194/amt-2021-302>
Preprint. Discussion started: 27 October 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



Atmospheric
Measurement
Techniques
Discussions

Open Access
EGU

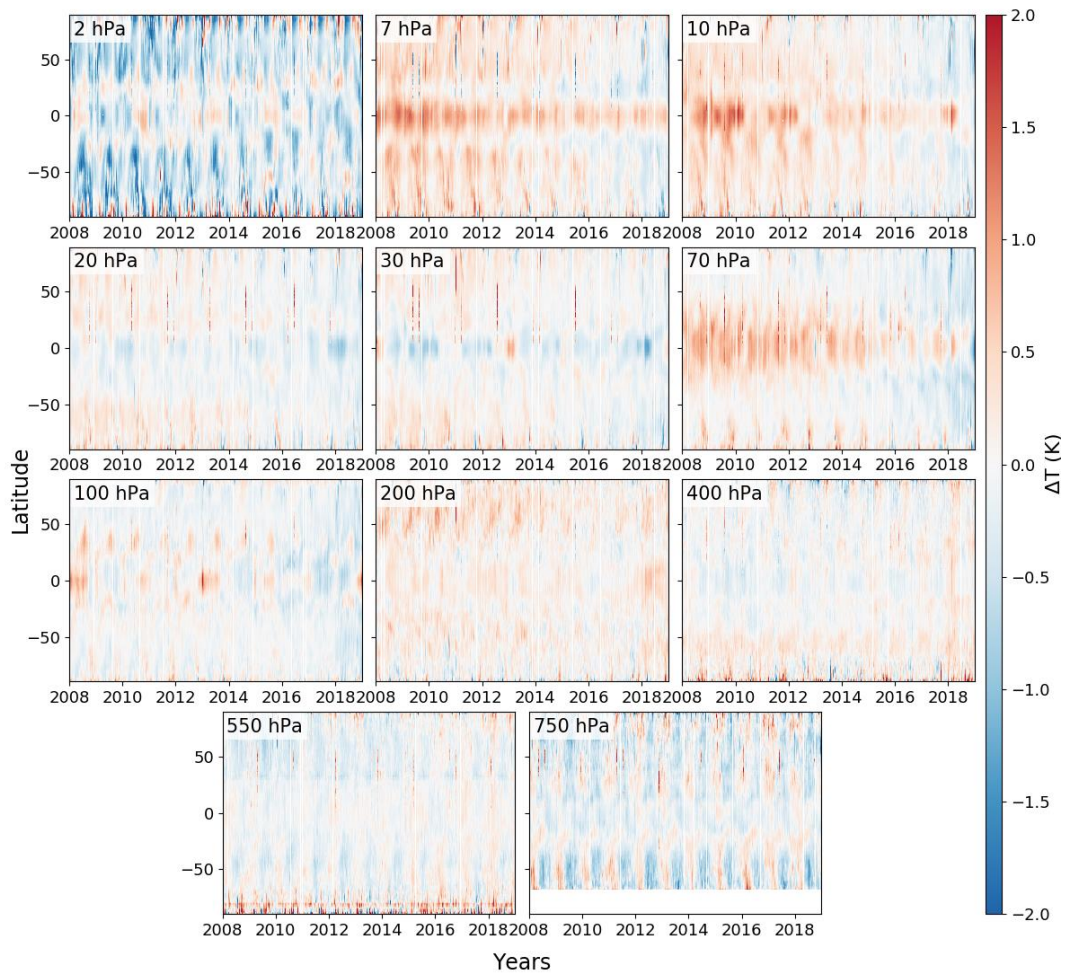


650

Figure 6: Daily differences between IASI and ARSA temperatures between 2008 and 2018 in North America, Europe, the Arabian Peninsula, East Asia, Oceania, the Pacific, Greenland and Antarctica.

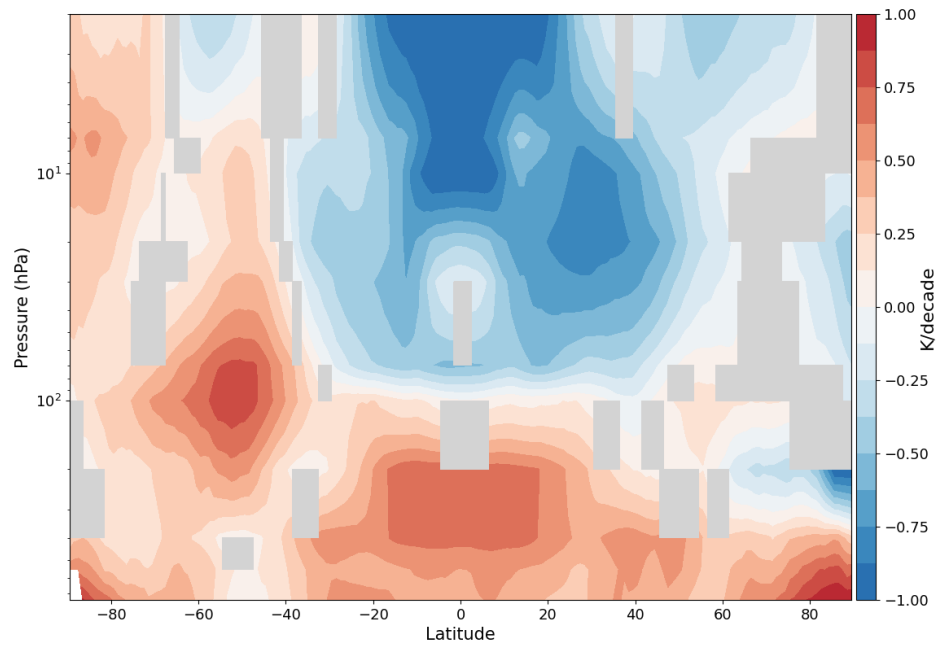
655

<https://doi.org/10.5194/amt-2021-302>
Preprint. Discussion started: 27 October 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



660 **Figure 7: Daily zonal mean differences between IASI ANN output and IASI EUMETSAT zonal mean temperature for the 11 pressure levels of the ANN.**

<https://doi.org/10.5194/amt-2021-302>
Preprint. Discussion started: 27 October 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



665 **Figure 8: Zonal temperature trends for the period 2008-2020 computed with the outputs of the ANN. Grey areas correspond to trends that are not statistically significant.**

670

675

Bibliographie

- F. Aires, A. Chédin, N. A. Scott, and W. B. Rossow. A regularized neural net approach for retrieval of atmospheric and surface temperatures with the IASI instrument. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 41(2) :144–159, 2002. doi : 10.1175/1520-0450(2002)041%3C0144 :ARNNAF%3E2.0.CO ;2.
- F. Aires, C. Prigent, and W. B. Rossow. Sensitivity of satellite microwave and infrared observations to soil moisture at a global scale : 2. global statistical relationships. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 110(D11), 2005. doi : 10.1029/2004JD005094.
- V. Aquila, W. Swartz, D. W. Waugh, P. R. Colarco, S. Pawson, L. M. Polvani, and R. S. Stolarski. Isolating the roles of different forcing agents in global stratospheric temperature changes using model integrations with incrementally added single forcings. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 121(13) :8067–8082, 2016. doi : 10.1002/2015JD023841.
- T. August, D. Klaes, P. Schlüssel, T. Hultberg, M. Crapeau, A. Arriaga, A. O’Carroll, D. Coppens, R. Munro, and X. Calbet. IASI on Metop-A : operational Level 2 retrievals after five years in orbit. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 113(11) :1340–1371, 2012. doi : 10.1016/j.jqsrt.2012.02.028.
- B. Ayarzagüena, D. Barriopedro, J. M. Garrido-Perez, M. Abalos, A. de la Cámara, R. García-Herrera, N. Calvo, and C. Ordóñez. Stratospheric connection to the abrupt end of the 2016/2017 Iberian drought. *Geophysical Research Letters*, 45(22) :12,639–12,646, 2018. doi : 10.1029/2018GL079802.
- BBC. Canada heatwave : wildfires spread in British Columbia after lightning strikes. 2021. URL <https://www.bbc.com/news/world-us-canada-57703853>.

- E. K. Blum and L. K. Li. Approximation theory and feedforward networks. *Neural Networks*, 4(4) :511–515, 1991. doi : 10.1016/0893-6080(91)90047-9.
- J. Blunden and D. S. Arndt. State of the climate in 2011. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(7) :S1–S282, 2012. doi : 10.1175/2012BAMSStateoftheClimate.1.
- N. Bormann, M. Bonavita, R. Dragani, R. Eresmaa, M. Matricardi, and A. McNally. Enhancing the impact of IASI observations through an updated observation-error covariance matrix. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142(697) :1767–1780, 2016. doi : 10.1002/qj.2774.
- M. Bouillon, S. Safieddine, J. Hadji-Lazaro, S. Whitburn, L. Clarisse, M. Doutriaux-Boucher, D. Coppens, T. August, E. Jacqueline, and C. Clerbaux. Ten-year assessment of IASI radiance and temperature. *Remote Sensing*, 12(15), 2020. doi : 10.3390/rs12152393.
- A. Boynard, D. Hurtmans, K. Garane, F. Goutail, J. Hadji-Lazaro, M. E. Koukouli, C. Wespes, C. Vigouroux, A. Keppens, J.-P. Pommereau, A. Pazmino, D. Balis, D. Loyola, P. Valks, R. Sussmann, D. Smale, P.-F. Coheur, , and C. Clerbaux. Validation of the IASI FORLI/EUMETSAT ozone products using satellite (GOME-2), ground-based (Brewer–Dobson, SAOZ, FTIR) and ozonesonde measurements. *Atmospheric Measurement Techniques*, 11 :5125–5152, 2018. doi : 10.5194/amt-11-5125-2018.
- H. E. Brindley and R. Bantges. The spectral signature of recent climate change. *Current Climate Change Reports*, 2 :112–126, 2016. doi : 10.1007/s40641-016-0039-5.
- A. H. Butler, J. P. Sjoberg, D. J. Seidel, and K. H. Rosenlof. A sudden stratospheric warming compendium. *Earth System Science Data*, 9(1) :63–76, 2017. doi : 10.5194/essd-9-63-2017.
- C. T. Butler, R. v. Z. Meredith, and A. P. Stogryn. Retrieving atmospheric temperature parameters from DMSP SSM/T-1 data with a neural network. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 101(D3) :7075–7083, 1996. doi : 10.1029/95JD03577.
- A. J. Charlton and L. M. Polvani. A new look at stratospheric sudden warmings. Part I : climatology and modeling benchmarks. *Journal of Climate*, 20(3) :449–469, 2007. doi : 10.1175/JCLI3996.1.

- J. H. Churnside, T. A. Stermitz, and J. A. Schroeder. Temperature profiling with neural network inversion of microwave radiometer data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 11(1) :105–109, 1994. doi : 0.1175/1520-0426(1994)0112.0.co;2.
- A. Chédin, V. Capelle, and N. Scott. Detection of IASI dust AOD trends over Sahara : how many years of data required? *Atmospheric Research*, 212 :120–129, 2018. doi : 10.1016/j.atmosres.2018.05.004.
- L. Clarisse, Y. R’Honi, P.-F. Coheur, D. Hurtmans, , and C. Clerbaux. Thermal infrared nadir observations of 24 atmospheric gases. *Geophysical Research Letters*, 38, 2011. doi : 10.1029/2011GL047271.
- C. Clerbaux, A. Boynard, L. Clarisse, M. George, J. Hadji-Lazaro, H. Herbin, D. Hurtmans, M. Pommier, A. Razavi, S. Turquety, C. Wespes, and P.-F. Coheur. Monitoring of atmospheric composition using the thermal infrared IASI/MetOp sounder. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9 :6041–6054, 2009. doi : 10.5194/acp-9-6041-2009.
- C. Clerbaux, M. George, and S. Safieddine. Réchauffement climatique et phénomène météo exceptionnel : décryptage de la canicule en Sibérie. *The Conversation*, 2020.
- J. Cohen, L. Agel, M. Barlow, C. I. Garfinkel, and I. White. Linking Arctic variability and change with extreme winter weather in the United States. *Science*, 373(6559) :1116–1121, 2021. doi : 10.1126/science.abi9167.
- K. Coughlin and L. J. Gray. A continuum of sudden stratospheric warmings. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66(2) :531–540, 2009. doi : 10.1175/2008JAS2792.1.
- C. Crevoisier, C. Clerbaux, V. Guidard, T. Phulpin, R. Armante, B. Barret, C. Camy-Peyret, J.-P. Chaboureau, P.-F. Coheur, L. Crépeau, G. Dufour, L. Labonnote, L. Lavanant, J. Hadji-Lazaro, H. Herbin, N. Jacquinet-Husson, S. Payan, E. Péquignot, C. Pierangelo, P. Sellitto, and C. Stubenrauch. 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(12) :4367–4385, 2014. doi : 10.5194/amt-7-4367-2014.

- A. de la Cámara, M. Abalos, P. Hitchcock, N. Calvo, and R. R. Garcia. Response of Arctic ozone to sudden stratospheric warmings. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18(22) : 16499–16513, 2018. doi : 10.5194/acp-18-16499-2018.
- D. P. Dee and S. Uppala. Variational bias correction of satellite radiance data in the ERA-Interim reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135(644) :1830–1841, 2009. doi : 10.1002/qj.493.
- D. P. Dee, S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thépaut, and F. Vitart. The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656) :553–597, 2011. doi : 10.1002/qj.828.
- D. Di, Y. Xue, J. Li, W. Bai, and P. Zhang. Effects of CO₂ Changes on Hyperspectral Infrared Radiances and Its Implications on Atmospheric Temperature Profile Retrieval and Data Assimilation in NWP. *Remote Sensing*, 12(15), 2020. doi : 10.3390/rs12152401.
- N. S. Diffenbaugh, D. Singh, J. S. Mankin, D. E. Horton, D. L. Swain, D. Touma, A. Charland, Y. Liu, M. Haugen, M. Tsiang, and B. Rajaratnam. Quantifying the influence of global warming on unprecedented extreme climate events. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 114(19) :4881–4886, 2017. doi : 10.1073/pnas.1618082114.
- ECMWF. IFS Documentation CY43R1 - Part IV : physical processes. *IFS Documentation*, 2016. doi : 10.21957/sqvo5yxja.
- EUMETSAT. IASI L2 Metop-B validation report. *European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites*, 2013a.

- EUMETSAT. HIRS Level 1 product format specification. *European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites*, 2013b.
- EUMETSAT. IASI Level 1C climate data record release 1 - Metop-A. *European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites*, 2018. doi : 10.15770/EUM_SEC_CLM₀014.
- EUMETSAT. Product user guide – IASI Level 1C FCDR release 1. *European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites*, 2019.
- EUMETSAT. Metop-C IASI Level 2 validation report. *European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites*, 2020a.
- EUMETSAT. Product user guide - IASI Level 2 TS, T, Q release 1. *European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites*, 2020b.
- B. Franco, L. Clarisse, T. Stavrakou, J.-F. Müller, M. Van Damme, S. Whitburn, J. Hadji-Lazaro, D. Hurtmans, D. Taraborrelli, C. Clerbaux, and P.-F. Coheur. A general framework for global retrievals of trace gases from IASI : application to methanol, formic acid, and PAN. *Geophysical Research Letters : Atmospheres*, 123(24) :13,963–13,984, 2018. doi : 10.1029/2018JD029633.
- B. Franco, L. Clarisse, T. Stavrakou, J.-F. Müller, A. Pozzer, J. Hadji-Lazaro, D. Hurtmans, C. Clerbaux, and P.-F. Coheur. Acetone atmospheric distribution retrieved from space. *Geophysical Research Letters*, 46(5) :2884–2893, 2019. doi : 10.1029/2019GL082052.
- K.-I. Funahashi. On the approximate realization of continuous mappings by neural networks. *Neural Networks*, 2(3) :183–192, 1989. doi : 10.1016/0893-6080(89)90003-8.
- M. George, C. Clerbaux, I. Bouarar, P.-F. Coheur, M. N. Deeter, D. P. Edwards, G. Francis, J. C. Gille, J. Hadji-Lazaro, D. Hurtmans, A. Inness, D. Mao, and H. M. Worden. An examination of the long-term CO records from MOPITT and IASI : comparison of retrieval methodology. *Atmospheric Measurement Techniques*, 8(10) :4313–4328, 2015. doi : 10.5194/amt-8-4313-2015.

- GMAO. Global Modeling and Assimilation Office (GMAO) MERRA-2 reanalysis. 2015. doi : 10.5067/AP1B0BA5PD2K.
- M. Goldberg, O. G., J. Butler, C. Cao, R. Datla, D. Doelling, V. Gärtner, T. Hewison, B. Iacovazzi, D. Kim, T. Kurino, J. Lafeuille, P. Minnis, D. Renaut, J. Schmetz, D. Tobin, L. Wang, F. Weng, X. Wu, F. Yu, P. Zhang, and T. Zhu. The Global Space-Based Inter-Calibration System. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(4) :467–475, 2011. doi : 10.1175/2010BAMS2967.1.
- H. Goosse. *Climate system dynamics and modelling*. Cambridge University Press, 2015. doi : 10.1017/CBO9781316018682.
- L. Gross, S. Thiria, and R. Frouin. Applying artificial neural network methodology to ocean color remote sensing. *Ecological Modelling*, 120(2-3) :237–246, 1999. doi : 10.1016/s0304-3800(99)00105-2.
- M. Gómez-Escolar, N. Calvo, D. Barriopedro, and S. Fueglistaler. Tropical response to stratospheric sudden warmings and its modulation by the QBO. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 119(12) :7382–7395, 2014. doi : 10.1002/2013JD020560.
- J. Hadji-Lazaro, C. Clerbaux, and S. Thiria. An inversion algorithm using neural networks to retrieve atmospheric CO total columns from high-resolution nadir radiances. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 104(D19) :23841–23854, 1999.
- P. Haynes. Stratospheric dynamics. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 37 :263–293, 2005. doi : 10.1146/annurev.fluid.37.061903.175710.
- H. Hersbach, B. Bell, P. Berrisford, G. Biavati, A. Horányi, J. Muñoz Sabater, J. Nicolas, C. Peubey, R. Radu, I. Rozum, D. Schepers, A. Simmons, C. Soci, D. Dee, and J.-N. Thépaut. ERA5 hourly data on pressure levels from 1979 to present. *Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS)*, 2018a. doi : 10.24381/cds.bd0915c6.
- H. Hersbach, P. de Rosnay, B. Bell, D. Schepers, A. Simmons, C. Soci, S. Abdalla, M. Alonso-Balmaseda, G. Balsamo, P. Bechtold, P. Berrisford, J.-R. Bidlot, E. de Boissésou, M. Bonavita, P. Browne, R. Buizza, P. Dahlgren, D. Dee, R. Dragani, M. Diamantakis, J. Flemming,

- R. Forbes, A. J. Geer, T. Haiden, E. Hólm, L. Haimberger, R. Hogan, A. Horányi, M. Janiskova, P. Laloyaux, P. Lopez, J. Munoz-Sabater, C. Peubey, R. Radu, D. Richardson, J.-N. Thépaut, F. Vitart, X. Yang, E. Zsótér, and H. Zuo. Operational global reanalysis : progress, future directions and synergies with NWP. *ERA5 Report Series*, (27), 2018b. doi : 10.21957/tkic6g3wm.
- K. Hornik, M. Stinchcombe, and H. White. Multilayer feedforward networks are universal approximators. *Neural Networks*, 2(5) :359–366, 1989. doi : 10.1016/0893-6080(89)90020-8.
- D. Hu, Z. Guan, W. Tian, and R. Ren. Recent strengthening of the stratospheric Arctic vortex response to warming in the central North Pacific. *Nature Communications*, 9, 2018. doi : 10.1038/s41467-018-04138-3.
- International Geophysics. *An introduction to dynamic meteorology Volume 23 - Chapter 11 : stratospheric dynamics.*, volume 23. Elsevier, 1979. doi : 10.1016/s0074-6142(08)60527-6.
- IPCC. Intergovernmental Panel on Climate Change sixth assessment report : the physical science basis. 2021.
- Y.-Q. Jin and C. Liu. Biomass retrieval from high-dimensional active/passive remote sensing data by using artificial neural networks. *International Journal of Remote Sensing*, 18(4) : 971–979, 1997. doi : 10.1080/014311697218863.
- M. Khodri, D. Swingedouw, J. Mignot, M.-A. Sicre, E. Garnier, V. Masson-Delmote, A. Ribes, and L. Terray. Le climat du dernier millénaire. *La Météorologie, Météo et Climat*, 8(88) : 36–47, 2015. doi : 10.4267/2042/56360.
- B.-M. Kim, S.-W. Son, S.-K. Min, J.-H. Jeong, S.-J. Kim, X. Zhang, T. Shim, and J.-H. Yoon. Weakening of the stratospheric polar vortex by Arctic sea-ice loss. *Nature Communications*, 5, 2014. doi : 10.1038/ncomms5646.
- A. D. King, A. H. Butler, M. Jucker, N. O. Earl, and I. Rudeva. Observed relationships between sudden stratospheric warmings and European climate extremes. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 124(24) :13943–13961, 2019.

- D. P. Kingma and J. Ba. Adam : a method for stochastic optimization. In *3rd International Conference on Learning Representations, ICLR 2015, San Diego, CA, USA, May 7-9, 2015, Conference Track Proceedings*, 2015.
- K. Kodera. Influence of stratospheric sudden warming on the equatorial troposphere. *Geophysical Research Letters*, 33(6), 2006. doi : 10.1029/2005GL024510.
- J. Kolassa, F. Aires, J. Polcher, C. Prigent, C. Jimenez, and J. M. Pereira. Soil moisture retrieval from multi-instrument observations : information content analysis and retrieval methodology. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(10) :4847–4859, 2013. doi : 10.1029/2012JD018150.
- K. Krüger, B. Naujokat, and K. Labitzke. The unusual midwinter warming in the Southern Hemisphere stratosphere 2002 : a comparison to Northern Hemisphere phenomena. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62(3) :603–613, 2005. doi : 10.1175/JAS-3316.1.
- B. Lambrigtsen, E. Fetzer, E. Fishbein, S.-Y. Lee, and T. Pagano. AIRS - the Atmospheric Infrared Sounder. *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 3 :2204–2207, 2004. doi : 10.1109/IGARSS.2004.1370798.
- J. Li, M.-H. Wang, and Y.-S. Ho. Trends in research on global climate change : a Science Citation Index expanded-based analysis. *Global and Planetary Change*, 77(1-2) :13–20, 2011. doi : 10.1016/j.gloplacha.2011.02.005.
- G. L. Manney and Z. D. Lawrence. The major stratospheric final warming in 2016 : dispersal of vortex air and termination of Arctic chemical ozone loss. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(23) :15371–15396, 2016. doi : 10.5194/acp-16-15371-2016.
- G. L. Manney, M. L. Santee, M. Rex, N. J. Livesey, M. C. Pitts, P. Veefkind, E. R. Nash, I. Wohltmann, R. Lehmann, L. Froidevaux, L. R. Poole, M. R. Schoeberl, D. P. Haffner, J. Davies, V. Dorokhov, H. Gernandt, B. Johnson, R. Kivi, E. Kyrö, N. Larsen, P. F. Levelt, A. Makshtas, C. T. McElroy, H. Nakajima, M. Concepción Parrondo, D. W. Tarasick, P. von der Gathen, K. A. Walker, and N. S. Zinoviev. Unprecedented arctic ozone loss in 2011. *Nature*, 478 :469–475, 2011. doi : 10.1038/nature10556.

- G. L. Manney, Z. D. Lawrence, M. L. Santee, W. G. Read, N. J. Livesey, A. Lambert, L. Froidevaux, H. C. Pumphrey, and M. J. Schwartz. A minor sudden stratospheric warming with a major impact : transport and polar processing in the 2014/2015 Arctic winter. *Geophysical Research Letters*, 42(18) :7808–7816, 2015. doi : 10.1002/2015GL065864.
- O. Martius, L. M. Polvani, and H. C. Davies. Blocking precursors to stratospheric sudden warming events. *Geophysical Research Letters*, 36(14), 2009. doi : 10.
- M. Matricardi. RTIASI-4, a new version of the ECMWF fast radiative transfer model for the infrared atmospheric sounding interferometer. *ECMWF Technical Memorandum*, (425) :65, 10 2003. doi : 10.21957/76evnxi6d.
- P. Maury, C. Claud, E. Manzini, A. Hauchecorne, and P. Keckhut. Characteristics of stratospheric warming events during Northern winter. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 121(10) :5368–5380, 2016.
- A. C. Maycock, W. J. Randel, A. K. Steiner, A. Y. Karpechko, J. Christy, R. Saunders, D. W. J. Thompson, C.-Z. Zou, A. Chrysanthou, L. N. Abraham, H. Akiyoshi, A. T. Archibald, N. Butchart, M. Chipperfield, M. Dameris, M. Deushi, S. Dhomse, G. Di Genova, P. Jöckel, D. E. Kinnison, O. Kirner, F. Ladstädter, M. Michou, O. Morgenstern, F. O’Connor, L. Oman, G. Pitari, D. A. Plummer, L. E. Revell, E. Rozanov, A. Stenke, D. Visionsi, Y. Yamashita, and G. Zeng. Revisiting the mystery of recent stratospheric temperature trends. *Geophysical Research Letters*, 45(18) :9919–9933, 2018. doi : 10.1029/2018GL078035.
- W. Menke. *Geophysical data analysis : discrete inverse theory*. Academic Press, Boston, United States, 1984. doi : 10.1016/B978-0-12-397160-9.00001-1.
- D. M. Mitchell, S. M. Osprey, L. J. Gray, N. Butchart, S. C. Hardiman, A. J. Charlton-Perez, and P. Watson. The effect of climate change on the variability of the Northern Hemisphere stratospheric polar vortex. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69(8) :2608 – 2618, 2012. doi : 10.1175/JAS-D-12-021.1.
- D. M. Mitchell, P. W. Thorne, P. A. Stott, and L. J. Gray. Revisiting the controversial issue of

- tropical tropospheric temperature trends. *Geophysical Research Letters*, 40(11) :2801–2806, 2013. doi : 10.1002/grl.50465.
- J.-L. Moncet, G. Uymin, A. E. Lipton, and H. E. Snell. Infrared radiance modeling by Optimal Spectral Sampling. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(12) :3917–3934, 2008. doi : 10.1175/2008JAS2711.1.
- R. Murgatroyd and A. O’Neill. Interaction between the troposphere and stratosphere. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A*, 296 :87–102, 1980. doi : 10.1098/rsta.1980.0158.
- G. Myhre, K. Alterskjær, C. W. Stjern, Hodnebrog, L. Marelle, J. Sillmann, N. Schaller, E. Fischer, M. Schulz, and A. Stohl. Frequency of extreme precipitation increases extensively with event rareness under global warming. *Scientific Reports*, 9, 2019. doi : 10.1038/s41598-019-52277-4.
- NIFC. National Interagency Fire Center : National Fire News. 2021. URL <https://www.nifc.gov/fire-information/nfn>.
- B. Nyenzi and P. F. Lefale. El Niño Southern Oscillation (ENSO) and global warming. *Advances in Geosciences*, 6 :95–101, 2006. doi : 10.5194/adgeo-6-95-2006.
- V. Pellet and F. Aires. Bottleneck channels algorithm for satellite data dimension reduction : a case study for IASI. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 56(10) : 6069–6081, 2018. doi : 10.1109/TGRS.2018.2830123.
- S. E. Perkins-Kirkpatrick and S. C. Lewis. Increasing trends in regional heatwaves. *Nature Communications*, 11, 2020. doi : 10.1038/s41467-020-16970-7.
- F. Rabier, N. Fourrié, D. Chafäi, and P. Prunet. Channel selection methods for Infrared Atmospheric Sounding Interferometer radiances. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128(581) :1011–1027, 2002. doi : 10.1256/0035900021643638.
- W. J. Randel, A. K. Smith, F. Wu, C. Z. Zou, and H. Qian. Stratospheric temperature trends over 1979-2015 derived from combined SSU, MLS and SABER satellite observations. *Journal of Climate*, 29(13) :4843–4859, 2016. doi : 10.1175/JCLI-D-15-0629.1.

- J. Rao, R. Ren, H. Chen, Y. Yu, and Y. Zhou. The stratospheric sudden warming event in February 2018 and its prediction by a climate system model. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 123(23) :13,332–13,345, 2018. doi : 10.1029/2018JD028908.
- A. Reale, F. Tilley, M. Ferguson, and A. Allegrino. Noaa operational sounding products for advanced tovs. *International Journal of Remote Sensing*, 29(16) :4615–4651, 2008. doi : 10.1080/01431160802020502.
- C. Rodgers. *Inverse methods for atmospheric sounding : theory and practice*. World Scientific Publishing, London, United Kingdom, 2000.
- S. Safieddine, M. Bouillon, A.-C. Parracho, J. Jumelet, F. Tencé, A. Pazmino, F. Goutail, C. Wespes, S. Bekki, A. Boynard, J. Hadji-Lazaro, P.-F. Coheur, D. Hurtmans, and C. Clerbaux. Antarctic ozone enhancement during the 2019 sudden stratospheric warming event. *Geophysical Research Letters*, 47(14), 2020a. doi : 10.1029/2020GL087810.
- S. Safieddine, A. C. Parracho, M. George, F. Aires, V. Pellet, L. Clarisse, S. Whitburn, O. Lézéaux, J.-N. Thépaut, H. Hersbach, G. Radnoti, F. Goettsche, M. Martin, M. Doutriaux-Boucher, D. Coppens, T. August, D. K. Zhou, and . Clerbaux. Artificial neural networks to retrieve land and sea skin temperature from IASI. *Remote Sensing*, 12(17), 2020b. doi : 10.3390/rs12172777.
- S.-M. Salmi, P. T. Verronen, L. Thölix, E. Kyrölä, L. Backman, A. Y. Karpechko, and A. Seppälä. Mesosphere-to-stratosphere descent of odd nitrogen in february–march 2009 after sudden stratospheric warming. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(10) :4645–4655, 2011. doi : 10.5194/acp-11-4645-2011.
- B. Santer, S. Solomon, F. Wentz, Q. Fu, S. Po-Chedley, C. Mears, J. Painter, and C. Bonfils. Tropospheric warming over the past two decades. *Scientific Reports*, 7 :2336, 2017. doi : 10.1038/s41598-017-02520-7.
- R. Saunders, J. Hocking, E. Turner, P. Rayner, D. Rundle, P. Brunel, J. Vidot, P. Roquet, M. Matricardi, A. Geer, N. Bormann, and C. Lupu. An update on the RTTOV fast radiative

- transfer model (currently at version 12). *Geoscientific Model Development*, 11(7) :2717–2737, 2018. doi : 10.5194/gmd-11-2717-2018.
- P. Schlüssel, H. T. H., P. L. Phillips, T. August, and X. Calbet. The operational IASI Level 2 processor. *Advances in Space Research*, 36(5) :982–988, 2005. doi : 10.1016/j.asr.2005.03.008.
- N. A. Scott and A. Chedin. A fast line-by-line method for atmospheric absorption computations : The automatized atmospheric absorption atlas. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 20(7) :802–812, 1981. doi : 10.1175/1520-0450(1981)020<0802 :AFL-BLM>2.0.CO ;2.
- N. A. Scott, A. Chédin, J. Pernin, R. Armante, V. Capelle, and L. Crépeau. QUASAR : quality assessment of satellite and radiosonde data. 2015.
- D. J. Seidel, F. H. Berger, H. J. Diamond, J. Dykema, D. Goodrich, F. Immler, W. Murray, T. Peterson, D. Sisterson, M. Sommer, P. Thorne, H. Vomel, and J. Wang. Reference Upper-Air Observations for Climate : rationale, progress, and plans. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(3) :361–369, 2009. doi : 10.1175/2008BAMS2540.1.
- D. J. Seidel, J. Li, C. Mears, I. Moradi, J. Nash, W. J. Randel, R. Saunders, D. W. J. Thompson, and C. Z. Zou. Stratospheric temperature changes during the satellite era. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 121(2) :664–681, 2015. doi : 10.1002/2015JD024039.
- J. Seinfeld and S. Pandis. *Atmospheric chemistry and physics : from air pollution to climate change - second edition*. Wiley-Interscience, 2006.
- P. K. Sen. Estimates of the regression coefficient based on Kendall’s tau. *Journal of the American Statistical Association*, 63(324) :1379–1389, 1968. doi : 10.1080/01621459.1968.10480934.
- M. C. Serreze and R. G. Barry. Processes and impacts of Arctic amplification : a research synthesis. *Global and Planetary Change*, 77 :85–96, 2011. doi : 10.1016/j.gloplacha.2011.03.004.
- M. Shangguan, W. Wang, and S. Jin. Variability of temperature and ozone in the upper troposphere and lower stratosphere from multi-satellite observations and reanalysis data.

- Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(10) :6659–6679, 2019. doi : 10.5194/acp-19-6659-2019.
- I. R. Simpson, P. Hitchcock, R. Seager, Y. Wu, and P. Callaghan. The downward influence of uncertainty in the northern hemisphere stratospheric polar vortex response to climate change. *Journal of Climate*, 31(16) :6371 – 6391, 2018. doi : 10.1175/JCLI-D-18-0041.1.
- A. K. Steiner, F. Ladstädter, W. J. Randel, A. C. Maycock, Q. Fu, C. Claud, H. Gleisner, L. Haimberger, S. P. Ho, P. Keckhut, T. Leblanc, C. Mears, L. M. Polvani, B. D. Santer, T. Schmidt, V. Sofieva, R. Wing, and Z. C. Z. Observed temperature changes in the troposphere and stratosphere from 1979 to 2018. *Journal of Climate*, 33(19) :8165–8194, 2020. doi : 10.1175/JCLI-D-19-0998.1.
- S. E. Strahan, A. R. Douglass, and M. R. Damon. Why do antarctic ozone recovery trends vary? *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 124(15) :8837–8850, 2019. doi : 10.1029/2019JD030996.
- J. Susskind, G. A. Schmidt, J. N. Lee, and L. Iredell. Recent global warming as confirmed by AIRS. *Environmental Research Letters*, 14(4), 2019.
- H. Theil. A rank invariant method of linear and polynomial regression analysis. *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie Wetenschappen, Series A Mathematical Sciences*, 53, 1950.
- S. Thiria, C. Mejjia, F. Badran, and M. Crépon. A neural network approach for modeling non-linear transfer functions : application for wind retrieval from spaceborne scatterometer data. *Journal of Geophysical Research*, 98(C12) :22,827–22,841, 1993. doi : 10.1029/93JC01815.
- D. W. J. Thompson, D. J. Seidel, W. J. Randel, C.-Z. Zou, A. H. Butler, C. Mears, A. Osso, C. Long, and R. Lin. The mystery of recent stratospheric temperature trends. *Nature*, 491 : 692–697, 2012. doi : 10.1038/nature11579.
- P. W. Thorne, J. R. Lanzante, T. C. Peterson, D. J. Seidel, and K. P. Shine. Tropospheric temperature trends : history of an ongoing controversy. *WIREs Climate Change*, 2(1) :66–88, 2011. doi : 10.1002/wcc.80.

- M. Van Damme, S. Whitburn, L. Clarisse, C. Clerbaux, D. Hurtmans, and P.-F. Coheur. Version 2 of the IASI NH₃ neural network retrieval algorithm : near-real-time and reanalysed datasets. *Atmospheric Measurement Techniques*, 10(12) :4905–4914, 2017. doi : 10.5194/amt-10-4905-2017.
- H. van Loon, R. L. Jenne, and K. Labitzke. Zonal harmonic standing waves. *Journal of Geophysical Research*, 78, 1973.
- M. Weber, M. Coldewey-Egbers, V. E. Fioletov, S. M. Frith, J. D. Wild, J. P. Burrows, C. S. Long, and D. Loyola. Total ozone trends from 1979 to 2016 derived from five merged observational datasets - the emergence into ozone recovery. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18(3) :2097–2117, 2018. doi : 10.5194/acp-18-2097-2018.
- S. Whitburn, L. Clarisse, M. Bouillon, S. Safieddine, M. George, S. Dewitte, H. De Longueville, P.-F. Coheur, and C. Clerbaux. Trends in spectrally resolved outgoing longwave radiation from 10 years of satellite measurements. *npj Climate and Atmospheric Science*, 2021.
- WMO. Scientific assessment of ozone depletion : 2018. *World Meteorological Organization*, 2018.
- T. Woollings, A. Charlton-Perez, S. Ineson, A. G. Marshall, and G. Masato. Associations between stratospheric variability and tropospheric blocking. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 115(D6), 2010.
- J. Yang, P. Gong, R. Fu, M. Zhang., J. Chen, S. Liang, B. Xu, J. Shi, and R. Dickinson. The role of satellite remote sensing in climate change studies. *Nature Climate Change*, 3 :875–883, 2013. doi : 10.1038/nclimate1908.
- C.-Z. Zou, H. Qian, W. Wang, L. Wang, and C. Long. Recalibration and merging of SSU observations for stratospheric temperature trend studies. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 119(13) :180–205, 2014. doi : 10.1002/2014JD021603.
- G. Zängl and K. P. Hoinka. The tropopause in the polar regions. *Journal of Climate*, 14(14) : 3117–3139, 2001. doi : 10.1175/1520-0442(2001)014<3117 :TTITPR>2.0.CO ;2.