



**HAL**  
open science

# APPORT DES OBSERVATIONS SPATIALES POUR L'ESTIMATION ET LA PREVISION DES PRECIPITATIONS TROPICALES

Philippe Chambon

► **To cite this version:**

Philippe Chambon. APPORT DES OBSERVATIONS SPATIALES POUR L'ESTIMATION ET LA PREVISION DES PRECIPITATIONS TROPICALES. Océan, Atmosphère. Université Toulouse III - Paul Sabatier, 2020. tel-03420565

**HAL Id: tel-03420565**

**<https://hal.science/tel-03420565>**

Submitted on 9 Nov 2021

**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.



**UNIVERSITÉ  
TOULOUSE III  
PAUL SABATIER**



Université  
de Toulouse

# **APPORT DES OBSERVATIONS SPATIALES POUR L'ESTIMATION ET LA PREVISION DES PRECIPITATIONS TROPICALES**

Mémoire présenté le 17 novembre 2020

par **Philippe Chambon**

Centre National de Recherches Météorologiques  
Météo-France et CNRS

pour l'obtention du diplôme d'

## **Habilitation à Diriger des Recherches de l'Université Paul Sabatier, Toulouse**

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers

Devant le jury composé de :

|                                  |                                |
|----------------------------------|--------------------------------|
| <b>M. Jean-Pierre CHABOUREAU</b> | <b>Président</b>               |
| <b>M. Frédéric CHEVALLIER</b>    | <b>Rapporteur</b>              |
| <b>Mme. Chantal CLAUD</b>        | <b>Rapporteur</b>              |
| <b>Mme. Catherine PRIGENT</b>    | <b>Rapporteur</b>              |
| <b>M. Stephen ENGLISH</b>        | <b>Examineur</b>               |
| <b>M. Jean-François MAHFOUF</b>  | <b>Directeur de recherches</b> |







# Remerciements

Mes premiers remerciements vont à mon parrain de HDR Jean-François Mahfouf pour son aide précieuse durant la rédaction de mon manuscrit et la préparation de ma soutenance. De façon plus générale, je voudrais remercier Jean-François pour tous les conseils qu'il m'a donnés au fil des années et toutes les discussions très riches que nous avons eu depuis mon arrivée au CNRM. Ses connaissances pointues sur de nombreux sujets, que Jean-François partage toujours avec une grande disponibilité, ont beaucoup fait avancer mes réflexions.

Je voudrais remercier les membres de mon jury Jean-Pierre Chaboureau, Frédéric Chevallier, Chantal Claud, Catherine Prigent et Stephen English d'avoir accepté de participer à ma soutenance et consacré du temps à la lecture de mon manuscrit, malgré les circonstances de cette année 2020 si particulière.

Je voudrais aussi remercier mes collègues du GMAP qui m'ont beaucoup apporté tant d'un point de vue scientifique que technique. En particulier, je voudrais remercier Ghislain Faure avec qui j'ai commencé à travailler dès mon arrivée au GMAP en 2013. Je voudrais aussi remercier particulièrement les collègues avec qui je travaille au quotidien Nadia Fourrié, Mary Borderies, Marylis Barreyat, Patrick Moll, Cécile Loo, Maud Martet, Christophe Payan. Un merci spécial à Dominique Puech qui m'a résolu un nombre incalculable de problèmes techniques. Je n'oublie pas mes collègues du CEMS Lannion Pascal Brunel et Jérôme Vidot qui m'ont permis d'intégrer leur équipe de développement autour de RTTOV afin de développer mes recherches autour des radars.

En restant sur le thème de RTTOV, je voudrais aussi remercier Alan Geer du CEPMMT et Sarah Zhang du NASA-GMAO qui m'ont tous les deux accueillis plusieurs fois dans leurs laboratoires respectifs pour travailler sur différents projets et auprès desquels j'ai beaucoup appris sur l'assimilation de données dans les nuages et les précipitations.

Je voudrais également remercier l'équipe Megha-Tropiques et en premier lieu Rémy Roca qui m'a appris beaucoup de choses sur la météorologie tropicale. Je voudrais également le remercier pour son dynamisme à la tête de Megha. Un grand merci également à d'autres membres du groupe Megha-Tropiques auprès de qui j'ai aussi beaucoup appris : Isabelle Jobard, Thomas Fiolleau, Marielle Gosset, Michel Capderou, Hélène Brogniez et Sophie Cloché.

Je remercie aussi nos collègues du CNES qui ont mis beaucoup d'énergie afin que Megha-Tropiques soit un succès ; je pense en particulier à Michel Dejus, Jean-Louis Raynaud et Pierre Tabary.

Enfin, je souhaiterais sincèrement remercier mon épouse Céline qui est une vraie source d'énergie pour moi. Son regard littéraire sur ce manuscrit m'a été très précieux pour sa rédaction.



# Résumé

Mes activités de recherches s'inscrivent dans la thématique générale de la prévision numérique du cycle de l'eau atmosphérique. Elles sont réalisées au sein du Groupe de Modélisation et d'Assimilation pour la Prévision du CNRM.

Mes travaux portent sur deux thèmes : l'amélioration des conditions initiales des modèles de prévision et la validation des prévisions des nuages et des précipitations. Ces deux activités exploitent des observations issues de la télédétection spatiale qui ont l'avantage d'offrir une couverture quasi globale, complémentaire de celle des réseaux d'observations de surface. Plus spécifiquement, je m'intéresse aux observations satellitaires dans le domaine de fréquences des micro-ondes. Celles-ci ont la particularité d'être sensibles à l'eau sous toutes ses phases : gazeuse (vapeur d'eau), liquide (gouttelettes nuageuses et pluies) et solide (cristaux de glace et de neige). Ces sensibilités peuvent être exploitées pour estimer les précipitations depuis l'espace mais aussi mieux les prévoir grâce au processus d'assimilation de données.

Dans ce mémoire, j'illustrerai comment ces observations satellitaires permettent de contribuer au développement des systèmes de prévision numérique de Météo-France. Je dresserai également un ensemble de perspectives sur ces thèmes, s'inscrivant dans l'évolution du paysage de la programmation des différentes agences spatiales pour l'observation de la Terre.





# Glossaire

|          |  |
|----------|--|
| ACCP     | Aerosol and Cloud, Convection and Precipitation                                    |
| AMSR-2   | Advanced Microwave Scanning Radiometer - 2   |
| AMSU     | Advanced Microwave Sounding Unit   |
| AMV      | Atmospheric Motion Vector  |
| AROME    | Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Echelle                       |
| ARPEGE   | Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle                                  |
| ARTS     | Atmospheric Radiative Transfer Simulator   |
| ATMS     | Advanced Technology Microwave Sounder  |
| AWS      | Arctic Weather Service   |
| BRAIN    | Bayesian Rain retrieval Algorithm Including Neural Network                         |
| CALIPSO  | Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation                  |
| CEFIPRA  | Centre Franco-Indien pour le Promotion de la Recherche Avancée                     |
| CEPMET   | Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme                  |
| CGMS     | Coordination Group for Meteorological Satellites                                   |
| CIMR     | Copernicus Imaging Microwave Radiometer  |
| CMA      | China Meteorological Administration  |
| CNES     | Centre National d'Etudes Spatiales   |
| CNRM     | Centre National de Recherches Météorologiques                                      |
| CPR      | Cloud Profiling Radar  |
| CrIS     | Cross-track Infrared Sounder   |
| DMSP     | Defense Meteorological Satellite Program   |
| DPR      | Dual-frequency Precipitation Radar   |
| DWD      | Deutscher Wetterdienst   |
| DYAMOND  | DYnamics of the Atmospheric general circulation Modeled On Non-hydrostatic Domains |
| ECMWF    | European Centre for Medium-Range Weather Forecasts                                 |
| EPS-SG   | EUMETSAT Polar System – Second Generation  |
| ESA      | European Space Agency  |
| EUMETSAT | European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites            |
| FCI      | Flexible Combined Imager   |
| FNMOCC   | Fleet Numerical Meteorology and Oceanography Center                                |
| FSO      | Forecast Sensitivity to Observations   |
| FSS      | Fractions Skill Score  |
| FY       | Feng-Yun   |
| GdR      | Groupement de recherche  |
| GMAO     | Global Modeling and Assimilation Office  |
| GMI      | GPM Microwave Imager   |
| GNSS     | Géolocalisation et Navigation par un Système de Satellites                         |
| GOSAT    | Greenhouse Gases Observing Satellite   |
| GPCC     | Global Precipitation Climatology Centre  |
| GPM      | Global Precipitation Measurement   |
| GPROF    | Goddard Profiling algorithm  |
| GSMAP    | Global Satellite Mapping of Precipitation  |
| GTS      | Global Telecommunication System  |
| IASI     | Infrared Atmospheric Sounding Interferometer                                       |
| ICARE    | Cloud-Aerosol-Water-Radiation Interactions   |
| ICI      | Ice Cloud Imager   |

|           |   |
|-----------|---|
| IFS       | Integrated Forecasting System   |
| IMOTEP    | Infrarouge et Micro-Ondes, Transfert radiatif pour la prévision des Extrêmes de Pluies                      |
| IPWG      | International Precipitation Working Group   |
| IR        | Infra-Rouge / Infra-Red   |
| IRS       | Infra-Red Sounder   |
| ISRO      | Indian Space Research Organisation  |
| JAXA      | Japan Aerospace Exploration Agency  |
| JCSDA     | Joint Center for Satellite Data Assimilation  |
| JMA       | Japan Meteorological Agency   |
| JPL       | Jet Propulsion Laboratory   |
| MADRAS    | Microwave Analysis & Detection of Rain & Atmospheric Structures   |
| MHS       | Microwave Humidity Sounder  |
| MIT       | Massachusetts Institute of Technology   |
| MO        | Micro-Ondes   |
| MT        | Megha-Tropiques   |
| MTVZA-GY  | Imaging/Sounding Microwave Radiometer - improved  |
| MW        | MicroWave   |
| MWHS      | Microwave Humidity Sounders   |
| MWI       | MicroWave Imager  |
| MWS       | MicroWave Sounder   |
| NASA      | National Aeronautics and Space Administration   |
| NCEP      | National Centers for Environmental Prediction   |
| NOAA      | National Oceanic and Atmospheric Administration   |
| NWP       | Numerical Weather Prediction  |
| OMM       | Organisation Météorologique Mondiale  |
| OPERA     | Operational Program for Exchange of Weather Radar information   |
| OSE       | Observing System Experiment   |
| OSSE      | Observing System Simulation Experiment  |
| PATH      | Precipitation and All-weather Temperature and Humidity  |
| PCMT      | Prognostic Condensates Microphysics and Transport   |
| PMM       | Precipitation Measurement Missions  |
| PNT       | Prévision Numérique du Temps  |
| PR        | Precipitation Radar   |
| ROSCOSMOS | Russian State Corporation for Space Activities  |
| RTTOV     | Radiative Transfer for TOVS   |
| SAF       | Satellite Application Facilities  |
| SAPHIR    | Sondeur Atmosphérique du Profil d'Humidité Intertropicale par Radiométrie                                   |
| SDSU      | Satellite Data Simulator Unit   |
| SSMIS     | Special Sensor Microwave Imager / Sounder   |
| TAPEER    | Tropical Amount of Precipitation with an Estimate of ERrors   |
| TEMPEST-D | Temporal Experiment for Storms and Tropical Systems - Demonstration   |
| TIROS     | Television Infrared Observation Satellite   |
| TMI       | TRMM Microwave Imager   |
| TOVS      | TIROS Operational Vertical Sounder  |
| TRMM      | Tropical Rainfall Measuring Mission   |
| TROPICS   | Time-Resolved Observations of Precipitation structure and storm Intensity with a Constellation of Smallsats |
| WMO       | World Meteorological Organization   |





# Table des Matières

|  |            |
|--|------------|
| <b>CHAPITRE 1: CURRICULUM VITAE DETAILLE.....</b>  | <b>15</b>  |
| 1.1 CURRICULUM VITAE.....  | 15         |
| 1.1.1 <i>Parcours universitaire</i> .....  | 16         |
| 1.1.2 <i>Parcours professionnel</i> .....  | 16         |
| 1.2 ENCADREMENTS.....  | 17         |
| 1.3 PRODUCTION SCIENTIFIQUE.....   | 19         |
| 1.4 ANIMATION ET ADMINISTRATION DE LA RECHERCHE.....   | 26         |
| 1.5 PARTICIPATION A DES INSTANCES OU COMITES EN LIEN AVEC L'ENSEIGNEMENT.....                              | 26         |
| 1.6 PARTICIPATION A DES INSTANCES OU COMITES EN LIEN AVEC LA RECHERCHE.....                                | 26         |
| 1.7 ENSEIGNEMENT ET FORMATION.....   | 27         |
| 1.8 PROJETS NATIONAUX ET INTERNATIONAUX.....   | 27         |
| <b>CHAPITRE 2: CONTEXTE DE MES TRAVAUX DE RECHERCHE.....</b>   | <b>29</b>  |
| 2.1 CONTEXTE SCIENTIFIQUE GENERAL.....   | 29         |
| 2.2 POSITIONNEMENT DE MES TRAVAUX ET APPORT DE MON PARCOURS PERSONNEL.....                                 | 39         |
| <b>CHAPITRE 3: SYNTHESE DES TRAVAUX.....</b>   | <b>45</b>  |
| 3.1 ESTIMATION DES PRECIPITATIONS PAR SATELLITES.....  | 45         |
| 3.1.1 <i>Contribution à l'élaboration du produit d'estimation des pluies</i> .....                         | 46         |
| 3.1.2 <i>Contribution à l'évaluation des modèles de prévision numérique du temps</i> .....                 | 51         |
| 3.2 ASSIMILATION D'OBSERVATIONS POUR LA PREVISION NUMERIQUE DU TEMPS.....                                  | 57         |
| 3.2.1 <i>Observations micro-ondes et prévision numérique du temps</i> .....                                | 57         |
| 3.2.2 <i>Assimilation nuageuse et enjeux pour la prévision des cyclones tropicaux</i> .....                | 68         |
| 3.2.3 <i>Intérêt des radars spatiaux pour la prévision numérique du temps</i> .....                        | 78         |
| <b>CHAPITRE 4: PROJET SCIENTIFIQUE ET CONCLUSION.....</b>  | <b>87</b>  |
| 4.1 UN CONTEXTE PROGRAMMATIQUE EN FORTE EVOLUTION.....   | 87         |
| 4.2 PROJET POUR LA PREVISION NUMERIQUE DU TEMPS.....   | 89         |
| 4.2.1 <i>Vers l'utilisation d'une forte densité forte d'observations micro-ondes</i> .....                 | 90         |
| 4.2.2 <i>Vers une utilisation spectralement cohérente des observations micro-ondes et Infrarouge</i> ..... | 94         |
| 4.2.3 <i>Vers un suivi fin des prévisions de nuages et des précipitations</i> .....                        | 97         |
| 4.3 VERS DES OBSERVATIONS ET DES SYSTEMES DE PREVISIONS A HAUTE RESOLUTION.....                            | 99         |
| <b>CHAPITRE 5: MES PRINCIPALES PUBLICATIONS.....</b>   | <b>103</b> |
| 5.1 SELECTION DES ARTICLES.....  | 103        |
| 5.2 FAURE ET AL., 2020.....  | 105        |
| 5.3 CHAMBON ET AL., 2015.....  | 127        |
| 5.4 DURUISSEAU ET AL., 2017.....   | 141        |
| 5.5 DURUISSEAU ET AL., 2019.....   | 155        |
| 5.6 CHAMBON ET AL., 2014.....  | 179        |
| <b>BIBLIOGRAPHIE.....</b>  | <b>199</b> |



# Chapitre 1: Curriculum Vitae détaillé

---

|       |  |    |
|-------|--|----|
| 1.1   | CURRICULUM VITAE .....   | 15 |
| 1.1.1 | <i>Parcours universitaire</i> .....  | 16 |
| 1.1.2 | <i>Parcours professionnel</i> .....  | 16 |
| 1.2   | ENCADREMENTS .....   | 17 |
| 1.3   | PRODUCTION SCIENTIFIQUE .....  | 19 |
| 1.4   | ANIMATION ET ADMINISTRATION DE LA RECHERCHE .....                          | 26 |
| 1.5   | PARTICIPATION A DES INSTANCES OU COMITES EN LIEN AVEC L'ENSEIGNEMENT ..... | 26 |
| 1.6   | PARTICIPATION A DES INSTANCES OU COMITES EN LIEN AVEC LA RECHERCHE .....   | 26 |
| 1.7   | ENSEIGNEMENT ET FORMATION .....  | 27 |
| 1.8   | PROJETS NATIONAUX ET INTERNATIONAUX .....                                  | 27 |

---

## 1.1 Curriculum Vitae

|                      |  |
|----------------------|--|
| Nom, Prénom          | Chambon, Philippe  |
| Date de Naissance    | 25 Mars 1985 (35 ans)  |
| Nationalité          | Française  |
| Situation de famille | Marié  |
| Corps                | Ingénieur du Corps des Ponts, des Eaux et des Forêts   |
| Affectation          | Chercheur en assimilation d'observations satellitaires micro-ondes<br>Équipe : OBS<br>Groupe : Groupe de Modélisation et d'Assimilation pour la Prévision<br>Laboratoire :<br>Centre National de Recherches Météorologiques<br>Unité Mixte de Recherche 3519<br>Météo-France et Centre National de la Recherche Scientifique |
| Courriel             | philippe.chambon@meteo.fr  |
| Téléphone            | 05 61 07 85 78   |



### 1.1.1 Parcours universitaire

2008 - 2011 **Thèse de doctorat** en Sciences et Techniques de l'Environnement  
Laboratoire de Météorologie Dynamique  
École Polytechnique, Palaiseau

---

2008 Admission sur concours dans le **Corps des Ingénieurs des Ponts, des Eaux et des Forêts**

---

2005 - 2008 **Élève Normalien à l'École Normale Supérieure de Lyon :**

3<sup>ème</sup> année : Master 2 en Méthodes Physiques en Télédétection,  
Université Pierre et Marie Curie, Paris

2<sup>ème</sup> année : Master 1 en Physique fondamentale et Physique de l'atmosphère  
Université McGill, Montréal, Canada

1<sup>ère</sup> année : Parcours Sciences de la Matière  
École Normale Supérieure de Lyon

---

2005 Admission sur concours à l'École Normale Supérieure de Lyon, France

---

2002 - 2005 **Classe Préparatoire Scientifique**, PCSI, Lycée du Parc, Lyon, France

### 1.1.2 Parcours professionnel

2019 Qualification d'**Expert international Énergie et Climat** du Ministère de la Transition Écologique et Solidaire

---

2019 Qualification de **Chercheur** par le Comité d'Évaluation Scientifique (CESAAR) du Ministère de la Transition Écologique et Solidaire

---

2018 **Co-Chairman de l'International Precipitation Working Group**

à  
Aujourd'hui Le groupe IPWG est un groupe d'experts internationaux (485 membres de 56 nationalités) spécialisés dans les observations des nuages et des précipitations depuis l'espace. Ce groupe diffuse les connaissances sur l'état de l'art de ce thème scientifique à travers des ateliers internationaux. Il émet également des recommandations stratégiques au CGMS (groupe de coordination des satellites météorologiques auquel siègent les agences spatiales comme la NASA, l'ESA ou encore le CNES) afin que le réseau de satellites d'observations de la Terre réponde aux besoins pour la recherche et les applications ayant trait aux précipitations.

2013 Poste de **chercheur au Centre National de Recherches Météorologiques**  
à Groupe de Modélisation et d'Assimilation pour la Prévision  
aujourd'hui Équipe Observations  
Météo-France, Toulouse

En charge de recherches et développements concernant l'utilisation opérationnelle d'observations spatiales dans le domaine des micro-ondes pour les modèles de prévision numérique du temps à Météo-France.

---

2012 **Post-doctorat, NASA Goddard Space Flight Center,**  
Washington- DC, USA

Utilisation des données acquises par une mission spatiale américano-japonaise embarquant une nouvelle génération de radars spatiaux pour la mesure des précipitations depuis l'espace.

## 1.2 Encadrements

| Niveaux des personnes encadrées   | Années et Durées | Noms des personnes encadrées   | Taux d'encadrement            | Sujets   |
|---|------------------|--|-------------------------------|--|
| <b>Stage de 2<sup>ème</sup> année de l'École Nationale de la Météorologie</b> | 2014<br>(2 mois) | 3 étudiants :<br>Coralie Voirin,<br>Marie Porté,<br>Alexis Castelein | 50 %<br>(Co-encadrant)        | Utilisation des produits d'estimation de précipitations par satellite comme référence observationnelle afin de valider les prévisions de précipitations au sol des modèles. Ces produits sont particulièrement utiles pour les zones géographiques peu instrumentées de pluviomètres ou bien de radars au sol. |
| <b>Stage de Master 1</b>  | 2018<br>(5 mois) | Marylis Barreyat   | 80 %<br>(Encadrant principal) | Documentation de l'altitude des couches d'atmosphères auxquelles sont sensibles des observations spatiales sur les nuages et les précipitations. Le domaine de longueur d'ondes étudié se situe autour de 183 GHz, proche d'une raie d'absorption de la vapeur d'eau.  |
| <b>Stage de Master 2</b>  | 2015<br>(6 mois) | Mary Borderies   | 70 %<br>(Encadrant principal) | Utilisation des observations d'un radar spatial pour la première fois dans notre groupe. Ce type d'instrument permet de mesurer la structure tridimensionnelle des nuages et des précipitations, que l'on peut alors comparer à un modèle de prévision pour en valider la représentation des nuages.           |

|  |                      |                    |   |   |
|--|----------------------|--------------------|---|---|
| <b>Stage de Master 2</b>                                   | 2019<br>(6 mois)     | Marylise Barreyat  | 80 %<br>(Encadrant principal)   | Études de sensibilité d'un algorithme d'inversion d'observations satellitaires en zones nuageuses à différents paramètres à la fois physiques (représentation des propriétés radiatives des hydrométéores) mais aussi mathématiques (formulation de la méthode d'inversion)           |
| <b>Doctorat</b><br>(Indian Institute of Technology Bombay) | 2016 - 2020          | Rohit Mangla       | 100 % pendant 6 mois en 2019<br>(Bourse franco-indienne Raman Charpak)          | Utilisation des observations provenant de radars à bord de satellites afin d'évaluer la représentation des nuages dans un modèle de prévision numérique du temps.   |
| <b>Doctorat</b>  | 2019-2022            | Marylise Barreyat  | 50 %<br><b>(Directeur - Autorisation individuelle à diriger des recherches)</b> | Évaluation de l'intérêt d'une nouvelle génération de petits satellites pour la prévision des pluies tropicales à travers l'assimilation de données en zones nuageuses dans un modèle numérique.   |
| <b>Post-doctorat</b>                                       | 2015/2016<br>(2 ans) | Fabrice Duruisseau | 100 %<br>(Encadrant principal)  | Ce post-doctorat de deux ans s'inscrivait dans un projet avec l'Agence Spatiale Européenne concernant l'évaluation de l'apport d'un futur sondeur micro-ondes en orbite géostationnaire dans un système de prévision du temps.  |
| <b>Post-doctorat</b>                                       | 2017/2018<br>(2 ans) | Fabrice Duruisseau | 100 %<br>(Encadrant principal)  | Ce post-doctorat de deux ans s'inscrivait dans le projet du thème « assimilation de données » de la mission Megha-Tropiques financé par le CNES et dont je suis responsable. Il consistait à développer une méthode d'assimilation de luminances micro-ondes en conditions nuageuses. |

### 1.3 Production Scientifique

|   | Code    | Nombre total |
|---|---------|--------------|
| Article dans revue à comité de lecture répertoriée dans les BDI JCR, Scopus, ERIH, HCRES <sup>1</sup> | ACL     | 17           |
| Article dans revue à comité de lecture non répertoriée dans les BDI JCR, Scopus, ERIH, AEREL          | ACLN    |              |
| Article dans revue sans comité de lecture   | ASCL    |              |
| Direction d'ouvrage   | DO      |              |
| Ouvrage scientifique ou chapitre  | OS      | 2            |
| Conférence invitée dans un congrès international ou national (INV) <sup>2</sup>                       | INV     | 3            |
| Communication avec actes dans un congrès international  | ACTI    | 1            |
| Communication avec actes dans un congrès national   | ACTN    |              |
| Communication orale sans actes dans un congrès international ou national                              | COM     | 28           |
| Communication par affiche dans un congrès international ou national                                   | AFF     | 12           |
| Rapport de recherche  | RAPP    | 3            |
| Rapport d'expertise   | RAPP-EX |              |
| Ouvrage de vulgarisation ou chapitre  | OV      |              |

#### ACL

*Articles dans des revues internationales ou nationales avec comité de lecture répertoriées par l'HCERES ou dans les bases de données internationales (ISI Web of Knowledge, Pub Med, Scopus...)*

1. Faure, G., **Chambon**, P., Brousseau, P. (2020). Operational implementation of the AROME model in the Tropics: multiscale validation of rainfall forecasts. (2020). Weather and Forecasting. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-19-0204.1>
2. Roca, R., **Chambon**, P., Gosset, M., Bouniol, D., Brogniez, H., Cloché, S., Fiolleau, T., Raberanto, P., Dejus, M. (2019). Le bilan scientifique de la mission Megha-Tropiques après 8 ans dans l'espace. *La Météorologie*. DOI : <https://doi.org/10.4267/2042/70557>

3. **Duruiseau, F., Chambon, P.,** Wattrelot, E., **Barreyat, M.,** Mahfouf, J. F. (2019). Assimilating cloudy and rainy microwave observations from SAPHIR on board Megha Tropiques within the ARPEGE global model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 145(719), 620-641.

---

4. Roca, R., Taburet, N., Lorant, E., **Chambon, P.,** Alcoba, M., Brogniez, H., Cloché S., Dufour, C., Gosset, M., Guilloteau, C. (2018). Quantifying the contribution of the Megha-Tropiques mission to the estimation of daily accumulated rainfall in the Tropics. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 144, 49-63.

---

5. Geer, A. J., Baordo, F., Bormann, N., **Chambon, P.,** English, S. J., Kazumori, M., Lawrence, H., Lean, P., Lonitz, K., Lupu, C. (2017). The growing impact of satellite observations sensitive to humidity, cloud and precipitation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143(709), 3189-3206.

---

6. Geer A., Lonitz K., Weston P., Kazumori M., Okamoto K., Zhu Y., Liu E., Collard A., Bell W., Migliorini S., **Chambon P.,** Fourrié N., Kim M-J., Koepken C., Schraff C. 2017 : All-sky satellite data assimilation at operational weather forecasting centres. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 144(713), 1191-1217.

---

7. Duruiseau, F., **Chambon, P.,** Guedj, S., Guidard, V., Fourrié, N., Taillefer, F., Brousseau, P., Mahfouf, J-F., Roca, R. (2017). Investigating the potential benefit to a mesoscale NWP model of a microwave sounder on board a geostationary satellite. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143(706), 2104-2115.

---

8. Brogniez, H., English, S., Mahfouf, J. F., Behrendt, A., Berg, W., Boukabara, S., Buehler S, **Chambon, P.,** Gambacorta, A., Geer, A., Ingram, W., Kursinski, E., Matricardi, M., Odintsova, T., Payne, V., Thorne, P., Tretyakova, M., Wang, J. (2016). A review of sources of systematic errors and uncertainties in observations and simulations at 183GHz. *Atmospheric Measurement Techniques*, 9(5), 2207-2221.

---

9. Roca, R., Brogniez, H., **Chambon, P.,** Chomette, O., Cloché, S., Gosset, M., Mahfouf, J-F., Raberanto, P., Viltard, N. (2015). The Megha-Tropiques mission: a review after three years in orbit. *Frontiers in Earth Science*, 3, 17.

---

10. **Chambon, P.,** Meunier, L. F., Guillaume, F., Piriou, J. M., Roca, R., Mahfouf, J. F. (2015). Investigating the impact of the water-vapour sounding observations from SAPHIR on board Megha-Tropiques for the ARPEGE global model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(690), 1769-1779.

---

11. Roca, R., Aublanc, J., **Chambon, P.,** Fiolleau, T., Viltard, N. (2014). Robust observational quantification of the contribution of mesoscale convective systems to rainfall in the tropics. *Journal of Climate*, 27(13), 4952-4958.

---

12. **Chambon, P.,** Zhang, S. Q., Hou, A. Y., Zupanski, M., Cheung, S. (2014). Assessing the impact of pre-GPM microwave precipitation observations in the Goddard WRF ensemble data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140(681), 1219-1235.

13. **Chambon**, P., Roca, R., Jobard, I., Capderou, M. (2013). The sensitivity of tropical rainfall estimation from satellite to the configuration of the microwave imager constellation. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 10(5), 996-1000.

---

14. **Chambon**, P., Jobard, I., Roca, R., Viltard, N. (2013). An investigation of the error budget of tropical rainfall accumulation derived from merged passive microwave and infrared satellite measurements. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139(673), 879-893.

---

15. Sane, Y., Bonazzola, M., Rio, C., **Chambon**, P., Fiolleau, T., Musat, I., Hourdin, F., Roca, R., Grandpeix, J-Y., Diedhiou, A. (2012). An analysis of the diurnal cycle of precipitation over Dakar using local rain-gauge data and a general circulation model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 138(669), 2182-2195.

---

16. Roca, R., **Chambon**, P., Jobard, I., Kirstetter, P. E., Gosset, M., Bergès, J. C. (2010). Comparing satellite and surface rainfall products over West Africa at meteorologically relevant scales during the AMMA campaign using error estimates. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49(4), 715-731.

---

17. Roca, R., Berges, J. C., Brogniez, H., Capderou, M., **Chambon**, P., Chomette, O., Cloché, S., Fiolleau, T., Jobard, I., Lémond, J., Ly, M., Picon, L., Raberanto, P., Szantai, A., Viollier, M. (2010). On the water and energy cycles in the Tropics. *Comptes Rendus Geoscience*, 342(4-5), 390-402.

#### OS

*Ouvrage scientifique ou chapitre*

1. Roca R, Dejus M, **Chambon** P, Cloché S, Capderou. Chapitre 3 “The Megha-Tropiques mission after 7 years in space”. Satellite Precipitation Measurement. Volume 1. Levizzani, V., Kidd, C., Kirschbaum, D., Kummerow, C., Nakamura, K., Turk, F.J. (Eds.). 2020. Springer International Publishing. 450pp. DOI: 10.1007/978-3-030-24568-9

---

2. Roca R, Guérou A, Juca Oliveira R.A, **Chambon** P, Gosset M, Cloché S, Schröder M. Chapitre 24 «Merging the Infrared Fleet and the Microwave Constellation for Tropical Hydrometeorological (TAPEER) and Global Climate Monitoring (GIRAFE) Applications. Volume 1. Levizzani, V., Kidd, C., Kirschbaum, D., Kummerow, C., Nakamura, K., Turk, F.J. (Eds.). 2020. Springer International Publishing. 450pp. DOI: 10.1007/978-3-030-24568-9

#### INV

*Conférence invitée dans un congrès international ou national*

1. **Chambon P**, Faure G, Barreyat M, Mahfouf J-F. Tropical modeling activities at Météo-France and potential applications of TROPICS data. 2nd TROPICS Applications Workshop, 19-20 février 2020, University of Miami, Florida, USA

---

2. **Chambon P**, Geer A, Bormann N, Lonitz K, Migliorini S, Candy B, Kim Min-jeong, Kazumori M, Aonashi K, Haddad Z, Barreyat M, Mahfouf J-F., Fiolleau T, Roca R, Mangla R. Overview of the assimilation of microwave imagers and humidity sounders observations within clouds and

---

precipitation. 4th workshop on assimilating satellite cloud and precipitation observations for NWP / 3-6 février 2020, ECMWF

---

3. **Chambon P**, Herbin H, Diffusion et particules. Atelier TRATTORIA. Toulouse. 13-15 janvier 2020

---

**C- ACTI**

*Communications avec actes dans un congrès international*

---

1. **Chambon P**, Jobard I and R Roca. The Tropical Amount of Precipitation with Estimation of ERrors product (TAPEER) for Megha-Tropiques : investigating the error budget of satellite quantitative precipitation estimations. WWRP 3rd International Conference On QPE, QPF And Hydrology, Nanquin, Chine. 18-22 octobre 2010

---

**C-COM**

*Communications orales sans actes dans un congrès international ou national*

---

1. **Chambon P**, Duruisseau F, Barreyat M, Mahfouf J-F. Assimilating cloudy and rainy microwave observations within the ARPEGE global model. International TOVS Conference ITSC22, Montréal, Canada, 30 octobre au 5 novembre 2019
2. **Chambon P**, Maggioni V, Haddad Z, Shin DB, Levizzani V, Ferraro R. Research Highlights from the International Precipitation Working Group (IPWG). International TOVS Conference ITSC22, Montréal, Canada, 30 octobre au 5 novembre 2019
3. **Chambon P**, Duruisseau F, Barreyat M, Faure G, Mahfouf J-F. Un bilan des activités de Prévision Numérique du Temps autour de l'instrument SAPHIR. Réunion du GDR Megha-Tropiques, Avignon, 23 au 25 septembre 2019
4. **Chambon P**, Duruisseau F, Wattrelot, Barreyat M and J-F Mahfouf. Assimilating cloudy and rainy microwave observations from SAPHIR on-board Megha-Tropiques within the ARPEGE global model. 8th International Precipitation Working Group meeting, Séoul, Corée du Sud. 5-10 novembre 2018
5. **Chambon P**. La mission TROPICS : une constellation de petits satellites dédiée à la météorologie tropicale. Atelier "Météorologie : de l'atmosphère à l'espace - 3. Nano-satellites", Paris. 14-15 novembre 2018
6. **Chambon P**, Duruisseau F, Wattrelot E and J-F Mahfouf. A Bayesian framework for the all-sky assimilation of SAPHIR / Megha-Tropiques observations within the Météo-France global model ARPEGE. 33rd AMS Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, Ponte Vedra, Floride, USA. 16-20 avril 2018
7. **Chambon P.**, Duruisseau F, Wattrelot E, Mahfouf J.-F. Assimilation des observations nuageuses pluvieuses de SAPHIR dans le modèle global ARPEGE. GDR Megha-Tropiques, Avignon. 29 novembre au 1 décembre 2017
8. **Chambon P.**, Duruisseau F, Faure G. Un point sur les comparaisons d'AROME Outre-Mer au radar de GPM. GDR Megha-Tropiques, Avignon. 29 novembre au 1 décembre 2017

- 
9. **Chambon P**, Duruisseau F, Wattrelot E and J-F Mahfouf. A Bayesian framework for the all-sky assimilation of SAPHIR / Megha-Tropiques observations within the Météo-France global model ARPEGE. EUMETSAT Satellite Meteorological Conference, Rome, Italie. 2-6 octobre 2017

---

  10. **Chambon P**, Roca R. Status of the Megha-Tropiques satellite and precipitation activities. NASA PMM Science team meeting, Houston, Texas, USA. 24-28 octobre 2016

---

  11. **Chambon P**. Assimilating Satellite Observations of Clouds and Precipitation into Numerical Weather Prediction Models. 7th International Precipitation Working Group meeting, Bologne, Italie. 3-7 octobre 2016

---

  12. **Chambon P**, Duruisseau F, Guedj S, Guidard V, Fourrié N, Taillefer F, Brousseau P, Mahfouf J-F, Roca R. Data impact evaluation of a microwave sounder onboard a geostationary satellite through Observing System Simulation Experiment. 6th WMO workshop on the impact of various observing systems on NWP, Shanghai, Chine. 10-13 Mai 2016

---

  13. **Chambon P**, Mahfouf J-F, Piriou J-M, Roca R, Meunier L-F et.- Guillaume F. Apport de SAPHIR pour la prévision numérique du temps à Météo-France.. GDR Megha-Tropiques, Bordeaux. 3-5 décembre 2015

---

  14. **Chambon P**, Zhang S. Q., Haddad Z., Faure G., Montmerle T. Borderies M., Mahfouf J-F. Investigating the impact of the SAPHIR microwave rainy and cloudy observations within the AROME regional model. 3rd Joint JCSDA-ECMWF Workshop on Assimilating Satellite Observations of Clouds and Precipitation into NWP Models, Washington DC, USA. 1-3 décembre 2015

---

  15. **Chambon P**, Zhang S. Q., Haddad Z., Faure G., Montmerle T. Borderies M., Mahfouf J-F. Investigating the impact of the SAPHIR microwave rainy and cloudy observations within the AROME regional model. EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, Toulouse. 21-25 septembre 2015

---

  16. **Chambon P**, Meunier L-F, Mahfouf J-F. Status of 183GHz observations assimilation in the Météo-France NWP systems. Joint workshop on uncertainties at 183 GHz, Paris. 29-30 juin 2015

---

  17. **Chambon P.**, Wattrelot E, Faure G. Vers une utilisation accrue des observations de Megha-Tropiques en Prévision Numérique du Temps. Atelier Koudvan, Paris. 17-19 juin 2015

---

  18. **Chambon P**, Meunier L-F, Guillaume F, Piriou J-M, Roca R, Wattrelot E and J-F Mahfouf. Data assimilation at Météo-France : Impact of the SAPHIR microwave sounder. Seminar at NASA Goddard Space Flight Center Seminars, Washington DC, USA. 15 octobre 2014

---

  19. **Chambon P**, Meunier L-F, Guillaume F, Piriou J-M, Roca R and J-F Mahfouf. Investigating the impact of the SAPHIR microwave sounder onboard Megha-Tropiques into the ARPEGE global model. EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, Genève, Suisse. 22-26 septembre 2014

---

  20. **Chambon P**, Mahfouf J-F. Apport de SAPHIR pour la prévision numérique du temps dans le modèle ARPEGE. Journée Validation Megha-Tropiques, Paris. 14 février 2014

---

  21. **Chambon P**, Roca R and N Taburet. The error model for the TAPEER daily rainfall estimates. 1st International Megha-Tropiques Ground Validation Workshop, Toulouse. 25-27 septembre 2013



- 
22. **Chambon P.** Quantitative precipitation estimates: entering the Megha-Tropiques and GPM era. Second French-Japanese Workshop on the scientific utilization of Space-based Earth Observation data, Paris. 29 mai 2013
- 
23. **Chambon P** and J F Mahfouf. First tests and plan for SAPHIR data assimilation at Météo-France. X-Cal working group meeting, Toulouse. 23-24 mai 2013
- 
24. **Chambon P**, Zhang S Q and A Y Hou. Assessing the impact of pre-GPM constellation microwave radiance data in the Goddard WRF Ensemble Data Assimilation System. 4th Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) and Global Precipitation Measurement (GPM) Mission International Science Conference, Tokyo, Japon. 13-16 novembre 2012
- 
25. **Chambon P**, Roca R, Jobard I, Viltard N and M. Capderou. Sensitivity of accumulated rainfall and errors estimates to the configuration of microwave imagers constellation for the Tropical regions. European Geosciences Union - General Assembly, Vienne, Autriche. 13 avril 2012
- 
26. **Chambon P**, Roca R, Jobard I, Viltard N, Aublanc J and M. Capderou. The Megha-Tropiques accumulated rainfall algorithm TAPEER-BRAIN: investigating the error budget of satellite quantitative precipitation estimations. NASA Goddard Space Flight Center Seminars, Washington DC, USA. 2 mars 2012
- 
27. **Chambon P**, Jobard I, Aublanc J, Viltard N and R Roca. Contribution to the estimation of Tropical precipitation: preparation to the Megha-Tropiques and Global Precipitations. Géosciences Environnement Toulouse, Séminaire, Toulouse. 19 octobre 2011
- 
28. **Chambon P**, Roca R and I Jobard. Variability of combined infrared-microwave rainfall products variograms over West Africa. Colloque “Les Satellites Grand Champ”, Clermont Ferrand. 21-23 janvier 2010

**C-AFF**

*Communications par affiche dans un congrès international ou national.*

- 
1. **Mangla R, Chambon P**, Geer A, Indu J. Development of an active sensor module for the RTTOV-SCATT radiative transfer simulator. 4th workshop on assimilating satellite cloud and precipitation observations for NWP / 3-6 février 2020, ECMWF. (Présenté pour Rohit Mangla en raison de difficultés de voyage depuis l’Inde)
- 
2. **Mangla R, Chambon P**, Geer A, Indu J. Development of an active sensor module for the RTTOV-SCATT radiative transfer simulator. International TOVS Conference ITSC22, Montréal, Canada, 30 octobre au 5 novembre 2019 (Présenté pour Rohit Mangla en raison de difficultés de voyage depuis l’Inde)
- 
3. **Chambon P**, Duruisseau F, Wattrelot, Barreyat M and J-F Mahfouf. Assimilating cloudy and rainy microwave observations from SAPHIR on-board Megha-Tropiques within the ARPEGE global model. NASA PMM Science team meeting, Phoenix, USA. 8-11 octobre 2018
- 
4. **Chambon P**, Duruisseau F, Wattrelot E and J-F Mahfouf. A Bayesian framework for the all-sky assimilation of SAPHIR / Megha-Tropiques observations within the Météo-France global model ARPEGE. EUMETSAT Satellite Meteorological Conference, Rome, Italie. 2-6 octobre 2017

5. **Chambon P**, Geer A. All-sky assimilation of the SAPHIR microwave sounder on-board Megha-Tropiques within the ECMWF data assimilation system..7th International Precipitation Working Group meeting, Bologne, Italie. 3-7 octobre 2016

---

6. **Chambon P**, G Faure. Verifying precipitation forecasts with satellite rainfall products taking into account their uncertainties. 6th International Precipitation Working Group meeting, Tsukuba, Japon. 17-21 novembre 2014

---

7. **Chambon P**, Zhang S.Q., Olson W. and Liao L. Adaptive observation operator for microwave radiances affected by frozen precipitation in Goddard Ens. Data Assimilation System. 6th International Precipitation Working Group meeting, Tsukuba, Japon. 17-21 novembre 2014

---

8. **Chambon P**, Zhang S Q, Hou A Y, Zupanski M and S H Cheung. Assessing the impact of pre-GPM microwave precipitation observations in the Goddard WRF ensemble data assimilation system. Sixth WMO Symposium on Data Assimilation, Washington DC, USA. 7-11 octobre 2013

---

9. **Chambon P**, Aublanc J and R Roca. The behavior of the TAPEER-BRAIN algorithm over Tropical Oceans. 5th International Precipitation Working Group meeting, San Jose Dos Campos, Brésil. 15-19 octobre 2012

---

10. **Chambon P**, Roca R and I Jobard. Development of an error model for the Megha-Tropiques combined precipitation product. European Geosciences Union - General Assembly, Vienne, Autriche. 2-7 mai 2010

---

11. **Chambon P**, Roca R, Jobard I, Bergès J-C and N Viltard. The Megha-Tropiques combined microwave- infrared rainfall estimation product: error model and algorithm preliminary designs. NASA PMM Science team meeting, Salt Lake City, USA. 26-30 octobre 2009

---

12. **Chambon P**, Roca R, Jobard I, Kirstetter P-E and J.C. Bergès. Evaluation of the representation of the diurnal cycle of rainfall over West Africa by combined IR/MW satellite retrievals with ground observations. International conference on Megha-Tropiques Science and Applications, Bangalore, Inde. 23-25 mars 2009

## **RAPP**

### *Rapport de recherche*

1. Chambon, P., Geer, A. J. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Technical Memorandum n°802: (2017). All-sky assimilation of Megha-Tropiques/SAPHIR radiances in the ECMWF numerical weather prediction system.

---

2. Taburet, N., Chambon, P., Roca., R. Megha-Tropiques Technical Memorandum n°7 (2016): Fast homogeneous and isotropic variogram computation using FFT for the TAPEER-BRAIN product.

---

3. Chambon P., Roca R., Jobard I., Aublanc J. TAPEER-BRAIN product, Algorithm Theoretical Basis Document, Megha-Tropiques Technical Memorandum n°4 (2012).

#### 1.4 Animation et administration de la Recherche

- **Chairman de l'International Precipitation Working Group** (novembre 2018 à aujourd'hui): Le groupe IPWG est un groupe d'experts internationaux spécialisés dans les observations des nuages et des précipitations depuis l'espace.
- Animation d'un des thèmes du **Groupe de Recherche Megha-Tropiques** (GDR 3619) (avril 2016 à aujourd'hui) : ce groupe permet de coordonner les activités de recherches en lien avec la mission satellitaire franco-indienne Megha-Tropiques. Dans le cadre de ce GDR, j'anime un de ses trois thèmes scientifiques sur l'assimilation de données.

#### 1.5 Participation à des instances ou comités en lien avec l'enseignement

- Participation au comité de thèse de Sidiki Sanogo, CNRM (2018 - 2021). Sujet : « Facteurs climatiques favorisant les extrêmes de pluie au Sahel : climat présent et évolution en changement climatique »
- Participation au comité de thèse de Mary Borderies, CNRM (Soutenance le 07-12-2018). Sujet : « Assimilation de données de radar aéroporté à nuages aéroporté pendant la campagne de mesures HyMeX »
- Participation au comité de thèse de Maximilien Patou, LOA (Soutenance le 03-04-2018). Sujet : « Analyse temporelle des propriétés optiques, microphysiques et macrophysiques de systèmes nuageux fortement précipitants à partir de SEVIRI/MSG »

#### 1.6 Participation à des instances ou comités en lien avec la recherche

- Membre du Groupe de Conseil Scientifique (Science Advisory Group ou SAG) auprès de l'agence européenne EUMETSAT pour la préparation des futurs radiomètres micro-ondes spatiaux MWS et AWS (MWS : MicroWave Sounder et AWS : Arctic Weather Service) (depuis mars 2020).
- Membre du Groupe Atmosphère du TOSCA (Terre, Océans, Surfaces Continentales, Atmosphère), CNES (depuis janvier 2018) : Ce groupe a un rôle consultatif auprès du CNES. Il évalue toutes les propositions de recherches et demandes de financements de projets soumises au CNES pour le domaine de l'Atmosphère. Le CNES s'appuie ensuite sur les avis de ce comité pour ses choix de financement de projet.
- Membre du Comité scientifique de l'atelier TRATTORIA (depuis mars 2019) : Ce comité organise un atelier sur les codes de transfert radiatif atmosphérique développés en France (le dernier atelier a eu lieu en janvier 2020). Les objectifs de TRATTORIA sont de dresser un panorama des codes existants et d'évaluer les besoins de développement de la communauté française pour les 5 à 10 prochaines années.

## 1.7 Enseignement et formation

- Formations sur l'utilisation d'observations spatiales et la prévision du temps données à des chercheurs/ingénieurs et étudiants dans le cadre d'une série de conférences scientifiques internationales (IPWG) en 2016 (Bologne, Italie) et en 2018 (Séoul, Corée du Sud).
  - ⇒ IPWG, 5 octobre 2016, Bologne, Italie, **1h de cours** : « Assimilating Satellite Observations of Clouds and Precipitation into Numerical Weather Prediction Models »
  - ⇒ IPWG, 7 novembre 2018, Séoul, Corée du Sud, **1h de cours** : « Use of satellite observations over precipitating clouds and satellite rain products in NWP »
- Formations sur les applications de l'estimation des précipitations depuis l'espace (prévision des crues, prévision des récoltes en agriculture, changement climatique, prévision du temps). J'ai donné ces cours dans le cadre de deux formations organisées par le Centre de Météorologie Spatiale et dans le cadre de la formation des élèves de première année à l'École Nationale de la Météorologie (Toulouse).
  - ⇒ Stage « Éléments de télédétection depuis l'espace », Rennes, 22 – 26 novembre 2010, **3h de cours** : « L'estimation des précipitations par satellite »
  - ⇒ Stage « Éléments de télédétection depuis l'espace », Lannion, 1-2 octobre 2013, **3h de cours** : « Estimation quantitative des précipitations depuis l'Espace »
  - ⇒ Formation Elèves Ingénieurs de 1<sup>ère</sup> année à l'ENM, 20 janvier 2015, **2h de cours** : « Estimation des précipitations depuis l'espace »

## 1.8 Projets nationaux et internationaux

---

|                                   |   |
|-----------------------------------|---|
| <b>Projets au niveau national</b> | <p>Projet <b>IMOTEP</b> (Infrarouge et Micro-Ondes, Transfert radiatif pour la prévision des Extrêmes de Pluies)</p> <ul style="list-style-type: none"><li>• Rôle : Porteur du projet</li><li>• Source de financement : CNES : Appel à Proposition de Recherches (APR)</li><li>• Dates : 2019 – 2022</li><li>• Partenaire : CNRS</li></ul> <p>Projet <b>POPS</b> (Prévision des Orages avec des Petits Satellites)</p> <ul style="list-style-type: none"><li>• Rôle : Porteur du projet</li><li>• Source de financement : Région Occitanie : Réponse à Appel à propositions pour Allocations Doctorales</li><li>• Dates : 2019 - 2021</li><li>• Partenaire : Région Occitanie</li></ul> |
|-----------------------------------|---|

---

---

Projet **BILANRAD**

- Rôle : consultant auprès de l'entreprise privée NOVELTIS
- Source de financement : NOVELTIS/ R&T CNES
- Dates : 2016 – 2020
- Partenaires : NOVELTIS

Projet **Megha-Tropiques**

- Rôle : Responsable scientifique d'un des trois thèmes du projet
- Source de financement : CNES : Appel à Proposition de Recherches (APR)
- Dates : 2011 – 2018
- Partenaires : CNRS, IRD

---

**Projets  
au  
niveau  
Européen**

Projet **RTTOV**

- Rôle: Responsable du développement d'un module pour le code de transfert radiatif RTTOV, dédié à la simulation d'instruments actifs
- Source de financement : EUMETSAT - SAF NWP
- Dates : 2017 – 2021 puis 2022 – 2027
- Partenaires : ECMWF, UK Met Office, DWD

Projet **Geosounder Requirements Consolidation Study**

- Rôle : Responsable scientifique de 5 lots de travail sur 7
- Source de financement : Agence Spatiale Européenne : Invitation to Tender (ITT)
- Dates : 2015 – 2016
- Partenaires : CNRS, Université de Versailles Saint Quentin, Université de Hambourg

---

**Projets  
au  
niveau  
international**

Projet **TROPICS**

- Rôle : Porteur de la proposition « No Cost » au programme « Early Adopter » de la NASA pour la préparation à l'exploitation de la constellation de satellites TROPICS
- Dates : depuis 2018
- Partenaires : NASA, MIT

Projet **GPM**

- Rôle : Contributeur à la proposition « No Cost » au programme « Precipitation Measurement Missions » de la NASA
  - Dates : depuis 2017
  - Partenaires : NASA
-

# Chapitre 2: Contexte de mes travaux de recherche

---

|     |   |    |
|-----|---|----|
| 2.1 | CONTEXTE SCIENTIFIQUE GENERAL .....                                     | 29 |
| 2.2 | POSITIONNEMENT DE MES TRAVAUX ET APPORT DE MON PARCOURS PERSONNEL ..... | 39 |

---

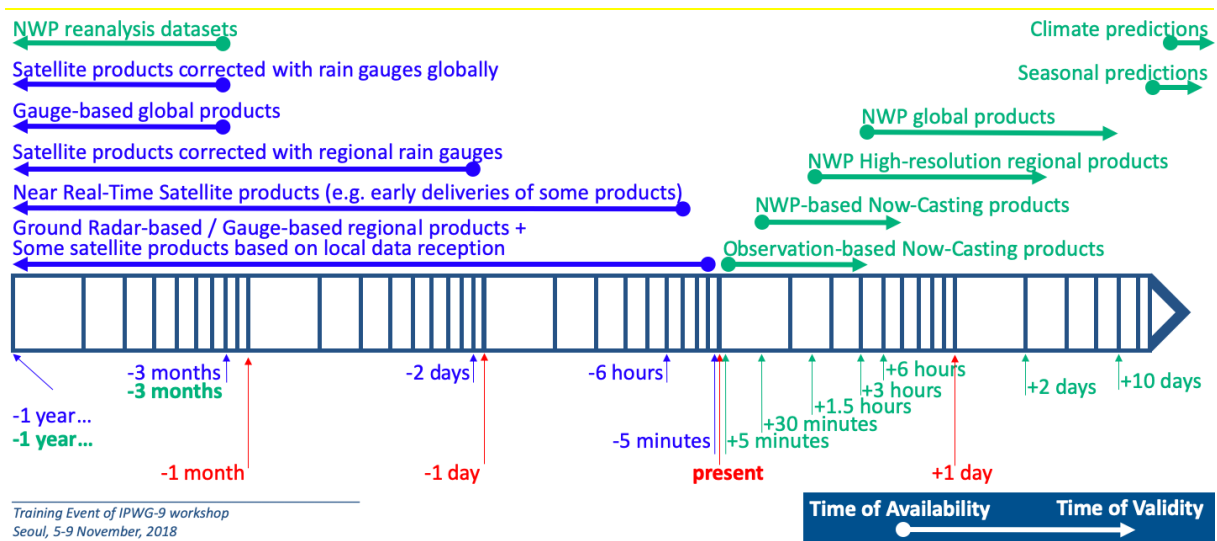
## 2.1 Contexte scientifique général

Les précipitations sont un phénomène atmosphérique fortement variable dans l'espace et dans le temps. Elles conditionnent en partie les ressources en eau disponibles à l'échelle régionale ; les pluies ont donc un impact direct sur les populations et leur environnement. C'est en particulier le cas lorsque certains événements météorologiques, dits intenses, conduisent à des quantités d'eau précipitées très importantes et parfois très localisées géographiquement. Ces phénomènes peuvent avoir des conséquences dramatiques à l'échelle de quelques kilomètres carrés ou bien au contraire toucher l'ensemble d'un territoire comme c'est le cas des tempêtes aux moyennes latitudes et des cyclones pour les régions tropicales.

Les sciences physiques s'intéressant au thème des précipitations possèdent de multiples facettes. Elles relèvent par exemple de l'étude du cycle de l'eau et ses composantes (nuages, vapeur d'eau, pluie) et de son évolution future aux échelles de temps climatiques. La connaissance de l'occurrence et de l'intensité des précipitations globales est un enjeu important dans de nombreux domaines. La distribution spatio-temporelle des pluies sur le globe résulte de processus atmosphériques variés qu'il est essentiel de documenter. Une meilleure compréhension des processus permet en effet de les modéliser plus précisément afin de mieux décrire leur évolution future. Ces sciences physiques relèvent également d'études très applicatives. Les précipitations sont une donnée d'entrée clé pour de nombreuses applications allant de la prévision d'inondations et de crues, jusqu'aux prévisions de productions agricoles et à la gestion des ressources en eau.

Ainsi, disposer de jeux de données d'estimations des précipitations d'une précision suffisante se révèle être absolument nécessaire pour plusieurs domaines scientifiques. Les recherches que j'ai menées depuis ma thèse jusqu'à aujourd'hui ont trait à la physique de la mesure et se sont articulées autour de deux grandes familles : les données de précipitations mesurées et les données de précipitations prévues. Chacune d'elles peut par ailleurs se subdiviser en différentes classes.

Les données mesurées correspondent soit à des données issues de mesures in-situ (exemples : pluviomètres, disdromètres), soit à des mesures de télédétection depuis le sol ou l'espace accompagnées d'algorithmes d'inversion (radars, radiomètres passifs). Les données prévues proviennent soit de modèles simplifiés à partir d'observations (exemple : extrapolation d'observations radars par advection à quelques heures d'échéance), soit de prévisions à partir de modèles numériques complexes pour la prévision du temps ou du climat. Selon l'application visée, l'utilisateur d'estimation de précipitations, pourra se tourner vers tel ou tel jeu de données, en particulier selon ses besoins en matière d'instant de validité et de disponibilité de celles-ci. La Figure 1 présente une tentative de catégorisation des jeux de données observées (en bleu) et prévues (en vert) en fonction à la fois de leurs temps de validité et de disponibilité.

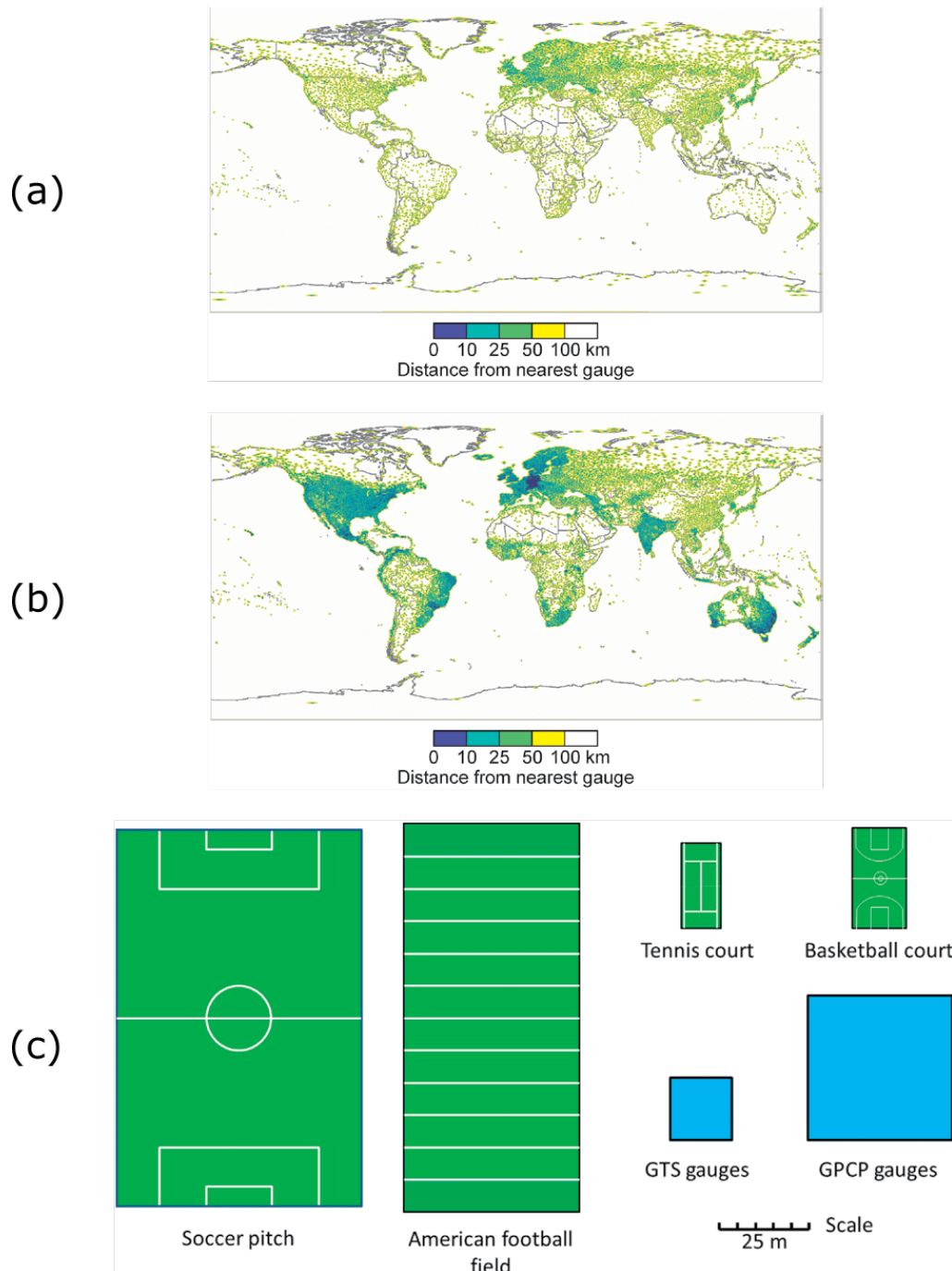


**Figure 1: Échelle de temps "logarithmique" illustrant les temps de disponibilité et temps de validité de différentes catégories de données de précipitations observées en bleues et prévues en vert (Chambon, Use of satellite observations over precipitating clouds and satellite rain products in NWP, 2018).**

Pour chacune des deux familles de données, les enjeux scientifiques motivant à conduire des recherches se révèlent être particulièrement forts dans les régions tropicales. En effet, les régions tropicales sont des régions favorables au développement de nuages convectifs, ayant des caractéristiques physiques et microphysiques complexes avec des variations à différentes échelles de temps et d'espace. Ceci rend complexe la documentation de leurs propriétés par des observations ainsi que leur modélisation. La majeure partie de mes contributions scientifiques concerne ces régions.

En effet, pour les données mesurées, les réseaux d'observations au sol sont, dans les moyennes latitudes, assez denses avec des réseaux de radars et de pluviomètres couvrant des surfaces géographiques importantes. On peut par exemple citer le réseau de radars Européens, en partie mutualisé au sein du programme OPERA de l'organisme EUMETNET (Saltikoff, et al., 2019). Dans les régions tropicales, certaines zones géographiques sont également partiellement couvertes par des radars comme au Brésil ou en Indonésie ; en revanche il n'existe pas de jeux de données unifiés à l'échelle de plusieurs pays comme c'est le cas pour l'Amérique du Nord ou bien l'Europe.

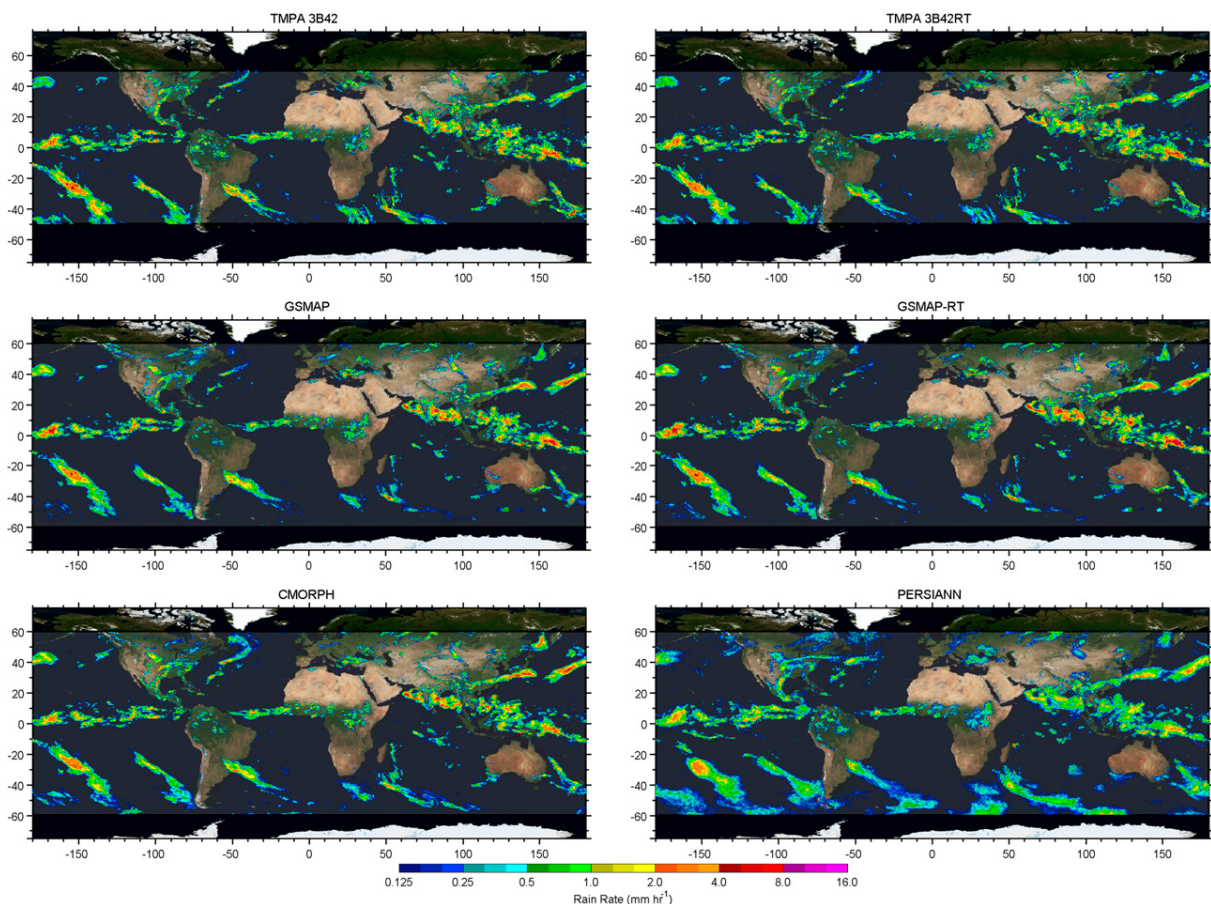
De nombreux pays opèrent également des réseaux de pluviomètres dont les données sont en partie échangées au niveau mondial. Plusieurs voies de partage existent : par exemple à travers le système de télécommunication mondial (GTS) pour les échanges en temps réel, ou encore à travers des organismes chargés de récolter des données et produire des climatologies spatialisées en temps différé comme le Global Precipitation Climatology Center (GPCC) hébergé par le service national météorologique allemand (DWD).



**Figure 2: Illustration de la densité et de la surface couverte par le réseau mondial de pluviomètres partagé (a) sur le réseau de télécommunication mondial (GTS) en temps réel, (b) dans la base de données du Global Precipitation Climatology Center en temps différé. (c) Comparaison de la taille des surfaces géographiques couvertes par les deux bases de données des figures (a) et (b) et plusieurs terrains de sports (Kidd, et al., 2017).**



Les Figures 2a et 2b comparent la densité globale des données de pluviomètres disponibles en temps réel (GTS) et en temps différé (GPCC). Elles illustrent aussi deux éléments importants quant aux mesures effectuées à partir de pluviomètres. Le premier élément, visible sur les deux cartes, concerne la répartition géographique des réseaux. Elle est très hétérogène sur les surfaces continentales, et quasi inexistante sur les surfaces océaniques. Les régions tropicales apparaissent comme des zones géographiques où les données de précipitations issues de mesures au sol sont les moins denses. Le second élément, mis en évidence par la Figure 2c où l'on compare la taille des pluviomètres de deux réseaux à celles de divers terrains de sport, concerne la faible représentativité des mesures de pluviomètres par rapport aux véritables surfaces touchées par des hauteurs d'eau précipitées sur le globe. D'une manière générale, les précipitations à l'échelle du globe sont donc relativement peu échantillonnées par des instruments de mesures in-situ au sol, en particulier dans les Tropiques.



**Figure 3: Exemple de cartes de cumuls journaliers de précipitations pour le 18 Juin 2015, estimés à partir de six algorithmes d'inversion différents. Chaque produit est représenté à sa résolution spatiale native (Maggioni, Meyers, & Robinson, 2016).**

Plusieurs agences spatiales et laboratoires de recherches se sont également intéressés aux développements de produits d'estimation de pluies à partir des satellites d'observation de la Terre. L'objectif de ces développements est d'accéder à une estimation des précipitations quasi-globale, en particulier au-dessus des surfaces océaniques. La Figure 3 montre un exemple de cartes d'estimations de pluie journalière avec une telle couverture (Maggioni, Meyers, & Robinson, 2016). Ces produits, basés sur des techniques d'inversion ont fortement évolué et

progressé en une quarantaine d'années. Ils se présentent aujourd'hui comme une alternative intéressante aux données d'observation au sol comme cela sera discuté dans le Chapitre 3.

Chaque jeu de données d'observations des précipitations présente ses forces et ses faiblesses. Les forces peuvent être liées à la couverture spatiale et/ou temporelle des instruments utilisés ; les faiblesses peuvent être liées aux liens plus ou moins directs entre la mesure géophysique et les précipitations. Comme indiqué sur la Figure 1, certains produits d'estimation de pluie par satellites sont disponibles plus tôt que d'autres, en particulier ceux qui ne sont pas calibrés/dé-biaisés à partir de données de pluviomètres. Les heures de disponibilité des jeux de données peuvent être considérées comme une force ou non selon l'application. Dans tous les cas, un élément important est de disposer des incertitudes associées à chaque jeu de données (Ciach, 2003; Villarini & Krajewski, 2010; Jobard, Chopin, Bergès, & Roca, 2011) pour en faire une utilisation « éclairée ».

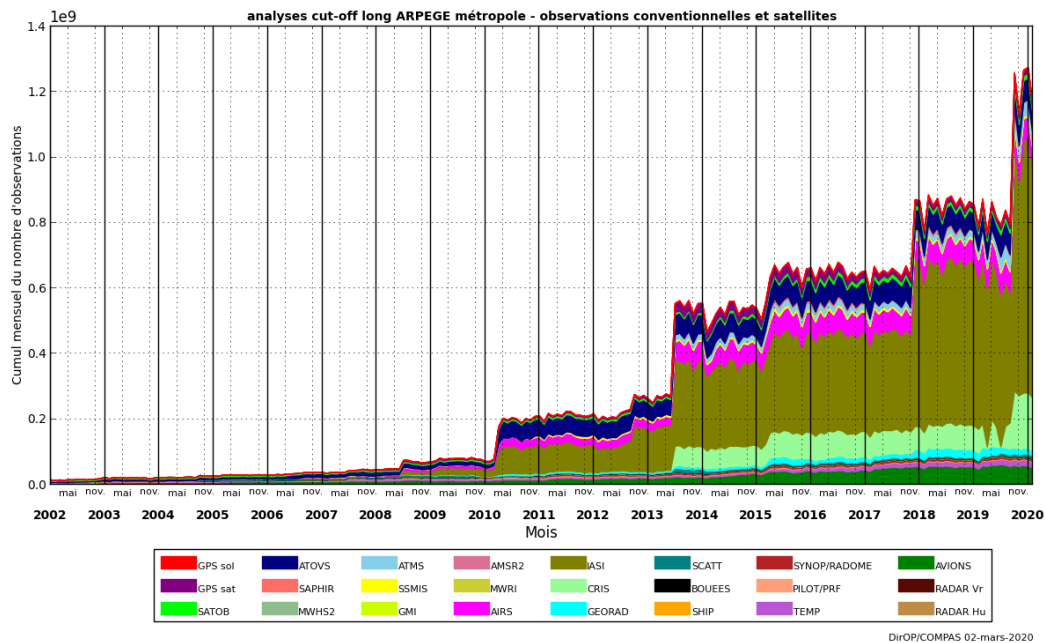
Contrairement à toutes les données de précipitations observées, les données prévues permettent d'obtenir une estimation des hauteurs d'eau précipitées de quelques heures à plusieurs jours d'échéance. A très courte échéance (1 à 3 heures), les données prévues sont parfois fusionnées avec le réseau d'observations ce qui constitue des produits hybrides. A plus longues échéances (quelques mois ou plusieurs décennies), les prévisions saisonnières et climatiques fournissent des données de précipitations. Dans ces simulations, un événement pluvieux simulé à un instant et un endroit donné n'aura vraisemblablement pas lieu ; en revanche, la distribution globale ou régionale des pluies et ses évolutions pourront être étudiées avec ces données.

Selon l'application visée, le temps d'anticipation permis par les prévisions peut se révéler être un atout important et même dans certains cas un atout indispensable. Pour les services météorologiques tel que Météo-France, l'utilisation de modèles numériques est cruciale afin d'assurer la mission confiée à l'établissement de protection des personnes et des biens face aux aléas météorologiques.

Il existe un foisonnement de modèles numériques fournissant des prévisions de précipitations, à différentes échéances de temps, et différentes échelles spatiales. Ces modèles numériques sont développés et maintenus soit par les services météorologiques nationaux et internationaux, soit par des laboratoires de recherches. Avec les années, les systèmes de prévision numérique du temps évoluent fortement dans leur représentation des nuages et des précipitations, grâce aux améliorations de deux éléments bien distincts.

Un premier élément consiste à améliorer le modèle numérique lui-même, par exemple grâce à des augmentations en résolutions horizontale et/ou verticale ou bien des descriptions plus réalistes des processus physiques d'intérêt. Le modèle global ARPEGE, opérationnel à Météo-France, a par exemple bénéficié de deux montées importantes en résolution (2015 et 2019) depuis sa prise de poste au Centre National de Recherches Météorologiques en 2013.

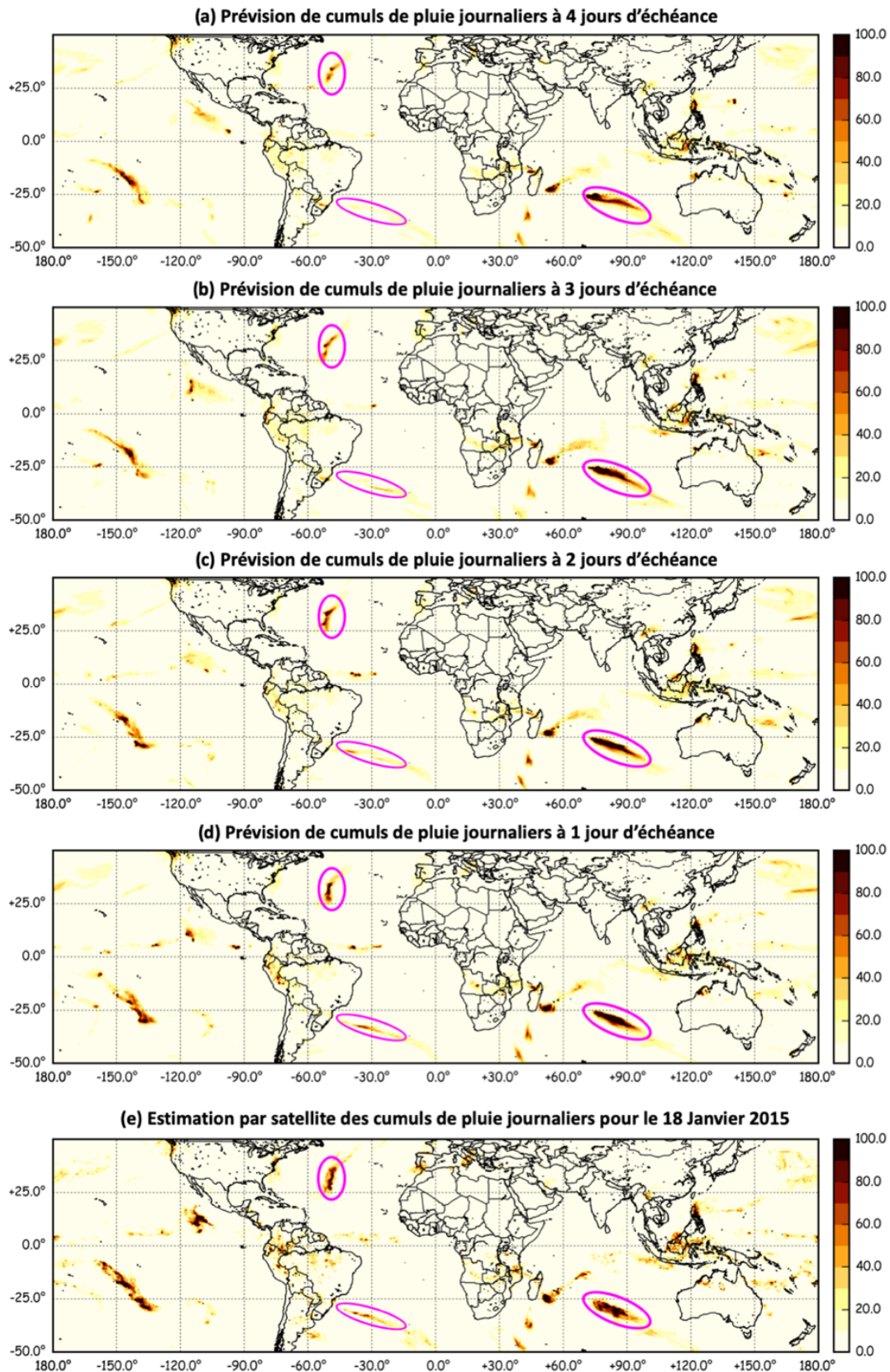
Un second élément consiste à améliorer les conditions initiales utilisées pour effectuer des prévisions, en particulier grâce à de nouvelles observations ou à une utilisation accrue d'observations déjà disponibles. Des améliorations peuvent également provenir des algorithmes permettant la construction de ces conditions initiales (assimilation de données). Il apparaît par exemple sur la Figure 4 que le cap du milliard d'observations assimilées par mois a été récemment dépassé pour le modèle global ARPEGE, grâce à l'ajout d'un troisième sondeur infrarouge (IR) hyperspectral (IASI sur le satellite Metop).



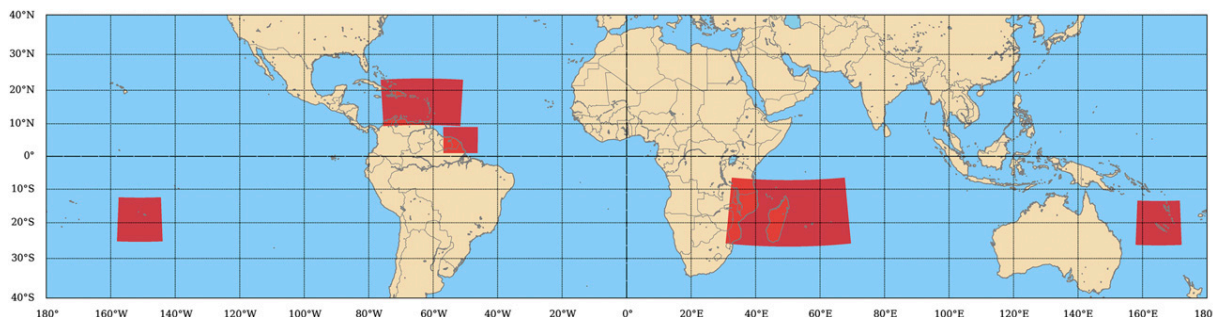
**Figure 4 : Évolution des cumuls mensuels de nombre d'observations utilisées par type d'observation pour le modèle global ARPEGE entre 2002 et 2020 (Source : Météo-France, DiROP/COMPAS/COM).**

Bien que présentant de nombreuses qualités, les modèles numériques utilisés actuellement à l'échelle globale sont souvent caractérisés par un certain nombre de défauts concernant les prévisions de précipitations. On peut par exemple citer une tendance à surestimer les occurrences des faibles cumuls de pluie, une tendance à la sous-estimation des pluies intenses, un cycle diurne des pluies avec un maximum localisé trop tôt dans la journée (Kidd, Dawkins, & Huffman, 2013; Bechtold, Challenges in Tropical Numerical Weather Prediction at ECMWF, 2019) ou bien encore la difficulté à bien positionner géographiquement les cellules précipitantes (Chambon & Geer, 2017). La Figure 5 montre pour une journée particulière cette difficulté de positionnement des zones précipitantes, visible même à très grande échelle et en particulier à plusieurs jours d'échéances.

Les modèles numériques les plus aboutis en termes de représentation des nuages et des précipitations permettent de dépasser certains défauts précédemment cités. Ces modèles plus évolués nécessitent d'importantes ressources informatiques car ils opèrent à des échelles spatiales suffisamment fines pour résoudre explicitement la dynamique des systèmes convectifs. Ils ont de ce fait été majoritairement implémentés sur des domaines géographiques réduits, pour couvrir un territoire par exemple. Si ce type de modèle est aujourd'hui disponible dans certaines régions des tropiques, ils ont en premier lieu été implémentés aux moyennes latitudes. C'est le cas du modèle AROME-France, opérationnel à Météo-France depuis 2008 pour une zone géographique couvrant l'Europe de l'Ouest (Seity, et al., 2011). Ce modèle est par la suite devenu opérationnel en 2016 pour plusieurs zones des Tropiques centrées sur les Départements et Territoires d'Outre-Mer Français comme illustré sur la Figure 6 (Faure, Chambon, & Brousseau, 2020). La mise en œuvre opérationnelle de ces configurations AROME dans les Tropiques par Météo-France a influencé certaines de mes activités de recherches décrites dans la section suivante.

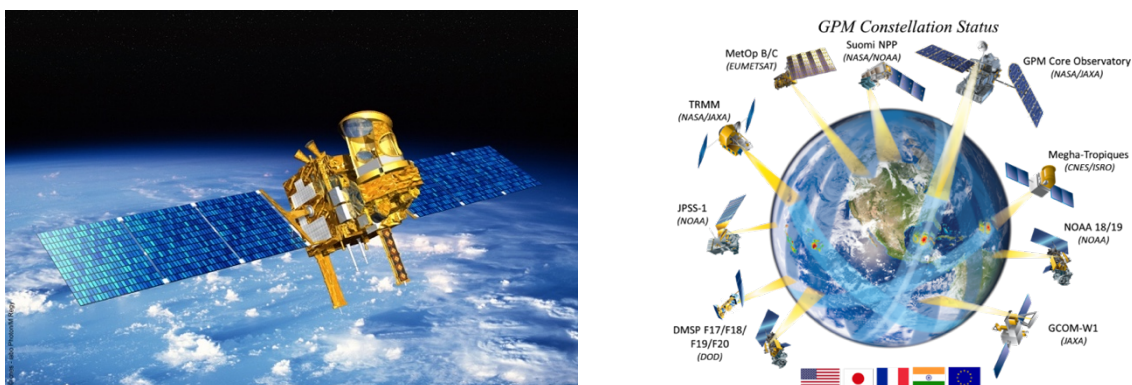


**Figure 5 : Exemple de cumuls de pluie journaliers pour le 18 Janvier 2015. Les figures de (a) à (d) montrent des prévisions effectuées par le modèle IFS du Centre Européen, de 4 jours à 1 jour d'échéance. La figure (e) montre un exemple de cumuls estimés par satellite (produit américain TRMM 3B42-V7 de la NASA) pour ce même jour.**



**Figure 6 : Emprises géographiques en rouge des domaines des modèles AROME Outre-Mer, opérationnels à Météo-France depuis 2016. (Faure, Chambon, & Brousseau, 2020)**

Un autre élément programmatique a fortement orienté mes activités scientifiques des dernières années depuis ma prise de poste au CNRM. Il s'agit de la mission spatiale franco-indienne Megha-Tropiques, développé par le Centre National d'Études Spatiales (CNES) et l'Indian Space Research Organisation (ISRO). Ce satellite dédié à l'étude du cycle de l'eau et de l'énergie dans les Tropiques, embarque une suite d'instruments de télédétection visant à la mesure des précipitations, de la vapeur d'eau et du bilan radiatif au sommet de l'atmosphère (Roca, et al., 2019). Projet bilatéral entre la France et l'Inde, Megha-Tropiques s'inscrit également dans un cadre plus international ; il s'agit de la constellation internationale de satellites baptisé « constellation GPM » initiée par la NASA (pour Global Precipitation Measurement) (Hou, et al., 2014).



**Figure 7 : A gauche : vue d'artiste du satellite Megha-Tropiques (Crédits : CNES). A droite : vue d'artiste de la constellation GPM (Source : pmm.nasa.gov).**

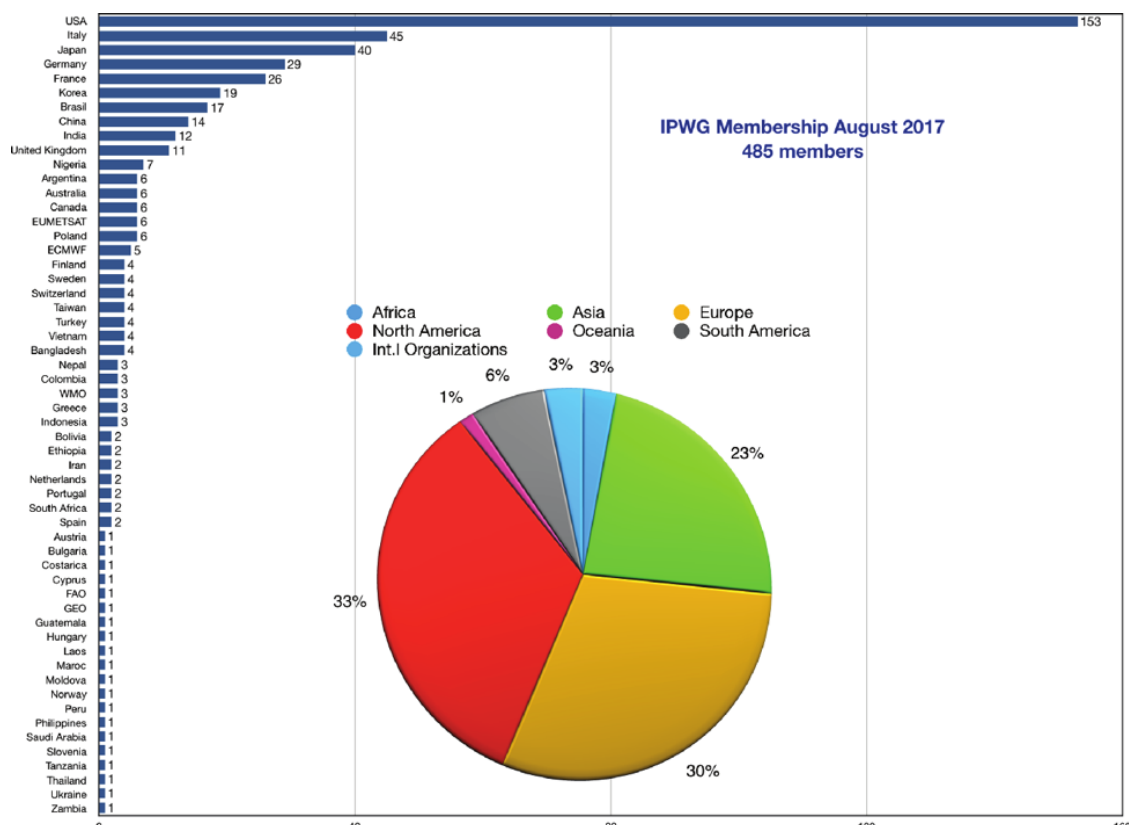
Ces deux projets spatiaux, Megha-Tropiques et GPM, m'ont permis de m'insérer d'une part dans la communauté française travaillant sur la météorologie tropicale, mais également dans la communauté internationale.

Au niveau national, j'ai participé sur la période 2016 - 2020 au programme de recherches sur les données Megha-Tropiques, coordonné au sein du Groupe de Recherche Megha-Tropiques (GDR 3619). Ce GDR couvre plusieurs volets scientifiques dont l'estimation et la prévision des pluies à travers l'assimilation de données spatiales.

Au niveau international, la communauté travaillant sur le thème des observations spatiales et des précipitations est principalement regroupée au sein de deux entités.

Le groupe PMM (pour Precipitation Measurement Missions) regroupe les scientifiques travaillant sur deux missions spatiales clés pour la science de la mesure des précipitations, les missions TRMM et GPM. Ce groupe est principalement constitué de scientifiques américains et japonais. Il est également ouvert aux chercheurs français de l'équipe scientifique Megha-Tropiques, ce dernier faisant parti de la constellation GPM.

Le groupe IPWG (pour International Precipitation Working Group) regroupe une communauté plus large d'environ cinq-cents membres originaires de 56 pays différents comme illustré sur la Figure 8 (Levizzani, et al., 2018). Il s'agit d'un des groupes permanents du CGMS (Coordination group for meteorological satellites), le groupe de coordination pour les satellites météorologiques dans lequel siègent la plupart des agences spatiales au niveau mondial. L'IPWG est également sponsorisé par l'Organisation Météorologique Mondiale. Les objectifs de ce groupe sont (i) de stimuler la recherche scientifique en matière de mesures des précipitations, (ii) de promouvoir des méthodologies d'inversions des observations, (iii) établir des standards en matière de procédures de validation de produits pluie et d'échanges de données, (iv) formuler des recommandations aux agences spatiales nationales et internationales concernant les systèmes d'observations spatiaux présents et à venir, (v) encourager les activités d'enseignements autour des précipitations.



**Figure 8 : Diagrammes représentant la répartition des membres du groupe IPWG par pays et par région du globe (Levizzani, et al., 2018).**

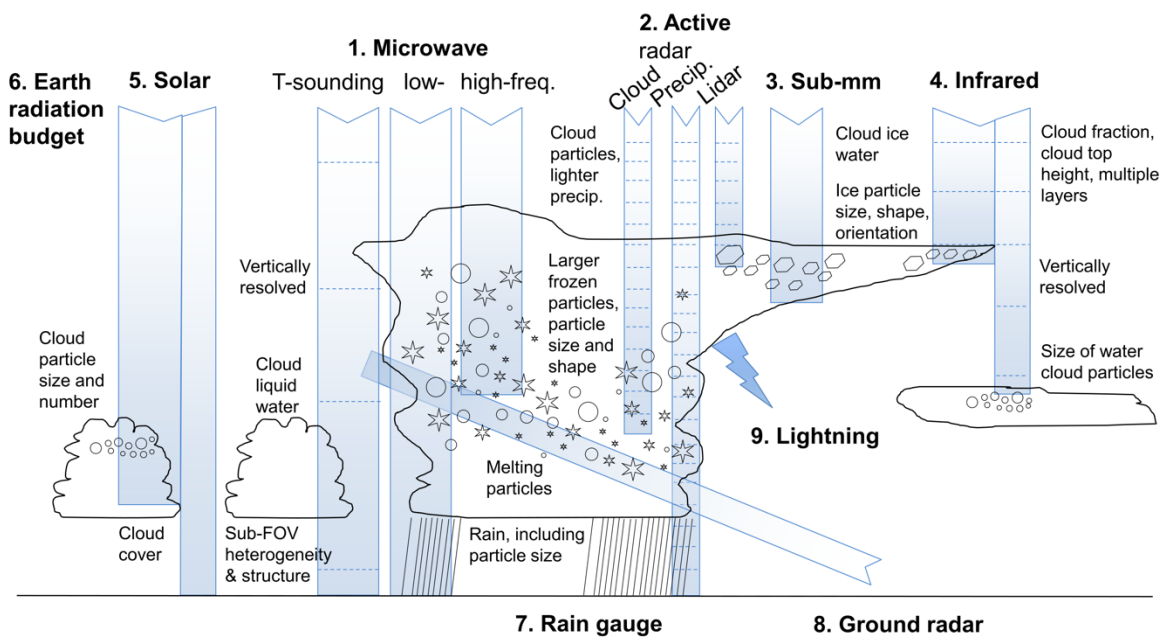
Ce groupe a été un forum important de discussions pour mes recherches car les sujets abordés concernaient chacune des facettes de mes travaux : la physique de la mesure pour les pluies et donc les interactions ondes-matières, la comparaison d'estimations des pluies et ses subtilités, le transfert radiatif en zones nuageuses et précipitantes ainsi que l'assimilation de données.

J'ai commencé à participer aux conférences IPWG durant ma thèse, puis j'ai été responsable d'un de ses groupes de travail, et contribué aux sessions d'enseignements dispensées à chaque conférence. Plus récemment, j'ai été nommé Co-Président (ou Co-Chairman) de ce groupe en 2018. Depuis ma prise de fonction, je me suis attelé notamment à élargir le socle de participation du groupe, à certains pays comme la Russie, étendre le réseau de validation des produits pluie à de nouvelles zones géographiques, ainsi qu'à donner plus de visibilité aux activités d'enseignements du groupe à travers un partenariat plus poussé avec le « Virtual Laboratory » de l'OMM.

## 2.2 Positionnement de mes travaux et apport de mon parcours personnel

Le thème scientifique général des précipitations, abordé dans la section précédente, est extrêmement vaste. Afin de couvrir chacune de ces facettes, les domaines d'expertises nécessaires sont très variés : la microphysique des nuages et leurs paramétrisations physiques, l'assimilation de données et ses algorithmes, la physique du rayonnement et le transfert radiatif dans l'atmosphère ainsi que la physique de la mesure et l'instrumentation.

De même, concernant les systèmes d'observations pertinents pour les nuages et les précipitations, le champ des possibles est étendu. La Figure 9 représente schématiquement les grandeurs physiques que permettent de mesurer neuf types de systèmes d'observations pour les nuages et les précipitations. Chacun de ces systèmes présente ses forces et ses faiblesses. Au cours des dix dernières années, j'ai eu l'occasion d'exploiter presque toutes ces catégories d'observations, mises à part les données dans le domaine des longueurs d'ondes submillimétriques abordées dans les perspectives (type 3), ainsi que les données dans le domaine solaire et les observations des éclairs (types 5 et 9).



**Figure 9 : Illustration des grandes familles d'observations (systèmes de mesures et domaines de fréquences électromagnétiques) pour les nuages et les précipitations, avec leurs sensibilités propres aux différentes grandeurs physiques constituant un nuage (Geer A. , et al., 2017).**

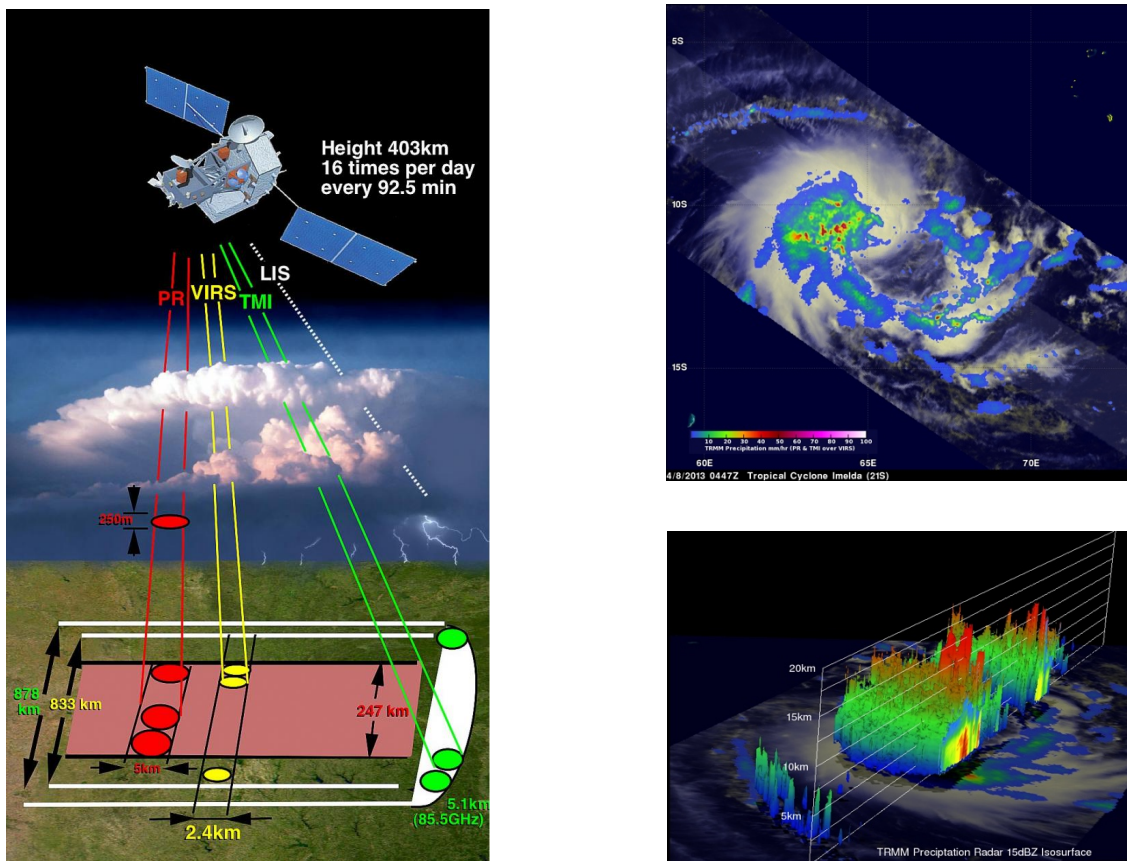
Plus spécifiquement, je me suis intéressé aux observations spatiales effectuées dans le domaine du spectre électromagnétique associé aux Micro-Ondes (MO) (longueurs d'ondes de 1 mm à 10 cm ou bien en fréquences 300 GHz à 3 GHz). Ces observations présentent de multiples avantages pour nourrir des recherches autour du thème des précipitations. En particulier, dans cette gamme de fréquences, il est possible d'observer l'eau dans l'atmosphère sous toutes ses phases : vapeur, liquide (eau liquide nuageuse, pluie) et solide (cristaux de glace et neige). De



nombreux instruments sont également en vol comme nous le verrons plus en détails dans le chapitre suivant ; ceci est important pour permettre un bon échantillonnage spatio-temporel de l'atmosphère.

Cette spécialisation m'a conduit à développer un double parcours scientifique dans le monde de l'assimilation de données et dans le monde des inversions. Elle est en lien direct avec le poste que j'occupe actuellement à Météo-France. Ce double parcours m'a permis de me nourrir des idées développées dans les deux communautés scientifiques.

Il est intéressant de noter que ce sont les mêmes observations spatiales, issues des mêmes capteurs, qui sont utilisées dans les deux disciplines. Si historiquement, la communauté des inversions de pluies s'est intéressée à une catégorie bien spécifique d'instruments MO, les imageurs à balayage conique, celle-ci s'est tournée vers les sondeurs à balayage linéaire depuis quelques années. En termes de cheminement instrumental, la communauté prévision numérique du temps s'est au contraire d'abord intéressée aux sondeurs puis aux imageurs (Geer A. , et al., 2017) pour, dans un premier temps, extraire des informations sur les profils de température et de vapeur d'eau.



**Figure 10 : A gauche : vue d'artiste du satellite TRMM. A droite : Estimations de pluie issues de la combinaison des instruments TMI et PR et isocontours tridimensionnels à 15 dBZ des mesures du radar PR du cyclone Imelda le 8 Avril 2013 dans le sud de l'Océan Indien.**

C'est d'ailleurs la même mission spatiale américano-japonaise qui a stimulé de nombreux travaux scientifiques sur les deux volets. Cette mission s'appelle Tropical Rainfall Measuring Mission ou TRMM (Kummerow, Barnes, Kozu, Shiue, & Simpson, 1998). TRMM a été développée par la NASA et la JAXA et a fourni des données de 1997 à 2015. La particularité de cette mission satellitaire n'observant l'atmosphère que dans la bande tropicale (orbite du satellite inclinée à 34°) est d'avoir été la première à embarquer un radar dédié à la mesure des précipitations depuis l'espace. La Figure 10 montre la combinaison instrumentale choisie pour cette mission avec deux instruments clés : le radar PR (Precipitation Radar) et le radiomètre passif TMI (TRMM Microwave Imager). La mission TRMM a en effet à la fois permis des progrès importants en matière d'estimation de précipitations depuis l'espace dans les Tropiques (Maggioni, Meyers, & Robinson, 2016) mais également de mener des travaux pionniers en assimilation de données au sein des zones nuageuses et précipitantes (Marécal & Mahfouf, 2002).

L'estimation des précipitations depuis l'espace se base notamment sur les liens forts entre le rayonnement se propageant dans l'atmosphère et les contenus en gouttelettes de pluie et cristaux de glace au sein des nuages. L'objectif est de restituer, à partir d'algorithmes d'inversion, une estimation de la pluie tombée au sol. J'ai d'abord travaillé en tant que développeur puis en tant qu'utilisateur de ces algorithmes. En effet, les estimations de pluies produites peuvent être utilisées pour la vérification des précipitations simulées par les modèles de prévision numérique du temps. Ces prévisions sont généralement entachées d'erreurs à la fois dans la localisation mais aussi dans leur intensité. Il est donc possible de s'appuyer sur de tels produits d'estimation des pluies par satellites afin de quantifier les forces et faiblesses des modèles. Je me suis fortement reposé sur les connaissances acquises en algorithmes d'estimation des pluies depuis l'espace pour développer le volet de recherches représentant mon activité principale depuis 2012.

En effet, la prévision des précipitations et, plus généralement, celle du cycle de l'eau atmosphérique est actuellement au cœur de mes activités, en particulier depuis ma prise de poste de chercheur à Météo-France en 2013. Comme évoqué dans la section précédente, une bonne prévision du temps repose sur deux ingrédients principaux : (i) un modèle numérique décrivant l'évolution temporelle de l'atmosphère (ii) un système d'assimilation d'observations permettant d'initialiser le modèle avec la meilleure estimation de l'état courant de l'atmosphère. Une estimation de l'état de l'atmosphère dans les zones nuageuses est particulièrement complexe ; c'est sur cette initialisation des modèles au cœur des nuages, et grâce à des observations spatiales et à l'assimilation de données, que je travaille depuis maintenant plusieurs années.

Ainsi, mon projet scientifique consiste à contribuer à l'amélioration des systèmes de prévision numérique du temps, en m'appuyant sur une double expertise en estimation des précipitations depuis l'espace et en assimilation de données satellitaires.

Sur le thème de l'estimation des précipitations depuis l'espace, ma principale contribution a été de développer pendant mon doctorat la version initiale du code scientifique d'un produit d'estimation de pluies cumulées. Ce produit nommé TAPEER a été opérationnalisé au pôle de données et de services pour l'atmosphère ICARE (<https://www.aeris-data.fr/icare/>). Il permet de produire tous les jours des cartes d'estimations de précipitations journalières à l'échelle de tous les Tropiques. Ce travail a été mené dans le cadre de la mission spatiale franco-indienne Megha-Tropiques. Une des principales nouveautés du produit TAPEER est l'estimation d'une erreur associée à l'estimation des cumuls de pluie. Ces travaux sont résumés dans l'un des

articles publiés pendant ma thèse (Chambon, Jobard, Roca, & Viltard, 2013). Ce produit s'est révélé être un des meilleurs estimateurs des précipitations journalières en Afrique de l'Ouest lors d'exercices d'inter-comparaison avec d'autres produits internationaux (Gosset, Alcoba, Roca, Cloché, & Urbani, 2018).

Après une première contribution au développement de « produit pluie », mes activités sur ce thème se sont articulées autour de l'utilisation de ce type de produits pour la vérification de prévisions numériques, avec le regard critique acquis grâce aux développements menés. Ces recherches en matière de vérification consistent à utiliser un « produit pluie » comme référence puis à développer des métriques afin de caractériser les erreurs d'une prévision. Ces travaux ont été portés par une des priorités de Météo-France visant à mettre en place un modèle de prévision numérique à échelle kilométrique pour les départements et territoires d'Outre-Mer, zones géographiques peu couvertes par des réseaux de mesures au sol. Les produits d'estimation de pluie par satellite se sont alors révélés très utiles et ont permis de démontrer un véritable apport du nouveau modèle de Météo-France pour l'Outre-Mer par rapport aux prévisions déjà disponibles, notamment pour les précipitations intenses. Ces travaux d'évaluation des prévisions de pluie du modèle AROME-OM, opérationnel depuis Février 2016, font l'objet de la première publication que j'ai sélectionnée pour ce manuscrit (Faure, Chambon, & Brousseau, 2020).

Sur le thème de l'amélioration de la prévision des précipitations, j'ai commencé mes travaux par une année de post-doctorat (2012) sur l'assimilation d'observations MO dans le cadre de GPM. Ces premiers travaux avaient pour objectif de mieux initialiser un modèle de prévision numérique du temps à échelle régionale ayant une résolution horizontale de l'ordre de la dizaine de kilomètres. Le système de prévision utilisé était basé sur la génération d'ensembles de prévisions, dont la dispersion décrivait les incertitudes associées aux prévisions. Cette étude m'a permis de mieux comprendre les forces et faiblesses de ce type de système d'assimilation, compréhension importante pour le développement du futur système d'assimilation d'observations de Météo-France. Ces travaux ont fait l'objet d'une des cinq publications que j'ai sélectionnée pour ce manuscrit (Chambon, Zhang, Hou, Zupanski, & Cheung, 2014).

Depuis ma prise de poste à Météo-France en 2013, je développe une activité de recherches conduisant à une utilisation accrue d'observations satellitaires dans le domaine des MO pour les systèmes de prévision numérique du temps opérationnels à Météo-France. Mes travaux sur le satellite Megha-Tropiques et son sondeur MO nommé SAPHIR ont par exemple permis d'améliorer les prévisions du modèle à échelle mondiale ARPEGE. Les travaux de plusieurs stagiaires et post-doctorant que j'ai encadrés m'ont permis d'avancer sur la problématique de l'initialisation des modèles en zones nuageuses. En particulier, les travaux que j'ai démarrés en 2016 permettent maintenant d'utiliser des observations MO de plusieurs sondeurs spatiaux au cœur des nuages dans les modèles de Météo-France. Ces développements permettent notamment de réduire les erreurs en matière de prévision de trajectoires de cyclones, ce qui devrait faire progresser les systèmes de prévisions numériques opérationnels de Météo-France. Ceci est un élément important car Météo-France porte la responsabilité de la prévision cyclonique pour le Sud-Ouest de l'Océan Indien au niveau de l'Organisation Mondiale de la Météorologie (Centre Météorologique Régional Spécialisé sur les Cyclones de La Réunion). Deux des publications que j'ai sélectionnées pour ce manuscrit résument mes travaux sur l'assimilation des données du sondeur SAPHIR dans le modèle ARPEGE, d'abord en ciel clair (Chambon, et al., 2015), puis en ciel nuageux (Duruissseau, Chambon, Wattrelot, Barreyat, & Mahfouf, 2019).

Hasard de l'histoire, la méthode algorithmique dans laquelle Météo-France a investi depuis un peu plus d'une dizaine d'années pour l'assimilation d'observations nuageuses et pluvieuses tient ses origines de la communauté des inversions, IPWG. Il s'agit d'un algorithme appelé GPROF, développé à l'origine pour estimer des taux de précipitations à partir des radiances satellitaires dans le domaine des MO (Kummerow, Olson, & Giglio, 1996). Cette méthode d'inversion a ensuite été adaptée pour les besoins de l'assimilation de données des radars au sol pour le modèle de fine échelle AROME (Caumont, Ducrocq, Wattrelot, Jaubert, & Pradier-Vabre, 2010). Suivant de près les développements de l'algorithme GPROF au sein de la communauté IPWG, c'est cette méthode que je me suis approprié pour mener mes recherches à Météo-France sur l'assimilation des radiances MO en zones nuageuses et pluvieuses, en nourrissant mes travaux d'idées issues de mon double parcours.

Enfin, mon goût particulier pour les nouvelles technologies m'a poussé à m'intéresser aux dernières évolutions en matière d'observation de la Terre pour mon thème de recherches. J'ai mené un certain nombre d'activités qui visent à accompagner les agences spatiales dans leur développement de futures missions satellitaires. En particulier, il existe un certain consensus dans la communauté autour des avancées en prévision numérique que pourrait apporter une cadence temporelle plus élevée des observations satellitaires. J'ai mené des travaux autour de cette question et intégré plusieurs groupes scientifiques visant à quantifier plus précisément ces besoins. Une des publications que j'ai sélectionnée pour ce manuscrit ne traite pas directement de météorologie tropicale mais de prévision aux moyennes latitudes (Duruiseau, et al., 2017). En revanche, la méthodologie mise en œuvre présente un intérêt pour plusieurs futures missions spatiales, y compris les futures missions tropicales, discutées dans la dernière partie du manuscrit sur les technologies émergentes.



## Chapitre 3: Synthèse des travaux

---

|       |   |    |
|-------|---|----|
| 3.1   | ESTIMATION DES PRECIPITATIONS PAR SATELLITES .....                                    | 45 |
| 3.1.1 | <i>Contribution à l'élaboration du produit d'estimation des pluies</i> .....          | 46 |
| 3.1.2 | <i>Contribution à l'évaluation des modèles de prévision numérique du temps</i> .....  | 51 |
| 3.2   | ASSIMILATION D'OBSERVATIONS POUR LA PREVISION NUMERIQUE DU TEMPS .....                | 57 |
| 3.2.1 | <i>Observations micro-ondes et prévision numérique du temps</i> .....                 | 57 |
| 3.2.2 | <i>Assimilation nuageuse et enjeux pour la prévision des cyclones tropicaux</i> ..... | 68 |
| 3.2.3 | <i>Intérêt des radars spatiaux pour la prévision numérique du temps</i> .....         | 78 |

---

### 3.1 Estimation des précipitations par satellites

Depuis la fin des années 1970, une multitude d'algorithmes a été développée avec pour objectif d'estimer les précipitations depuis l'espace. Quand on parle d'estimation de pluies, il est très important d'en préciser l'échelle car aux prémices de cette science de la mesure, les objectifs en matière de résolutions spatiale et temporelle étaient radicalement différents d'aujourd'hui. Les premières études visaient une estimation de cumuls de pluie mensuels, à des résolutions spatiales assez basses de  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  (Arkin, 1979; Richards & Arkin, 1981). Les derniers produits disponibles fournissent des estimations de précipitations à des échelles de temps beaucoup plus fines, souvent horaires ou infra-horaires, et à des résolutions spatiales jusqu'à  $0.1^\circ \times 0.1^\circ$  (Huffman G. , et al., 2015; Kubota, et al., 2007; Aonashi, et al., 2009; Xie, et al., 2017). Avec des cumuls de précipitations mensuels et à large échelle, on peut envisager un suivi saisonnier ou climatique des précipitations sur de grandes régions ; avec des estimations de précipitations infra-horaires et proches de l'échelle kilométrique, bien d'autres applications sont accessibles comme les alertes aux inondations par exemple.

Les travaux menés sur les algorithmes d'estimation des pluies depuis l'espace se sont principalement concentrés sur deux types de données : (i) les capteurs à bord de satellites géostationnaires dans le domaine spectral de l'InfraRouge (IR) thermique (canaux 10.8 et 11.2  $\mu\text{m}$  par exemple) et (ii) les capteurs à bord de satellites défilants en orbite basse dans le domaine des MO (canaux à 7, 10, 18, 22, 36 et 89 GHz par exemple). Plusieurs campagnes de mesures ainsi que des campagnes d'inter-comparaisons de produits (Ebert, Janowiak, & Kidd, 2007) ont permis de proposer des recommandations maintenant très consensuelles en matière de développements de produits. Pour des périodes de cumuls de pluie de l'ordre du mois ou plus, l'usage seul de données IR est possible et donne des résultats d'estimations de pluie tout à fait acceptables, en particulier dans les Tropiques où la température de brillance des nuages élevés vus depuis l'espace est fortement corrélée à la pluie au sol. Pour les estimations de pluies instantanées, les meilleurs estimateurs sont obtenus à partir de données MO seules car à ces

longueurs d'ondes les observations sont directement sensibles aux précipitations au sein des nuages. Pour toutes les échelles intermédiaires, les meilleurs estimateurs de pluie sont obtenus en combinant les deux sources de données IR et MO. Classiquement, une première inversion des températures de brillance MO en taux de pluie instantanée est réalisée. Le produit de cette inversion est un produit dit de Niveau-2. Ces produits de Niveau-2 sont alors fusionnés avec les températures de brillance IR pour constituer un produit de Niveau-3/4 (mis sur une grille régulière et moyenné temporellement). Les différences entre les produits de Niveau-3/4 résident à la fois dans l'algorithme d'inversion des observations MO en taux de pluie et dans l'algorithme de fusion de données avec l'IR.

### 3.1.1 Contribution à l'élaboration du produit d'estimation des pluies

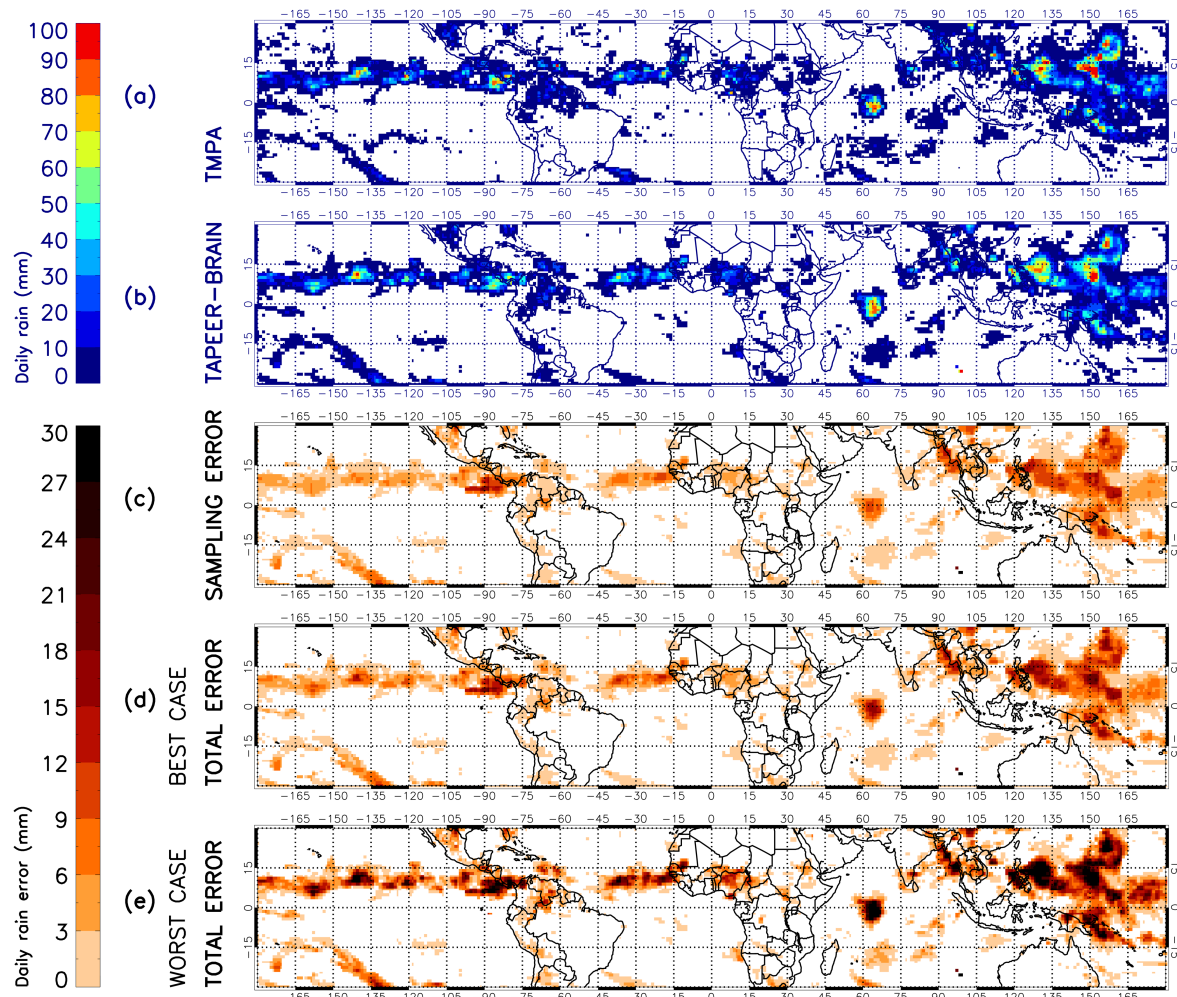
Dans le cadre de la mission Megha-Tropiques, j'ai réalisé la première version d'un algorithme d'estimations des pluies appelé TAPEER pour Tropical Amount of Precipitation with an Estimate of ERRors (Chambon, Jobard, Roca, & Viltard, 2013). L'objectif pour ce produit était de fournir des estimations de pluie journalière à l'échelle de  $1^\circ \times 1^\circ$  dans la ceinture tropicale. A cette échelle, l'algorithme de fusion choisi est une combinaison IR/MO, considérant les données de 5 satellites géostationnaires (1 canal IR par instrument/satellite) et les données d'imageurs MO à bord de plusieurs satellites défilants. Suivant la méthodologie évoquée plus haut, les données MO sont d'abord inversées en taux de pluie instantanée, grâce à un algorithme appelé BRAIN (Viltard, Burlaud, & Kummerow, 2006). Ces taux de pluie sont ensuite fusionnés aux images dans l'IR à l'aide d'un algorithme appelé Unified Adjusted GOES Precipitation Index (Xu, Gao, Sorooshian, Arkin, & Imam, 1999).

La principale originalité de l'algorithme TAPEER est de fournir des cartes d'estimations d'erreurs associées aux cumuls de pluie. La Figure 11 montre un exemple de carte de cumuls avec les cartes des erreurs associées. Une carte montre l'erreur d'échantillonnage déduite de calculs géostatistiques simples (calculs de variogrammes, Roca et al., (2010)). Une carte montre l'erreur « totale » estimée, qui inclut une estimation de l'erreur algorithmique déduite de calculs de propagations d'erreurs (propagation de bruits et de biais des températures de brillance MO jusqu'aux cumuls de pluie, Chambon et al., (2013)).

Après cette première version de l'algorithme réalisée pendant ma thèse, l'élaboration d'un produit d'estimation des pluies sur une longue période (5 ans de données disponibles mises à disposition de la communauté à travers le pôle de données et de services AERIS) a nécessité de nombreux autres développements listés ci-dessous. J'ai pu participer au pilotage de certains dont le deuxième et le troisième point, pour lesquels j'ai été associé aux publications dédiées.

- Mise en place d'un contrôle qualité des données IR en entrée du produit TAPEER (Szantai, Six, Cloché, & Sèze, 2011).
- Optimisation du calcul des erreurs d'échantillonnage par une méthode spectrale en remplacement de la méthode originale en point de grille (Taburet, Chambon, & Roca, 2016).
- Adaptation de l'algorithme aux observations des sondeurs hautes fréquences MO en plus des imageurs MO (Roca, et al., 2018).
- Validation des estimations de pluies TAPEER par rapport à des données de pluviomètres, en particulier en Afrique de l'Ouest (Gosset, Alcoba, Roca, Cloché, & Urbani, 2018).

- Développement d'un indice de confiance associé aux estimations d'erreurs, basé sur la disponibilité de données d'entrée à l'algorithme (Lorant, Cloché, Urbani, & Roca, 2017).



**Figure 11 : Exemple de carte de cumuls de pluies, estimés avec l'algorithme TAPEER et ses cartes d'erreurs associées pour la journée du 30 juillet 2009 (Chambon, Jobard, Roca, & Viltard, 2013).**

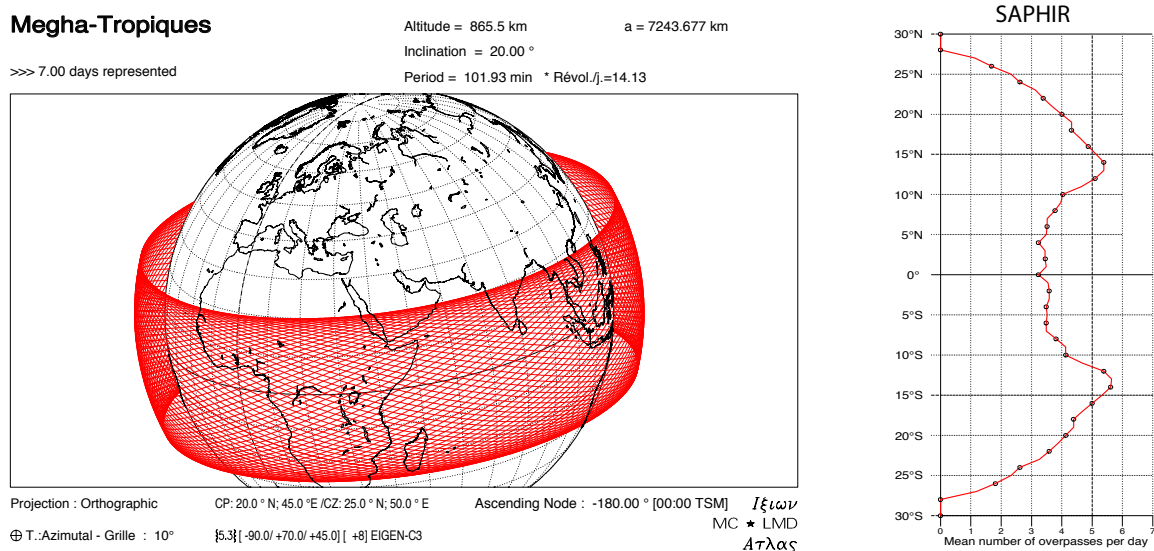
La base de données d'estimation des pluies ainsi produite a par la suite été utilisée dans plusieurs travaux dont quelques exemples sont cités ci-dessous. La première étude avait été amorcée pendant ma thèse et j'ai été associé à la publication.

- Études de la distribution des pluies tropicales et de son lien avec les paramètres morphologiques des systèmes convectifs tropicaux (Roca, Aublanc, Chambon, Fiolleau, & Viltard, 2014).
- Études de la distribution des extrêmes de pluies dans les Tropiques (Roca R. , 2019).
- Études sur les échelles spatio-temporelles pour lesquelles les produits d'estimation des pluies par satellites présentent un contenu en information (Guilloteau, Roca, & Gosset, 2016).
- Utilisation de TAPEER comme forçage pluviométrique pour la prévision des inondations en Afrique de l'Ouest (Cassé, 2015).



Pour ce manuscrit, j'ai choisi de ne pas rentrer dans les détails algorithmiques du fonctionnement de TAPEER. Cependant, il me paraît important de souligner que cette contribution à la construction d'un produit d'estimation des pluies m'a permis d'acquérir une certaine expertise sur les forces et les faiblesses de ces produits. Elle m'a également permis de me familiariser avec certains concepts sur les estimations d'erreurs, concepts forts utiles en assimilation de données.

Il me semble en revanche pertinent pour ce manuscrit de donner quelques détails sur un type d'expérience que j'ai pu mener dans plusieurs contextes durant ces dix dernières années, dans le contexte des produits pluie. Il s'agit des expériences de simulation de systèmes d'observations ou OSSE pour l'acronyme anglais (Observing System Simulation Experiment). Ces expériences d'OSSE visent à estimer l'apport d'un futur système d'observation, comme un nouveau satellite, pour une application donnée. Elles sont très utiles, par exemple afin de définir les futures missions spatiales. Dans cette section, une OSSE est présentée pour le produit TAPEER ; dans la section suivante, nous discuterons d'une OSSE que j'ai menée dans le contexte de l'assimilation pour la prévision numérique du temps.



**Figure 12 : A gauche : orbite de Megha-Tropiques calculée sur une période de 7 jours grâce au logiciel IXION. A droite : nombre d'observations par jour fournies par le sondeur MO SAPHIR par bandes de latitude (Capderou, 2014).**

L'algorithme TAPEER a été développé avant la mise en orbite du satellite Megha-Tropiques. Ce satellite a pour particularité d'être placé sur une orbite tropicale à faible inclinaison par rapport à l'équateur. Cette orbite lui confère une capacité à échantillonner la bande tropicale entre 3 et 6 fois par jour en tout lieu des Tropiques dans la bande de latitudes entre 20° Sud à 20° Nord (Figure 12). Une OSSE a été menée afin d'estimer l'impact de cet échantillonnage accru de l'atmosphère tropicale sur les estimations des pluies TAPEER (Chambon, Roca, Jobard, & Capderou, 2013). Certains des résultats obtenus sont représentés sur la Figure 13.

La littérature scientifique comprend de nombreuses OSSE, évaluant l'impact de divers systèmes d'observations dans différents contextes. En revanche, les résultats de ces OSSE sont rarement confrontés à des études d'impacts une fois le nouveau système d'observation déployé. Nous verrons plus loin que dans le cas de l'OSSE discutée ici, les prévisions d'impact ont pu être vérifiées ce qui démontre l'intérêt d'une telle approche dans un environnement simulé.

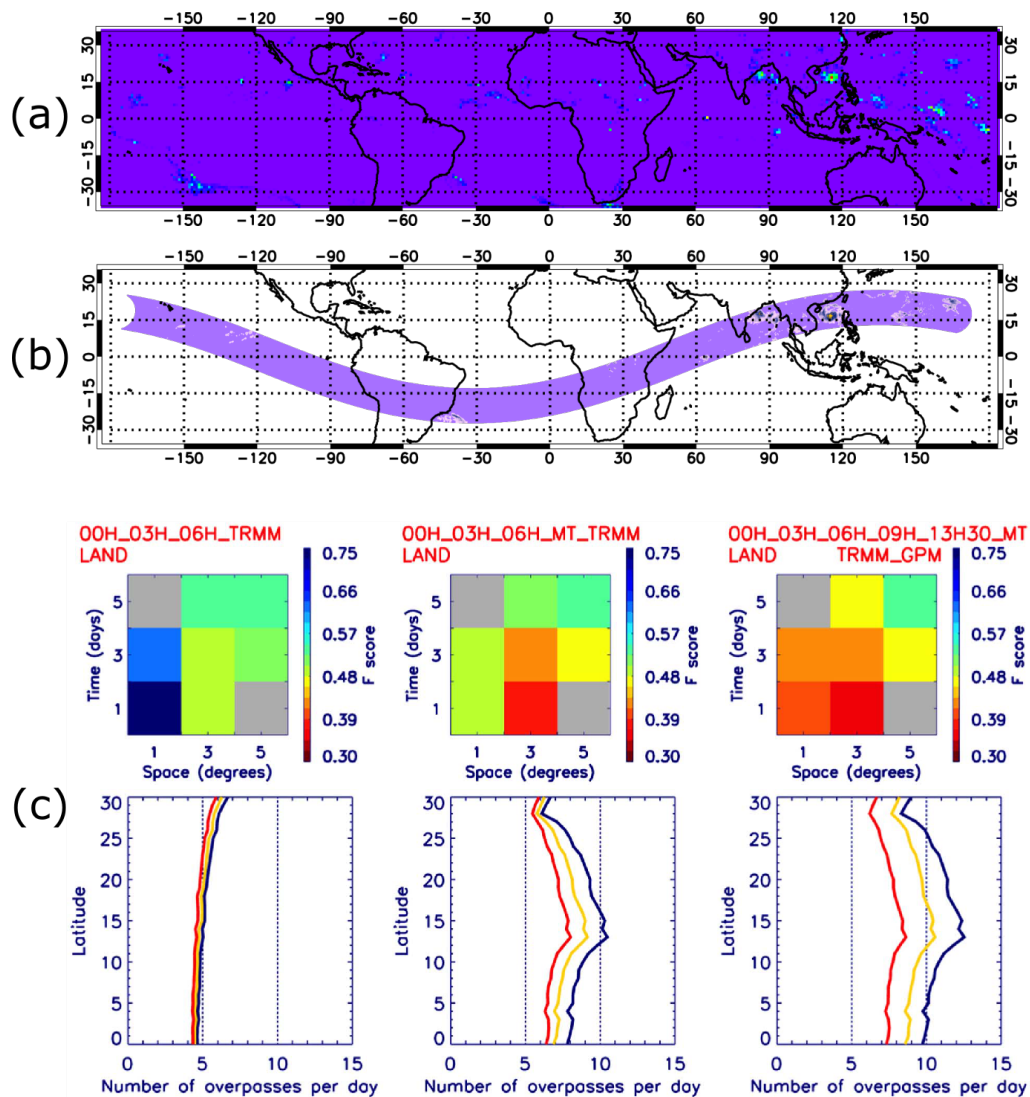


Figure 13 : (a) Carte d'estimation des pluies issue du produit japonais GSMAP pour le 1<sup>er</sup> août 2006 à 15h00 UTC. (b) Sous-échantillonnage de la carte (a) sous une orbite de Megha-Tropiques. (c) Chaque colonne correspond à une configuration de constellation. Colonne gauche : avec 3 satellites héliosynchrones et le satellite TRMM. Colonne du milieu : 3 satellites héliosynchrones, TRMM et Megha-Tropiques. Colonne de droite : 5 satellites héliosynchrones, TRMM, Megha-Tropiques et GPM. Les damiers de couleurs représentent les valeurs d'un score de pluie (score-F) intégrant biais, EQM, probabilité de détection et taux de fausse alarme, pour différents volumes de données pour l'apprentissage de l'algorithme de TAPEER entre données MO et IR. Ces volumes de données correspondent aux données colocalisées IR et MO sur une zone géographique exprimée en degré (axe des abscisses des graphiques) et pendant une période de temps exprimée en jour (axe des ordonnées des graphiques). Plus le score est petit (et de couleur rouge), meilleure est l'estimation de pluie. Les courbes de la dernière ligne de graphiques montrent le nombre de visites par jour en fonction de la latitude, nombres absolus en bleu, espacés de plus de 30 min en jaune, espacés de plus d'1 heure en rouge (Chambon, Roca, Jobard, & Capderou, 2013).

Comme précisé dans la publication associée à ce travail, un produit de référence a été choisi comme représentant les vraies pluies au sol. Il sert à la fois à générer les produits de Niveau-2 simulés et à la vérification des cumuls de pluie TAPEER. Le produit choisi est le produit japonais d'estimation des pluies GSMAP (Kubota, et al., 2007) dont nous reparlerons plus loin dans cette section. Celui-ci a été sous-échantillonné sous la fauchée de plusieurs instruments pour simuler les produits de Niveau-2 : des instruments de type SSMIS à bord de satellites héliosynchrones passant à l'équateur à des heures idéalisées (ex : 00h, 03h, 06h, 09h, 13h30), un instrument de type TMI à bord du satellite TRMM, un instrument de type GMI à bord du satellite GPM et un instrument de type SAPHIR à bord de Megha-Tropiques.

A partir de ces produits de Niveau-2 simulés, nous avons généré plusieurs estimations de cumuls de pluie TAPEER avec différentes configurations du système d'observations, dont certaines avec Megha-Tropiques et d'autres sans. Des scores de pluies par rapport aux estimations originales de GSMAP ont pu être calculés, pour chacune des configurations du système d'observations (biais, écart quadratique moyen, probabilité de détection, taux de fausse alarme, etc.). Un indice baptisé « score-F » intégrant cet ensemble de scores a été défini ; les valeurs les plus petites du score-F indiquent les meilleures estimations de pluie.

Sans rentrer dans les détails algorithmiques de TAPEER, l'estimation des cumuls de pluie nécessite un apprentissage entre des données IR et MO colocalisées. Afin d'adapter l'apprentissage aux conditions météorologiques locales, l'apprentissage est différent pour chaque cumul de pluie à l'échelle  $1^\circ \times 1^\circ \times 1$ -jour. Il est réalisé à l'aide des colocalisations entre satellites défilant et géostationnaire dans un certain volume autour du volume  $1^\circ \times 1^\circ \times 1$ -jour, avec une taille de voisinage dans l'espace, et une période de temps avant et après le dit jour. Ce volume est glissant spatialement et varie de  $1^\circ$  à  $5^\circ$  ; il est également glissant temporellement et varie de 1 à 5 jours de données.

Le graphique de la Figure 13 correspondant à la constellation avec 3 satellites héliosynchrones et TRMM indique que le meilleur score-F est d'environ 0.6 pour un volume d'apprentissage de  $3^\circ \times 3^\circ \times 3$ -jours ou  $3^\circ \times 3^\circ \times 1$ -jour. Les deux autres constellations incluant Megha-Tropiques indiquent qu'une constellation plus dense de satellites permet d'améliorer les estimations de pluie TAPEER avec un score-F descendant à environ 0.35 pour un volume d'apprentissage de  $3^\circ \times 3^\circ \times 1$ -jour.

Ces résultats d'OSSE ont pu être confirmés quelques années plus tard, avec de vraies données Megha-Tropiques et de vraies données de vérifications pluviométriques, en Afrique de l'Ouest (Roca, et al., 2018). Le Tableau 1, issu de cette étude a posteriori, montre des résultats conformes aux OSSE. Pour les 3 sites de validation au Burkina Faso, au Niger et au Bénin, l'ajout des données SAPHIR à une constellation de référence constituée de 5 instruments sur orbite héliosynchrone et TRMM, permet de faire diminuer le score-F, en particulier lorsque le volume d'apprentissage de l'algorithme est réduit à  $3^\circ \times 3^\circ \times 1$ -jour.

**Tableau 1 : Statistiques de validation des cumuls journaliers de pluie du produit TAPEER sur trois sites de validation en Afrique de l'Ouest au cours de la saison des pluies de juin à septembre 2012. Extraits du Tableau 5 de Roca et al. (2018).**

|                | <b>Constellation</b>   | <b>Volume d'apprentissage</b> | <b>Score-F</b> |
|----------------|--|-------------------------------|----------------|
| <b>Burkina</b> | 5 imageurs sur orbites héliosynchrones (AMSR-2/GCOM-W1, SSMI/F15, SSMIS/F16 F17 F18) et 1 imageur sur orbite inclinée (TMI/TRMM) | 5°x5°x 5-jours                | 1.47           |
|                | Idem + SAPHIR/MT   | 5°x5°x 5-jours                | 1.41           |
|                | Idem + SAPHIR/MT   | 3°x3°x 1-jour                 | 1.15           |
|                |  |                               |                |
| <b>Niger</b>   | 5 imageurs sur orbites héliosynchrones (AMSR-2/GCOM-W1, SSMI/F15, SSMIS/F16 F17 F18) et 1 imageur sur orbite inclinée (TMI/TRMM) | 5°x5°x 5-jours                | 1.45           |
|                | Idem + SAPHIR/MT   | 5°x5°x 5-jours                | 1.34           |
|                | Idem + SAPHIR/MT   | 3°x3°x 1-jour                 | 0.98           |
|                |  |                               |                |
| <b>Bénin</b>   | 5 imageurs sur orbites héliosynchrones (AMSR-2/GCOM-W1, SSMI/F15, SSMIS/F16 F17 F18) et 1 imageur sur orbite inclinée (TMI/TRMM) | 5°x5°x 5-jours                | 1.69           |
|                | Idem + SAPHIR/MT   | 5°x5°x 5-jours                | 1.73           |
|                | Idem + SAPHIR/MT   | 3°x3°x 1-jour                 | 1.40           |

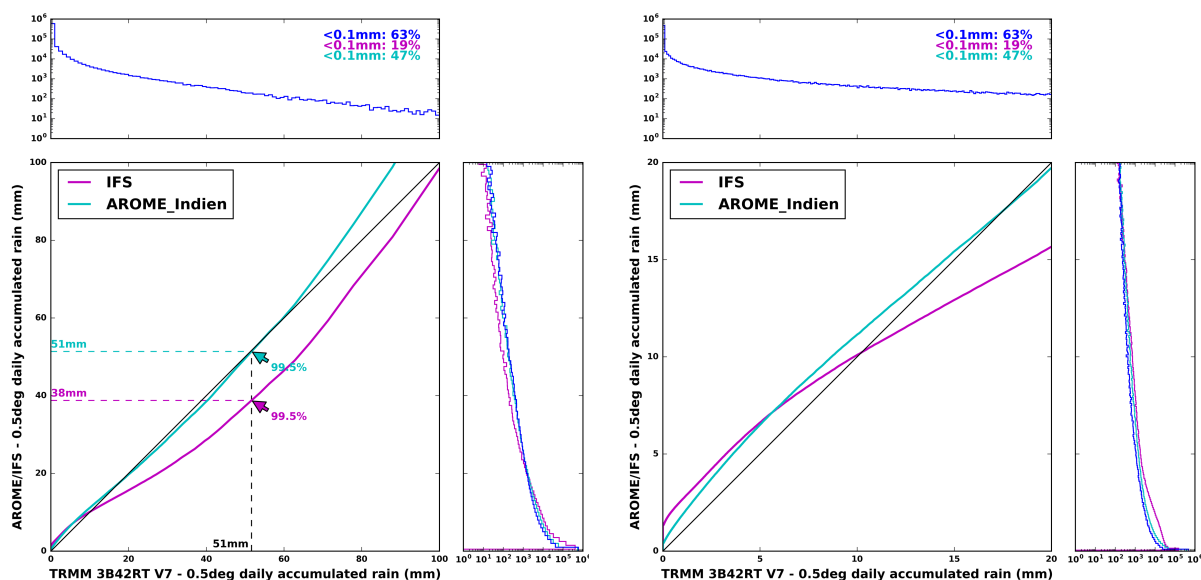
### 3.1.2 Contribution à l'évaluation des modèles de prévision numérique du temps

Après cette incursion dans le développement d'algorithmes d'estimation des pluies, j'ai rapidement basculé vers la communauté des utilisateurs de ces produits. En matière de vérifications et d'évaluations des prévisions, Météo-France et le CNRM bénéficiaient déjà à mon arrivée d'un système d'évaluation élaboré des prévisions de pluie pour la métropole (Amodei & Stein, 2009). Ces vérifications sont principalement basées sur le réseau de pluviomètres et de radars français (Amodei, Sanchez, & Stein, 2015) ; elles sont également basées sur des scores de pluie probabilistes prenant en compte les effets de « double peine », grand classique dans la discipline (Roberts & Lean, 2008).

J'ai ainsi pu développer une activité très complémentaire à partir de mes connaissances en estimation des pluies depuis l'espace. Cette activité vise à qualifier les prévisions de précipitations des modèles numériques dans les régions tropicales. Cette activité s'est révélée très utile pour compléter l'évaluation de nouveaux systèmes de prévision et identifier leurs faiblesses. Je donne ci-dessous trois exemples d'études que j'ai réalisés ces dernières années, pour évaluer trois modèles différents.

Le premier exemple, illustré par la Figure 14, est une comparaison de la climatologie de deux modèles sur une longue période de temps avec près d'un an de données. Le premier modèle IFS est le modèle du Centre Européen, le second modèle est le modèle AROME Indien. Ce dernier est caractérisé par la plus grande emprise géographique des cinq modèles AROME

opérationnels dans les Tropiques pour les départements et territoires d’Outre-Mer Français. La version d’AROME pour l’Outre-Mer est initialisée et forcée aux limites latérales par le modèle IFS, la comparaison est donc intéressante car elle est censée mettre en évidence l’apport/les déficiences d’AROME par rapport à son modèle coupleur. En termes de distribution, on peut voir sur la Figure 14 que la courbe verte est plus proche de la diagonale que la courbe rose pour la plupart des régimes de pluie, en particulier les pluies faibles (< 5 mm) et les pluies fortes (> 12 mm). Ainsi, la distribution des pluies prévues par AROME suit particulièrement bien celles des pluies estimées par le produit américain TRMM 3B42. L’occurrence de cas de non-pluie s’élève à 63% pour ce produit, à 47% pour le modèle AROME et 19% pour le modèle IFS. Cet écart est une caractéristique classique des comparaisons entre les modèles ayant un schéma de convection profonde paramétrisée tel qu’IFS et les modèles résolvant explicitement la convection profonde tel qu’AROME. Les premiers ont tendance à prévoir des grandes zones de précipitations souvent trop étendues alors que les derniers ont tendance à prévoir au contraire des zones précipitantes plus ramassées spatialement. La Figure 14 n’est qu’un exemple parmi les multiples comparaisons entre AROME Outre-Mer et son coupleur que nous avons effectuées. Ces comparaisons ont été utiles pour certains réglages de la configuration opérationnelle d’AROME Outre-Mer comme le réglage de la diffusion horizontale des hydrométéores pour les prévisions.



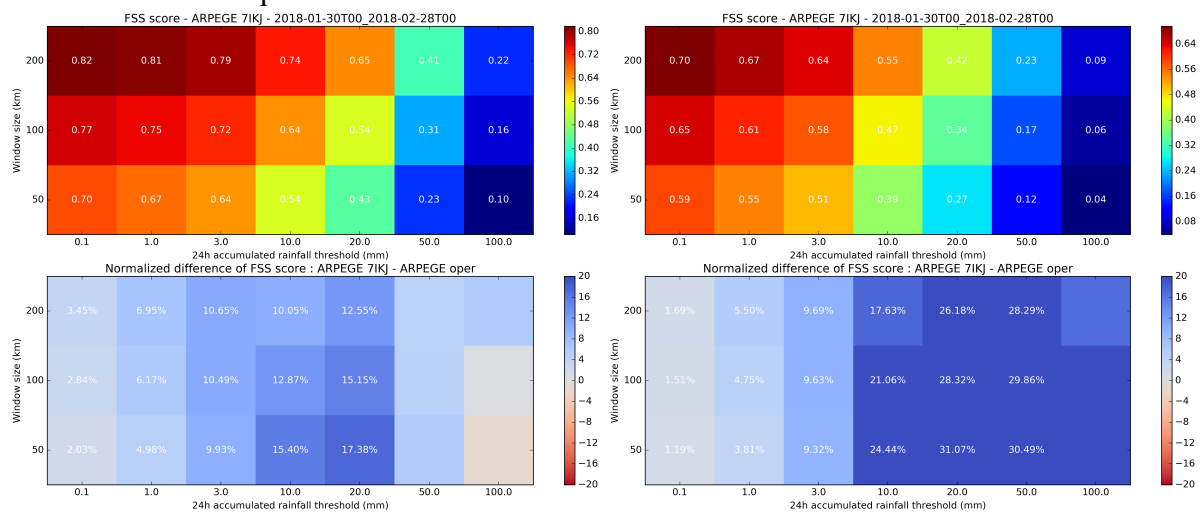
**Figure 14 : Diagrammes quantiles/quantiles comparant les distributions de cumuls journaliers de précipitations prévues par deux modèles, à 24 heures d’échéance. Le modèle correspondant à la courbe rose est le modèle IFS du Centre Européen, le modèle correspondant à la courbe verte est le modèle AROME Indien. Le produit pluie choisi comme référence est le produit TRMM 3B42-RT de la NASA (Huffman G., et al., 2007). La zone géographique de comparaison est le domaine AROME Indien visible sur la Figure 6 de ce manuscrit. La période d’étude est de 11 mois, du 2 février au 16 décembre 2017. Le graphique de gauche couvre la gamme 0 mm à 100 mm, le graphique de droite est un zoom de celui de gauche sur la gamme 0 mm à 20 mm. Chaque graphique quantiles/quantiles est associé à deux histogrammes en échelle logarithmique permettant de voir la répartition du nombre d’échantillons en fonction de l’intensité des pluies. Certaines classes d’intensité de cumuls de pluie faibles contiennent plus de  $10^4$  échantillons et certaines plus intenses contiennent seulement 10 à 100 échantillons.**

Une synthèse de ces comparaisons est proposée dans le premier article que j'ai sélectionné pour ce manuscrit (Faure, Chambon, & Brousseau, 2020). Elles ont été menées pour les cinq domaines AROME Outre-Mer, sur une période d'un an, avec deux produits satellites comme références ainsi que des données de radars et de pluviomètres. Si je devais résumer les conclusions de cette étude en quelques mots, je dirais que nous avons montré une grande cohérence entre les résultats des diagnostics menés avec les différentes références utilisées (produits satellites et données sol). Les signaux incohérents concernent les domaines géographiques avec une fraction importante de surface continentale. Le domaine AROME Guyane est par exemple assez peu instrumenté au sol, hormis sur la côte, et les produits satellitaires présentent sur cette zone des divergences d'estimation importantes. L'apport d'AROME par rapport à son modèle coupleur a été clairement établi sur les cinq domaines, pour les régimes de pluie faible et de pluie forte. Le régime de pluie intermédiaire reste la principale faiblesse d'AROME à ce jour et plusieurs pistes d'études sont explorées au laboratoire afin d'avancer sur cet aspect. Une des pistes est liée à la représentation de la convection peu profonde dans le modèle AROME, schéma paramétrisé et non précipitant qui pourrait conduire à un manque de précipitations lors de certaines situations météorologiques.

Le deuxième exemple d'évaluations que j'ai régulièrement mené concerne le modèle global ARPEGE. Plusieurs études ont été conduites ces dernières années au CNRM afin de faire évoluer le schéma de convection profonde de ce modèle. En complément de nombreux autres diagnostics qualifiant la qualité des prévisions d'un modèle global, j'ai réalisé des évaluations des prévisions de précipitations afin de mesurer les progrès obtenus avec différents schémas. Je me suis intéressé aux expériences ARPEGE avec le schéma de convection PCMT développé au CNRM (Guérémy & Piriou, 2016) puis plus récemment aux expériences ARPEGE avec le schéma de convection dit de « Tiedtke » développé au Centre Européen (Bechtold, Semane, & Lopez, 2014).

Parmi les diagnostics que j'ai pu réaliser, il me paraît intéressant de détailler l'un d'entre eux car il apparaîtra plusieurs fois dans ce manuscrit. Le diagnostic en question est un score de la famille des scores de « Brier ». D'origine assez ancienne (Brier, 1950), ces scores probabilistes permettent de prendre en compte un des défauts des modèles de prévision du temps concernant les précipitations : la mauvaise localisation des cellules précipitantes par rapport à celles observées. A la différence de métriques plus classiques, telles que des écarts quadratiques moyens ou bien des coefficients de corrélations qui sont des comparaisons points à points, les scores de « Brier » comparent des probabilités d'occurrence de pluie au-dessus d'un certain seuil et pour des boîtes géographiques. Avec ce type de métrique, une prévision positionnant une cellule précipitante de bonne intensité, mais décalée par rapport aux observations, aura un meilleur score qu'une prévision ne prévoyant aucune pluie. L'inverse est en général obtenu avec les scores point à point. Ce type de vérification est parfois nommé « vérification floue » (Ebert E. , 2008) ; parmi les scores de Brier existants, j'utilise souvent le Fraction Skill Score (FSS) (Roberts & Lean, 2008) compris entre 0 et 1, la valeur 1 étant le meilleur score possible. La Figure 15 montre le net apport du schéma de convection Tiedtke par rapport au schéma utilisé actuellement pour ARPEGE dans sa version opérationnelle (Bougeault, 1985). A courte échéance, les améliorations significatives montent jusqu'à 17 % du FSS pour un seuil de 20 mm de pluie ; pour 96 heures d'échéance celles-ci grimpent jusqu'à plus de 30 % pour les pluies de plus de 50 mm de cumuls journaliers. La période considérée ici est assez courte, mais ces comparaisons ont aussi été réalisées sur d'autres périodes. Elles ont montré systématiquement les mêmes conclusions. Cet impact se révèle être majeur, en particulier lorsqu'il est comparé à

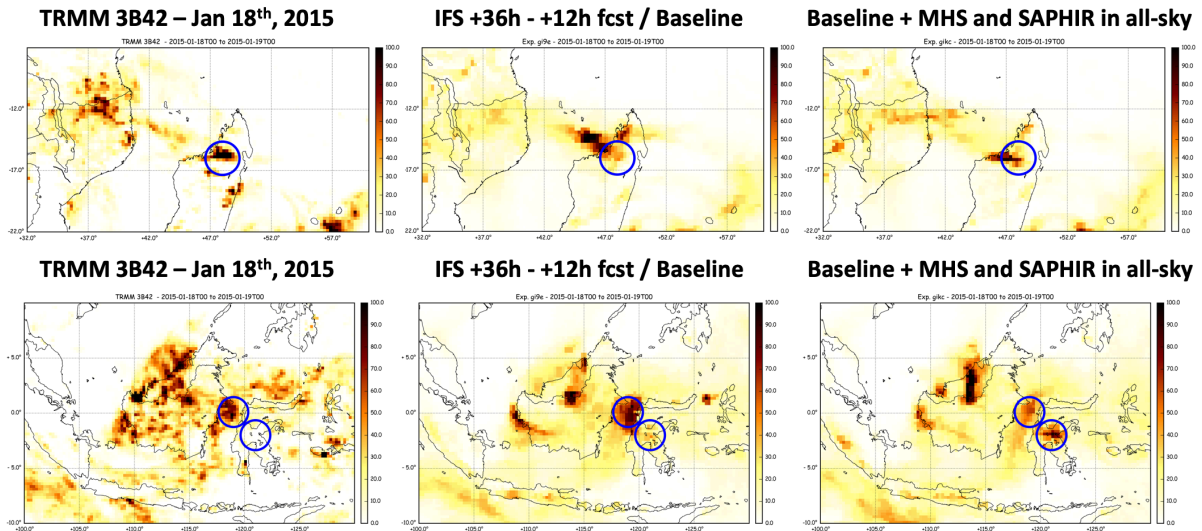
ceux d'autres composantes d'un système de prévision numérique du temps comme nous le verrons dans l'exemple suivant.



**Figure 15 : Comparaison de scores de Brier pour deux versions du modèle ARPEGE. La version de base d'ARPEGE correspond à la version opérationnelle. La version d'ARPEGE évaluée contient le schéma de convection de Tiedtke. A gauche, une évaluation de prévisions de pluies journalières à 24 h d'échéance ; à droite, une évaluation de pluies journalières à 96 h d'échéance. La première ligne de graphiques correspond aux valeurs absolues du Fraction Skill Score pour l'expérience ARPEGE avec le schéma Tiedtke, pour plusieurs seuils de pluie (axe des abscisses) et plusieurs tailles de voisinage (axe des ordonnées). La seconde ligne de graphiques représente les différences relatives de scores d'ARPEGE. Les cases bleues indiquent un gain en qualité de prévisions avec le schéma de Tiedtke. Lorsque la différence relative est inscrite dans la case, celle-ci est significative à 99%. La comparaison est faite sur l'ensemble des Tropiques à la résolution de 0.5°, avec le produit TRMM 3B42RT en référence, sur le mois de février 2018.**

Le dernier exemple d'évaluation de prévisions de précipitations que je souhaite présenter ici concerne l'évaluation de l'impact de systèmes d'observations en assimilation de données. Nous aurons l'occasion de discuter d'assimilation de données plus avant dans la section suivante ; il me paraît cependant intéressant de comparer ici les ordres de grandeur des impacts entre paramétrisations physiques et systèmes d'observations.

La Figure 16 et la Figure 17 illustrent l'impact d'observations MO dans le système d'assimilation du Centre Européen à la fois pour un cas d'étude et pour une longue période. Ce dernier a la particularité de pouvoir utiliser les observations MO en zones de ciel clair et en zones nuageuses et précipitantes (Geer A. , et al., 2017). J'ai pu mener ces études lors de plusieurs visites scientifiques effectuées à Reading ces dernières années dans le cadre de la coopération entre le CEPMMT et Météo-France. La Figure 16 illustre, pour un jour particulier, l'impact que peut avoir l'ajout de cinq sondeurs MO dans un système d'assimilation (Chambon & Geer, 2017). Pour la cellule précipitante sur Madagascar, celle-ci est prévue avec un décalage au Nord-Ouest dans la prévision de référence et apparaît mieux positionnée dans l'expérience incluant les observations supplémentaires. A contrario, pour les cellules précipitantes en Indonésie mises en évidence par les cercles bleus, l'impact est inversé. La zone de pluie sur l'île de Sulawesi, qui aurait dû être asséchée par les observations, se retrouve au contraire humidifiée.

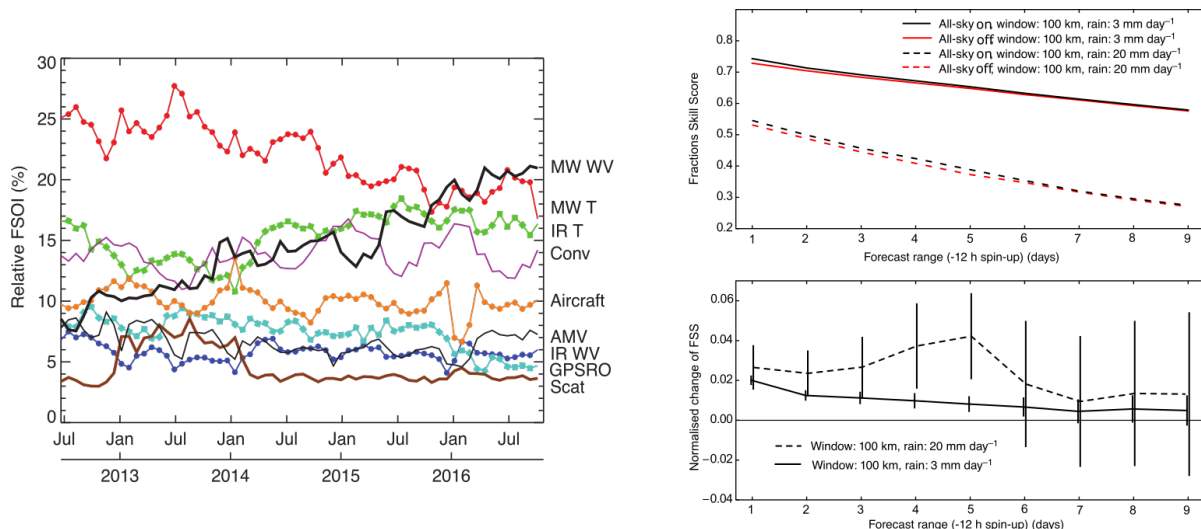


**Figure 16 : Exemples de cartes d'estimations et de prévisions de pluie pour le 18 janvier 2015. La première ligne est un exemple d'évènement précipitant sur l'île de Madagascar, la seconde considère un évènement précipitant en Indonésie. La première colonne montre les cumuls journaliers estimés par le produit TRMM-3B42. La colonne du milieu montre les cumuls journaliers à 36 heures d'échéance prévus par le modèle du Centre Européen, dans une configuration ne comprenant pas certains capteurs satellitaires dans l'assimilation de données (les quatre sondeurs MHS à bord de Metop-A, B et NOAA-18 et 19 et le sondeur SAPHIR à bord de Megha-Tropiques). La colonne de droite montre cette même prévision, avec les capteurs rajoutés dans l'assimilation.**

Ce phénomène est symptomatique de l'assimilation de données qui résulte d'un compromis global entre de multiples sources d'observations, sans la garantie que l'analyse qui en résulte se soit rapprochée de toutes les observations et en tout lieu du globe. Concernant cet exemple en Indonésie, la complexité du masque terre/mer dans la zone du continent maritime par rapport à la résolution horizontale des capteurs MO ne facilite pas la tâche du système d'assimilation. Certaines observations dans les zones côtières sont en effet contaminées par une mixture d'émissions de la surface difficile à modéliser. De plus, les algorithmes d'assimilation utilisent souvent des boucles externes avec plusieurs résolutions spatiales ce qui modifie le masque terre/mer en cours de minimisation.

Ainsi, l'élément le plus important est que statistiquement, un système d'observation améliore les prévisions. C'est ce que nous montrons sur la Figure 17, avec un gain en qualité de prévisions des précipitations significatif grâce aux observations MO (Geer A. , et al., 2017). Pour cette comparaison, il s'agissait de l'impact complet de tous les capteurs MO sensibles à l'humidité dans le système d'assimilation du Centre Européen. On peut noter sur la Figure 17 (graphique en bas à droite) que l'amélioration du score FSS est de l'ordre de 4% au maximum, celle-ci est significative à 99% jusqu'à 5 jours d'échéances. Ces quatre pourcents d'améliorations sont ainsi obtenus grâce aux observations ayant le poids relatif le plus important dans l'amélioration des prévisions du Centre Européen. Il est ainsi très intéressant de mettre ces 4% en perspective d'améliorations de presque un ordre de grandeur supérieur pouvant provenir d'un changement dans les paramétrisations physiques.





**Figure 17 : A gauche : évolution relative de l'impact des différentes familles d'observations dans le système de prévision du temps du Centre Européen grâce au calcul de Forecast Sensitivity to Observations (FSO) reflétant l'impact des observations à 24 h d'échéance par une méthode adjointe. « MW WV » désignant les canaux vapeur d'eau des instruments MO, « MW T » les canaux de température des instruments MO, « IR T » les canaux de température des instruments IR, « IR WV » les canaux vapeur d'eau des instruments IR, « Conv » pour les données conventionnelles, « AMV » pour Atmospheric Motion Vector, « GPSRO » pour les données GPS radio occultation, « Scat » pour les diffusiomètres. A droite : impact de l'ensemble des observations MO sensibles à l'humidité et assimilées au Centre Européen sur les prévisions de précipitations. Le score considéré est le FSS, pour un seul voisinage de 100 km et deux seuils de 3 et 20 mm de pluies journalières (Geer A. , et al., 2017). Il est calculé sur la période du 1er mai au 31 août 2015, pour l'ensemble des Tropiques avec le produit pluie TRMM 3B42 en référence.**

L'autre conclusion que l'on peut dresser de ces expériences est que les possibilités d'évaluations de modèles avec des produits pluie satellitaire sont importantes. Il est possible de différencier des expériences de PNT présentant de grandes différences telles que des modifications dans la physique du modèle (ex : variation des scores de pluie de 10 à 30 %), mais également de différencier des expériences de PNT avec des différences plus ténues comme souvent obtenus en assimilation de données (ex : variation des scores de pluie de quelques pourcents).

## 3.2 Assimilation d'observations pour la prévision numérique du temps

La prévision numérique du temps repose à la fois sur un modèle de prévision de qualité ainsi que sur une assimilation de données à l'état de l'art permettant de fournir les meilleures conditions initiales au modèle. Ces deux ingrédients sont très complémentaires.

Parfois, une amélioration du modèle de prévision permet de mieux assimiler certaines observations ; c'est le cas quand un biais du modèle est fortement réduit ou bien quand de nouvelles variables sont prévues par le modèle puis fournies aux opérateurs d'observations. Un exemple récent pour le modèle ARPEGE est l'utilisation du schéma de glace de mer GELATO (Voldoire, et al., 2017) qui permet de réduire des biais de température de surface près des pôles. Cette réduction de biais à la surface entraîne une utilisation accrue des données de certains sondeurs spatiaux dans l'assimilation. Un autre exemple pour le modèle ARPEGE concerne les essais d'utilisation d'hydrométéores pronostiques fournis par le schéma de convection PCMT (Guérémy & Piriou, 2016) pour l'assimilation d'observations nuageuses (Duruissau, Chambon, Wattrelot, Barreyat, & Mahfouf, 2019).

Dans l'autre sens, une amélioration dans l'utilisation d'observations permet parfois de mettre en évidence des biais du modèle et de donner des pistes pour les atténuer. Un exemple récent pour le modèle du Centre Européen concerne les observations nuageuses assimilées dans le domaine des MO qui ont permis de réduire un biais du modèle lié au déentraînement d'eau liquide surfondue dans la convection océanique (Forbes, Geer, Lonitz, & Ahlgrimm, 2016).

Ces dernières années, je me suis attaché à développer une activité d'assimilation, visant à la fois à une utilisation accrue d'observations dans les modèles de Météo-France mais également à utiliser les outils de la prévision numérique pour accompagner le développement des modèles. Chacun des deux aspects est discuté plus précisément dans les sections suivantes.

### 3.2.1 Observations micro-ondes et prévision numérique du temps

C'est un véritable bestiaire d'observations qui est utilisé tous les jours par les centres de prévisions numériques du temps à travers le monde (typiquement de l'ordre de 1 milliard d'observations assimilées par mois). Les types d'observations sont variés, des données dites « conventionnelles » issues de capteurs sous abris ou bien embarqués sur avion par exemple, jusqu'aux données de télédétection. Pour les données de télédétection, certaines sont acquises par des instruments au sol comme les récepteurs GNSS ou bien les radars ; d'autres sont acquises depuis l'espace par diverses plateformes satellitaires.

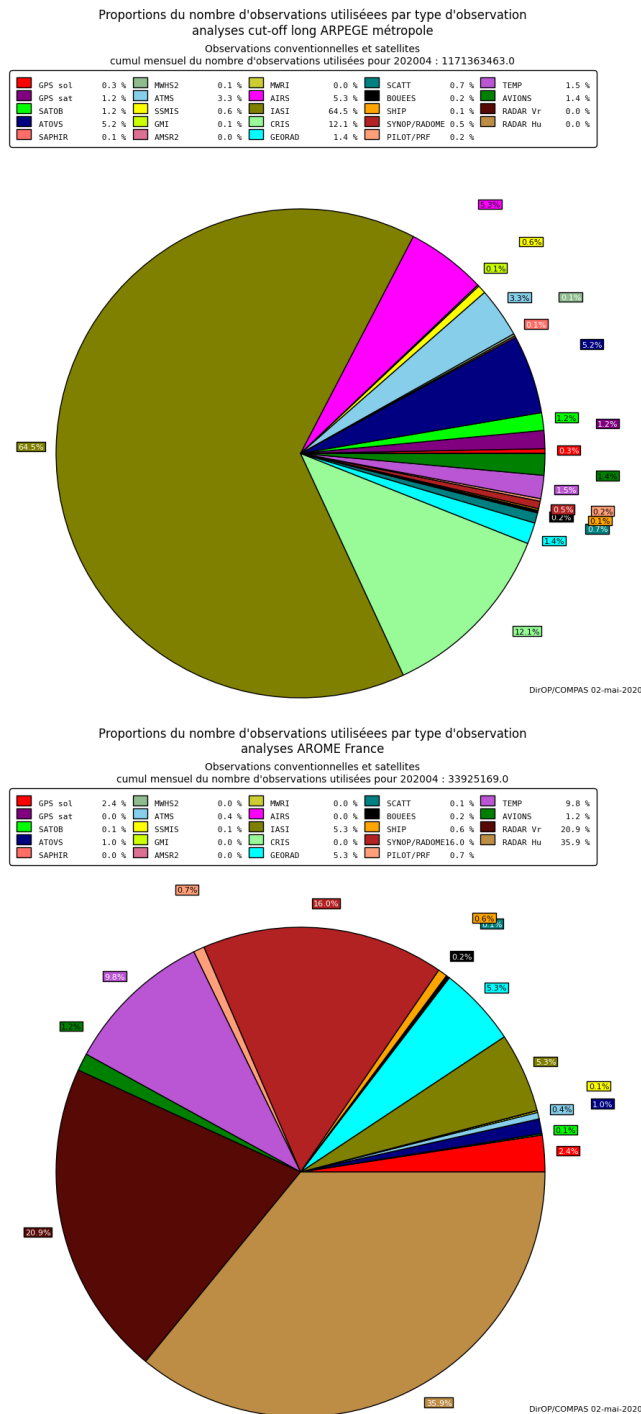
La Figure 18 indique que pour le modèle global ARPEGE, une très large fraction des observations utilisées (75%) provient des sondeurs IR hyperspectraux tels que les instruments IASI et CrIS. Les sondeurs et imageurs MO que nous utilisons actuellement pour ARPEGE représentent seulement 9.5% des données. Pour le modèle AROME, les observations conventionnelles et les radars sont au contraire la source d'information dominante.

Une leçon que je retiens de mes travaux en prévision numérique est que ce n'est pas uniquement le nombre des observations ajoutées dans une analyse qui conduit à de bons impacts sur une prévision. Comme nous le verrons plus loin, ce sont d'ailleurs les données conventionnelles et les données satellitaires dans le domaine des MO qui contribuent le plus fortement à la réduction

d'erreurs de prévisions et non les données IR. Les aspects clés conduisant à de bons impacts relèvent principalement :

- de la région observée du globe si elle est déjà dense ou non en observations
- des paramètres météorologiques qui sont observés
- de la qualité de ces observations.

Je discuterai de ces trois aspects dans la suite de ce manuscrit.



**Figure 18 : Répartition du nombre d'observations assimilées par capteurs pour le modèle ARPEGE en haut, et le modèle AROME France en bas (Source : DirOP/COMPAS/COM).**

La communauté scientifique en assimilation de données s'est dotée d'une panoplie d'outils à la fois large et élaborée permettant d'évaluer l'impact d'observations dans un système de prévision. J'ai eu l'occasion d'expérimenter l'utilisation de certains d'entre eux, chacun amenant des enseignements assez riches sur nos modèles. Deux types d'expérimentation seront discutés dans la suite, avec chacun leur acronyme anglais : OSE pour *Observing System Experiment* et OSSE pour *Observing System Simulation Experiment*. Ce second type a déjà été évoqué avec un exemple dans la section précédente sur les estimations de précipitations par satellite.

Les expériences de type OSE consistent à ajouter ou à supprimer des données existantes dans un système d'assimilation et d'en étudier l'impact sous différents angles. On peut par exemple regarder l'évolution des erreurs de prévisions, localement ou régionalement, sur chaque paramètre météorologique. On peut également utiliser des métriques intégrées de type FSO pour *Forecast Sensitivity to Observations* (Cardinali C., 2009), qui permettent de mesurer l'impact d'observations sur les prévisions à partir de méthodes utilisant l'adjoint du modèle de prévision (dans la limite de la validité de celui-ci i.e. à des échéances pas trop longues, typiquement au maximum à 24 heures).

Les expériences de type OSSE consistent, elles, à évaluer l'impact de données n'existant pas encore, pour préparer leur assimilation ou bien évaluer leur intérêt en prévision numérique du temps.

Depuis ma prise de poste au CNRM, j'ai eu la charge d'enrichir les systèmes d'assimilation de Météo-France grâce à l'exploitation de la constellation d'instruments MO en vol. Actuellement, nous utilisons vingt radiomètres, que l'on peut séparer en cinq grandes familles regroupées dans le Tableau 2. Chaque ajout de nouveau capteur dans les systèmes opérationnels de Météo-France a nécessité au préalable de nouvelles études, de type OSE.

Une des premières OSE que j'ai menée avec le modèle ARPEGE concerne le sondeur de vapeur d'eau SAPHIR à bord de Megha-Tropiques. Pour mener ces expériences, j'ai utilisé et adapté la filière d'assimilation d'observations en zones de ciel clair qui avait été mise en place à Météo-France depuis plusieurs années (Karbou, Gerard, & Rabier, 2006). Cette filière permet d'assimiler les observations MO sensibles à l'humidité et à la température au-dessus des surfaces océaniques et des surfaces continentales. Cette filière traite uniquement les observations peu affectées par les nuages. L'orbite de Megha-Tropiques, faiblement inclinée par rapport à l'équateur, a permis de densifier fortement le nombre d'observations d'humidité dans les régions tropicales, peu couvertes par les autres satellites héliosynchrones. L'assimilation de SAPHIR dans le modèle ARPEGE a conduit à des améliorations significatives de ses scores de prévisions, en particulier des scores de prévisions de vents. Le lien entre observations sensibles à l'humidité et champs de vent prévu est réalisé grâce à l'assimilation variationnelle à quatre dimensions qui permet de projeter les informations liées à la masse de vapeur d'eau sur les variables dynamiques (Courtier, Thépaut, & Hollingsworth, 1994). Cet effet est parfois appelé « effet de traceur » dans la littérature ; celui-ci se vérifie pour les masses de vapeur d'eau avec ou sans eau condensée, même s'il a été plus mis en avant pour les nuages et les précipitations ces dernières années (Geer A. , et al., 2017).

**Tableau 2 : Liste des instruments de télédétection MO en vol à ce jour. Les instruments non encore exploités à Météo-France sont grisés.**

| Types de capteur  | Noms des capteurs | Plateformes                          | Types de canaux utilisés   |
|---|-------------------|--------------------------------------|--|
| <b>Sondeurs pour la température</b>   | AMSU-A            | NOAA-15, 18, 19, AQUA, MetOp-A, B, C | Canaux imageurs de 24 à 89 GHz<br>Sondage en température de 50 à 57.29 GHz   |
|   | MWTS-2            | FY3-D                                | Sondage en température de 50 à 57.29 GHz   |
| <b>Sondeurs pour l'humidité</b>   | MHS               | NOAA-19, MetOp-A, B, C               | Canaux imageurs à 89 et 157 GHz<br>Sondage en humidité à 183.31 GHz  |
|   | SAPHIR            | Megha-Tropiques                      | Sondage en humidité à 183.31 GHz   |
| <b>Instruments mixtes pour le sondage en température et en humidité</b>   | ATMS              | NPP, NOAA-20                         | Canaux imageurs de 24 à 89 et 166 GHz<br>Sondage en température de 50 à 57.29 GHz<br>Sondage en humidité à 183.31 GHz                          |
|   | MWHS-2            | FY3-C, D                             | Canaux imageurs à 89 et 150 GHz<br>Sondage en température à 118 GHz<br>Sondage en humidité à 183.31 GHz  |
| <b>Imageurs pour les nuages et les précipitations</b>   | AMSR-2            | GCOM-W1                              | Canaux imageurs à 6, 7, 10, 18, 24, 37, 91 GHz   |
|   | MWRI              | FY3-C, D                             | Canaux imageurs à 18, 24, 37, 91 GHz   |
| <b>Instruments mixtes imageurs pour les nuages et les précipitations / sondeurs vapeur d'eau et température</b> | SSMIS             | DMSP F17, F18                        | Canaux imageurs à 18, 37, 91 GHz<br>Humidité intégrée à 22 GHz<br>Sondage en température de 50 à 60.79 GHz<br>Sondage en humidité à 183.31 GHz |
|   | GMI               | GPM-Core                             | Canaux imageurs à 10 à 89 et 166 GHz<br>Sondage en humidité à 183.31 GHz   |
|   | MTVZA-GY          | Meteor-M N2-2                        | Canaux imageurs de 10 à 91 GHz<br>Sondage en température à 57.29 GHz<br>Sondage en humidité à 183.31 GHz                                       |

Les travaux menés autour de l'assimilation en ciel clair des données de SAPHIR sont résumés dans le deuxième article sélectionné pour ce manuscrit (Chambon, et al., 2015).

L'assimilation opérationnelle des données de SAPHIR à Météo-France a eu un effet d'entraînement auprès d'autres centres de prévision numérique du temps. Les données de cet instrument ont pu être utilisées dans neuf centres différents (voir Figure 19). J'ai notamment eu l'occasion de collaborer avec le Joint Center for Satellite Data Assimilation (JCSDA) en fournissant des données tests ainsi qu'une certaine expertise sur l'utilisation de ce capteur. Les systèmes d'assimilation américains étant en partie mutualisés, cette collaboration a ouvert la porte à l'assimilation de SAPHIR au NCEP (NOAA) ainsi qu'au FNMOC (US Navy). Dans le cadre de la collaboration entre Météo-France et le Centre Européen, une collaboration étroite a également permis d'assimiler ces données dans le modèle IFS (Chambon & Geer, 2017).



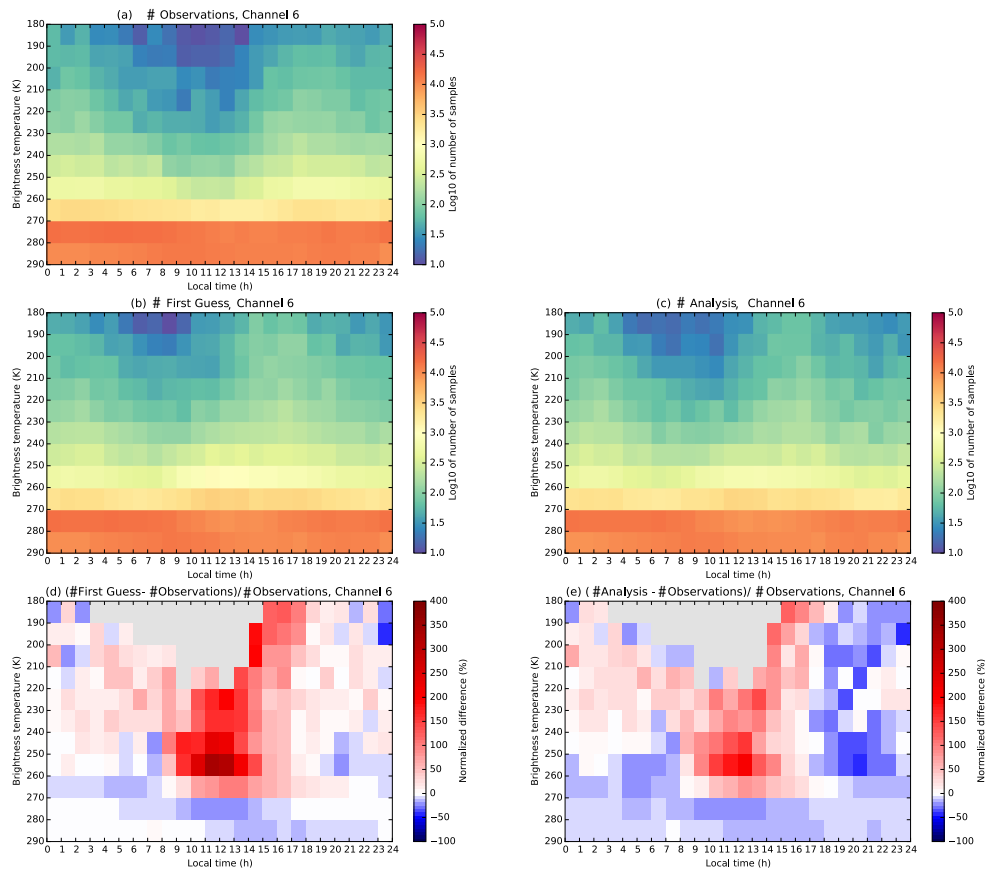
**Figure 19 : Illustration des centres de Prédiction Numérique du Temps assimilant ou ayant assimilé les données du sondeur SAPHIR dans leur modèle opérationnel.**

L'orbite particulière de Megha-Tropiques permet d'observer les conditions météorologiques à différentes heures locales. Ceci a permis d'élaborer de nouveaux diagnostics, afin notamment d'évaluer la représentation du cycle diurne des modèles de prévisions. Un exemple est donné sur la Figure 7 de la deuxième publication en annexe de ce manuscrit (Chambon, et al., 2015). Il s'agit de cycles diurnes composites dans l'espace des températures de brillance, observées et simulées. Ceux-ci mettent en évidence un cycle diurne déphasé d'environ deux à quatre heures entre les observations et les prévisions à courte échéance (6 h) du modèle ARPEGE, pour la phase la plus humide associée au cycle diurne de la convection tropicale.

J'ai également pu réaliser ce type de diagnostic avec le modèle du Centre Européen (Chambon & Geer, 2017), généralisé aux nuages et aux précipitations comme on peut le voir sur la Figure 20. Cette figure indique que le modèle de prévision du Centre Européen surestime l'occurrence de précipitations, entre 10 heures et 17 heures locales. Cette surestimation semble être en partie corrigée dans les analyses, vraisemblablement grâce à l'assimilation en zones nuageuses en place pour ce modèle depuis plusieurs années. Cette correction semble être au prix d'une diminution de l'occurrence des précipitations entre 17 heures et 23 heures locales.

Depuis mes travaux sur Megha-Tropiques, j'ai contribué à l'assimilation des observations de plusieurs autres capteurs dans les systèmes d'assimilation de Météo-France, mais dont je ne détaillerai pas les impacts dans ce manuscrit. Je résumerai ces études en disant que chaque nouveau capteur amène une contribution positive à un système de prévision mais une contribution faible en amplitude (ou « neutre à positive » dans le jargon des assimilateurs). Ces contributions sont parfois difficiles à mettre en évidence car il arrive que le niveau de signal obtenu soit à la limite du bruit, d'où la nécessité d'être exigeant en matière de significativité statistiques des résultats obtenus (Geer A. , 2016).

Il me paraît en revanche intéressant de donner plus de détails sur les résultats d'expériences OSE plus récentes que j'ai coordonnées au sein de notre laboratoire. Celles-ci visent à documenter les impacts des grandes familles d'observations assimilées à Météo-France. Sur la base du système de prévision ARPEGE opérationnel en 2020, ces expériences ont consisté à retirer des observations par groupes et à mesurer le niveau de dégradation du système.



**Figure 20 : Histogrammes à deux dimensions, construits à partir des températures de brillance du canal de SAPHIR à 183.31 +/-11 GHz (heures locales versus classes de températures de brillance) : (a) TB observées, (b) TB simulées à partir des prévisions à 12h d'échéance du modèle IFS, (c) TB simulées à partir des analyses d'IFS. Les graphiques (d) et (e) montrent les différences relatives respectivement entre les graphiques (a) et (b), et (a) et (c). La période d'étude est du 1<sup>er</sup> novembre 2015 au 31 Janvier 2016. La zone géographique couverte est l'ensemble des surfaces continentales entre 30° Sud et 30° Nord (Chambon & Geer, 2017).**

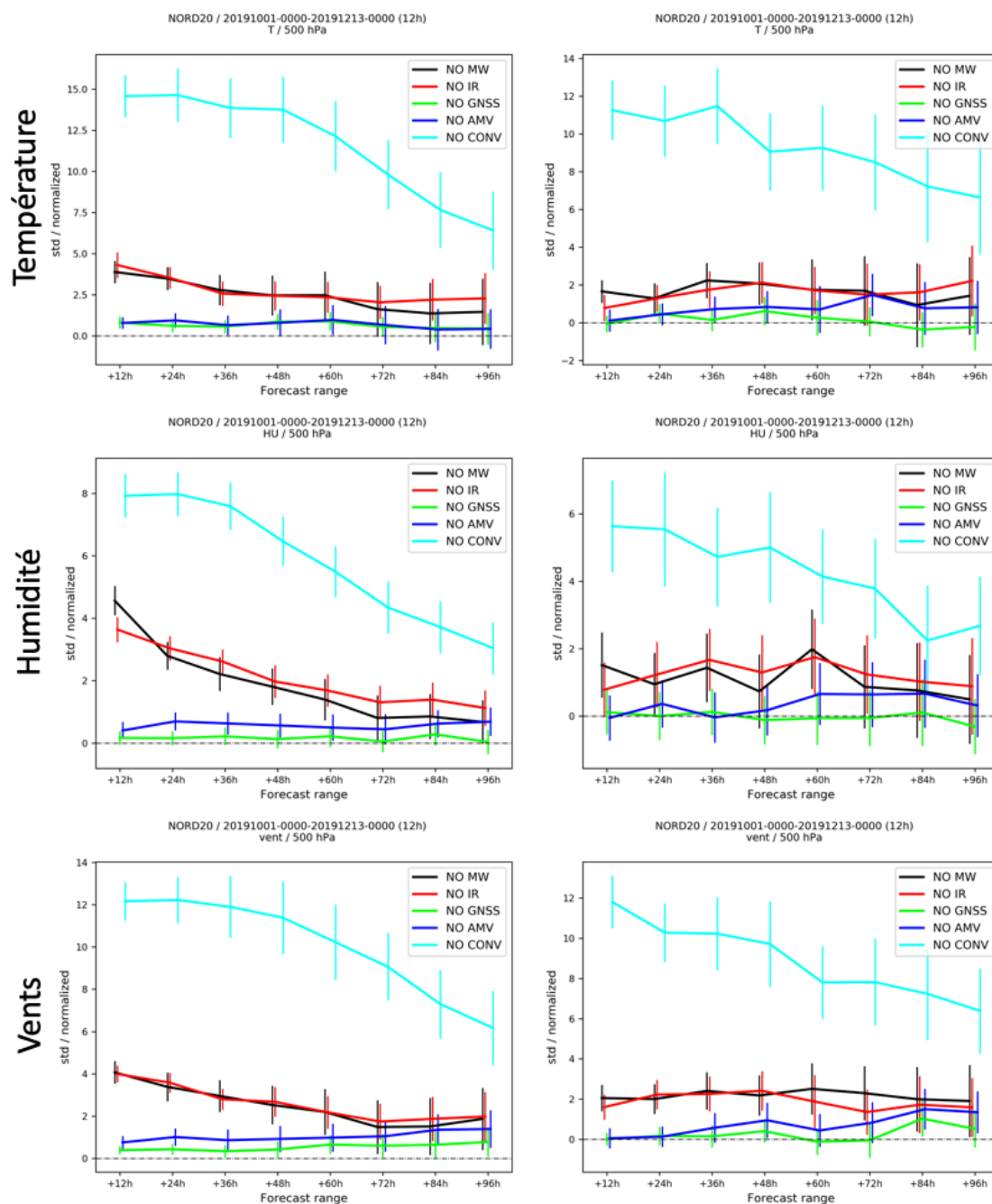
La Figure 21 et la Figure 22 montrent un échantillon des résultats obtenus pour cette étude. On peut remarquer que la qualité des prévisions du temps dans l'hémisphère Nord est largement pilotée par les observations conventionnelles. Par exemple, les prévisions de température et de vent sont dégradées de plus 10% à 24 heures d'échéance sans ces données. Le retrait des sondeurs IR ou bien MO n'amènent en revanche qu'entre 2 % et 4% de dégradations des prévisions. Ces conclusions étaient vraisemblablement connues pour la prévision numérique il y a une dizaine d'années (Radnoti, et al., 2010). Il semblerait qu'en dépit de toutes les nouvelles technologies disponibles, y compris l'avènement des sondeurs IR hyperspectraux amenant plus de 75% des observations dans le système d'assimilation, les données conventionnelles l'emportent toujours en termes d'impacts quantitatifs.

La situation se révèle être différente dans l'hémisphère Sud (Figure 22) qui est beaucoup moins couvert en observations conventionnelles que l'hémisphère Nord. Pour cette zone géographique, les observations satellitaires prennent une place plus importante à la réduction d'erreur de prévision ; en particulier, les observations MO se révèlent être le plus gros contributeur à la réduction de ces erreurs, que ce soit sur la température, l'humidité ou le vent.

## 500 hPa / NORD20

Référence : Analyses ECMWF

Référence : Radiosondages



**Figure 21 : Différences relatives d'écart-types d'erreur de prévision entre une expérience ARPEGE proche du système opérationnel en termes de nombre d'observations assimilées et des expériences avec certaines observations retirées pour produire les analyses. NO MW : plus de sondeurs et d'imageurs MO, NO IR : plus de sondeurs IR, NO GNSS : plus de GNSS radio occultation, NO AMV : plus de données de vents dérivés de l'imagerie visible et IR, NO CONV : plus de données conventionnelles. La période couverte va du 1<sup>er</sup> octobre au 13 décembre 2019. Les scores sont calculés à partir de deux références : l'analyse du Centre Européen à gauche, aux radiosondages à droite. Ils concernent le niveau 500 hPa pour la température, l'humidité et le vent, sur un domaine géographique incluant les latitudes de 20°N à 90°N.**



## 500 hPa / SUD20

Référence : Analyses ECMWF

Référence : Radiosondages

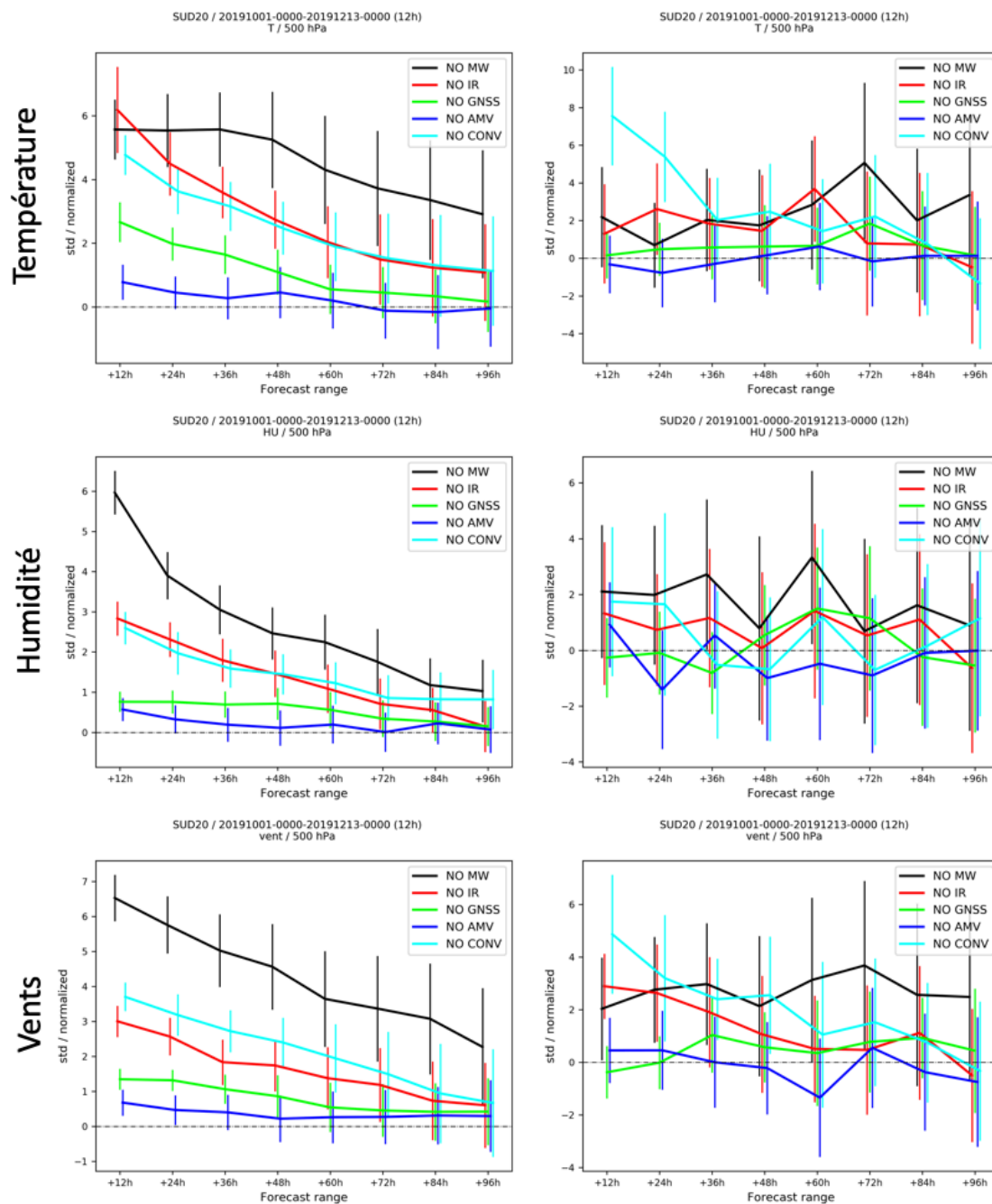


Figure 22 : Voir Figure 21, sauf pour le domaine géographique concerné qui couvre ici les latitudes de 20°S à 90°S.

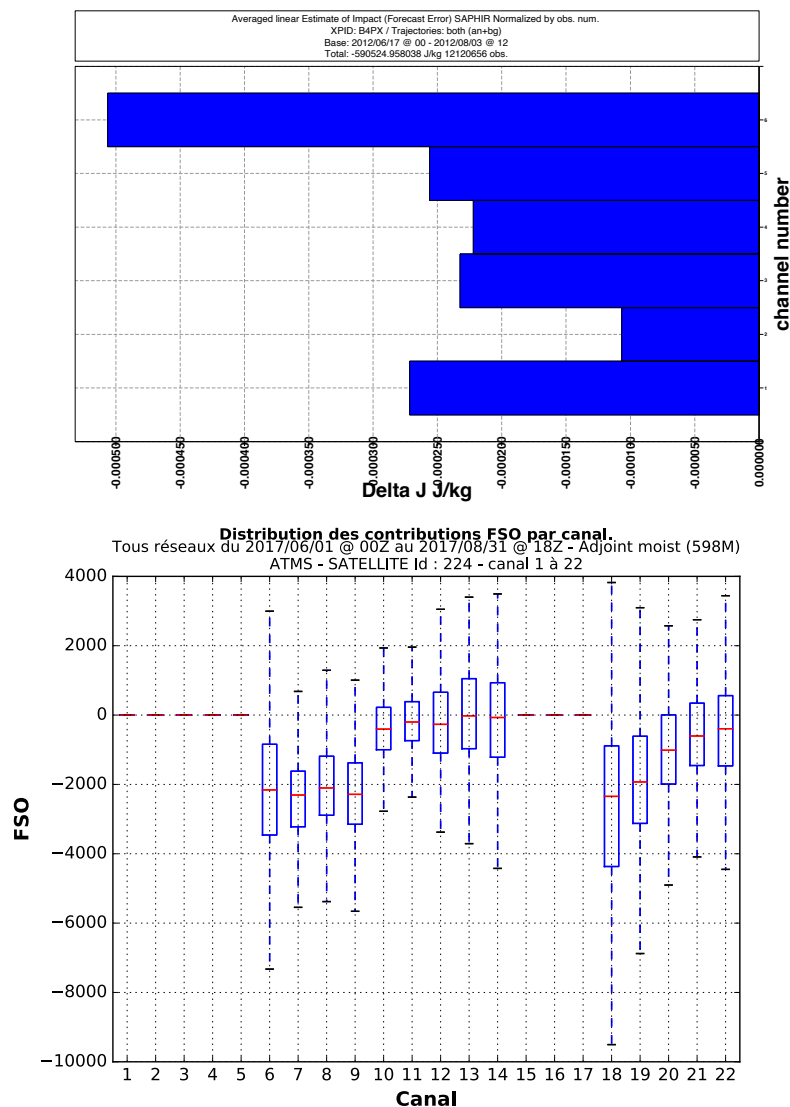
On aurait pu imaginer que les sondeurs hyperspectraux jouent ce rôle dans l'hémisphère Sud mais cela ne semble pas être le cas. Un effort similaire a récemment été mené au Centre Européen et a conduit aux mêmes conclusions (Bormann, Lawrence, & Franan, 2019) (c'est d'ailleurs cette étude au Centre Européen qui a inspiré celle menée au CNRM). Ceci peut s'expliquer par le fait que les observations IR sont pénalisées par la présence de nuages qui limitent leur capacité de sondage. Il y a également plus de sondeurs MO que de sondeurs dans l'IR, ce qui amène une meilleure couverture spatio-temporelle du globe.

Ce type d'études permet de prendre beaucoup de recul par rapport aux impacts que l'on peut obtenir à partir d'un seul capteur ou d'un seul satellite. Pour le cas d'ARPEGE, cette étude nous a permis d'identifier certains défauts dans notre système. Ceci ouvre des pistes de recherches pour les années à venir. Par exemple, à courte échéance (6 heures, échéance non montrée sur les figures), il est possible de voir un impact négatif des observations MO sur les prévisions de température de certains niveaux dans les basses couches de l'atmosphère. Ceci pourrait nous amener à revoir le poids de certains canaux sensibles aux basses couches de l'atmosphère, par exemple avec des diagnostics de type Desroziers (Desroziers, Berre, Chapnik, & Poli, 2005), ou bien à réviser les contrôles de qualité sélectionnant ces observations.

Lorsque l'on veut examiner plus finement les détails d'un capteur dans l'assimilation, et de son impact canal par canal, il est possible d'utiliser des expériences de type OSE, mais comme évoqué précédemment, l'impact d'un canal particulier est parfois difficile à séparer du bruit. De plus, cela nécessite des expériences longues et coûteuses en temps de calcul qu'il faut renouveler par canal ou groupes de canaux. Il est dans ce cas possible d'utiliser des méthodes adjointes et le calcul de « FSO » qui représente ici la réduction d'erreurs de prévision à 24 heures d'échéance définie par une norme dite « énergie » représentant une combinaison d'erreurs quadratiques moyennes des variables météorologiques classiques sur un domaine d'intérêt (généralement l'ensemble du globe). Une fois cette erreur définie, il est possible d'estimer la contribution individuelle des différents systèmes d'observations à sa réduction. Elle peut donc être vue comme une méthode duale des expériences de type OSE. En effet, pour les expériences FSO on définit une seule métrique d'intérêt pour quantifier l'erreur de prévision, tandis que pour les expériences OSE on définit un seul système d'observations d'intérêt. La Figure 23 montre quelques exemples de résultats de calculs de FSO. Sur des FSO moyens associés à l'instrument SAPHIR, on peut voir que le canal contribuant le plus à une réduction d'erreur de prévision est le canal 6 à 183.31 +/- 11 GHz, pointant dans les basses couches de l'atmosphère. Il est possible d'examiner plus en détail les résultats de FSO, en particulier en analysant les distributions des valeurs de réductions d'erreurs. On peut ainsi examiner si certains canaux apportent toujours une contribution positive au système, ou bien s'ils ont un impact plus variable. C'est le cas des canaux 10 à 14 de l'instrument ATMS qui sont informatifs sur la température en dessus de 200 hPa (Figure 23). Ces résultats n'indiquent pas forcément la mauvaise qualité d'un canal pour un instrument donné, mais sont plutôt le signe d'une utilisation sous-optimale du canal en question. Cette utilisation sous-optimale peut être reliée à de nombreux éléments d'un système d'assimilation, dont l'identification s'apparente souvent à un véritable travail de détective au sein d'un système numérique complexe.

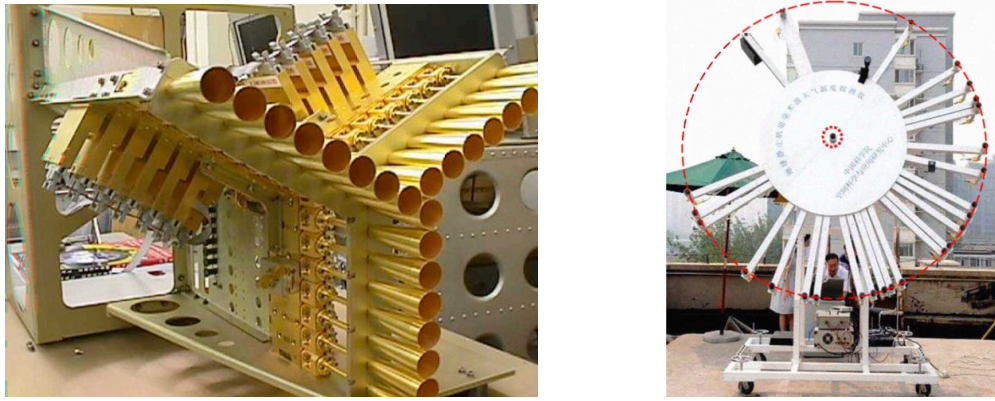
Nous pouvons en revanche noter que sur la Figure 23, l'impact de canaux de sondages à 183.31 GHz (canaux 1 à 6 pour SAPHIR, et 18 à 22 pour ATMS) est quasi systématiquement positif. En effet, l'assimilation de données à ces fréquences en ciel clair est bien maîtrisée depuis plusieurs années, sur la plupart des types de surfaces. C'est à partir de ce constat que plusieurs laboratoires de recherches et agences spatiales étudient la possibilité d'augmenter de manière

significative le nombre d'observations disponibles autour de cette fréquence permettant de sonder une des bandes d'absorption de la vapeur d'eau.



**Figure 23 : Figure du haut : exemple de FSO moyen pour l'instrument SAPHIR sur la période du 17 Juin au 3 Août 2012 (Source : Nathalie Boullot). Figure du bas : distributions de FSO sur une période de 1 an en 2017, pour l'ensemble des canaux du capteur ATMS (Source : Dominique Raspaud).**

C'est dans ce cadre que j'ai participé en 2015 à un projet de l'Agence Spatiale Européenne s'intéressant à un sondeur MO dans la bande de fréquence à 183.31 GHz positionné en orbite géostationnaire. Plusieurs projets de ce type ont en effet émergé depuis le début des années 2000, tels que le projet GEOSTAR et la mission PATH développée au JPL (Lambrigsten, Tanner, Gaier, Kangaslati, & Brown, 2007) ou encore le projet chinois GIMS (Zhang, et al., 2012) (voir Figure 24). Ce type d'instrument n'a cependant pour l'instant jamais été mis en orbite, notamment pour des raisons de coût financier.



**Figure 24 : Exemples de prototypes de sondeurs MO pour satellites géostationnaires. A gauche GEOSTAR (Lambrigsten, Tanner, Gaier, Kangaslathi, & Brown, 2007), à droite GIMS (Zhang, et al., 2012).**

Certaines avancées technologiques, notamment en matière d'interférométrie, ont conduit l'ESA à vouloir réévaluer l'intérêt du concept pour la prévision numérique du temps. Ces observations n'existant évidemment pas encore, nous avons à cette fin utilisé la seconde famille d'expériences mentionnée précédemment, les OSSE.

Un intérêt majeur des OSSE est de pouvoir se placer dans le contexte de système d'observations de son choix. Pour l'étude de l'impact d'un sondeur MO à 183.31 GHz à bord d'un satellite géostationnaire, nous nous sommes projetés une dizaine d'années dans le futur. En effet, en faisant l'hypothèse qu'un tel sondeur pourrait voir le jour, il paraissait réaliste de le considérer dans un système d'observations tel qu'il serait à son lancement, à l'horizon >2025.

Pour la prévision du temps en Europe, un instrument majeur est attendu avec un lancement prévu fin 2023. Il s'agira du premier sondeur hyperspectral IR à bord d'un satellite géostationnaire pour cette zone géographique ; celui-ci devrait amener des capacités de sondages accrues avec une forte répétitivité temporelle. Les OSSE permettant de simuler tout type d'observations, l'étude menée visait donc à quantifier l'apport d'un sondeur géostationnaire MO, lorsqu'un sondeur hyperspectral tel que celui mentionné est déjà en vol. C'est un sondeur de type SAPHIR qui a été placé face à un hyperspectral IR. Les résultats de cette OSSE réalisées avec le modèle AROME considérant un système d'assimilation 3D-Var horaire sont résumés dans la troisième publication sélectionnée pour ce manuscrit (Duruiseau, et al., 2017). Une des conclusions de cette étude est que l'impact attendu d'un tel sondeur MO dépend fortement de la précision radiométrique de l'instrument conçu. Dans tous les scénarios étudiés, l'impact s'est révélé positif sur les prévisions d'humidité à quelques heures d'échéances, et ce d'autant plus que le bruit de l'instrument était faible, et neutre sur les prévisions de précipitations.

Cette dernière conclusion est importante car elle est révélatrice d'un élément dont il faut bien avoir conscience lorsque des résultats d'OSSE sont interprétés. Tout comme pour des OSE, les impacts obtenus reflètent le potentiel intrinsèque d'un instrument, mais dans la limite d'un système de prévision donné. A l'époque à laquelle j'ai mené ces expériences d'OSSE, les systèmes d'assimilation de Météo-France ne permettaient que d'assimiler les observations MO en ciel clair et pas en zones nuageuses. Depuis, j'ai mené des travaux qui permettront certainement de revisiter les conclusions de cette OSSE ; ces travaux sont détaillés dans la section suivante.

### 3.2.2 Assimilation nuageuse et enjeux pour la prévision des cyclones tropicaux

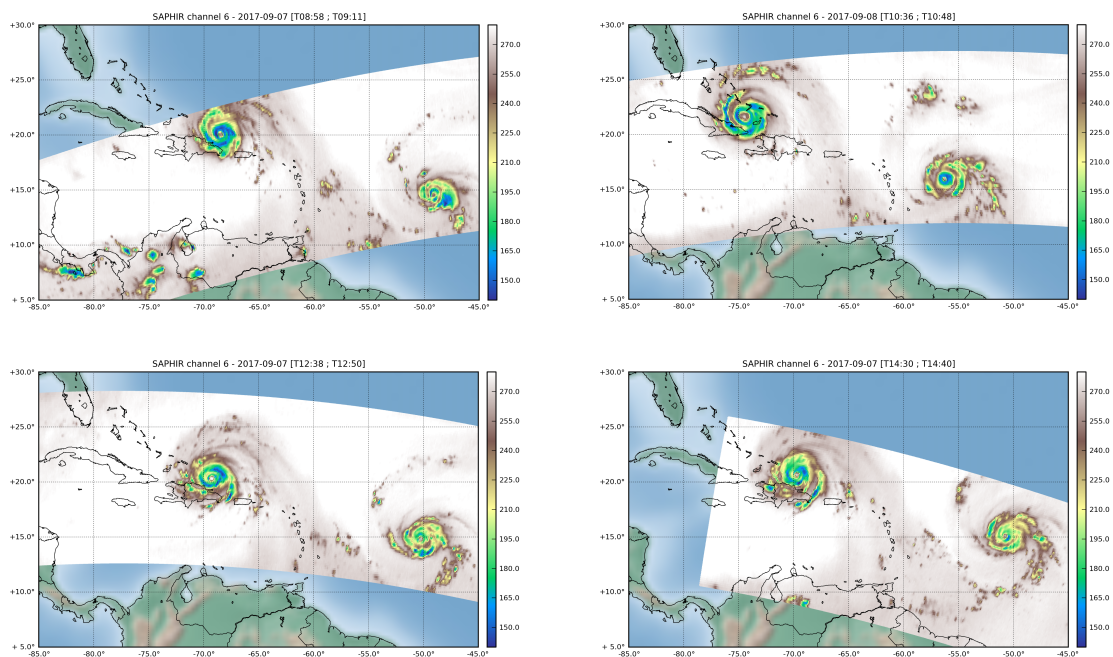
Comme déjà évoqué, les observations MO présentent l'avantage d'être caractérisées par une sensibilité à l'eau sous toutes ses phases (vapeur et eau condensée liquide et solide). A chaque fréquence d'observations et selon la scène météorologique, c'est la sensibilité à l'une des phases de l'eau qui prédomine dans le signal observé.

Les observations en zones de ciel clair ont été exploitées les premières en prévision numérique du temps. Si aujourd'hui l'assimilation en ciel clair est devenue un standard dans tout système d'assimilation, il a fallu de nombreux développements afin d'arriver à ce niveau d'utilisation. En particulier, des travaux ont été conduits autour de la simulation des observations à travers la modélisation du transfert radiatif et de la spectroscopie (Turner, Rayer, & Saunders, 2019), mais également des effets de la surface (Karbou, Gerard, & Rabier, 2006). Aujourd'hui, les outils nécessaires à l'assimilation en ciel clair sont scientifiquement très mûrs et les recherches en cours sur le thème visent principalement à raffiner certains aspects. On peut par exemple citer les efforts récents concernant la bande d'absorption à 183 GHz qui visent à mieux comprendre certains biais entre observations et simulations (Brogniez, et al., 2016). Un autre exemple récent concerne les études en cours autour de la spectroscopie gazeuse et des effets de surface pour exploiter les instruments européens des futurs satellites Metop-SG qui vont permettre l'acquisition d'observations à des fréquences submillimétriques ( $> 183.31$  GHz). Nous aborderons ces instruments dans le prochain chapitre.

Hormis donc certaines études sur des aspects bien ciblés de l'assimilation en ciel clair, les recherches actuelles concernant les observations MO visent principalement les nuages et les précipitations. Pour de nombreux systèmes de prévision du temps, cette richesse de contenu en information est encore largement inexploitée. Celle-ci peut pourtant se révéler très utile pour l'amélioration de la prévision des pluies, par exemple engendrées par des événements extrêmes tels que les cyclones tropicaux. La Figure 25 montre par exemple les observations successives de deux cyclones par Megha-Tropiques. Aux fréquences de l'instrument SAPHIR, les observations en zones nuageuses sont caractérisées par une dépression des températures de brillance due à la diffusion. Un système d'assimilation habilement conçu doit pouvoir exploiter ces observations nuageuses afin de contraindre la trajectoire des cyclones prévus. Pour ce qui est de la prévision de l'intensité des cyclones, celle-ci demeure un enjeu majeur de la prévision numérique. Au-delà de la méthode d'assimilation, la question scientifique associée est surtout de déterminer si les précurseurs d'intensifications sont observables depuis l'espace ou non.

La communauté internationale travaillant sur le thème de l'assimilation nuageuse se réunit tous les cinq ans depuis 2005 lors de « *Joint workshops on satellite cloud and precipitation data assimilation* ». Ces ateliers ne couvrent pas que les observations MO mais également toutes les autres sources d'observations pertinentes pour les nuages et les précipitations, des observations IR aux observations d'éclairs. Le dernier atelier a eu lieu à Reading au Centre Européen en février 2020 et j'ai fait partie du comité scientifique pour son organisation ; j'ai également présenté une revue internationale sur les avancées scientifiques récentes en assimilation de données aux fréquences MO. Un lieu d'échange sur ce thème est également le groupe de travail sur l'Assimilation de données de l'IPWG. La particularité de ce groupe de travail est qu'il permet de faire des recommandations aux agences spatiales internationales à travers les réunions du CGMS (Coordination Group of Meteorological Satellites).

Ayant participé aux deux dernières éditions en 2015 et 2020 des « Joint workshop », j'ai été témoin de grandes avancées de la communauté internationale sur le thème. En particulier, l'effet d'entraînement du Centre Européen a été déterminant sur le sujet ces dernières années, ayant plusieurs années d'avance sur l'assimilation opérationnelle d'observations nuageuses. Au début des années 2000, c'était principalement la NASA et le Centre Européen qui menaient des travaux pour exploiter les observations MO nuageuses (Hou, et al., 2000; Bauer, et al., 2002). Le Centre Européen a ensuite été le premier centre à atteindre un niveau suffisant d'impacts positifs sur ses prévisions avec des observations MO nuageuses pour transférer ses développements vers une chaîne opérationnelle en 2005 (Bauer, Lopez, Benedetti, Salmond, & Moreau, 2006). Aujourd'hui, plusieurs centres ont également atteint un niveau d'impacts bénéfiques pour leur prévisions (UK MetOffice, JMA, NASA, NOAA, Météo-France), chacun avec une originalité scientifique sur au moins un des ingrédients nécessaires à l'assimilation de ces données.

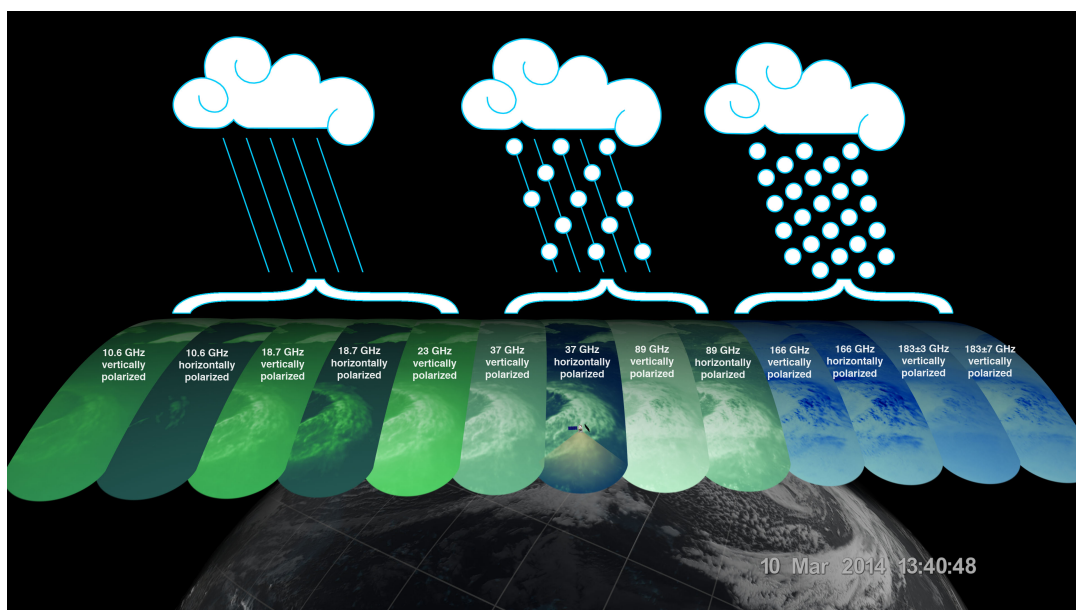


**Figure 25 : Exemple de 4 passages successifs de Megha-Tropiques au-dessus des cyclones Irma et Maria le 7 Septembre 2017. Les observations correspondent aux températures de brillance du canal 6 de l'instrument SAPHIR.**

Parmi les ingrédients caractérisant la stratégie d'assimilation d'observations nuageuses choisie par un centre de prévisions, quatre ingrédients me semblent particulièrement importants :

- (i) Quelles observations sont considérées ? provenant de quels capteurs ? A quelles fréquences du spectre ?
- (ii) Comment sont simulées ces données ? Avec quel code de transfert radiatif ? Quelles hypothèses microphysiques sont utilisées pour simuler les observations ?
- (iii) Comment le contenu en information des observations est-il transmis à l'analyse ? Par une méthode indirecte ou directe ? Avec quelles variables de contrôle ?
- (iv) Quel poids est attribué à ces données ? Ou dans le vocabulaire des assimilateurs, avec quelles erreurs d'observations ? Ces erreurs sont-elles fixes ou bien variables selon la situation météorologique ?

Le premier ingrédient est intéressant car il implique des travaux différents selon le choix des capteurs mis en priorité. Historiquement, les recherches internationales ont été menées en priorité sur les canaux basses fréquences des imageurs MO à balayage conique. Ces observations aux fréquences à 18 GHz, 22 GHz et 36 GHz sont sensibles à la pluie. Afin de simuler ces observations à partir de profils atmosphériques modélisés, les codes de transfert radiatif utilisent une théorie bien connue. Il s'agit de la théorie de Mie pour caractériser les interactions du rayonnement avec une cible sphérique ainsi que des distributions en taille de gouttes simples de type exponentiel (Marshall & Palmer, 1948). Le transfert radiatif se révèle être plus complexe à des fréquences plus élevées, lorsque les phénomènes de diffusion prédominent sur les effets d'émission et d'absorption. En particulier à partir de 89 GHz, les observations MO deviennent sensibles à la diffusion par la neige et la glace ; elles sont aussi fortement affectées par la forme des particules cibles en plus de leur distribution en tailles.



**Figure 26 : Illustration de la sensibilité de certaines fréquences MO aux différentes classes d'hydrométéores (Source : pmm.nasa.gov).**

Concernant ce premier ingrédient, nous avons à Météo-France choisi « d'attaquer la montagne par la face Nord » en examinant d'abord les hautes fréquences à 183.31 GHz. A l'origine, le programme de recherches planifié par l'établissement devait s'appuyer sur les observations du radiomètre conique MADRAS à bord de Megha-Tropiques. Cet instrument couvrait les fréquences 18.7, 22, 36.5, 89 et 157 GHz ; il a malheureusement subi des dysfonctionnements et ses données n'ont jamais été diffusées en temps réel. Il a tout de même été décidé de poursuivre les recherches en assimilation de données autour de Megha-Tropiques au CNRM afin de bénéficier de la forte revisite temporelle induite par son orbite tropicale. Ainsi un cycle de recherches a démarré en 2012 au CNRM afin d'exploiter les observations à 183.31 GHz dans les modèles de Météo-France. Ce cycle de recherches a donné lieu à trois publications (Guerbette, Mahfouf, & Plu, 2016; Chambon, et al., 2015; Duruisseau, Chambon, Wattrelot, Barreyat, & Mahfouf, 2019).

Le UK MetOffice a lui choisi de s'intéresser en premier lieu aux capteurs MO ayant le plus d'impacts dans leur système de prévision, les sondeurs en température AMSU-A (Migliorini & Candy, 2019). Dans un élan similaire à celui de Météo-France, avec une forte influence de la programmation spatiale des États-Unis, le NASA GMAO a choisi de s'intéresser à l'instrument GMI à bord du satellite GPM Core (Kim, et al., 2020). Cet instrument est intéressant du point de vue des fréquences disponibles, en revanche sa fauchée étroite amène à un taux de revisite journalier assez faible. Le Centre Européen et la JMA sont eux arrivés à un ensemble d'instruments utilisés très étoffé, des imageurs coniques basses fréquences aux sondeurs hautes fréquences (Geer A. , et al., 2017).

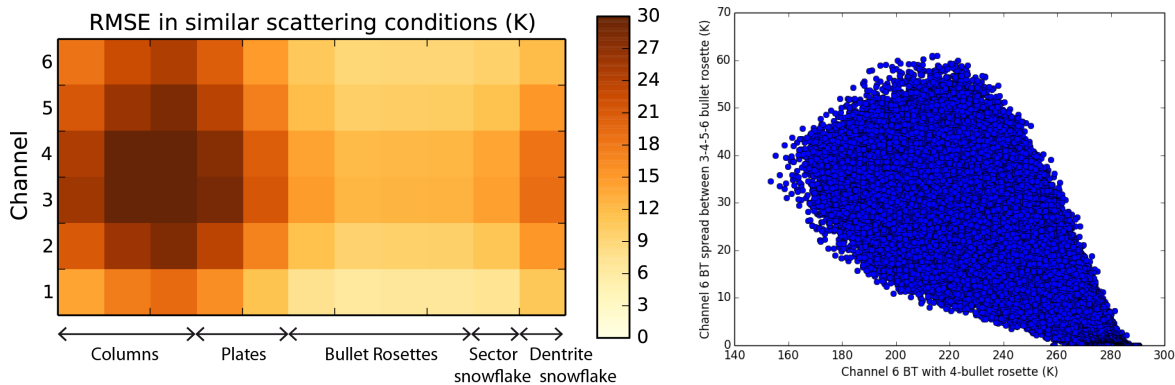
Concernant le deuxième ingrédient, j'ai principalement utilisé le code de transfert radiatif RTTOV-SCATT pour mes travaux (Bauer, Moreau, Chevallier, & O'keeffe, 2006). Ce code est aujourd'hui développé et maintenu par le Centre d'Applications Spatiales en Prévision Numérique (SAF NWP) d'Eumetsat. RTTOV-SCATT est intégré au code de prévision numérique du temps de Météo-France grâce au Centre Européen qui maintient à jour RTTOV dans les cycles du code commun ARPEGE/IFS.

Les versions les plus récentes de RTTOV-SCATT bénéficient notamment des derniers travaux de plusieurs équipes internationales travaillant sur les propriétés radiatives des hydrométéores. Par exemple, les propriétés radiatives de cristaux de glace et particules de neige de formes variées sont disponibles pour effectuer des simulations de transfert radiatif ; on peut citer la base de données de Liu (Liu, 2008) ainsi que la base de données ARTS (Eriksson, et al., 2018). Ces bases de données fournissent une estimation des paramètres de diffusion des hydrométéores solides en fonction notamment de leur forme, de leur taille, de leur densité et de la température du milieu. Ces propriétés radiatives de cristaux individuels peuvent ensuite être intégrées sur une distribution en taille (à spécifier) afin de déduire leur effet de groupe dans un volume contenant un ensemble de particules.

Les impacts de la forme des différents types de particule ainsi que de la distribution en taille ont été bien documentés ces dernières années dans la littérature, en particulier à partir du modèle du Centre Européen (Geer & Baordo, 2014). Des travaux ont également été menés à Météo-France avec le modèle régional ALADIN (Guerbette, Mahfouf, & Plu, 2016). Grâce à des comparaisons entre observations et simulations de transfert radiatif à diverses fréquences, certains types de particules ont été mis en évidence comme ayant des propriétés moyennes plus pertinentes que d'autres pour permettre une simulation réaliste des températures de brillance au voisinage de 183 GHz dans les systèmes précipitants. Cela a conduit la plupart des centres de prévision numérique à réaliser la même hypothèse dans leur assimilation de données : utiliser les mêmes propriétés radiatives pour toutes les fréquences d'observations, tous les types de nuages et l'ensemble du globe. C'est une hypothèse très pragmatique, basée sur une étude poussée de recherches de propriétés radiatives adaptées à de multiples fréquences (Geer & Baordo, 2014). Cette stratégie semble porter ses fruits vu les impacts obtenus sur les scores de prévisions, y compris à Météo-France (Duruissseau, Chambon, Wattrelot, Barreyat, & Mahfouf, 2019). Elle n'est cependant pas très satisfaisante scientifiquement car il existe une grande diversité de formes de cristaux dans la nature. Elle est de plus incohérente avec la stratégie parfois choisie pour simuler des observations IR avec des ensembles de cristaux (Vidot, Baran, & Brunel, 2015).



Concernant ces aspects de simulations d'observations, j'ai adopté une stratégie à deux facettes. La première a été d'appliquer les hypothèses microphysiques les plus « populaires » dans la littérature pour mes travaux afin d'avancer sur les aspects d'assimilation. La seconde a été de m'atteler à comprendre les conséquences de ces hypothèses et proposer des alternatives.

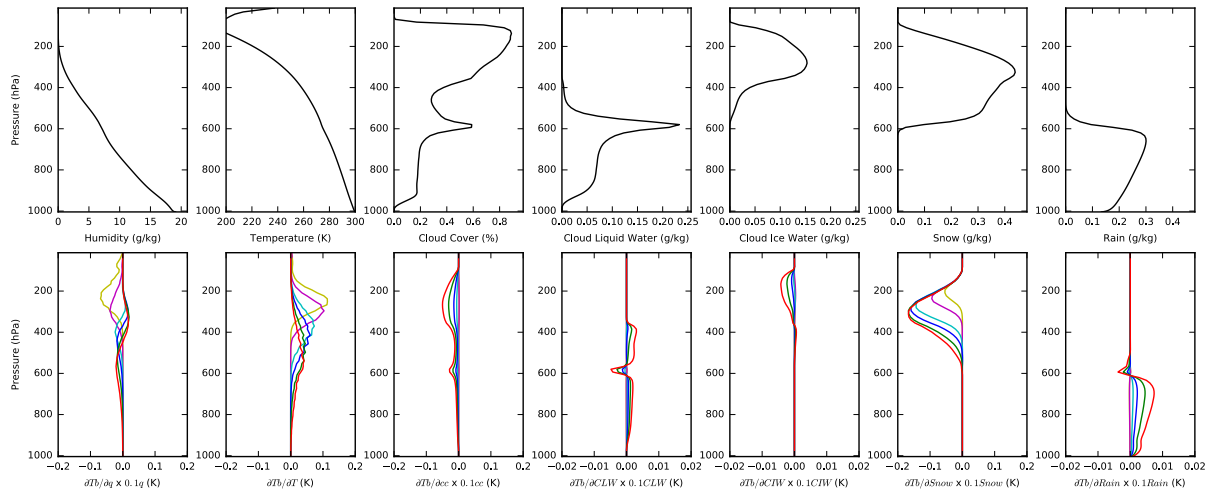


**Figure 27 : A gauche : Écarts quadratiques moyens entre observations SAPHIR et simulations à partir du modèle AROME Indien pour une période de deux mois (octobre et novembre 2015) pour les six canaux de l'instrument et pour 11 particules différentes (Liu, 2008). A droite : Dispersion maximale entre les simulations du canal 6 de SAPHIR avec quatre particules de type « bullet-rosettes », en fonction de la valeur absolue des températures de brillance simulées avec le cristal de forme « 4-bullet rosette ». Cette dispersion maximale est définie comme la différence entre la plus chaude et la plus froide des quatre températures de brillance simulées, pour un profil atmosphérique donné.**

La Figure 27 est une illustration de ces recherches. La matrice orangée indique que cinq types de formes de particules conduisent à des statistiques de différences entre observations et simulations meilleures que les autres. Il s'agit des « bullet rosettes » et du « sector snowflake ». En suivant l'hypothèse simplificatrice « mono propriétés radiatives » pour l'assimilation, ces formes de particules de type « bullet rosette » et de type « sector snowflake » pourraient ainsi chacune être choisies comme particule unique dans l'assimilation de données. Cependant derrière ces statistiques se cachent des simulations assez différentes, c'est ce qu'illustre le diagramme de dispersion de la Figure 27. Pour des nuages peu diffusants (températures de brillance chaudes), choisir l'une ou l'autre des « bullet rosettes » entraîne de petits écarts de simulations, de l'ordre de quelques Kelvin. En revanche pour des nuages plus diffusants (températures de brillance froides), le choix entre une forme de particule ou une autre peut conduire à des différences beaucoup plus grandes, jusqu'à soixante Kelvin. Il est possible que sur les 5 formes en question, un certain type permette de rapprocher les simulations d'une observation pour un nuage donné, et qu'une autre forme le permette pour un autre nuage. Ceci expliquerait que ces écarts n'apparaissent pas avec des métriques moyennées tels que des écarts-types de différences entre observations et simulations.

Cette illustration plaide en faveur de choix plus subtils dans les codes de transfert radiatif que le choix d'une seule sélection pour tous les nuages et toutes les régions du globe. Ces réflexions ont donné lieu à une première tentative d'introduction de ces effets dans l'assimilation à travers un modèle d'erreur. Celui-ci s'appuie sur la dispersion des simulations de transfert radiatif afin de calibrer des erreurs d'inversion. Ce modèle d'erreurs a été publié dans le quatrième article

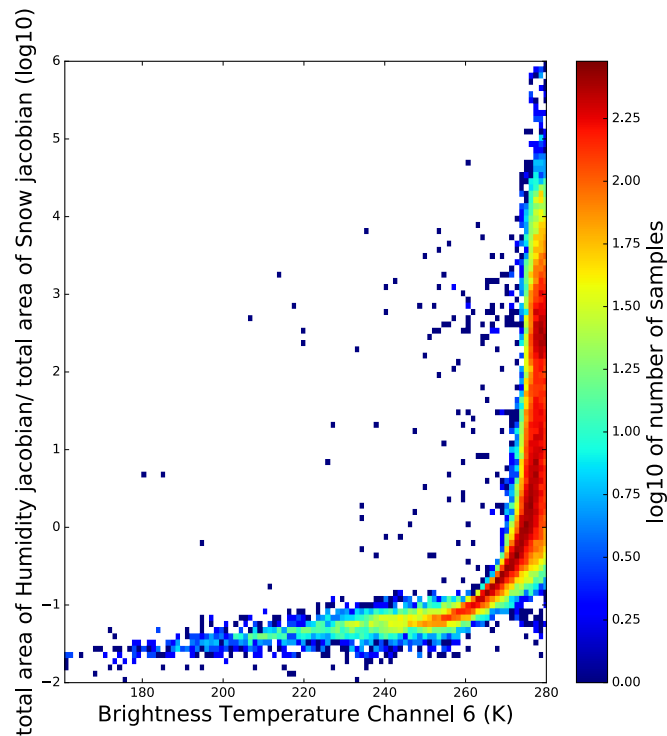
que j'ai sélectionné pour ce manuscrit (Duruiseau, Chambon, Wattrelot, Barreyat, & Mahfouf, 2019). Ces réflexions sur l'utilisation de multiples propriétés radiatives dans l'assimilation de données ont également donné lieu à la thèse de doctorat de Marylis Barreyat, démarrée en novembre 2019, qui sera discutée dans les perspectives de ce manuscrit.



**Figure 28 : Exemple de profils atmosphériques issus du modèle AROME (première ligne) et jacobiens associés aux six canaux de l'instrument SAPHIR (canal 1 en jaune, canal 2 en rose, canal 3 en vert clair, canal 4 en bleu, canal 5 en vert foncé, canal 6 en rouge). Chaque colonne correspond à une variable météorologique, de gauche à droite : l'humidité spécifique, la température, la couverture nuageuse, l'eau liquide nuageuse, la glace nuageuse, la neige, la pluie. (Chambon & Geer, 2017).**

Une fois les observations simulées, un troisième ingrédient est à considérer dans la définition de la stratégie d'assimilation. Il s'agit de choisir la manière dont le contenu en information des observations est transmis à l'analyse météorologique.

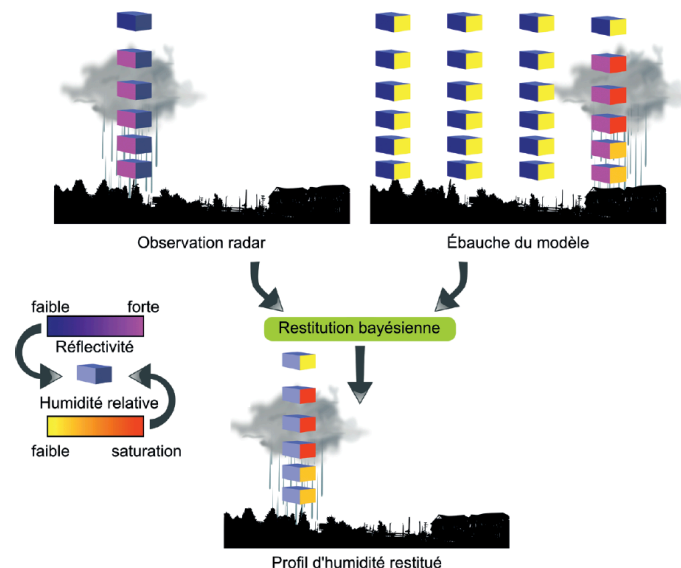
Historiquement, les premiers essais d'assimilation d'observations nuageuses ont tous été menés avec des méthodes en deux étapes : (i) une première inversion en 1D de températures de brillance observées en diverses grandeurs physiques comme des taux de pluie ou bien des contenus intégrés en vapeur d'eau, (ii) une étape d'assimilation dans laquelle les inversions sont assimilées avec toutes les autres observations, en général grâce à une méthode variationnelle. C'est effectivement une méthode de type 1D-Var + 4D-Var qui a d'abord été implémentée au Centre Européen (Marécal & Mahfouf, 2002; Bauer, Lopez, Benedetti, Salmond, & Moreau, 2006).



**Figure 29 : Diagramme de dispersion entre un rapport de calculs d'intégrales sur l'axe des ordonnées et des températures de brillances simulées sur l'axe des abscisses. Le rapport représente l'intégrale de jacobiens par rapport à l'humidité pour le canal 6 de SAPHIR divisée par l'intégrale de jacobiens par rapport à la neige pour ce même canal. Pour chaque profil atmosphérique considéré, ce rapport est calculé et associé à une température de brillance. Les couleurs représentent le logarithme du nombre d'échantillons par classes de rapport et de températures de brillance. La période d'étude est de un mois en avril 2017 avec le modèle AROME Antilles (Source : Rapport de stage de Master 1 de Marylis Barreyat, 2018).**

Dans ce type de méthode en deux étapes, le contenu en information des observations est ainsi réduit par la première étape en une grandeur météorologique facilement assimilable. En revanche, cette première étape repose sur l'exploitation d'un signal de relativement faible amplitude. Ce signal provient par exemple de la vapeur d'eau dans une colonne atmosphérique, à mettre en perspective du signal provenant des interactions entre les hydrométéores et le rayonnement. Il est possible d'estimer l'amplitude des sensibilités en calculant des jacobiens par rapport aux hydrométéores et à l'humidité comme sur l'exemple de la Figure 28. La Figure 29 illustre ce rapport de grandeur de signaux grâce à un rapport de jacobiens intégrés par rapport à l'humidité et par rapport à la neige. On peut ainsi voir que pour des températures de brillances chaudes, le signal provenant de l'humidité atmosphérique peut être jusqu'à  $10^5$  fois plus grand que celui provenant de la neige, le cas extrême étant la colonne atmosphérique en ciel clair avec un ratio infini. A contrario, pour des scènes météorologiques présentant de la diffusion par la neige, le signal provenant de l'humidité peut être entre 10 et 100 fois plus petit que le signal provenant de la neige. Utiliser un signal aussi ténu peut se révéler difficile en exploitant des inversions avec des erreurs importantes. L'assimilation de données ne nécessite cependant pas des observations parfaites, l'important est donc de bien caractériser les erreurs de ces inversions.

C'est à partir de ce type de méthodes en deux étapes que je développe l'assimilation de radiances MO au sein des modèles de prévision numérique du temps de Météo-France. D'un point de vue algorithmique, j'utilise une méthode d'inversion Bayésienne qui tire ses origines de l'algorithme d'estimation des précipitations américain appelé GPROF (Kummerow, Olson, & Giglio, 1996). Au CNRM, cette méthode a été d'abord adaptée aux observations de réflectivités des radars sol pour leur assimilation dans le modèle à échelle convective AROME France avant de l'être aux radiances satellitaires (Caumont, Ducrocq, Wattrelot, Jaubert, & Pradier-Vabre, 2010). Le fonctionnement de cette méthode est illustré sur la Figure 30. Celle-ci s'appuie sur la construction d'une base de données de profils atmosphériques d'une prévision à courte échéance. A chaque observation est associée une base de données différente, avec des profils extraits d'un voisinage géographique de l'observation afin de réaliser une inversion grâce au théorème de Bayes. Cette inversion repose sur l'hypothèse que les nuages et les précipitations sont relativement bien prévus par le modèle, mais avec des décalages géographiques. Cette méthode a porté ses fruits en termes d'impacts positifs sur les prévisions d'AROME ; elle est utilisée opérationnellement pour les données du réseau de radar français depuis 2010 (Wattrelot, Caumont, & Mahfouf, 2014).



**Figure 30 : Illustration du fonctionnement de la méthode d'inversion Bayésienne utilisée pour l'assimilation des données radar à Météo-France (Mahfouf, Caumont, Montmerle, Wattrelot, & Ducrocq, 2013).**

L'inversion Bayésienne utilisée permet d'estimer un vecteur d'état complet incluant la température, l'humidité, la pression, les quantités d'hydrométéores, et la fraction nuageuse. La question se pose alors de savoir quelles variables de ce vecteur d'état inversé peuvent être assimilées dans la seconde étape. Pour les observations radars, le choix s'est porté vers les profils d'humidité relative qui indiquent au modèle les zones où l'atmosphère est saturée ou non. J'ai pour l'instant suivi ce choix pour les radiances MO car même s'il paraît réducteur par rapport à la richesse d'information contenue dans les radiances, ce choix est visiblement très robuste. L'humidité relative analysée transmet en quelque sorte au modèle la position des nuages observée et leur degré de développement. Il serait également possible de transmettre la température estimée par l'inversion à l'analyse mais les essais que j'ai menés pour le moment se sont révélés infructueux.

D'autres candidats intéressants pour l'assimilation sont les profils d'hydrométéores restitués. En revanche, ces variables ont une forte variabilité avec peu d'effet de mémoire d'un pas de temps à l'autre dans les modèles numériques. La dernière publication que j'ai sélectionnée pour ce manuscrit est assez illustrative de cet effet « mémoire » pour les variables condensées (Chambon, Zhang, Hou, Zupanski, & Cheung, 2014). Pour cette publication, j'ai travaillé avec un système d'assimilation basé sur des prévisions d'ensemble permettant d'utiliser les variables condensées dans la variable de contrôle de l'analyse, ce qui n'est pas possible actuellement dans les systèmes d'assimilation de Météo-France. Les observations MO induisent ainsi des incréments sur chaque variable lors de l'analyse. Par exemple, il a été possible de voir que lorsqu'une observation induit une réduction de la quantité de neige et de glace dans un nuage, le modèle a ensuite tendance à rajouter à nouveau de la neige et de la glace après quelques pas de temps lors de la prévision suivante. La situation inverse a également été vérifiée, un ajout de neige et de glace précipite quasi instantanément après quelques pas de temps lorsqu'il est effectué dans une zone non favorable au développement d'un nuage.

En effet, les modifications ayant le plus d'impacts dans une prévision sont souvent celles qui influent sur les conditions thermodynamiques locales (température, humidité, vent). En l'occurrence, le système d'assimilation que j'ai utilisé à l'époque permettait de modifier les températures et humidités en plus des variables condensées grâce aux corrélations d'erreurs inter-variables issues des prévisions d'ensemble. C'est ce que l'on confirme sur les cas d'études avec une seule observation. Cela s'est pourtant révélé insuffisant pour que les prévisions gardent une vraie mémoire des hydrométéores analysés. Des travaux sont en cours à Météo-France afin de pouvoir ajouter les hydrométéores dans la variable de contrôle de nos systèmes d'assimilation (Montmerle, Michel, Arbogast, Ménétrier, & Brousseau, 2018). Nous verrons le moment venu si les conclusions obtenues sur le cas d'étude présenté dans ma publication de 2014 sont encore d'actualité.

Les méthodes en deux étapes sont aujourd'hui délaissées à la faveur des méthodes d'assimilation directes de radiances. C'est ainsi que le Centre Européen a basculé d'une assimilation 1D-Var + 4D-Var vers une assimilation directe de radiances en 4D-Var en 2009 (Bauer, Geer, Lopez, & Salmund, 2010). L'assimilation directe de radiances nuageuses est aujourd'hui également utilisée par la plupart des centres de prévision. Cette méthode directe a permis de pallier certains défauts du 1D-Var + 4D-Var :

- Quand des observations sont comparées aux simulations du modèle, quatre cas de figures se présentent : (i) observation en ciel clair et modèle en ciel clair, (ii) observation nuageuse et modèle en ciel clair, (iii) observation en ciel clair et modèle nuageux et enfin (iv) observation nuageuse et modèle nuageux. Un des défauts du système 1D-Var + 4D-Var mis en avant dans la littérature (Geer, Bauer, & Lopez, 2008) concerne l'asymétrie du traitement des données, avec une filière nuageuse traitant les cas de figures (ii) et (iv) et une filière ciel clair traitant les cas de figures (i) et (iii).
- L'autre défaut mis en avant concerne le recyclage de l'ébauche du modèle dans l'analyse dans la mesure où l'ébauche de l'analyse 4D est aussi l'a priori du 1D-Var.

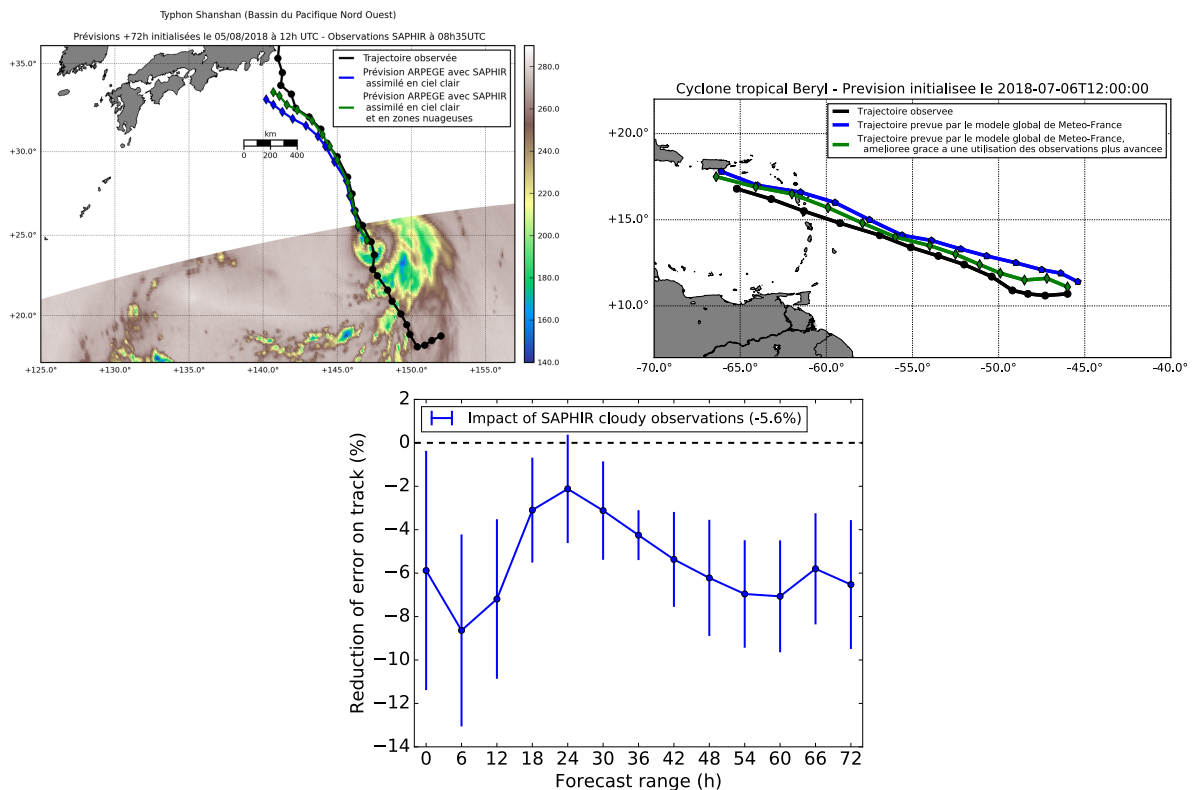
Malgré ces défauts, les premières expériences d'assimilation directes de radiances nuageuses au Centre Européen présentaient à ces débuts des résultats un peu en dessous de celles avec le système 1D-Var + 4D-Var (Geer A. , et al., 2017). L'assimilation directe de radiances a commencé à fournir de meilleurs résultats que l'assimilation en deux étapes après l'implémentation d'un modèle d'erreur d'observations adapté (Geer & Bauer, 2011).

Ceci amène au dernier ingrédient évoqué plus haut et qui concerne le poids donné aux observations nuageuses dans un système d'assimilation. Au Centre Européen, ce poids est prescrit grâce à un modèle linéaire par morceau (Geer & Bauer, 2011). Ce modèle attribue une erreur d'observation faible aux observations dans le cas de figure (i) mentionné plus haut, une erreur d'observation graduellement plus élevée dans les cas de figures (ii) et (iii) puis une erreur d'observation maximale pour les observations dans le cas de figure (iv). L'idée ici est de prendre en compte les erreurs du transfert radiatif, plus fortes pour les scènes nuageuses, mais aussi le mauvais positionnement des nuages dans l'ébauche. Ce modèle d'erreur présente également des vertus permettant de respecter des hypothèses de gaussianité au sein de l'assimilation variationnelle. Il a eu un franc succès auprès de la communauté internationale puisqu'il a été repris dans plusieurs centres de prévision.

Durant les recherches que j'ai menées au CNRM afin de définir une stratégie d'assimilation pour les radiances MO pour Météo-France, je me suis attaché à répondre aux critiques autour des méthodes en deux étapes (Duruissau, Chambon, Wattrelot, Barreyat, & Mahfouf, 2019) :

- La méthode 1D-Bay + 4D-Var a été implémentée de manière symétrique en rajoutant un contrôle de qualité supplémentaire sur les situations météorologiques considérées dans la filière ciel clair. Une fois ceci implémenté, l'avantage donné aux méthodes directes sur ce point me paraît alors assez peu justifié.
- Cette méthode 1D-Bay + 4D-Var n'utilise pas le profil de l'ébauche pour les inversions Bayésiennes comme un 1D-Var, mais seulement une combinaison linéaire de profils issus de son voisinage. Les corrélations entre l'inversion et l'ébauche se retrouvent ainsi limitées.
- Un modèle d'erreurs a été développé pour les observations, en s'inspirant de celui défini pour les radiances (Geer & Bauer, 2011) et en l'adaptant à l'humidité relative. Celui-ci permet d'améliorer la gaussianité des différences entre observations et modèles comme pour les radiances. En revanche, son impact sur les résultats de l'assimilation reste à démontrer.

Les expériences d'assimilation que j'ai menées grâce à cette stratégie d'assimilation se sont avérées concluantes, d'abord avec SAPHIR et plus récemment avec les sondeurs MHS et ATMS jusque dans les moyennes latitudes. La Figure 31 montre notamment les impacts positifs obtenus sur des prévisions de trajectoires de cyclones grâce à l'assimilation des observations nuageuses de Megha-Tropiques et SAPHIR dans le modèle ARPEGE. En moyenne, sur un grand nombre de prévisions, une diminution d'environ 6% des erreurs sur les prévisions de trajectoire a été mise en évidence. Pour certains cas de cyclones, les améliorations sont visibles à l'initialisation de la prévision comme sur le cas du cyclone Beryl. Pour d'autres cas, l'amélioration est plus visible aux échéances lointaines comme pour le cas du cyclone Shanshan avec des trajectoires prévues améliorées grâce aux meilleures prévisions de vents. La moyenne de ces deux types d'impact se retrouve sur l'impact statistique de la Figure 31 avec un premier minimum à courte échéance, puis un second minimum à environ 60 heures d'échéance. En revanche, un impact très neutre a été mis en évidence concernant la réduction des erreurs de prévision d'intensité des cyclones. Ceci nécessitera sans doute plus de recherches, car de même qu'évoqué plus haut, une des questions scientifiques autour des précurseurs d'intensification des cyclones est de savoir s'ils sont observables depuis l'espace. La JMA a récemment mis en évidence des impacts positifs des radiances MO sur la prévision de la phase d'intensification rapide d'un cyclone sur un cas d'études, c'est donc un signal encourageant pour la poursuite de ces recherches.



**Figure 31 : Figures du haut : deux exemples de prévisions de trajectoire de cyclones avec le modèle ARPEGE, améliorées avec l’assimilation des observations nuageuses de l’instrument SAPHIR. Figure du bas : impacts statistiques des observations SAPHIR sur un total de 432 prévisions et 16 cyclones différents dans trois des bassins cycloniques du globe.**

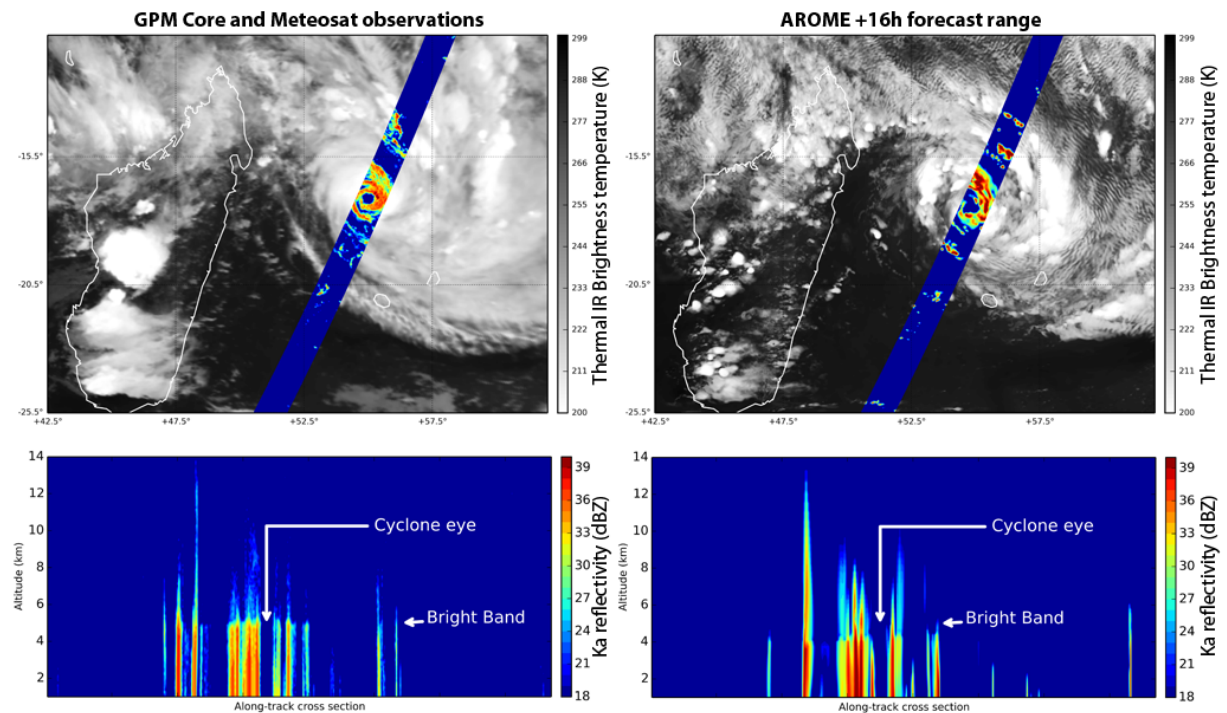
### 3.2.3 Intérêt des radars spatiaux pour la prévision numérique du temps

La dernière famille d’instruments à laquelle je me suis intéressé sont les instruments MO actifs, en particulier les radars pour les nuages et les précipitations. Grâce à la discrétisation verticale qu’apporte ces observations, il est possible de distinguer des signaux très fins reliés aux caractéristiques des nuages et des précipitations. Certains produits issus de ces radars sont caractérisés par une résolution verticale de 125 à 250 mètres. En comparaison, les radiomètres MO passifs sondent les nuages avec des fonctions de poids sensibles à des couches atmosphériques très larges, généralement de plusieurs kilomètres.

A ce jour, quatre instruments de ce type ont été mis en orbite :

- Le PR pour *Precipitation Radar* : radar en bande Ku (13.6 GHz) à bord du satellite TRMM mis en orbite en 1997 et arrêté en 2015.
- Le CPR pour *Cloud Profiling Radar* : radar en bande W (94 GHz) à bord du satellite Cloudsat mis en orbite en 2006.
- Le DPR pour *Dual frequency Precipitation Radar* : radars en bande Ku et Ka (35.5 GHz) à bord du satellite GPM Core mis en orbite en 2014.
- Le RainCube : radar miniaturisé en bande Ka (35.75 GHz) à bord d’une petite plateforme de taille 6U (1U = 10cm x 10cm x 10cm) mise en orbite en 2018.

Grâce à ma collaboration suivie avec l'équipe scientifique du satellite GPM, j'ai d'abord pu expérimenter l'utilisation des données du radar DPR pour la validation de nos modèles de prévision. Cette collaboration m'a permis d'utiliser le code de transfert radiatif SDSU, pour Satellite Data Simulator Unit (Masunaga, et al., 2010), afin de simuler cet instrument. La Figure 32 montre un exemple de simulations réalisées avec SDSU et le modèle AROME. Il est intéressant de voir le réalisme du modèle pour ce cas de cyclone. On peut également remarquer quelques différences importantes, notamment en matière d'intensité des réflectivités simulées. Ce biais est complexe à analyser car, comme pour la simulation d'instruments passifs, la simulation d'instruments actifs nécessite de faire des hypothèses microphysiques, notamment sur les formes des hydrométéores et leurs distributions en taille. J'ai d'abord mené des travaux afin d'utiliser cet opérateur d'observations SDSU et acquérir une certaine expertise sur les données de radars spatiaux. Nous verrons plus loin dans cette section que j'ai fini par proposer une méthode permettant d'évaluer les biais d'un modèle avec pour avantage d'être robuste à certaines incertitudes des codes de transfert radiatif.

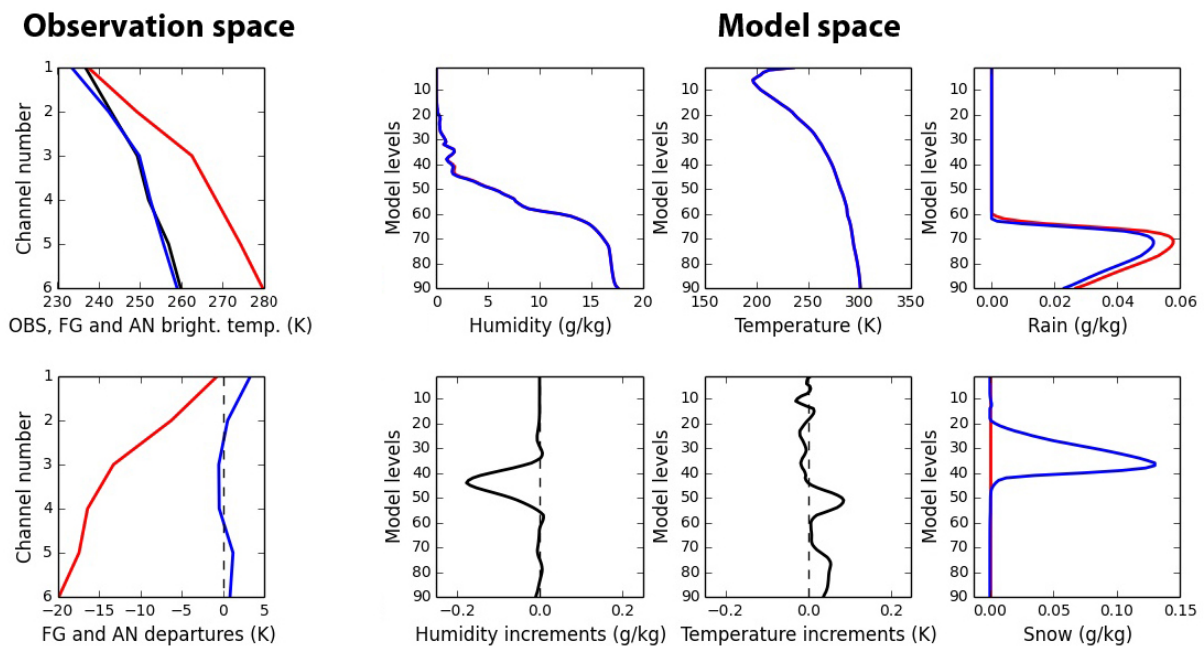


**Figure 32 : Cyclone Bansi à l'Est de l'île de Madagascar le 11 Janvier 2015. Colonne de gauche : Observations Meteosat dans l'IR thermique en noir et blanc et observations radars en bande Ka mesurées par le DPR en couleur. La coupe horizontale correspond à une porte à 3 km d'altitude, la coupe verticale correspond à une coupe au milieu de la fauchée du DPR. Colonne de droite : équivalents simulés à partir d'une prévision du modèle AROME Indien à 16 heures d'échéance (Source : Stage de Master 2 de Mary Borderies, 2015).**

Mes travaux autour du DPR ont d'abord permis de valider des résultats de l'assimilation d'instruments passifs. Dans le cadre de mes recherches sur l'exploitation de radiances MO passives, j'ai eu régulièrement l'occasion de travailler dans un cadre unidimensionnel. Les cadres 1D ont l'avantage de permettre de bien comprendre l'influence des observations sur les

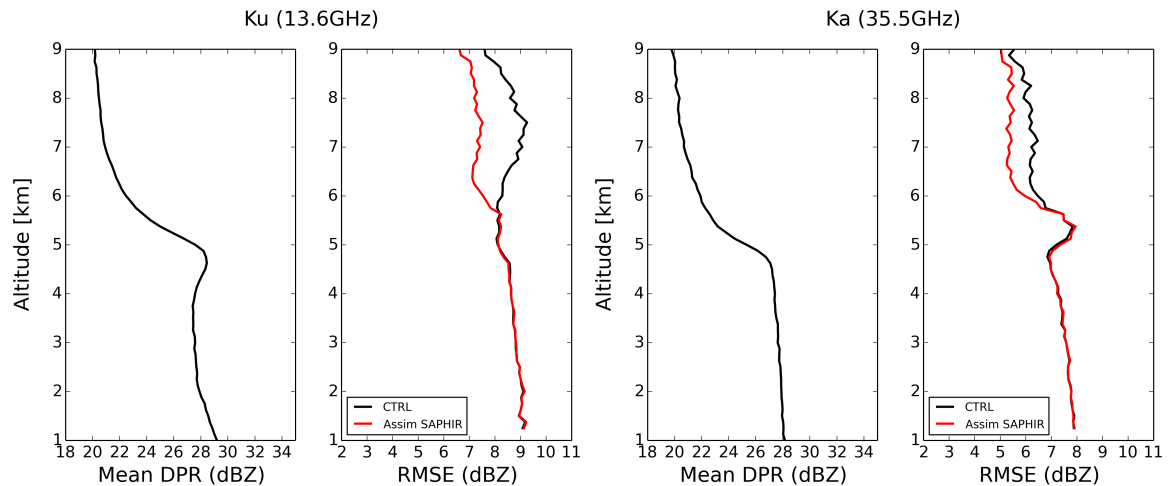


profils atmosphériques analysés. Suite à une collaboration avec le NASA Jet Propulsion Laboratory, j'ai notamment eu l'occasion de développer un opérateur d'observation simplifié pour simuler des températures de brillance MO à base de calculs de composantes principales ; cet opérateur permet de travailler avec plusieurs propriétés radiatives différentes pour les hydrométéores (Haddad, et al., 2015). Un exemple de résultat d'assimilation d'observations SAPHIR avec un algorithme de type 1D-Var est montré sur la Figure 33. On peut noter sur cet exemple une diminution d'humidité spécifique et des incréments sur le profil de neige. Ceci permet de refroidir d'une vingtaine de Kelvin la simulation du canal 6 de SAPHIR, se rapprochant ainsi des observations. En revanche, on peut noter de faibles incréments sur le profil de pluie, issu de l'opérateur d'observations utilisé ici.



**Figure 33 : Exemple de résultats d'analyse 1D-Var sur un profil atmosphérique nuageux. Le profil a priori et les températures de brillance associées sont tracés en rouge. Les profils analysés et températures de brillance associées sont tracés en bleu. Les incréments de température et d'humidité sont représentés en noir, de même que la valeur des températures de brillance observées.**

La discrétisation verticale apportée par les radars spatiaux est pertinente ici car elle permet de vérifier si cet incréments de pluie rapproche le profil analysé de la réalité ou non, indépendamment des incréments sur la neige. Grâce à la colocalisation des observations de SAPHIR, des observations du radar DPR et de profils AROME, une validation des résultats de ce 1D-Var a pu être menée dans l'espace des réflectivités. Un exemple de diagnostic de validation est montré sur la Figure 34. On peut noter un impact positif du 1D-Var au-dessus de 5 km d'altitude, correspondant à la phase glace des profils atmosphériques. En revanche, en dessous de l'isotherme 0°C, aucun signal positif ou négatif n'est mis en évidence grâce au DPR. Ceci indique que les faibles incréments sur la pluie induits par le 1D-Var ne rapprochent pas les profils analysés des observations d'un point de vue statistique. La Figure 28 de la section précédente montre en effet le peu d'information obtenu avec SAPHIR sur la précipitation liquide. Cet exemple est une illustration de la force de ces instruments spatiaux pour analyser des résultats, en particulier grâce à leur discrétisation verticale.



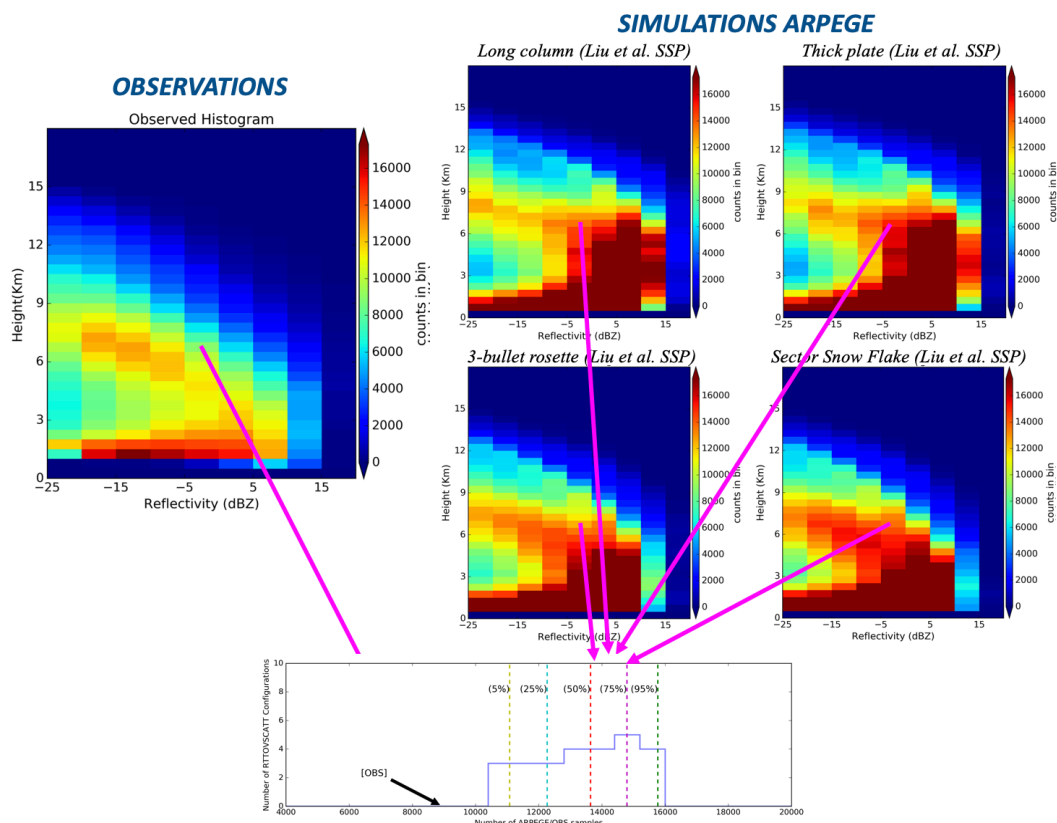
**Figure 34 : A gauche : profils moyens et écarts quadratiques moyens en bande Ku. A droite : profils moyens et écarts quadratiques moyens en bande Ka. En noir, écarts quadratiques moyens entre des profils de réflectivités simulés à partir de prévisions du modèle AROME Indien à 6 heures d'échéance et des profils de réflectivités observées par le DPR. En rouge, écarts quadratiques moyens entre les profils analysés avec un algorithme 1D-Var utilisant les observations SAPHIR et les profils de réflectivités observées. La période d'étude est de deux mois en janvier et février 2015 (Source : Stage de Master 2 de Mary Borderies).**

Ces premiers travaux autour du DPR m'ont incité à poursuivre les recherches dans l'utilisation des radars spatiaux en assimilation de données et de manière plus large en prévision numérique du temps. C'est ainsi que j'ai assez vite senti le besoin d'avoir un outil de travail cohérent pour mes simulations d'instruments actifs et passifs. Ainsi, à partir du modèle de transfert radiatif RTTOV 12 (Saunders, et al., 2018) simulant déjà tous les instruments MO passifs en vol, j'ai implémenté un simulateur d'instruments actifs permettant de simuler les observations du DPR mais également celles du CPR à 94 GHz. Ces développements seront disponibles dans la Version 13 du logiciel RTTOV distribué par le SAF NWP. En plus du modèle direct, les modèles linéaires tangent et adjoint ont été développés en collaboration avec le Centre Européen, étant impliqué dans des développements autour de l'assimilation des données de radars et lidar nuages depuis de nombreuses années (préparation de la mission EarthCare) et ayant pour projet d'assimiler les données du DPR.

La simulation du CPR en plus du DPR a ouvert de nouvelles perspectives pour mes travaux. En effet, un des principaux défauts du DPR est son manque de sensibilité pour les réflectivités en dessous de 16 dBZ (faible rapport signal sur bruit). Ceci permet de mesurer les flux de précipitations intenses mais rend aveugle l'instrument dans le cas de pluies plus faibles. Au contraire, le CPR conserve un niveau de signal sur bruit élevé pour des réflectivités jusqu'à -25 dBZ ce qui permet d'observer les pluies faibles et les hydrométéores nuageux. Cet instrument a en revanche tendance à saturer dans les cas de pluies fortes. Les deux instruments sont donc très complémentaires. Ils ont en revanche une caractéristique commune qui est de très peu échantillonner l'atmosphère sur l'horizontale à cause de leur petite ou absence de fauchée (245 km de fauchée pour le radar Ku de GPM, 120 km pour son radar Ka et une simple visée au nadir pour le radar de Cloudsat). Ces instruments n'ont en effet pas été conçus spécifiquement pour l'assimilation de données mais bien pour accroître les connaissances sur les nuages et les précipitations et valider les modèles numériques. Il est cependant important d'indiquer que des

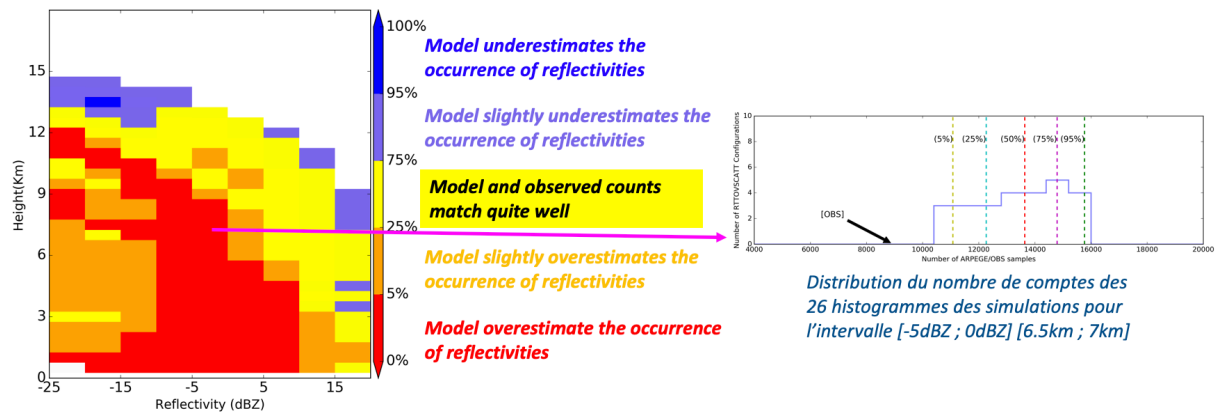
études ont été menées par d'autres équipes afin d'assimiler ces deux radars spatiaux. L'agence météorologique japonaise (JMA) assimile de manière opérationnelle le radar DPR (Ikuta, 2016) ; des impacts positifs ont été montrés sur des cas d'étude bien échantillonnés par cet instrument. En revanche, l'impact positif statistiquement significatif n'a pour l'instant pas été mis en évidence. On peut également penser que le contexte programmatique spatial a poussé à cette assimilation, l'instrument étant de conception japonaise. Le Centre Européen travaille également depuis plusieurs années à l'assimilation des données Cloudsat, en préparation au satellite EarthCare (Janiskova & Fielding, 2018); les résultats d'assimilation conjointes avec le lidar du satellite CALIPSO sont cependant très neutres, ce qui paraît cohérent avec le faible échantillonnage du CPR à visée au nadir.

Ainsi, les applications des instruments actifs autour de la validation des modèles prévisions numériques me paraissent être les plus adaptées à ce type d'instrumentation. J'ai donc lancé une activité sur ce thème des radars spatiaux autour des modèles de Météo-France. Une première tentative pour mettre en place des diagnostics est montrée sur les Figures 35 à 37. Il s'agit d'une méthode permettant de prendre en compte la sensibilité des simulations radars aux propriétés radiatives des hydrométéores, sensibilité toute aussi forte que celle des températures de brillance à ces fréquences.



**Figure 35 : Histogrammes 2D de réflectivités observées et simulées à partir de prévisions ARPEGE à 6 heures d'échéance pour le mois de juin 2018, sur l'ensemble des surfaces océaniques entre 60° Sud et 60° Nord. Les histogrammes de profils de réflectivités simulées ont été réalisés avec 26 formes de particules solides disponibles dans RTTOV-SCATT V12. L'histogramme 1D correspond à la distribution des comptes des histogrammes simulés pour chacune des 26 réalisations du transfert radiatif, pour un intervalle entre -5 et 0 dBZ et pour les altitudes entre 6.5 et 7 km (Source : Thèse de Rohit Mangla).**

Le diagnostic est basé sur un ensemble de simulations de transfert radiatif avec différentes hypothèses microphysiques dans l'opérateur d'observations, pour l'instant concernant uniquement la neige pour un premier essai. Quelques histogrammes issus de ce petit ensemble constitué de 26 membres sont montrés sur la Figure 35. L'information ensembliste, presque trop riche pour être analysée facilement, est ensuite compressée en un diagnostic simple, montré sur la Figure 36. Ce diagnostic vise à indiquer les grandes surestimations ou sous-estimations du modèle de prévision en matière d'occurrence des nuages et de précipitations.



**Figure 36 : Degré d'accord entre l'histogramme des observations et les 26 histogrammes des simulations de la Figure 35 exprimé à travers la représentation de cinq intervalles de percentiles. Pour chaque intervalle de réflectivités et intervalle d'altitude, les percentiles 5%, 25%, 75% et 95% de la distribution des comptes issus de l'ensemble de simulations sont calculés. Le compte de l'histogramme des observations pour ces intervalles est alors comparé aux percentiles des simulations. La couleur affichée dans le diagramme correspond alors à l'intervalle de centile encadrant le compte des observations. Les couleurs chaudes correspondent à des surestimations d'occurrence du modèle ARPEGE et les couleurs froides des sous-estimations d'occurrence. Ce calcul de centiles n'est pas complètement robuste statistiquement car l'ensemble considéré est petit avec seulement 26 membres. Il pourra être agrandi en considérant d'autres perturbations (Source : Thèse de Rohit Mangla).**

Sur le cas de la Figure 36, on peut voir plusieurs signaux :

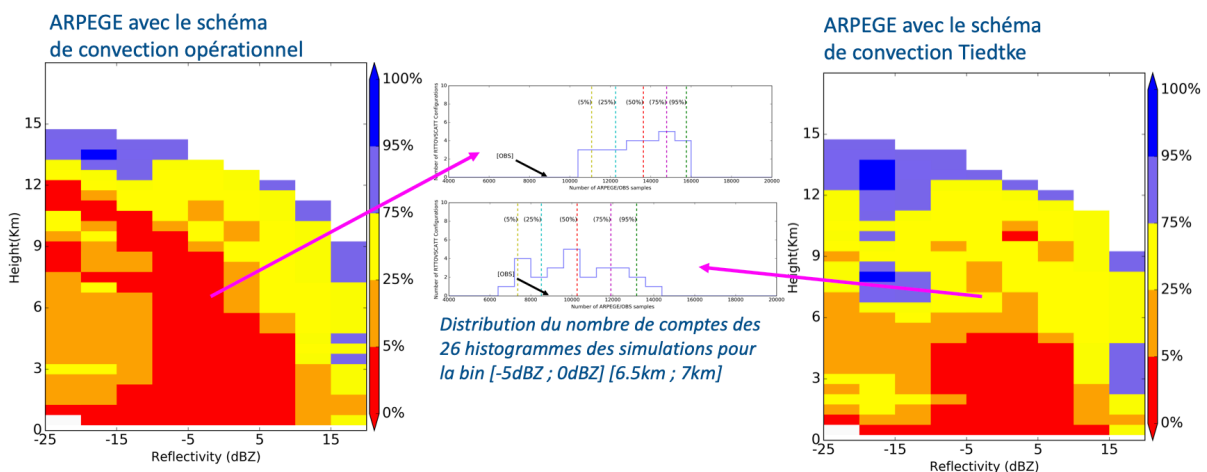
- Au-dessus de 6 km d'altitude, les deux bandes rouges correspondent à des surestimations d'occurrence. La plus basse de 6 à 9 km correspond à la convection aux moyennes latitudes, et celle de 9 à 12 km à la convection dans les Tropiques. Ces surestimations peuvent être le signe de nuages convectifs ayant des extensions verticales trop grandes, ou bien le signe de la présence de trop de glace en altitude.
- En dessous de 6 km d'altitude, et pour des réflectivités allant de -10 à 10 dBZ, les zones rouges indiquent une surestimation importante d'occurrence de pluie du modèle ARPEGE. Cette surestimation pourrait être cohérente avec d'autres diagnostics sur les prévisions de précipitations des modèles globaux (exemple de la Figure 14 de ce manuscrit). Un élément lié à la méthodologie ne permet pourtant pas de conclure de manière certaine. En effet, la méthodologie de perturbations des propriétés radiatives n'a été appliquée aux gouttes de pluie. Outre un défaut du modèle, cette surestimation pourrait donc être liée à la distribution en taille choisie pour les gouttes de pluie, ou bien

à une sous-estimation de l'atténuation du signal radar dans les basses couches de l'atmosphère. Il est donc difficile d'apporter une conclusion définitive à ce stade pour les pluies. La méthode ensembliste nécessite d'être généralisée pour cela.

Cette première version de diagnostic a été appliquée au modèle ARPEGE avec deux paramétrisations physiques différentes pour son schéma de convection profonde (schéma opérationnel dit de « Bougeault » et schéma de « Tiedtke »). Ces comparaisons sont montrées sur la Figure 37. On peut voir qu'un certain nombre de zones rouges ou bien orange deviennent jaunes ou même basculent vers le bleu avec le schéma de convection de Tiedtke. Le changement dans l'occurrence des nuages dans ces prévisions est donc important en changeant de schéma et par ailleurs globalement positif pour le schéma de Tiedtke.

Sur l'exemple donné Figure 37 pour l'intervalle [5dBZ ; 0 dBZ] et [6.5km ; 7km], on aurait pu conclure à une surestimation de l'occurrence avec chacun des deux schémas si l'on avait réalisé une comparaison plus « déterministe » entre observations et simulations. On voit en effet que même dans le cas du schéma de Tiedtke, certaines des réalisations du transfert radiatif conduisent à des surestimations sur l'histogramme correspondant à cet intervalle. C'est l'effet d'ensemble qui montre que pour certaines réalisations, il y a également des sous-estimations et des estimations correctes de l'occurrence. Avec cette nouvelle approche, la conclusion d'une surestimation paraît beaucoup moins robuste. Au contraire, les prévisions semblent plutôt bien correspondre aux observations pour ce régime. Cet exemple illustre le point fort de cette méthodologie.

On peut également constater que la surestimation des précipitations entre -10 et 10 dBZ persiste avec le schéma de Tiedtke. Ceci n'est pas totalement cohérent avec les améliorations dont nous avons discuté dans la section sur la validation des prévisions de pluie (Figure 15). Ce signal mérite donc d'être investigué davantage, en élargissant l'ensemble de réalisations du transfert radiatif aux autres classes d'hydrométéores que la neige.



**Figure 37 :** Exemple d'application du diagnostic ensembliste à deux versions d'ARPEGE : une avec le schéma de convection opérationnel (Bougeault, 1985) et l'autre avec le schéma de convection de Tiedtke (Bechtold, Semane, & Lopez, 2014). Le graphique de gauche est le même que celui de la Figure 36 ; il est montré à nouveau ici afin de faciliter les comparaisons (Source : Thèse de Rohit Mangla).

Une autre comparaison des simulations ARPEGE avec Cloudsat (non montrée) a également été menée pour les surfaces continentales une fois la méthodologie mise en place. Celle-ci a permis d'identifier des problèmes dans certains réglages de la paramétrisation de Tiedtke sur terre, différents de ceux sur océans. Le diagnostic semble déjà utile dans sa première forme et sera affiné avec de plus nombreuses perturbations. L'idée est également d'appliquer cette méthodologie aux données du DPR, ce qui permettra de croiser les conclusions concernant la surestimation de l'occurrence de précipitations.

Pour conclure cette section, je dirai que les radars spatiaux présentent un potentiel très important, encore assez peu exploité en prévision numérique du temps à Météo-France. Plusieurs voies permettant de poursuivre ces travaux seront donc discutées dans le chapitre suivant.



# Chapitre 4: Projet scientifique et conclusion

---

|       |  |    |
|-------|--|----|
| 4.1   | UN CONTEXTE PROGRAMMATIQUE EN FORTE EVOLUTION .....  | 87 |
| 4.2   | PROJET POUR LA PREVISION NUMERIQUE DU TEMPS.....   | 89 |
| 4.2.1 | <i>Vers l'utilisation d'une forte densité forte d'observations micro-ondes</i> .....                 | 90 |
| 4.2.2 | <i>Vers une utilisation spectralement cohérente des observations micro-ondes et Infrarouge</i> ..... | 94 |
| 4.2.3 | <i>Vers un suivi fin des prévisions de nuages et des précipitations</i> .....                        | 97 |
| 4.3   | VERS DES OBSERVATIONS ET DES SYSTEMES DE PREVISIONS A HAUTE RESOLUTION .....                         | 99 |

---

## 4.1 Un contexte programmatique en forte évolution

Ces dernières années, la programmation spatiale en matière d'observations MO s'est enrichie de projets très stimulants, qui devraient nourrir plusieurs volets de recherches en assimilation de données. La génération de missions spatiales qui constituait la « constellation GPM » est en passe d'être au moins partiellement renouvelée avec plusieurs programmes spatiaux en préparation :

- L'agence européenne EUMETSAT lancera sa nouvelle génération de sondeurs et d'imageurs MO à bord des satellites MetOp-SG à partir de 2023, avec trois instruments prévus : MWI, MWS et ICI. Le développement de l'imageur conique MWI s'appuie fortement sur celui de l'imageur MADRAS à bord de Megha-Tropiques. Le radiomètre submillimétrique ICI offrira des possibilités nouvelles dont nous parlerons dans la suite de ce chapitre.
- L'agence spatiale japonaise JAXA prévoit de lancer un successeur au radiomètre AMSR-2, nommé AMSR-3 à bord du satellite GOSAT-3 à partir de 2022.
- Le département de la défense américaine prévoit le lancement de plateformes en remplacement des satellites DMSP à travers un programme appelé WSF-M pour « Weather System Follow-on – Microwave » pour remplacer les instruments SSM/I et SSMIS avec des lancements après 2024.
- Une suite à la mission GPM-Core est à l'étude à la NASA dans le cadre du programme ACCP (Aérosol, Cloud, Convection and Precipitation) pour un lancement à la fin de cette décennie.



- Le concept de mission sur une orbite tropicale telle que la mission Megha-Tropiques a été repris dans le cadre de la constellation TROPICS en préparation par la NASA pour un lancement prévu à partir de 2021. Cette constellation sera la première à être constituée de petits satellites de taille 30 cm x 10 cm x 10 cm. Nous présenterons plus en détails TROPICS dans la suite de ce chapitre.
- La NOAA réfléchit également à plusieurs architectures pour renouveler son parc de sondeurs MO opérationnels.

La programmation spatiale mondiale pour les observations MO est évidemment plus large que celle de la constellation « GPM ». En effet, ses contours avaient été définis autour des missions spatiales américaines et des missions de certains partenaires directs, japonais et européens.

L'agence chinoise CMA est, depuis maintenant plusieurs années, très active dans le domaine des MO, avec le programme des satellites Feng-Yun. En effet, la série des satellites FY-3 prévoit le lancement de sondeurs et d'imageurs coniques jusqu'en 2028. L'agence spatiale russe ROSCOSMOS lance également une nouvelle génération d'imageurs MO à balayage conique (comme SSMIS ou GMI) appelé MTVZA-GY à bord de la série des satellites Meteor-M N2 prévue jusqu'en 2029 (Figure 38). Ces deux séries d'instruments pourront être pleinement exploitées dans les années à venir pour l'assimilation de données et la génération d'estimation de pluies. Pour le cas des données russes, la diffusion des données devra être améliorée en termes de latence pour être vraiment utile en Prévision Numérique du Temps.



**Figure 38 :** En haut : Tableau illustrant la programmation des lancements des satellites russes de la série des Meteor-M. En bas : Vue d'artiste des satellites Meteor-M. Source : Gayfulin D., Russian Meteorological Satellite Programs. International TOVS Conference ITSC22, Montréal, Canada, 30 octobre au 5 novembre 2019.

Un objectif important à atteindre au CNRM dans les prochaines années sera de généraliser les travaux décrits dans le chapitre précédent autour de l'assimilation nuageuse à l'ensemble de la constellation de radiomètres MO disponibles. Il s'agira d'adapter les travaux à chaque capteur, en prenant en compte leurs spécificités. Quelques ingrédients supplémentaires à la méthode d'assimilation déjà mise en place seront nécessaires, je les décris brièvement dans la section suivante, avec plusieurs autres perspectives de recherche.

## 4.2 Projet pour la Prévision Numérique du Temps

L'assimilation d'observations nuageuses présente de multiples possibilités de recherches, à la fois en utilisation d'observations et en algorithmie d'assimilation. Les types d'observations pertinents sont très variés comme nous l'avons vu dans ce manuscrit : des radiomètres, sondeurs et imageurs du domaine des MO, de l'IR, du domaine visible mais également des données d'éclairs, des radars et pluviomètres. Je me permets ici de proposer trois objectifs qui me paraissent prioritaires afin de tendre vers le meilleur système possible de prévision des nuages et des précipitations à Météo-France. Depuis début 2020, je suis responsable d'un projet sur quatre ans du nom d'IMOTEP qui vise à avancer sur trois priorités.

- Afin d'obtenir les meilleures conditions initiales possibles pour les nuages et les précipitations, il sera nécessaire d'utiliser au maximum l'échantillonnage des scènes météorologiques avec les observations MO à disposition. Le premier critère sera d'exploiter la quasi-totalité des radiomètres en vol. Certains centres se rapprochent de cet objectif avec leur propre méthodologie d'assimilation, comme le Centre Européen ou l'Agence Météorologique Japonaise. Généraliser les travaux déjà menés pour trois sondeurs (SAPHIR, MHS et ATMS) à l'ensemble de la constellation ne sera pas sans difficultés. Notamment, certains éléments manquent à la méthode d'assimilation actuelle, tel qu'un certain degré d'automatisme quant à la sélection du contenu en informations du produit de l'inversion Bayésienne vers l'assimilation variationnelle. Certaines pistes pour résoudre ces difficultés sont déjà définies, notamment grâce aux stages de Master et au début de thèse de Marylis Barreyat. Il sera nécessaire de mener ces travaux en priorité avant d'introduire plus de capteurs dans les systèmes de Météo-France. Plusieurs années seront nécessaires à l'achèvement de ce travail autour de la constellation actuelle. Celui-ci consistera également à élargir le type de surfaces au-dessus desquelles les observations de nuages et de précipitations pourront être assimilées. Actuellement, seules les surfaces océaniques ont été considérées, ce qui laisse un vaste champ d'investigation à explorer pour les surfaces continentales et leurs spécificités. Parallèlement à ces efforts, il sera nécessaire d'assurer une veille technologique autour des instruments MO afin d'être prêt à considérer toute évolution qui pourrait servir cet objectif. A cet égard, je mène une veille technologique depuis plusieurs années autour des constellations de petits satellites et celle-ci est en passe de devenir une réalité. Je décris ces perspectives dans une section dédiée ci-dessous.
- Les observations MO possèdent certaines limites en matière de sensibilités à certains types d'hydrométéores, en particulier ceux de petites tailles comme la glace et l'eau liquide nuageuse. Concernant l'observation de la glace nuageuse, les observations submillimétriques de l'instrument ICI évoqué plus haut permettront des avancées significatives. Néanmoins, les observations dans le domaine de l'IR me paraissent également très importantes à exploiter de manière prioritaire, car déjà disponibles sur de nombreuses plateformes. En particulier les observations issues des satellites géostationnaires permettront de contraindre les nuages et les précipitations dans les analyses avec une fréquence temporelle élevée. Certains travaux ont déjà été menés au CNRM afin d'exploiter les données IR nuageuses, j'estime important de poursuivre ces efforts en attachant un soin particulier à obtenir une synergie positive avec les données MO. Ces perspectives sont décrites ci-dessous.

- Enfin, en troisième priorité, les travaux que j'ai menés ces dernières années m'invitent à penser qu'une utilisation plus systématique des radars spatiaux devrait accélérer significativement les développements dans un modèle de prévision numérique global à la fois pour l'assimilation et la représentation des nuages et des précipitations. Ces instruments permettent de définir des diagnostics pertinents pour évaluer finement l'impact de nouvelles observations mais surtout l'impact de modifications dans les paramétrisations physiques du modèle. Certains centres de prévision comme le Centre Européen et l'Agence Météorologique Japonaise prévoient d'assimiler ou assimilent déjà ce type de données. Compte tenu des impacts assez faibles obtenus par ces centres en termes de scores de prévision, la meilleure stratégie pour l'avenir me paraît être celle du monitoring de ces données (comparaisons systématiques des observations avec les équivalents modèle), assorti de diagnostics adaptés. Tout comme pour les deux autres points, je décris ces perspectives dans une section dédiée.

La dernière section de ce chapitre de prospective sera l'occasion d'évoquer un autre volet de recherches que j'ai peu abordé dans ce manuscrit, concernant les aspects de résolution des données spatiales, point sans doute critique pour les années à venir, en regard des augmentations de résolution horizontale envisagées des modèles numériques.

#### **4.2.1 Vers l'utilisation d'une forte densité forte d'observations micro-ondes**

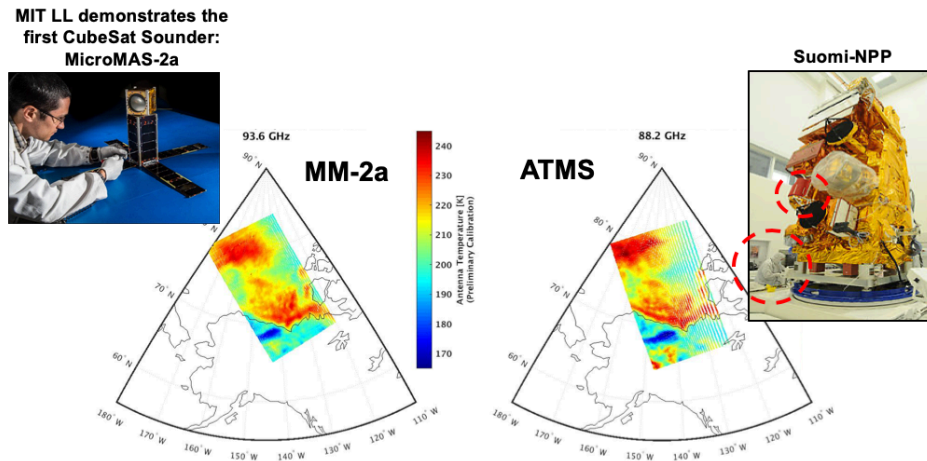
Ces dernières années, la miniaturisation des technologies a été une avancée dont ont souhaité bénéficier un certain nombre de laboratoires et d'agences. Pour le domaine des MO, le MIT et le JPL ont fortement innové en proposant chacun un concept de mini sondeur MO. Ces mini sondeurs ont le principal avantage de pouvoir être embarqués sur de petites plateformes, moins onéreuses que les plateformes satellitaires utilisées aujourd'hui. En revanche, ils n'offrent pas nécessairement la même qualité radiométrique ni la même durée de vie que des instruments classiques. L'intérêt de cette nouvelle génération d'instruments est donc à étudier dans le détail pour les différentes applications, afin d'évaluer l'intérêt d'avoir à disposition des données plus nombreuses qu'aujourd'hui mais de moindres qualités, pendant moins longtemps.

Le concept de radiomètre du MIT a été sélectionné pour une mission spatiale appelée TROPICS (Blackwell, et al., 2018), et celui du JPL pour une mission appelée TEMPEST (Reising, et al., 2015). Les deux missions ont des objectifs scientifiques assez différents. La mission TEMPEST vise à étudier l'évolution rapide des orages grâce à un train de radiomètres sur une même orbite. Un préfigurateur de ce train, nommé TEMPEST-D, a été lancé avec succès en mai 2018. La mission TROPICS vise quant à elle à augmenter l'échantillonnage des observations des cyclones tropicaux à partir d'une constellation de satellites sur des orbites complémentaires. Cette mission a des objectifs affichés en matière d'amélioration de la prévision numérique du temps. C'est celle-ci dont nous décrivons plus précisément les caractéristiques.

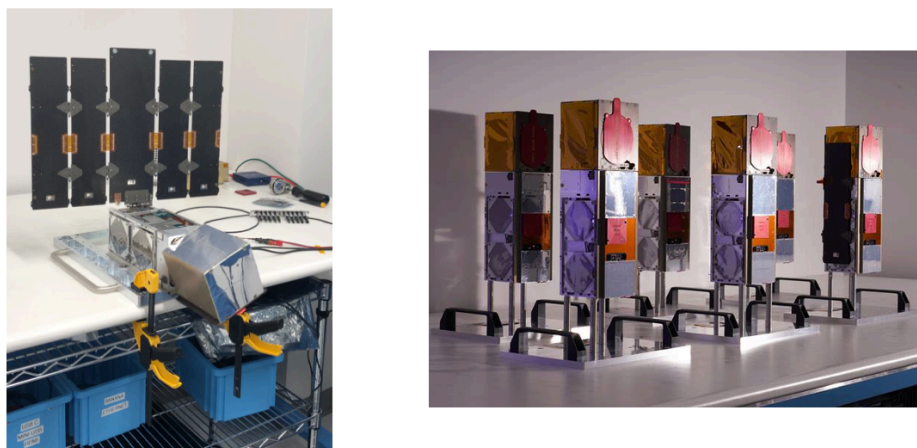
Les instruments à bord des satellites TROPICS sont des radiomètres de la famille des « MicroMAS », dont un préfigurateur a été lancé en janvier 2018. Un exemple de fauchée d'observations de ce premier exemplaire est montré Figure 39. Les futurs satellites TROPICS, au nombre de six, amèneront un échantillonnage accru des régions tropicales avec une revisite médiane horaire dans tous les Tropiques. Le Tableau 3 indique la liste des canaux qui seront disponibles pour ces radiomètres, avec des canaux fenêtres (91.6 GHz et 204.8 GHz), des canaux de sondages en humidité (autour de 183.31 GHz) et des canaux de sondages en

température (autour de 118 GHz). Si la résolution de certains canaux est assez faible, la précision radiométrique attendue est plutôt bonne par rapport à d'autres instruments existants. Elle devra bien entendu être vérifiée avec de vraies données.

Comme on peut le voir sur la Figure 40, ces six radiomètres sont maintenant construits et attendent leur lancement, très probablement dans le courant de l'année 2021. A partir de leur lancement, ces satellites auront une durée de vie assez courte, entre 12 et 18 mois selon leur concepteur. Il n'est pas exclu que ces petites plateformes puissent voler plus longtemps, mais les agences manquent encore de recul sur ces technologies pour pouvoir s'avancer davantage.



**Figure 39 : Illustration des comparaisons actuellement menées par l'équipe scientifique de TROPICS, entre les données du préfigurateur MicroMAS-2a et du sondeur MO américain ATMS. A titre de comparaison d'échelle, le satellite MicroMAS pèse environ 6 kg et le satellite NPP environ 2100 kg. Source : Blackwell W., TROPICS Mission Overview and Status. 2nd TROPICS Applications Workshop, 19-20 février 2020, Université de Miami, Floride, Etats-Unis.**



**Figure 40 : Photographies des six satellites TROPICS construits au Lincoln Laboratory à Boston. Source : Blackwell W., TROPICS Mission Overview and Status. 2nd TROPICS Applications Workshop, 19-20 février 2020, Université de Miami, Floride, États-Unis.**

**Tableau 3 : Liste des canaux des instruments de la constellation TROPICS et de leurs caractéristiques techniques. Source : Blackwell W., TROPICS Mission Overview and Status. 2nd TROPICS Applications Workshop, 19-20 février 2020, Université de Miami, Floride, États-Unis.**

| TROPICS Chan. | Center Freq. (GHz) | Bandwidth (GHz) | RF Span (GHz)                | Beamwidth (degrees) Down/Cross | Nadir Footprint Geometric Mean (km) | Measured NEDT (K) |
|---------------|--------------------|-----------------|------------------------------|--------------------------------|-------------------------------------|-------------------|
| 1             | 91.656 ± 1.4       | 1.000           | 89.756-90.756, 92.556-93.556 | 3.0/3.17                       | 29.6                                | 0.66              |
| 2             | 114.50             | 1.000           | 114.00-115.00                | 2.4/2.62                       | 24.1                                | 0.96              |
| 3             | 115.95             | 0.800           | 115.55-116.35                | 2.4/2.62                       | 24.1                                | 0.82              |
| 4             | 116.65             | 0.600           | 116.35-116.95                | 2.4/2.62                       | 24.1                                | 0.86              |
| 5             | 117.25             | 0.600           | 116.95-117.55                | 2.4/2.62                       | 24.1                                | 0.79              |
| 6             | 117.80             | 0.500           | 117.55-118.05                | 2.4/2.62                       | 24.1                                | 0.81              |
| 7             | 118.24             | 0.380           | 118.05-118.43                | 2.4/2.62                       | 24.1                                | 0.90              |
| 8             | 118.58             | 0.300           | 118.43-118.73                | 2.4/2.62                       | 24.1                                | 1.03              |
| 9             | 184.41             | 2.000           | 183.41-185.41                | 1.5/1.87                       | 16.9                                | 0.58              |
| 10            | 186.51             | 2.000           | 185.51-187.51                | 1.5/1.87                       | 16.9                                | 0.55              |
| 11            | 190.31             | 2.000           | 189.31-191.31                | 1.5/1.87                       | 16.9                                | 0.53              |
| 12            | 204.8              | 2.000           | 203.8-205.8                  | 1.35/1.76                      | 15.2                                | 0.52              |

Les défis à relever pour exploiter les observations de TROPICS sont à la fois scientifiques et techniques.

Les défis techniques à relever sont assez nombreux et sont en lien avec la courte durée de vie des plateformes, par rapport au temps nécessaire à la mise en place d'une assimilation opérationnelle de nouvelles données. Un exemple récent concerne les instruments MO MHS et AMSU-A à bord de MetOp-C, le dernier satellite de la série des MetOp. Ces instruments sont déjà connus dans les chaînes de traitement de données de Météo-France. Néanmoins, une période d'environ sept mois à partir du lancement aura été nécessaire afin d'aboutir à l'exploitation opérationnelle de ces données. Ce temps inclut le temps de la mise en place de la réception des données dans les bases opérationnelles, le temps des tests d'assimilation, et enfin le temps du transfert vers une chaîne de prévision opérationnelle. S'ajoute à ces sept mois, deux à trois mois juste après le lancement durant lesquels l'accès des données pourrait être restreint à l'équipe scientifique américaine. Tenter d'assimiler opérationnellement les données TROPICS sera donc un pari, nécessitant d'adapter nos procédures afin de raccourcir ce délai de ~7 mois. Si la mission ne dure que 12 mois, les bénéfices pour Météo-France seront assez minces ; si au contraire ces petits satellites ont une durée de vie étendue, l'investissement aura été rentabilisé. Il est fort à parier que d'autres constellations de ce type verront le jour, il sera donc enrichissant dans tous les cas de figure d'avoir une première expérience en matière d'utilisation opérationnelle de petits satellites.

La constellation TROPICS fournira pour la première fois dans la zone tropicale des observations MO aussi fréquentes. L'assimilation de ces données en zone nuageuse va constituer un défi à relever. En effet, la forte répétitivité de ces observations devrait avoir tendance à contraindre le modèle vers les évolutions rapides des nuages et des précipitations présentes dans la nature. Par exemple, dans une fenêtre d'assimilation, les systèmes convectifs

observés et modélisés seront comparés tout au long de leur cycle de vie. L'expérience montre qu'il n'est pas toujours bénéfique d'essayer de trop contraindre la trajectoire d'un modèle numérique vers des phénomènes atmosphériques mal représentés. C'est ce que nous avons montré dans le chapitre précédent concernant le cycle diurne de la vapeur d'eau (Chambon, et al., 2015) et des nuages et des précipitations (Chambon & Geer, 2017). Par exemple, une saturation du système d'assimilation du Centre Européen au nombre d'imageurs coniques MO utilisés en zones nuageuses a été mise en évidence par le passé (Geer & Bauer, 2011). Il sera donc très intéressant avec TROPICS de réévaluer la capacité des systèmes de prévision à ingérer un aussi grand nombre d'observations. Si les essais se révèlent infructueux en matière de scores de prévision, il sera, dans tous les cas, possible d'utiliser ces observations denses afin de mieux qualifier la représentation des nuages et des précipitations des modèles.

Afin de pouvoir utiliser au plus tôt les observations de la constellation TROPICS, j'ai participé aux deux premiers ateliers des futurs utilisateurs en 2017 et en 2020. J'avais suggéré en 2017 la création d'un groupe scientifique international pour TROPICS afin d'impliquer une communauté large autour de ce projet. C'est un programme d'« Early Adopters » des données qui a émergé et dont je fais partie. Météo-France devrait ainsi bénéficier d'un accès privilégié à ces données pendant la période de Calibration/Validation des satellites.

Sans doute inspirées par cette mouvance de miniaturisation des instruments spatiaux, les deux agences EUMETSAT et ESA travaillent à la définition d'une constellation de sondeurs MO miniaturisés. Cette constellation serait orientée vers l'observation des hautes latitudes et s'appellerait l'*Arctic Weather Service*. Peu de détails publics sont disponibles autour de ce projet, néanmoins je prévois de contribuer à la définition des spécifications techniques de cette mission, à travers l'un des groupes de conseils scientifiques d'EUMETSAT (Science Advisory Group pour la mission *Arctic Weather Service*). Les outils d'OSSE que j'ai présentés dans le chapitre précédent pourraient permettre de consolider certaines spécifications de cette mission.

Dans ce manuscrit, j'ai assez peu parlé des efforts autour de l'algorithmie d'assimilation qui pourront contribuer à une meilleure exploitation de ces observations à haute densité. Les algorithmes d'assimilation sont en effet très importants pour la prévision numérique du temps. Je prévois de rester attentif à ces développements mathématiques afin de mener des expériences avec les derniers algorithmes lorsqu'ils seront disponibles. Je pense par exemple aux algorithmes d'assimilation ensemblistes, en cours de développement au CNRM (Desroziers, Camino, & Berre, 2014; Montmerle, Michel, Arbogast, Ménétrier, & Brousseau, 2018). Ces nouveaux algorithmes devraient permettre de tester l'assimilation directe d'observations nuageuses dans les systèmes d'assimilation de Météo-France plutôt qu'une assimilation en deux étapes. Cela aurait pour intérêt de rapprocher nos recherches de celles menées par d'autres centres qui assimilent déjà les observations nuageuses de manière directe grâce à une physique linéarisée et adjointe plus élaborée que celle disponible actuellement dans les systèmes d'assimilation de Météo-France. Les réflexions qui seront menées autour des incertitudes sur les opérateurs d'observations pourraient aussi être utiles afin de générer ces ensembles. L'assimilation ensembliste devrait également conduire à renforcer les liens entre les variables analysées physiques et dynamiques à travers les covariances d'erreurs de l'ébauche, ainsi que permettre d'utiliser de nouvelles variables de contrôles dans l'assimilation telles que les variables condensées. Les modifications dans une analyse qui perdurent le plus avec les échéances de prévisions sont souvent celles liées aux aspects dynamiques. Influencer sur la localisation et l'intensité des mouvements d'ascendance et de subsidence dans l'atmosphère serait en effet un moyen de lever certains verrous anciens de la discipline. Un exemple classique est la « création d'un nuage » par l'assimilation dans un environnement dynamique pas ou peu

favorable au développement de la convection. Concernant les nouvelles variables de contrôles potentiellement disponibles avec ces algorithmes ensemblistes, je considère que ces développements pourraient se révéler importants, principalement à très courte échéance pour des applications de prévision immédiate.

#### **4.2.2 Vers une utilisation spectralement cohérente des observations micro-ondes et Infrarouge**

Dans le domaine spectral IR, des observations à haute cadence temporelle sont disponibles depuis plusieurs décennies grâce aux satellites géostationnaires. Elles permettent un suivi quasi continu du sommet des nuages. L'assimilation de ces données très fréquentes peut être un réel atout pour les systèmes de prévisions, ce que certains travaux ont déjà montré (Okamoto, 2017; Zhang, Minamide, & Clothiaux, 2016). Le dernier atelier sur l'assimilation d'observations des nuages et des précipitations qui s'est tenu à Reading en février 2020 a montré de grandes avancées en matière d'exploitation des observations IR dans les nuages. Chaque centre de prévision numérique n'a pas forcément la même stratégie par rapport aux instruments disponibles. Par exemple, le Centre Européen a choisi de concentrer ses premiers efforts autour de l'IR avec les sondeurs hyperspectraux tels que IASI (Geer A. , 2019). L'agence météorologique japonaise a elle privilégié les observations de son satellite géostationnaire Himawari pour l'assimilation nuageuse (Okamoto, 2017).

La communauté IPWG a identifié très tôt la combinaison « instruments MO sur satellites défilants » / « instrument IR sur satellite géostationnaire » comme la plus vertueuse pour une bonne estimation des précipitations. C'est cette combinaison instrumentale sur laquelle je compte travailler dans les années à venir pour l'assimilation en zones nuageuses. Elle me paraît être celle dont nous pourrions tirer les plus grands bénéfices rapidement. Il est fort possible que les instruments hyperspectraux seront également intéressants pour les nuages, en particulier ceux de glace fins tels que les cirrus. Néanmoins il me paraît pertinent de ne s'y intéresser que dans un second temps. La richesse de l'information hyperspectrale IR en ciel clair m'apparaît en effet moindre en présence de nuages. En effet, les fonctions de poids des canaux de ces instruments hyperspectraux ont tendance à devenir très proches les uns des autres en ciel nuageux du fait de la faible pénétration du rayonnement IR dans le nuage. Sur plusieurs milliers de canaux, le nombre d'observations indépendantes se réduit donc fortement en présence d'eau condensée. Le programme Météosat Troisième Génération inclut les deux types d'instruments IR, un imageur classique (FCI pour Flexible Combined Imager, Figure 41) et un sondeur hyperspectral (IRS pour Infrared Sounder). Si les recherches auxquelles je compte contribuer amènent à des résultats positifs pour l'instrument FCI, alors il sera important d'avancer vers l'utilisation de IRS, dont le lancement sera plus tardif.



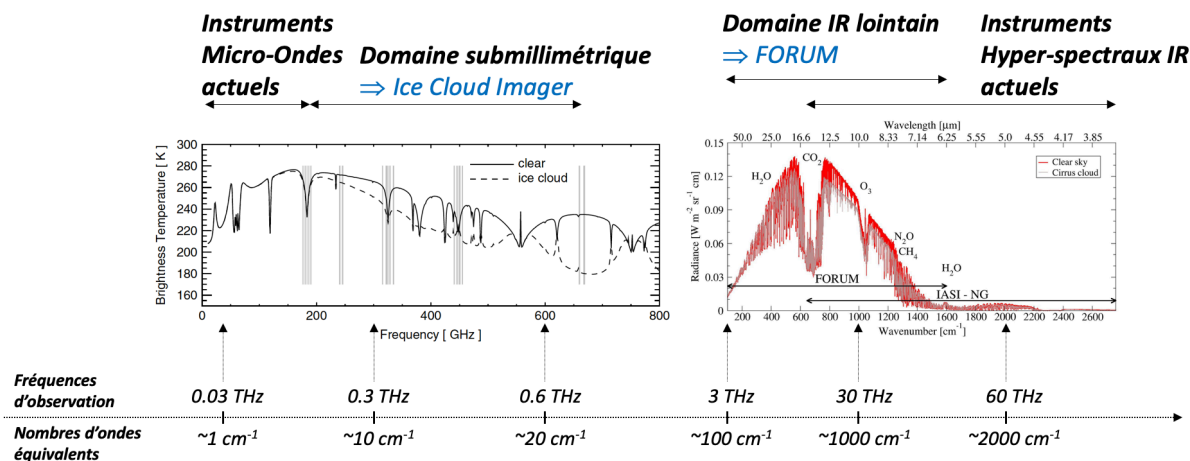
**Figure 41 : A gauche : Vue d'artiste des deux futurs satellites géostationnaires européens du programme Météosat Troisième Generation. A droite : Photographie de l'instrument Flexible Combined Imager actuellement en construction. (Source : <https://www.eumetsat.int>).**

Plusieurs défis seront à relever afin d'assimiler en synergie positive les données des capteurs MO et IR. Un des premiers sera la simulation de ces instruments en zones nuageuses.

Pour des raisons historiques, les communautés scientifiques travaillant sur les données dans ces deux parties du spectre ont longtemps avancé de manière séparée. Cela a abouti à des divergences à la fois scientifiques et techniques dans les codes de transfert radiatif.

D'un point de vue scientifique, les hypothèses réalisées concernant les propriétés radiatives des hydrométéores sont très différentes dans les deux parties du spectre. Les possibilités offertes par les codes de transfert radiatif le sont également. Par exemple, pour le code de transfert radiatif RTTOV (Saunders, et al., 2018), les choix possibles pour l'utilisateur en matière de propriétés radiatives sont différents pour l'IR et les MO. Concernant les propriétés radiatives individuelles, pour les MO, les hydrométéores peuvent être représentés par une gamme assez large de formes individuelles de particules : des cristaux simples jusqu'aux agrégats de formes complexes (Eriksson, et al., 2018; Liu, 2008). Du côté de l'IR, des propriétés radiatives de cristaux modélisées avec les mêmes méthodes numériques ne sont pas disponibles. En revanche, il est possible d'utiliser des ensembles de population de formes de cristaux (Vidot, Baran, & Brunel, 2015) se rapprochant ainsi de leur véritable diversité naturelle. Concernant les distributions en tailles de particules, différentes distributions peuvent être utilisées pour les MO (ex : Marshall & Palmer, loi Gamma) ; en revanche, seule une distribution est disponible pour l'IR si l'on souhaite utiliser les ensembles de formes de cristaux évoqués plus haut. Ces incohérences compliquent la synergie entre les deux types de données, car les simulations d'observations sont très sensibles aux propriétés radiatives. La méthode d'assimilation en deux étapes que j'utilise en ciel nuageux sera un outil très pertinent afin de bien quantifier le degré de synergie possible entre instruments, malgré ces incohérences au niveau de l'opérateur d'observations.





**Figure 42 : Illustration du rapprochement spectral des observations MO et IR grâce aux deux missions ICI et FORUM. Les deux spectres d'absorption ont respectivement pour sources : <https://www.eumetsat.int> et <https://www.esa.int>.**

Il est important de noter que certains travaux sont en cours afin de proposer une nouvelle génération de bases de données de propriétés radiatives pour les nuages et les précipitations, cohérente sur l'ensemble du spectre IR et MO (Baran, Hesse, & Sourdeval, 2017). Lorsque les résultats de ces travaux seront disponibles pour la communauté, il sera intéressant d'évaluer leur apport dans un contexte d'assimilation de données en synergie IR et MO. De manière générale, mon point de vue est qu'il faudrait se détacher au maximum des choix a priori de cristaux dans le transfert radiatif, et aller vers des utilisations du transfert radiatif plus ensemblistes comme je l'ai évoqué dans le chapitre précédent. Les paramétrisations physiques décrivant la microphysique nuageuse évoluent également pour mieux modéliser les différents types d'hydrométéores et leurs distributions. Une cohérence entre les hypothèses effectuées dans le modèle de prévision et les codes de transfert radiatif est plus que souhaitable car celle-ci permettrait de ne pas masquer de biais du modèle lors de l'assimilation. Certains centres de PNT prennent ce chemin ; un exemple récent est l'apparition de propriétés radiatives cohérentes avec le modèle numérique allemand ICON dans une des nouvelles bases de données calculées dans le domaine des MO pour les particules de neige (Eriksson, et al., 2018).

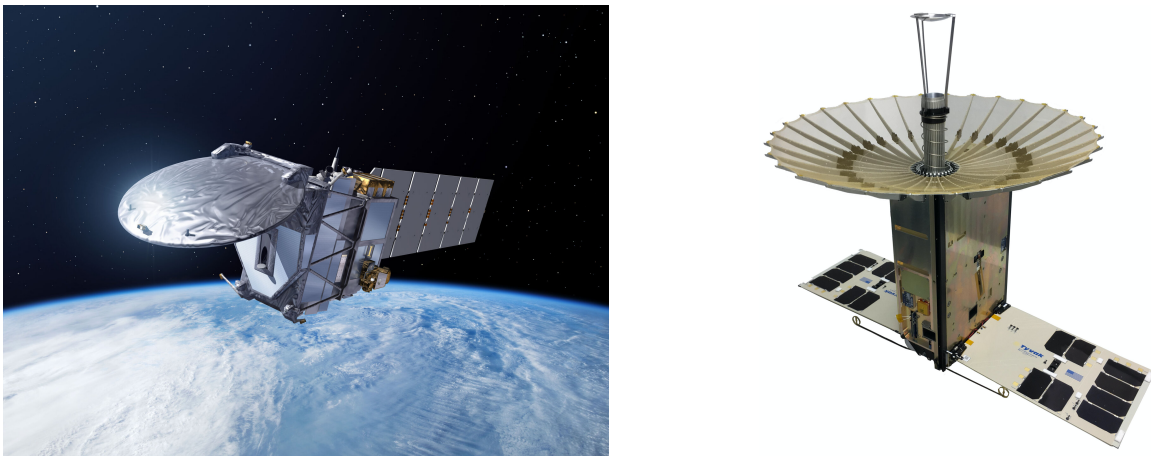
Deux futures missions spatiales européennes pourraient stimuler le rapprochement des communautés en ce qui concerne les codes de transfert radiatif. Il s'agit de l'instrument Ice Cloud Imager à bord des satellites du programme d'EUMETSAT/ESA EPS-SG, et de la mission FORUM sélectionnée par l'ESA dans le cadre du 9<sup>ième</sup> appel d'offre pour les missions Earth Explorer. ICI fournira les premières mesures spatiales submillimétriques jusqu'à 664 GHz, tandis que FORUM explorera pour la première fois l'IR lointain à partir de  $\sim 100 \text{ cm}^{-1}$ . La Figure 42 illustre, grâce à une simple conversion entre fréquences d'observations et nombres d'ondes équivalents, le rapprochement spectral opéré par ces deux missions. Avec ces nouvelles observations, des modèles de transfert radiatif pourront être testés sur des scènes météorologiques d'intérêt avec des points d'ancrage « réguliers » de quelques centièmes à quelques dizaines de Téra Hertz (ou quelques  $\text{cm}^{-1}$  jusqu'à quelques milliers de  $\text{cm}^{-1}$ ). Les lancements de ces missions étant prévus respectivement en 2024 pour ICI et en 2026 pour FORUM, nous avons quelques années devant nous pour avancer sur l'assimilation en synergie de données IR et MO. Il est cependant fort à parier que de nouvelles paramétrisations du transfert radiatif pourraient découler de ces missions.

### 4.2.3 Vers un suivi fin des prévisions de nuages et des précipitations

Les instruments passifs ne seront pas les seuls instruments à offrir de nouvelles possibilités dans les années futures. Deux évolutions significatives concernant les radars spatiaux devraient émerger dans les prochaines années (Figure 43).

D'une part, le lancement du satellite EarthCare portant à son bord le premier radar à capacité Doppler permettra d'effectuer des mesures de vent au cœur des nuages. En complément des diagnostics dont j'ai montré quelques possibilités dans le chapitre précédent, il sera ainsi possible d'évaluer la représentation par les modèles des vitesses verticales des particules au sein des nuages. Ceci paraît extrêmement intéressant à réaliser, en particulier pour les modèles numériques de fine échelle résolvant de manière explicite la convection tel que le modèle AROME. Le Centre Européen prépare de manière active l'assimilation des données EarthCare dans leur modèle, à partir des données du radar Cloudsat et du lidar CALIPSO. Les impacts quasi neutres obtenus dans leur système m'incitent à poursuivre la stratégie développée au chapitre précédent consistant à exploiter les radars spatiaux en outil diagnostic pour les modèles numériques.

D'autre part, même si aucun projet n'est pour l'instant acté à ce jour, des missions sous forme de constellation de mini radars pourraient voir le jour grâce aux efforts de miniaturisation, notamment menés aux États-Unis par le JPL. Le concept *RainCube* est un bon exemple vers la possibilité de déployer des radars en bande Ka (35.65 GHz) sur de petits satellites, pour un coût moindre par rapport aux radars des satellites TRMM et GPM. Un des scénarios à l'étude dans le cadre de la mission ACCP consiste à étudier ce type de constellation de mini-instruments actifs. Si une telle mission, avec une bonne couverture spatiale, se concrétisait, il pourrait se révéler intéressant d'étudier son potentiel pour l'assimilation de données.



**Figure 43 : A gauche : Illustration du satellite EarthCare (Source : <https://www.esa.int>)  
A droite : Illustration du petit satellite RainCube développé au JPL (Source : <https://www.jpl.nasa.gov/cubesat/missions/raincube.php>).**

J'ai ainsi pour projet d'inclure les radars spatiaux qui seront disponibles dans les systèmes d'assimilation de Météo-France, en « monitoring » dans le jargon des assimilateurs. Ainsi, ces données d'observations seront systématiquement comparées au modèle de prévision pour développer des diagnostics utiles à la modélisation et à l'assimilation, sans pour autant

contribuer à l'analyse. Cela sera sans doute plus lourd à mettre en œuvre d'un point de vue technique que de réaliser des comparaisons ponctuelles. A plus long terme, l'investissement me paraît très rentable car ce monitoring devrait inciter les modélisateurs à exploiter de manière plus systématique ces diagnostics sur les nuages et les précipitations pour leurs développements.

### 4.3 Vers des observations et des systèmes de prévisions à haute résolution

Pour conclure ce chapitre de prospective scientifique, après avoir dessiné un ensemble de perspectives à cinq / dix ans, il me paraît important d'évoquer une perspective de plus long terme.

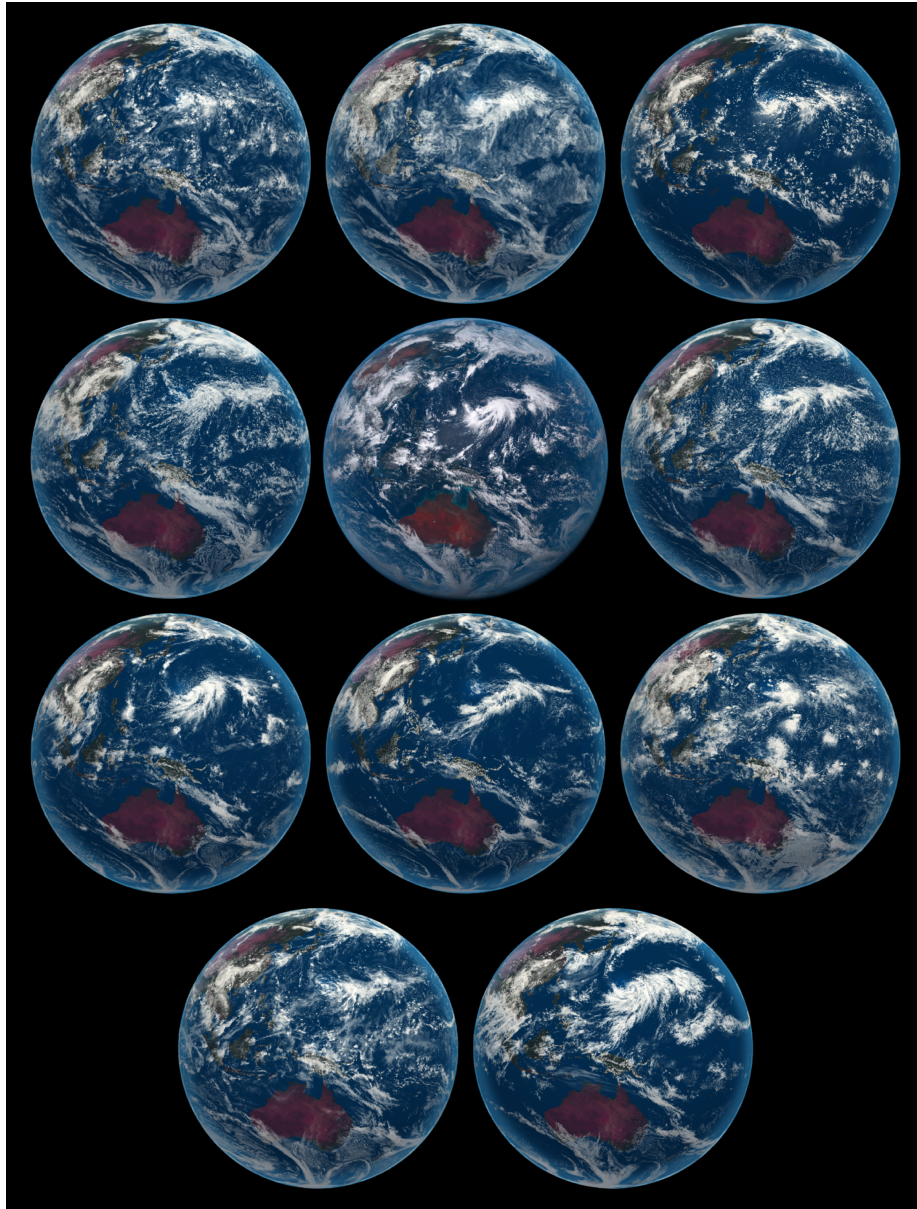
Dans ce manuscrit, j'ai assez peu parlé de la résolution spatiale des observations. La résolution est pourtant un facteur important à considérer, en particulier pour les années à venir. En effet, au cours du temps, un écart important pourrait se creuser entre la résolution spatiale des capteurs et la résolution horizontale des modèles numériques. Jusqu'à présent, cet écart n'était pas si significatif. D'une part, si les modèles globaux actuels ont des grilles de calculs de résolution entre 5 km et 10 km (pour ARPEGE : 5 km en Europe et 24 km aux antipodes ; pour IFS : 9 km sur le globe), leurs résolutions effectives sont de l'ordre de 3 à 4 fois ces résolutions. D'autre part, l'assimilation de données est souvent réalisée à l'aide d'algorithmes utilisant des boucles externes à plus basse résolution (Courtier, Thépaut, & Hollingsworth, 1994). Ces ordres de grandeurs restent donc compatibles avec des capteurs de résolutions supérieurs à 10 km tels que presque tous les imageurs et sondeurs MO actuellement en vol (Figure 45), à part GMI (celui-ci doit en partie sa haute résolution à l'altitude basse de l'orbite de la plateforme GPM). Parfois, les observations actuelles sont mêmes moyennées spatialement afin d'atténuer leur bruit ; dans le jargon des assimilateurs, cette moyenne d'observations est appelée « superobbing ».

D'ici la fin de la décennie, les modèles à résolution kilométrique tels que le modèle AROME, jusque-là opérés sur des domaines régionaux, pourraient être opérés sur de plus grands domaines, jusqu'à couvrir l'ensemble du globe. A ce jour, ce type de prévision globale à haute résolution relève des défis numériques sur les supercalculateurs actuels, permettant d'identifier les forces et faiblesses des modèles de prévisions actuels (« scalabilité » des noyaux dynamiques). Le projet DYAMOND est un exemple d'initiative internationale permettant d'évaluer le potentiel des modèles non hydrostatiques, utilisés sur des grilles kilométriques couvrant la totalité du globe (Stevens, et al., 2019). La Figure 44 illustre des simulations en cours d'évaluations. Si ce type de modèle doit un jour être initialisé avec un système d'assimilation de données, alors un défi majeur se présentera. Il s'agira d'initialiser un nombre beaucoup plus grand de degrés de liberté qu'aujourd'hui. Les capteurs spatiaux devront alors être prêts à fournir de meilleures résolutions permettant de contraindre ces prévisions.

Les capteurs actuels dans le domaine IR et dans le domaine Visible présentent déjà l'avantage de fournir des observations à des résolutions spatiales kilométriques. Mener des recherches dans le domaine de l'IR afin de bénéficier de la haute répétitivité temporelle de ces observations paraît donc d'autant plus pertinent quand on considère leur potentiel en matière de résolution spatiale. Certains travaux sont effectivement en cours dans la communauté pour étudier l'apport des observations nuageuses dans le domaine visible, notamment à la DWD. Les résultats des évaluations qui seront menées nous permettront de mesurer l'intérêt d'investir également dans cette voie à moyen ou plus long terme.

En ce qui concerne le domaine des MO, des projets de capteurs haute résolution sont à l'étude. Une mission est en cours de formulation qui permettra d'offrir la plus haute résolution jamais fournie pour des observations MO (Figure 45). Il s'agit du projet européen CIMR pour Copernicus Imaging Microwave Radiometer, qui fait partie des six missions à hautes priorités

du programme européen Copernicus. Grâce à une antenne de plus de sept mètres de diamètre, ce type d'instrument pourrait devenir un standard, afin de nourrir la prochaine génération de systèmes de prévision numérique du temps à des horizons, sans doute, au-delà de 2030. Il me paraîtrait important que nous puissions nous impliquer dans la préparation et la définition des caractéristiques de ce type d'instrument afin de préparer l'avenir de nos systèmes de prévision du temps en matière d'observations à haute résolution spatiale sur l'ensemble du globe.



**Figure 44 : Illustration des simulations de prévision numérique réalisées dans le cadre du projet DYAMOND. L'image représente une scène nuageuse le 4 août 2016 de la perspective du satellite géostationnaire HIMAWARI-8. Première ligne: modèles IFS-4km, IFS-9km, NICAM. Deuxième ligne: ARPEGE à 2.5km, les vraies observations, ICON. Troisième ligne: FV3, GEOS5, UKMO. Quatrième ligne: SAM, MPAS. (Stevens, et al., 2019).**

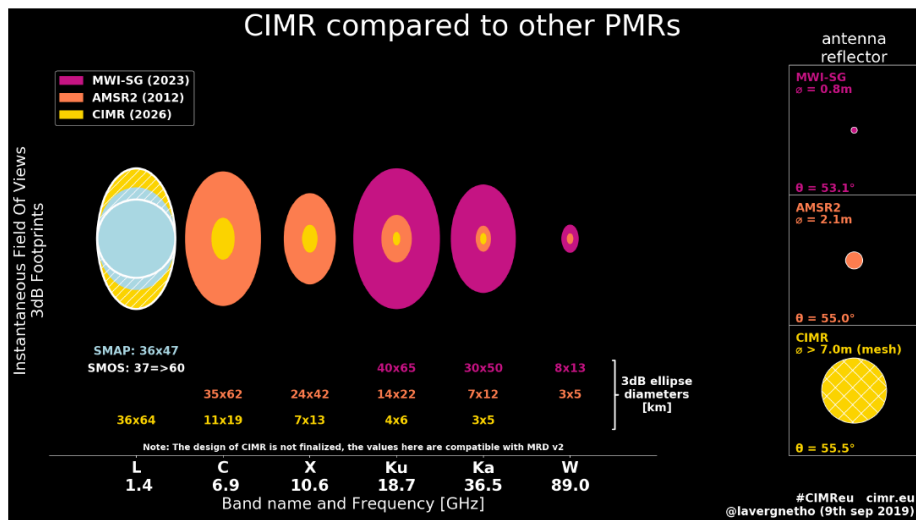
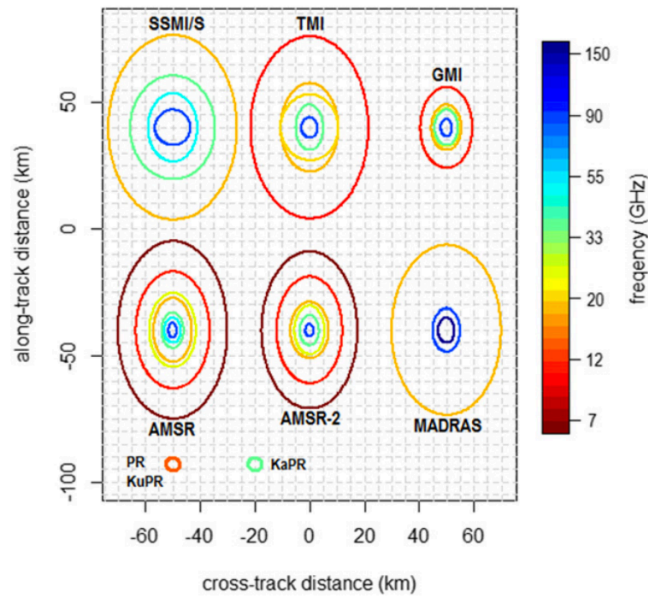


Figure 45 : En haut : Représentation de la résolution horizontale de plusieurs imageurs MO coniques, en fonction de la fréquence d’observations (Source : Guilloteau et al., 2017). En bas : Comparaison des résolutions des imageurs MWI et AMSR-2 par rapport au projet de radiomètre européen CIMR (Source : Copernicus Imaging Microwave Radiometer (CIMR) Mission Requirements Document, <https://www.esa.int/>).



## Chapitre 5: Mes principales publications

---

|     |                              |     |
|-----|------------------------------|-----|
| 5.1 | SELECTION DES ARTICLES ..... | 103 |
| 5.2 | FAURE ET AL., 2020 .....     | 105 |
| 5.3 | CHAMBON ET AL., 2015.....    | 127 |
| 5.4 | DURUISSEAU ET AL., 2017..... | 141 |
| 5.5 | DURUISSEAU ET AL., 2019..... | 155 |
| 5.6 | CHAMBON ET AL., 2014.....    | 179 |

---

### 5.1 Sélection des articles

#### **Article Faure et al., 2020 :**

Cet article décrit la validation des prévisions de précipitations que nous avons effectué pour le modèle AROME Outre-Mer. Pour cette validation, nous avons à la fois utilisé des données de pluviomètres et de radar mais également des produits pluies satellites. Cette étude a permis de montrer une grande cohérence entre les résultats des validations menées avec l'un ou l'autre des produits. Elle a également permis d'identifier des biais sur lesquels il sera important de travailler dans les années à venir pour faire progresser les prévisions issues de ce modèle numérique.

#### **Article Chambon et al., 2015 :**

Cet article démontre que l'orbite tropicale choisie pour le satellite franco-indien Megha-Tropiques et conduisant à l'observation fréquente de l'atmosphère permet d'impacter positivement les prévisions des modèles numériques. C'est également mon premier article utilisant les outils de prévision numérique du temps de Météo-France. Il illustre l'importance d'enrichir le système d'observations dans les Tropiques.

#### **Article Duruisseau et al., 2017 :**

Cette publication est une démonstration des capacités de Météo-France à assister les agences spatiales dans leurs choix de développements satellitaires. L'impact potentiel d'un futur instrument spatial est montré dans un cadre idéalisé, mais réaliste, par rapport aux systèmes d'observations déjà disponibles. Cet article est le résultat de deux ans de travail avec Fabrice Duruisseau que j'ai recruté en post-doctorat dans le cadre d'un projet avec l'Agence Spatiale Européenne.



**Article Duruisseau et al., 2019 :**

Cette publication est importante à la fois pour mon projet scientifique personnel mais également pour Météo-France car elle résume nos premiers résultats positifs d'impact de l'assimilation d'observations nuageuses dans le modèle à échelle globale de Météo-France. Cet article est le résultat de deux ans de travail avec deux personnes que j'ai encadré (Fabrice Duruisseau) et continue à encadrer (Marylis Barreyat). Le modèle d'erreur d'observation présenté reflète l'influence de mon double parcours avec l'adaptation d'idées développées dans la communauté prévision numérique du temps. Les aspects ensemblistes évoqués sont également les prémices des développements que je propose en perspective de ce manuscrit.

**Article Chambon et al., 2014 :**

Cet article a été publié à partir de mes résultats de post-doctorat. Il montre les impacts qui peuvent être obtenus à partir de l'assimilation des données d'une constellation de satellites pourvus de sondeurs dans le domaine des MO. Cet article est important car le système d'assimilation utilisé possède des caractéristiques communes avec le système d'assimilation en cours de développement à Météo-France, en particulier en ce qui concerne les aspects ensemblistes ainsi que de nouvelles variables dans le vecteur de contrôle.

## **5.2 Faure et al., 2020**

Faure, G., P. Chambon, and P. Brousseau, 2020: Operational Implementation of the AROME Model in the Tropics: Multiscale Validation of Rainfall Forecasts. *Wea. Forecasting*, 35, 691–710, DOI : [10.1175/WAF-D-19-0204.1](https://doi.org/10.1175/WAF-D-19-0204.1)



## Operational Implementation of the AROME Model in the Tropics: Multiscale Validation of Rainfall Forecasts

GHISLAIN FAURE, PHILIPPE CHAMBON, AND PIERRE BROUSSEAU

*CNRM, Université de Toulouse, Météo-France, CNRS, Toulouse, France*

(Manuscript received 4 October 2019, in final form 19 December 2019)

### ABSTRACT

Météo-France runs operationally, for the needs of several overseas regions in the tropical belt, five numerical weather prediction configurations, based on the convection-permitting model AROME and called the AROME-OM system. These configurations use the high-resolution model [Integrated Forecasting System (IFS)] from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) for both initialization and lateral forcing. In this study, the performance of the AROME-OM system for rainfall forecasting is compared to the one of ECMWF IFS. The validation uses spatialized rainfall estimates over a 24-h time period at two time scales (daily and annual), from both satellite and ground-based instruments. It has been performed over a 10-month period and across five tropical domains. The intercomparison demonstrates consistent signals across domains and scales. The added value of the AROME-OM system compared to ECMWF IFS is shown for rain/no-rain discrimination and for rain accumulations larger than  $10 \text{ mm day}^{-1}$ . The AROME-OM system also shows a better ability to forecast realistic rain patterns over these tropical regions. The main weakness found is for an intermediate range of rain accumulations, from 1 to  $10 \text{ mm day}^{-1}$ , for which the ECMWF IFS forecasts slightly outperform the AROME-OM system forecasts.

### 1. Introduction

More than 2.5 million inhabitants live in French tropical overseas regions; for all but French Guiana, these regions are composed of islands, located in three different oceans: the North Atlantic, the southwest Indian, and the South Pacific. The needs of these territories for weather forecasting are large, from high-impact weather events to daily local effects, when the unstable tropical atmosphere meets steep orography. For almost 20 years, Météo-France has supported these regions by providing them dedicated numerical weather prediction (NWP) products, from a custom (unstretched) global model in 2002 to limited-area models (LAM) by 2006. Based on the ALADIN model (Termonia et al. 2018), this first generation of LAM was run at a resolution from 12 to 8 km during its period of operations (Montroty et al. 2008). A major upgrade of the NWP system for overseas regions occurred in February 2016, when the convection-permitting model Applications of Research to Operations at Mesoscale (AROME), with a 2.5-km horizontal resolution, was deployed operationally over these regions in replacement of ALADIN. This

step forward has been driven by the successful implementations in operations, during the last decade, of convection-permitting models over the United States (Weisman et al. 2008) and over western Europe (Lean et al. 2008; Baldauf et al. 2011; Seity et al. 2011). The more recent success of various convection-permitting models running operationally in the tropical belt (Bernardet et al. 2015; Woodhams et al. 2018; Zhu et al. 2018) was another motivation.

The AROME model has been configured over five tropical domains: the West Indies, French Guiana, the southwest Indian Ocean, New Caledonia, and French Polynesia. This set of configurations, which cover the most populated French overseas regions, is called the AROME overseas NWP system (denoted further as the AROME-OM system) and named, respectively, for each domain: AROME<sub>Antilles</sub>, AROME<sub>Guiana</sub>, AROME<sub>Indian</sub>, AROME<sub>Caledonia</sub>, and AROME<sub>Polynesia</sub>.

The AROME-OM system is designed to be as versatile as possible and is in particular not only focused on tropical cyclone forecasting. It is run every day, all yearlong, aiming to address all the forecaster needs from day 1 to day 3 including high-impact weather events, such as tropical cyclone landfalls and severe convection, but also local effects over steep islands and more

*Corresponding author:* Ghislain Faure, ghislain.faure@meteo.fr

DOI: 10.1175/WAF-D-19-0204.1

© 2020 American Meteorological Society. For information regarding reuse of this content and general copyright information, consult the [AMS Copyright Policy \(www.ametsoc.org/PUBSReuseLicenses\)](https://www.ametsoc.org/PUBSReuseLicenses).

generally the wide range of impact-based weather events such as aviation, energy, general public, and so on. Rain appears as a common factor across all these concerns and needs to be accurately forecasted whatever its intensity is.

The AROME-OM system is basically a downscaling, without any additional data assimilation, of the high-resolution deterministic global model [Integrated Forecasting System (IFS)] from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). This global model has a horizontal resolution of approximately 9 km and therefore uses a parameterization to simulate convection (Bechtold et al. 2014). It is known that, thanks to a better resolution for orography and a convection-permitting core, AROME can provide more realistic rain fields than its global forcing model (Clark et al. 2016; Seity et al. 2011). However, due to the initialization process and the following spinup, along with some usual caveats of mesoscale models for rainfall forecasting such as the over (under) estimation of heavy (light) rainfall (Lean et al. 2008; Done et al. 2004), the rainfall forecast skills of AROME-OM system with respect to ECMWF IFS need to be characterized. On a practical basis, as rainfall forecasts of a convection-permitting model can be quite different from those of a global model, a forecaster may not be confident enough to use the guidance of the former without a prior comprehensive assessment.

One of the difficulties for NWP systems in these tropical regions, compared to midlatitude regions like Europe for instance, is the scarcity of in situ observations: it makes both the initialization and the validation processes less reliable. While convection-permitting models that run operationally in the tropics become more and more common, their validation is not frequent in scientific literature, except for models dedicated for tropical cyclone forecasting, like HWRF (Bernardet et al. 2015). One of the most comprehensive studies to date is Woodhams et al. (2018), who characterized the added value of a convection-permitting model for forecasting extreme rainfall over East Africa. It notably shows that the mesoscale model outperforms the global one for rainfall forecasts over land, while over ocean the global model seems slightly better than the convection-permitting model.

This manuscript describes the results of an evaluation, focused on rainfall forecasts, of the AROME-OM system compared to its forcing model ECMWF IFS. This evaluation uses spatialized rainfall estimates at two time scales (daily and annual), from both satellite and ground-based instruments. It has been performed over a 10-month period and across five tropical domains. The paper is organized as follows: section 2 describes the AROME-OM system itself and its main characteristics,

section 3 is dedicated to the description of the references and methods used for the rainfall forecast verification, section 4 describes the rainfall verification for both references and for both time scales, and section 5 shows some case studies. Finally, section 6 summarizes the main findings and draws a few perspectives for the future evolution of this NWP system.

## 2. Description of operational configurations

A first version of the AROME-OM system was operationally implemented at Météo-France in February 2016. It was replaced by a more advanced version in December 2017 with major upgrades; the present paper evaluates this current version, during its preoperational stage that started from February 2017, on which an extensive validation had been performed to assess the performance of the new suite.

The AROME-OM system is mostly based on the AROME-France configuration run operationally centered over France. This configuration is described in Seity et al. (2011) and Brousseau et al. (2016). The major differences between the two are currently the horizontal resolution (2.5 vs 1.3 km, respectively) and the lack of a dedicated data assimilation scheme for the AROME-OM system: its initial conditions come mostly from ECMWF IFS. The global model from Météo-France, ARPEGE, was less suitable for this purpose due to its stretched grid that reaches its coarser resolution over the Pacific Ocean. More details on initial conditions are presented in section 2c along with some characteristics of the AROME-OM system in sections 2a and 2b; more details on general AROME model code components and canonical configurations are provided in the review paper by Termonia et al. (2018).

### a. Geographical domains and model grid

Figure 1 shows the five geographical domains considered; each of them uses a 2.5-km regular grid on a Lambert projection. As summarized in Table 1, their sizes vary from  $473 \times 357$  grid points (AROME<sub>Guiana</sub>) to  $1573 \times 873$  grid points (AROME<sub>Indian</sub>). The majority of their grid points are over ocean, with a fraction of land grid points ranging between 31.5% (AROME<sub>Guiana</sub>) and 0.1% (AROME<sub>Polynesia</sub>). Regarding the orography in each of the domains, the fraction of grid points with an elevation greater than 500 m is negligible for the AROME<sub>Guiana</sub> domain (1%), but reaches 46.9% for the AROME<sub>Indian</sub> domain.

### b. Model dynamics, physics, and surface

The five configurations of the AROME-OM system share a same tuning of AROME dynamics and physics,

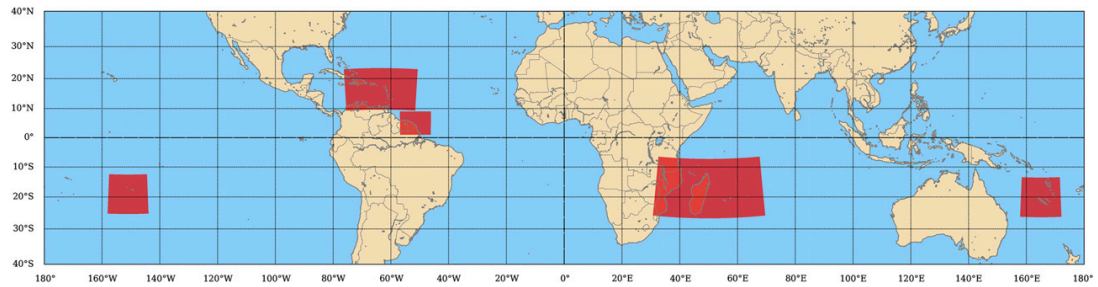


FIG. 1. Domains of the AROME-OM system showing from west to east AROME<sub>Polynesia</sub>, AROME<sub>Antilles</sub>, AROME<sub>Guiana</sub>, AROME<sub>Indian</sub>, and AROME<sub>Caledonia</sub>.

described hereafter. The vertical discretization uses 90 vertical levels, from 5 m up to approximately 34 km, with mass-based hybrid pressure terrain-following coordinate  $\eta$ . These configurations use a nonhydrostatic dynamical core and are run with a 60-s time step with two iterations of a light predictor-corrector scheme. Lateral boundary coupling uses a Davies relaxation scheme, with a 1-h frequency refresh from the forcing model, the ECMWF IFS introduced before. The semi-Lagrangian horizontal diffusion (Váňa et al. 2008) of hydrometeors has been slightly decreased compared to the AROME-France configuration, to take into account the differences of horizontal resolution (2.5 vs 1.3 km) and of time step (60 vs 50 s).

Compared to the AROME-France configuration, the AROME-OM system has no specific tuning of its physics parameterizations. With regards to convection, the AROME-OM system uses a mass flux shallow convection scheme (Pergaud et al. 2009), that is nonprecipitating; no deep convection scheme is activated. AROME also uses a turbulence scheme based on a prognostic equation of turbulent kinetic energy (Cuxart et al. 2000), and a one-moment microphysics prognostic scheme (Pinty and Jabouille 1998). The radiation scheme is a simplified version of the ECMWF radiation parameterization (Mlawer et al. 1997; Fouquart and Bonnel 1980; Morcrette 1991).

With regards to the surface, the AROME-OM system uses the same surface modeling platform as AROME-France, called SURFEX (Masson et al. 2013), with one addition: the activation of the 1D ocean model with inline coupling. This feature allows better forecasting of the intensity of tropical cyclones, thanks to the ability to represent the cooling of the sea surface temperature in the vicinity of tropical cyclones (Davis et al. 2008; Samson et al. 2009).

### c. Initialization and operational runs

As said previously, the AROME-OM system does not have its own data assimilation scheme. For each run, initial conditions are gathered from three different

global models: ECMWF IFS, Météo-France ARPEGE, and Mercator-Ocean PSY4. They are used to initialize, respectively, the atmosphere, the land, and the ocean components of AROME.

More precisely, regarding the atmosphere, the variables of surface pressure, temperature, wind components and humidity are initialized by IFS fields, interpolated from a 16-km grid with quadratic truncature. To mitigate the initial spinup phase, an incremental analysis update algorithm (Bloom et al. 1996) is used to add large-scale information from the most recent IFS analysis in a 6-h AROME forecast that starts 6 h before the required initial conditions. Doing so makes the initial AROME fields to be representative of the actual model resolution and the convective features to be represented, while benefiting from the latest large-scale analysis from IFS.

For continental surfaces, AROME and IFS use different parameterizations, named, respectively, Interactions between Soil, Biosphere, and Atmosphere (ISBA; Noilhan and Planton 1989) and Tiled ECMWF Scheme for Surface Exchanges over Land (TESSEL; van den Hurk et al. 2000). They differ in many aspects, from land-use databases to fundamental concepts, like the discretization of the soil or the formulation of the exchanges between the levels. Therefore, computing ISBA variables from TESSEL ones is not straightforward and requires

TABLE 1. For each AROME-OM domain, dimensions of the horizontal grid [zonal ( $x$ )  $\times$  meridional ( $y$ ) sizes], fraction of grid points over land with respect to the full domain, and fraction of grid points with an elevation higher than 500 m with respect to the number of grid points over land.

| AROME domain | $x \times y$      | Fraction of grid points over land | Fraction of land grid points > 500 m |
|--------------|-------------------|-----------------------------------|--------------------------------------|
| Antilles     | 1053 $\times$ 613 | 8.5%                              | 24.9%                                |
| Caledonia    | 573 $\times$ 573  | 1.5%                              | 12.4%                                |
| Guiana       | 473 $\times$ 357  | 31.5%                             | 1.0%                                 |
| Indian       | 1573 $\times$ 873 | 23.4%                             | 46.9%                                |
| Polynesia    | 573 $\times$ 573  | 0.1%                              | 22.8%                                |

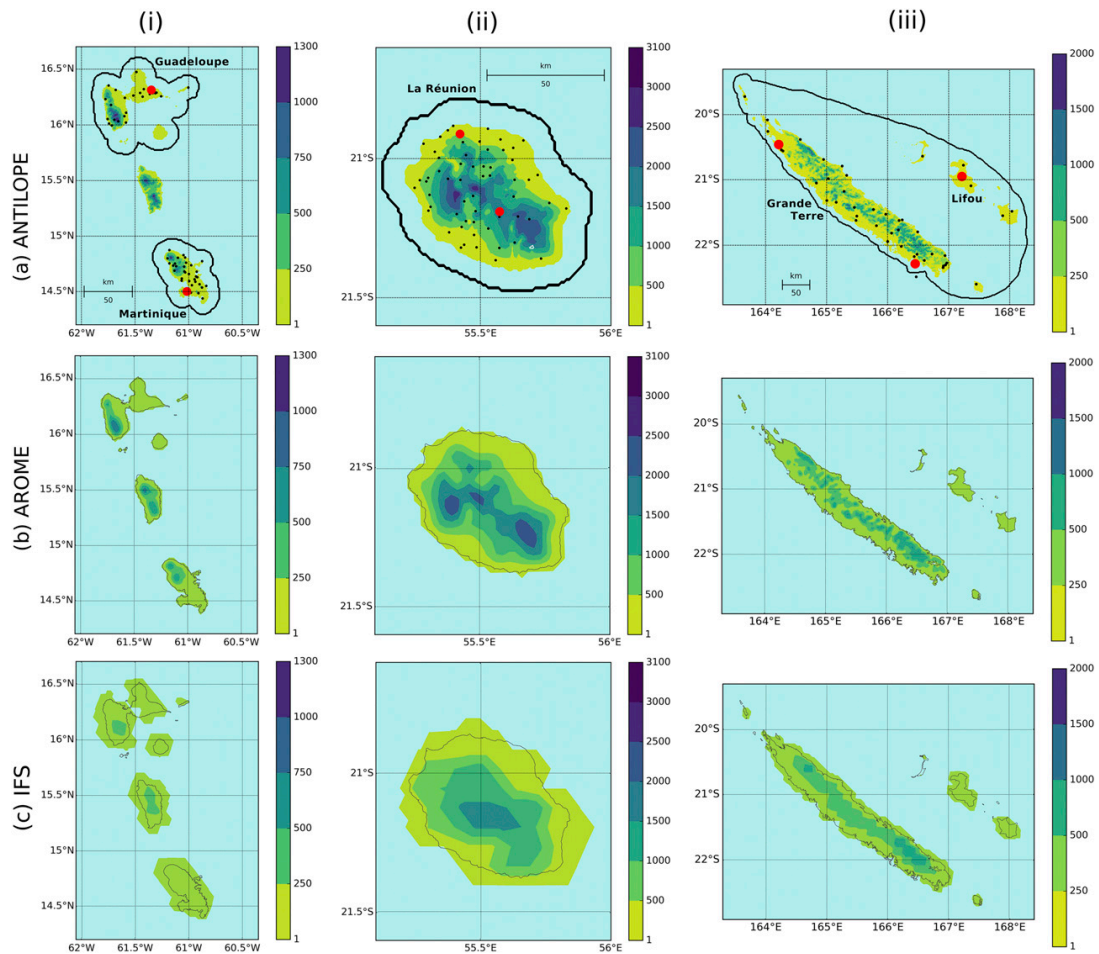


FIG. 2. (a) ANTILOPE domains (black contours) with the rain gauges (black dots) and radars (red points) used for rainfall estimation; shaded colors represent elevation from the GMTED2010 database, and names of the main islands are indicated in black. Shown are the (i) ANTILOPE<sub>Antilles</sub>, (ii) ANTILOPE<sub>Indian</sub>, and (iii) ANTILOPE<sub>Caledonia</sub> domains. (b) The actual orography used by AROME model, and (c) the actual orography used by IFS model.

several strong assumptions. After several tests (not shown), it has been shown that using ARPEGE surface fields, which also use ISBA parameterization, was more beneficial to AROME than using IFS surface fields. Consequently, an interpolation from the ARPEGE grid is performed toward each AROME-OM domain for all the surface fields at the beginning of each run.

Concerning the ocean, the 1D ocean model variables (current components, salinity, temperature) are initialized by Mercator-Ocean global model PSY4, which has a horizontal resolution of  $1/12^\circ$  (Lellouche et al. 2018).

These configurations are run four times a day, at 0000, 0600, 1200, and 1800 UTC, up to a lead time of 42 h on a daily basis, and up to 78 h on demand (mainly during

tropical cyclone warnings). Outputs on regular latitude–longitude grids are postprocessed each hour. These forecasts are run on the Météo-France high-performance computer in Toulouse, France, and then disseminated to overseas regions and are freely available online as well.<sup>1</sup>

### 3. Data and method for rainfall forecast verification

For the intercomparison presented in this paper, daily AROME forecasts have been performed at 0000 UTC

<sup>1</sup> [https://donneespubliques.meteofrance.fr/?fond=produit&id\\_produit=241&id\\_rubrique=51](https://donneespubliques.meteofrance.fr/?fond=produit&id_produit=241&id_rubrique=51) (fr).

TABLE 2. List of the precipitation products used as reference in the intercomparison of rainfall forecasts.

| Product name                  | Observational source  | Native resolution | Surface covered (km <sup>2</sup> ) | Fraction of the AROME domain(s) covered by the product |
|-------------------------------|---|-------------------|------------------------------------|--|
| ANTILOPE <sub>Antilles</sub>  | Rain gauges (62) and ground radar (2)   | 1 km/1 h          | 10 027                             | 0.25%  |
| ANTILOPE <sub>Indian</sub>    | Rain gauges (60) and ground radar (2)   | 1 km/1 h          | 4 113                              | 0.05%  |
| ANTILOPE <sub>Caledonia</sub> | Rain gauges (45) and ground radar (3)   | 1 km/1 h          | 81 334                             | 3.95%  |
| 3B42RT-V7                     | Microwave observations from low Earth orbiting satellites and thermal infrared observations from geostationary satellites | 0.25°/3 h         | —                                  | 100%   |
| GSMAP                         | Same as 3B42RT-V7   | 0.1°/1 h          | —                                  | 100%   |

up to a +24-h range for the five AROME-OM domains. These forecasts have been produced with version cy42t1 of the AROME code over a 10-month period starting on 1 February 2017 and ending on 5 December 2017. This period corresponds to a preoperational phase, during which this suite was exhaustively validated before being put into operation. The produced data have been stored at their native horizontal resolution of 2.5 km. The IFS 24-h rainfall forecasts of 0000 UTC have also been extracted from the ECMWF archive on the native cubic-octahedral grid. The rainfall forecasts from both systems have been averaged at several scales depending on the reference verification dataset used as explained below.

#### a. Reference datasets and space scales for intercomparison

For three of the five AROME domains, a rainfall product, named ANTILOPE, is available and combines observations from rain gauges and ground radar data (Laurantin 2008; Champeaux et al. 2011), to provide a spatialized rainfall field centered on radars. The areas for which this ground-based rainfall product is available are shown in Fig. 2, along with the locations of the rain gauges and the ground-based radars used, the elevation, and the name of the main islands. As shown in Table 2, the ANTILOPE products are provided at a native 1-km/1-h resolution. The ANTILOPE<sub>Caledonia</sub> product covers the largest area of the three products, with virtually no coverage overlap between its three radars, and it includes a rather large portion of oceanic surface for which no rain gauge calibration is performed. The number of rain gauges over land is also the smallest of the three domains with 45 instruments, compared to 62 and 60, respectively, for the ANTILOPE<sub>Antilles</sub> and ANTILOPE<sub>Indian</sub> products. A comprehensive validation of these products has been performed (Météo-France internal reports): for each domain the ANTILOPE product and the raw radar estimates have been compared to independent rain gauge data over several months, with several metrics and for different classes of rainfall intensity. All ANTILOPE products have lower

root-mean-square errors and better equitable threat scores than the raw radar estimate, for all rainfall intensities and for the three domains. According to these criteria, the best quality product is ANTILOPE<sub>Indian</sub> and the lowest one is ANTILOPE<sub>Caledonia</sub>; the three products have nonetheless less skill than their inland France counterpart.

For the domains ANTILOPE<sub>Antilles</sub>, ANTILOPE<sub>Indian</sub>, and ANTILOPE<sub>Caledonia</sub>, AROME-OM and IFS forecast datasets have been interpolated onto the 1-km grid of ANTILOPE. While being at a higher resolution than the forecasts of the two models, in particular for the IFS forecasts at the coarsest resolution, this comparison at the kilometeric scale characterizes the strength and weaknesses of forecasts with respect to the orography and to the land-ocean contrasts, which are important aspects for forecasters.

Although of high interest for French forecasters, the areas covered by these ANTILOPE datasets are rather small with respect to the full domain sizes (see Table 2): 0.25% for the AROME<sub>Antilles</sub> forecasts, 3.95% for the AROME<sub>Caledonia</sub> forecasts, and 0.05% for the AROME<sub>Indian</sub> forecasts. Therefore, a complementary kind of rainfall estimate was also used as reference and consists of satellite-based precipitation products. Indeed, various intercomparisons studies, several of which are led by the International Precipitation Working Group<sup>2</sup> (Levizzani et al. 2018), have shown that these products can provide highly relevant precipitation estimates. In particular, it was shown to be the case in the tropics (e.g., Gosset et al. 2018), where the emission and scattering signals observed from space by various microwave sensors can be strongly correlated to surface rainfall resulting from deep convection. Among the variety of available satellite-based products, two intensively validated products have been selected for this study: (i) the TRMM-3B42RT-V7 product (Huffman et al. 2007, denoted further as 3B42RT-V7) and (ii) the GSMAP product (Kubota et al. 2007). These products

<sup>2</sup> <http://www.isac.cnr.it/~ipwg/>.



both belong to the category of merged microwave/infrared datasets; they use almost the same satellite data as input and no rain gauge data to provide an independent set compared to the ANTILOPE product. Nonetheless, the algorithms to retrieve instantaneous precipitation from microwave observations as well as the algorithms to merge these estimates with infrared observations are rather different. Therefore, verifying the model forecasts with these two products is interesting as it provides widely independent references.

For these comparisons, the IFS, AROME, 3B42RT-V7, and GSMAP datasets have been averaged onto the same common horizontal grid of  $0.5^\circ$ . This resolution is a quite coarse one for assessing the performance of a mesoscale model like AROME, but (i) it is the lowest common multiple of 3B42RT-V7 and GSMAP resolutions, and (ii) it does provide complementary information with respect to the ANTILOPE comparisons.

#### b. Time scales and metrics

In this study, rainfall forecasts skills have been assessed at two different time scales: a daily one and a longer one called the annual time scale. The two selected scales both present a scientific interest to estimate the added value of the AROME-OM system compared to its forcing model, ECMWF IFS, giving, respectively, day to day and climatological assessments. These two scales are also of primary importance for the end-users: the daily scale is used every day by the forecasters, while the annual one is able to highlight the most important biases of the models that forecasters must be aware of.

No subdaily skill comparison is performed within this paper, because (i) the uncertainty of the references at such time scales requires an even longer period of study and (ii) the diurnal cycle over these oceanic regions is weaker than over continent. This subdaily assessment will be addressed in a future paper.

For what is called the annual scale, all rainfall products have been accumulated over the 10-month period. Then several basic metrics are used: bias, coefficient of determination (Murphy 1995), corresponding to the square of the correlation coefficient, and rainfall maps to show the different rainfall geographical patterns. Section 4a reports the results of the intercomparison at the annual time scale, both with respect to the ANTILOPE product [section 4a(1)] and with respect to the satellite products [section 4a(2)].

For the daily scale, all rainfall products have been accumulated over 24 h and are intercompared. Two different metrics are used for assessing the daily variability: occurrence histograms as well as a skill score known as the fractions skill score (noted further FSS, Roberts and Lean 2008). This FSS measures the degree of agreement

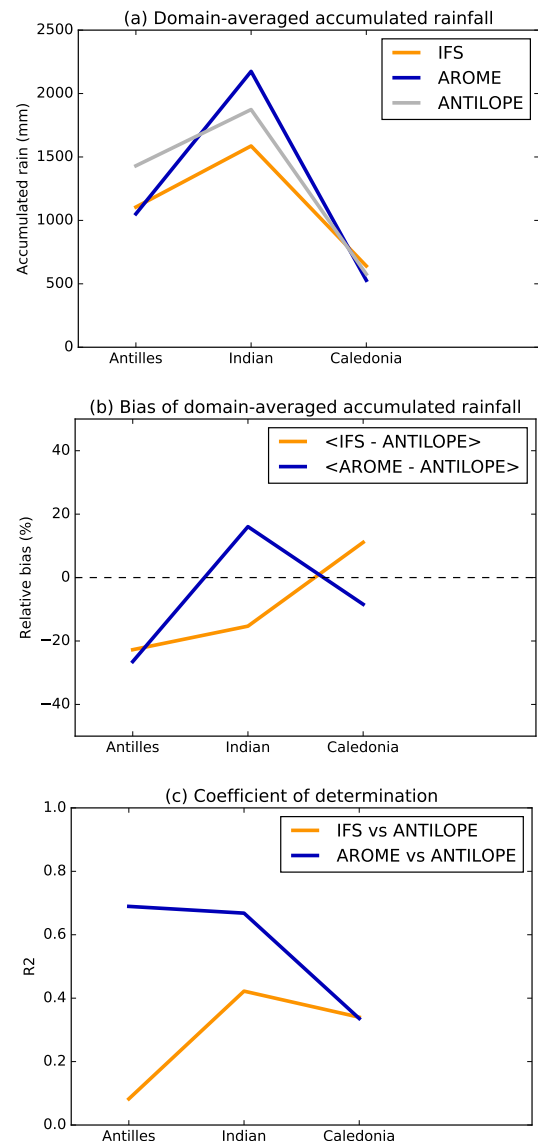


FIG. 3. Domain-averaged rainfall accumulation for the 10-month period for the three ANTILOPE domains and for the models AROME and IFS (a) total amount, (b) bias, and (c) coefficient of determination compared to the ANTILOPE product.

between the forecast and the reference above a certain rainfall threshold and within a given neighborhood; this score belongs to the family of fuzzy verification scores (Ebert 2008). Section 4b reports the results of the intercomparison at the daily time scale, both with respect to the ANTILOPE product [section 4b(1)] and with respect to the satellite products [section 4b(2)].

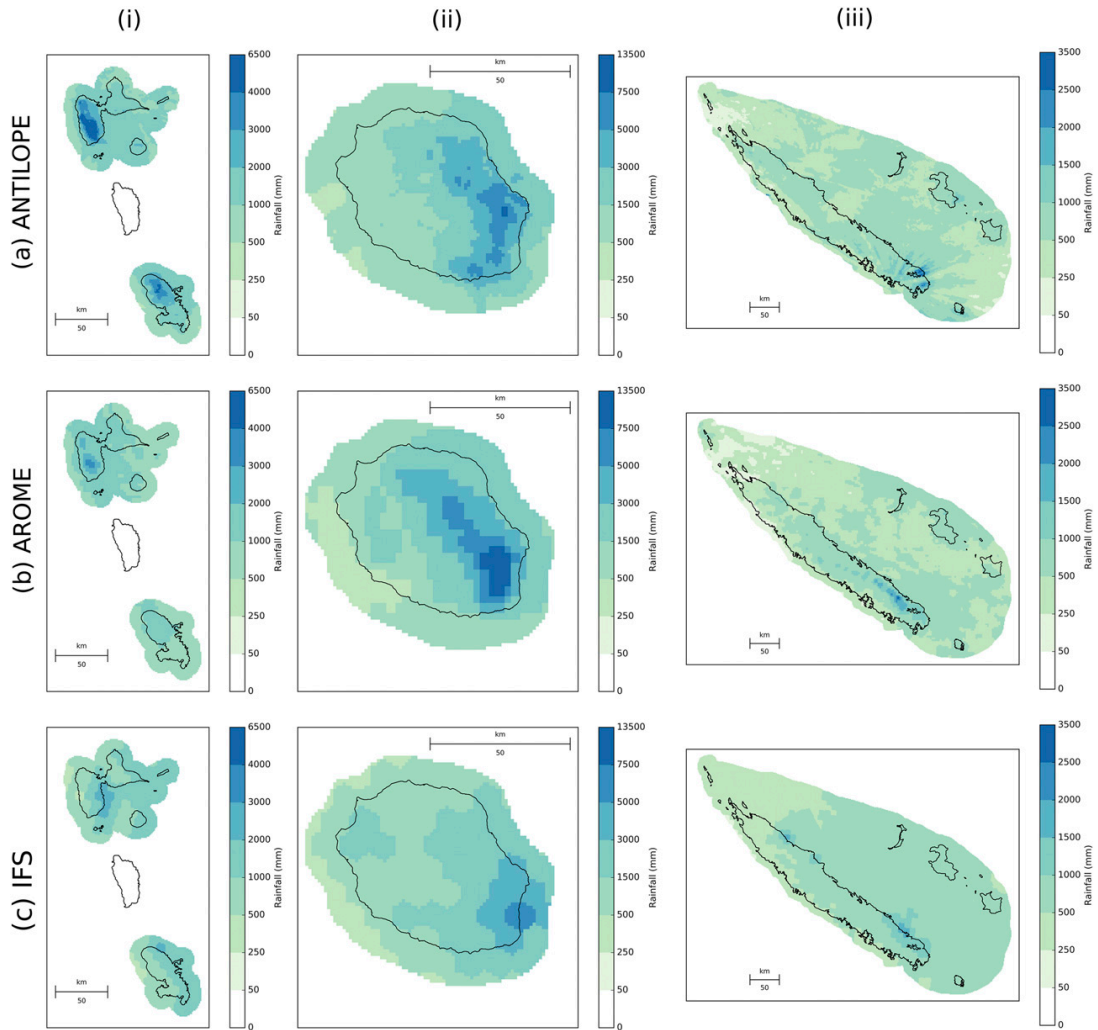


FIG. 4. Rainfall accumulation maps for the 10-month period and for the three ANTILOPE domains: (i) Antilles, (ii) Indian, and (iii) Caledonia. For each domain, use of a common 1-km-resolution grid and plot of three datasets: (a) ANTILOPE reference, (b) AROME, and (c) IFS.

#### 4. Results of the intercomparison

##### a. Intercomparison at the annual scale

###### 1) ANNUAL SCALE WITH RESPECT TO COMBINED RADAR/RAIN GAUGE PRODUCTS

Figure 3a shows the domain-averaged accumulated rainfall of ANTILOPE, AROME, and IFS for the 10-month period over the three ANTILOPE domains, and Fig. 3b shows their biases compared to the ANTILOPE product. While domain-averaged accumulations are similar for both models over the ANTILOPE<sub>Antilles</sub> and

ANTILOPE<sub>Caledonia</sub> domains, this amount of rainfall is quite different over the ANTILOPE<sub>Indian</sub> domain with a total rain accumulation of AROME greater than the IFS one by 500 mm. When compared to the ANTILOPE product, both models underestimate rainfall accumulation by roughly 20% over the ANTILOPE<sub>Antilles</sub> domain; for the other two domains, biases range from 15% to 20% and are of opposite signs for IFS and AROME. Figure 3c shows the coefficient of determination (denoted  $R^2$ ) between both models and ANTILOPE products; it is a simple metric that can be used to determine which model explains a larger fraction of variance of

TABLE 3. Maxima of rainfall accumulation (mm) over the full period on ANTILOPE domains for models and reference.

| ANTILOPE domain | ANTILOPE | AROME  | IFS  |
|-----------------|----------|--------|------|
| Antilles        | 6472     | 3554   | 2954 |
| Indian          | 7989     | 12 213 | 5101 |
| Caledonia       | 3265     | 2585   | 1771 |

the ANTILOPE product than the other. It appears that AROME outperforms IFS on ANTILOPE<sub>Antilles</sub> and ANTILOPE<sub>Indian</sub> domains, with  $R^2$  above 0.6, while both models have the same average  $R^2$  of 0.4 on ANTILOPE<sub>Caledonia</sub> domain. These domain-averaged metrics can be further explained by the geographical variability of rainfall accumulations, shown on Fig. 4 for the three ANTILOPE domains. The maxima of rainfall of each map of this latter figure are reported in Table 3. Figure 2 gives for the three ANTILOPE domains the orography actually used by AROME and IFS (Figs. 2b and 2c, respectively), with the same colorbar as the real orography (Fig. 2a).

- Over the ANTILOPE<sub>Antilles</sub> domain, the maximum of rainfall estimated by ANTILOPE is approximately twice as big as the ones from AROME and IFS (see Table 3). Nevertheless, AROME rainfall patterns are more realistic than IFS ones: the maxima of AROME rainfall are located on mountainous areas of Guadeloupe and Martinique [Fig. 4b(i)], while IFS ones are on the shore [Fig. 4c(i)], upstream of the relief. While the poorer representation of the relief by IFS than by AROME [Figs. 2c(i),b(i)] could explain why the IFS rainfall maximums are smaller than AROME ones, it does not explain why they occur over the sea rather than on the mountain slopes.
- Over the ANTILOPE<sub>Indian</sub> domain, like for the previous one, AROME rainfall patterns are much closer to ANTILOPE rainfall patterns than IFS ones; the highest amounts of AROME rainfall are located on windward mountainous regions [Fig. 4b(ii)], while IFS ones are more upstream [Fig. 4c(ii)]. As reported in Table 3, the AROME maximum total amount is 12 213 mm of rain, which is larger than the ANTILOPE one by 61% as well as larger than the IFS one by 138%. Like for the ANTILOPE<sub>Antilles</sub> domain, IFS uses a less realistic topography than AROME [Figs. 2c(ii),b(ii)]. This difference in topography could explain the difference of magnitude between the rainfall maximums of IFS and AROME, but it does not explain their difference of localization, the IFS maximum being on the shore rather than on the slope.
- Over the ANTILOPE<sub>Caledonia</sub> domain, the maximum of total rainfall estimated by ANTILOPE is better estimated by AROME than by IFS. Some geographical

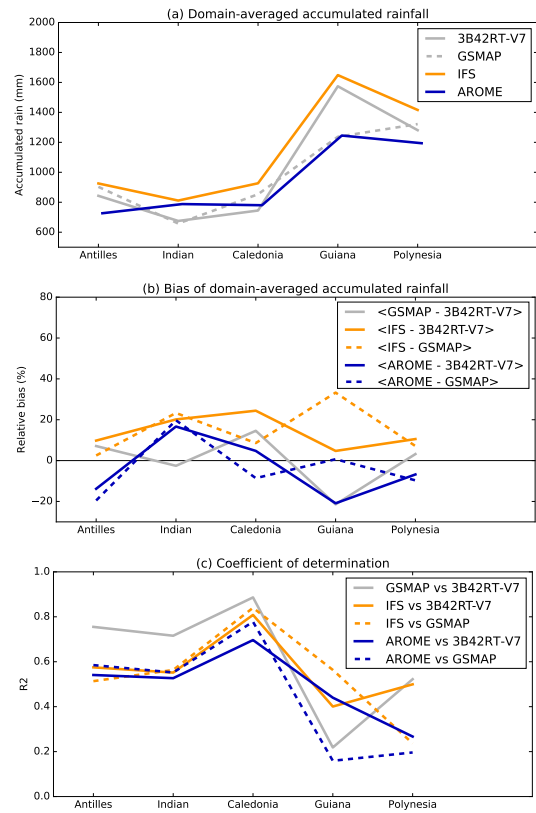


FIG. 5. Domain-averaged rainfall accumulation for the 10-month period, for the five AROME domains and for the models AROME and IFS (a) total amount, (b) bias, and (c) coefficient of determination compared to both satellite products 3B42RT-V7 and GSMAP.

patterns of rainfall in particular places are better depicted with AROME: for instance, IFS highest accumulations are only located over the southern and the eastern parts of the New Caledonia main island (Grande Terre) [Fig. 4c(iii)], while AROME is able to realistically locate high amounts of rainfall inland [Fig. 4b(iii)]. When ANTILOPE products have been introduced in section 3a, it has been said that the ANTILOPE<sub>Caledonia</sub> product should be used with more caution than for the other two domains, as one can note on Fig. 4a(iii) where visible portions of the radar beam appear on rainfall estimates on the southern part of Grande Terre.

At this local scale, and across the three domains, it is clear that AROME is able to provide much more realistic patterns of rainfall accumulation on the annual average. Indeed, its largest accumulations occur over

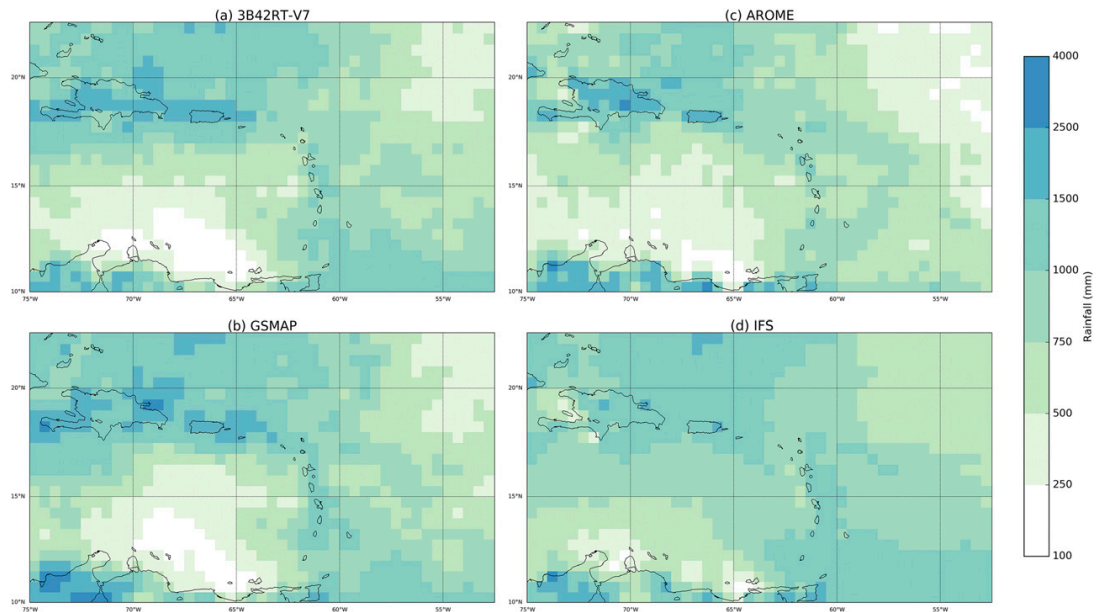


FIG. 6. Rainfall accumulation maps for the 10-month period for the  $AROME_{Antilles}$  domain on a common  $0.5^\circ$ -resolution grid; shown are data from satellite products (a) 3B42RT-V7 and (b) GSMAP and from models (c) AROME and (d) IFS.

summits and on windward coasts, while IFS tends to localize its largest accumulations on the shore. The difference between the actual orographies used by these two models can explain the difference in magnitude of the rainfall, but not the difference in localization: even with very underestimated orography, IFS tends to localize its maximum of rainfall on the shore and not on the slopes of the mountains. These more realistic patterns simulated by AROME than IFS explain why the coefficients of determination are so different between the two models over the  $ANTILOPE_{Antilles}$  and  $ANTILOPE_{Indian}$  domains, which are focused on small islands with steep orography. The IFS largest accumulations are always smaller than the  $ANTILOPE$  ones. The bias between  $ANTILOPE$  and AROME varies from one domain to another concerning the highest accumulations: a large underestimation over both Antilles islands and large overestimation over La Réunion island. The latter may be explained by the very steep orography of this island, showing then a bias of AROME to overintensify orographic convective precipitation over high mountains as noticed by forecasters for AROME France.

## 2) ANNUAL SCALE WITH RESPECT TO SATELLITE RAINFALL PRODUCTS

Figure 5a shows the domain-averaged accumulated rainfall of AROME and IFS during the 10-month

period over the five AROME domains, and Fig. 5b its bias compared to the two satellite rainfall products. Except over the  $AROME_{Indian}$  domain, IFS rain accumulations are always higher than AROME ones by 200–400 mm. The two references 3B42RT-V7 and GSMAP also do not provide the exact same accumulations over the 10-month period: Fig. 5b indicates that for the three domains of  $AROME_{Antilles}$ ,  $AROME_{Indian}$ , and  $AROME_{Polynesia}$ , 3B42RT-V7 and GSMAP only differ by less than 5% but differ much more for the  $AROME_{Caledonia}$  and  $AROME_{Guiana}$  domains (almost 20% of difference for the latter). The  $AROME_{Guiana}$  domain is characterized by the largest fraction of land (31.5%, see Table 1) for which the estimation of precipitation from space is more difficult than over ocean because of land surface emissivity. It is therefore not surprising that the two products 3B42RT-V7 and GSMAP differ the most for this particular area.

With respect to the biases reported in Fig. 5b, IFS has a positive one compared to both products and over the five AROME domains. In comparison, the sign of the AROME bias is more domain dependant and can be further explained with the rainfall maps shown in Figs. 6–10:

- For the  $AROME_{Antilles}$  domain, shown in Fig. 6, one can see large-scale rainfall patterns as estimated by the two satellite products with two drier areas in the northeastern

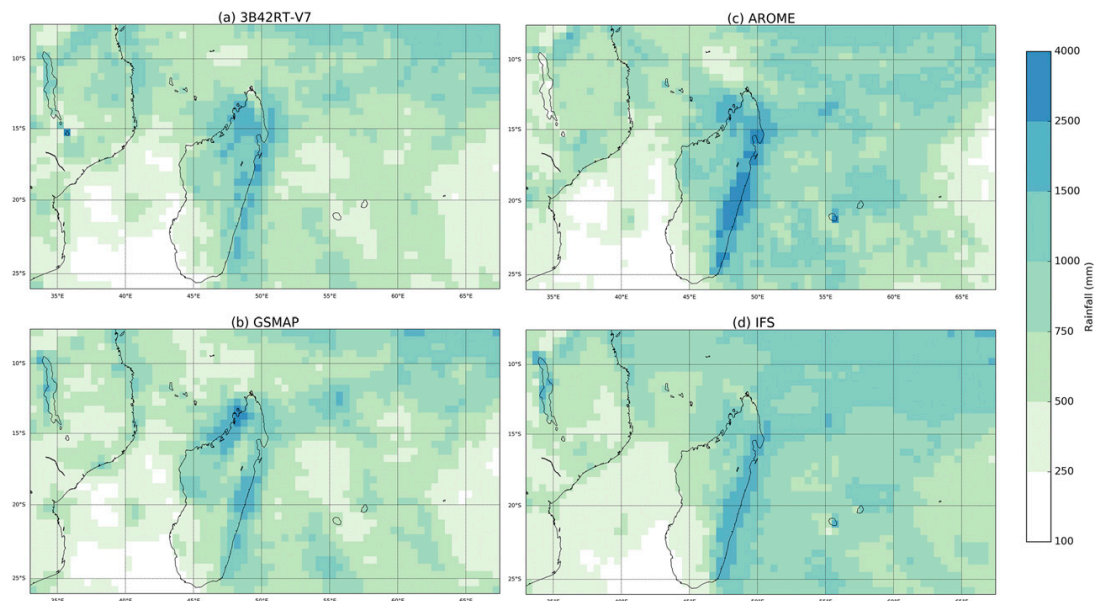


FIG. 7. Rainfall accumulation maps for the 10-month period for  $AROME_{Indian}$  domain on a common  $0.5^\circ$ -resolution grid; shown are data from satellite products (a) 3B42RT-V7 and (b) GSMAP and from models (c) AROME and (d) IFS.

- and southwestern parts of the domain, and the more important accumulation over Greater Antilles. These patterns are consistent with the climatological ones depicted by Jury (2009). Both models reproduced these patterns, with a larger magnitude within AROME forecasts that appears closer to both references. Conversely, IFS tends to overestimate the annual amount of precipitation in the first two drier regions, and to underestimate the one over Hispaniola and Puerto Rico, providing on the whole a flatter field of rainfall accumulation than the satellite products or AROME ones.
- For the  $AROME_{Indian}$  domain, similar comments can be made on the accumulation maps shown in Fig. 7. From a large-scale perspective, two dry areas are consistently seen by the two satellite products over the Mozambique Channel and the southwestern part of Madagascar as well as the far east side of the domain. These patterns are reproduced by both models. Moreover, one can note of local effects like the high accumulations on the east coast of Madagascar that are depicted on the four maps, with the strongest maxima for AROME. Very local effects though, like large rainfall amounts that occur over La Réunion island as seen in section 4a(1), are poorly retrieved by the two satellite products, probably because of their coarse native resolution. Last, the northwestern region of Madagascar (Nosy Be area), which is depicted by satellite products as rainy, is accurately simulated

by AROME but not by IFS. This region is a convergence zone for deep convection during the dry season and also subject to orographic heavy rain from spiral bands when a tropical cyclone develops over the Mozambique Channel (personal communication from the chief forecaster, Sébastien Langlade, of the Météo-France La Réunion Regional Centre).

- For the  $AROME_{Caledonia}$  domain shown on Fig. 8, a southwest–northeast gradient of rainfall accumulation is present in the two satellite products and also in the two models outputs. As reported in Table 4, the maxima of AROME and IFS are very similar, respectively, of 2220 and 2201 mm. These values are smaller than the maxima of GSMAP and 3B42RT-V7 (2820 and 2732 mm).
- For the  $AROME_{Guiana}$  domain shown on Fig. 9, one can note the very large differences of rainfall estimation over land between GSMAP and 3B42RT-V7, which makes the validation results difficult to interpret over this area. The common point between the four maps is the high rainfall accumulations along the coast due to local convection.
- For the  $AROME_{Polynesia}$  domain shown on Fig. 10, a northwest–southeast gradient can be seen. Covering roughly one-fourth of the domain, an area of large rainfall accumulation in the southeast of the domain is coherently depicted by 3B42RT-V7, GSMAP, and IFS, but appears too weak in AROME.

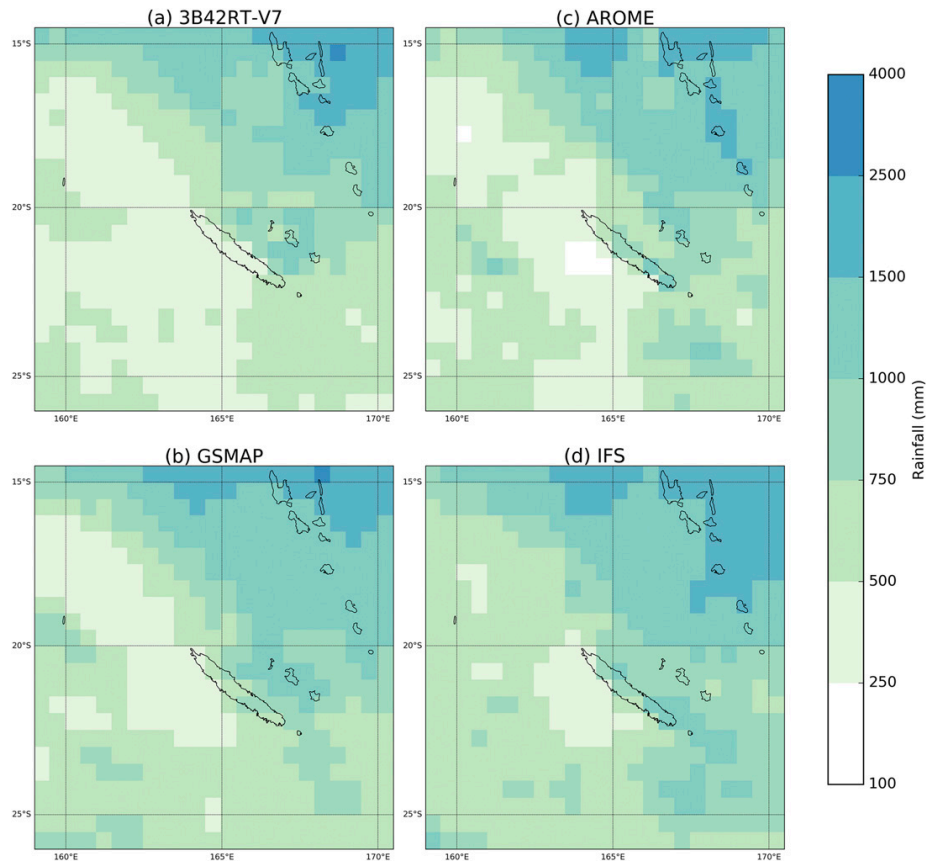


FIG. 8. Rainfall accumulation maps for the 10-month period for  $AROME_{Caledonia}$  domain on a common  $0.5^\circ$ -resolution grid; shown are data from satellite products (a) 3B42RT-V7 and (b) GSMAP and from models (c) AROME and (d) IFS.

Figure 5c objectively compares the rainfall accumulation variance among the products. The coefficient of determination computed between the 3B42RT-V7 and GSMAP product indicates that one product explains a large fraction of the variance of the other for the  $AROME_{Antilles}$ ,  $AROME_{Indian}$ , and  $AROME_{Caledonia}$  domains, with an  $R^2$  value always above 0.75 and reaching 0.85 for the latter. The lowest consistency between the rainfall products for the  $AROME_{Guiana}$  domain leads to an  $R^2$  smaller than 0.4. For the  $AROME_{Antilles}$  and the  $AROME_{Caledonia}$  domains, the model forecasts roughly explain 60% of the variance of the satellite products. The  $R^2$  value reaches 0.8 when comparing IFS and GSMAP over the  $AROME_{Caledonia}$  domain. At this stage, an apparent inconsistency appears between the realism of the AROME rainfall fields, as assessed subjectively at the beginning of this section, and the fact that they do not objectively explain

a larger fraction of variance of the observations. The best example of this discrepancy is shown within the  $AROME_{Antilles}$  domain: AROME and IFS have very similar coefficients of determination (Fig. 5c), but subjectively the AROME field appears to be more realistic than the IFS one (Fig. 6). Actually, the patterns of rainfall are better depicted by AROME than IFS on a broad-scale comparison, but not necessarily on a pixel-to-pixel comparison. This is an indicator that the well-known double-penalty problem (Roberts and Lean 2008; Amodei and Stein 2009) for the evaluation of mesoscale rainfall forecasts may be also present at long evaluation time scales and coarse resolutions like the one under investigation in this section. This double-penalty problem was less noticeable in the previous section with ANTILOPE products, although the comparison was performed on a much finer scale. An explanation could be that because the majority of

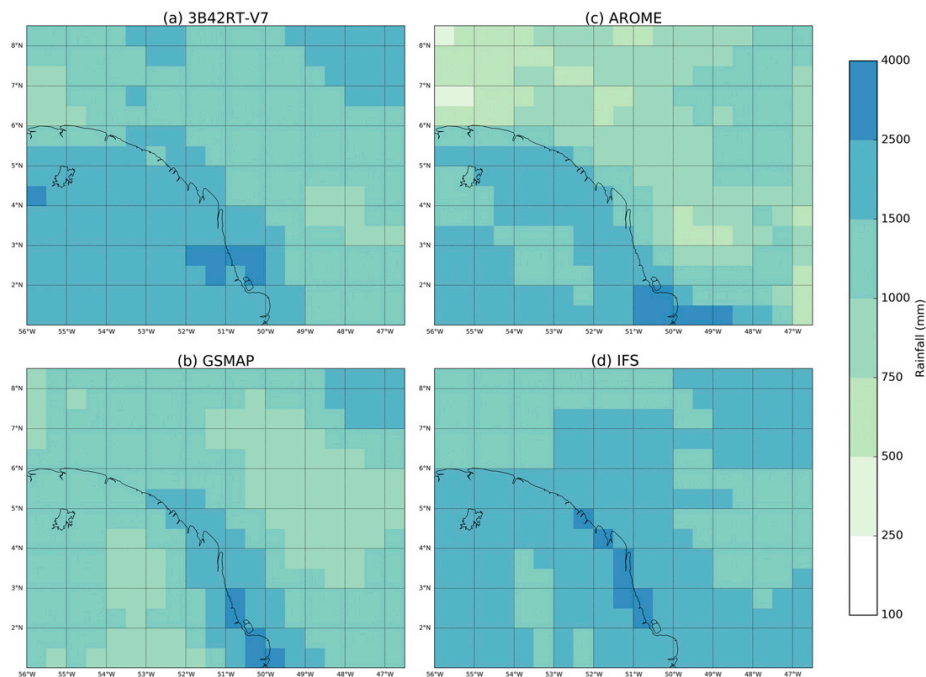


FIG. 9. Rainfall accumulation maps for the 10-month period for AROME<sub>Guiana</sub> domain on a common 0.5°-resolution grid; shown are data from satellite products (a) 3B42RT-V7 and (b) GSMAP and from models (c) AROME and (d) IFS.

rainfall patterns are being driven by orography on ANTILOPE domains, they are less subject to localization issues. The evaluation at the daily scale in the following section uses dedicated metrics to avoid the double-penalty problem.

#### b. Intercomparison at the daily scale

In each of the comparisons presented below, distributions of daily rain accumulations either observed or forecasted are first intercompared to document the main features of each dataset. Then the FSS metric described in section 3b is used to assess the rainfall variability in AROME and IFS forecasts.

##### 1) DAILY SCALE WITH RESPECT TO COMBINED RADAR/RAIN GAUGE PRODUCTS

The daily accumulation histograms shown on Fig. 11 indicate a fair agreement between ANTILOPE, AROME, and IFS. Highly consistent conclusions, that are valid for the three geographical domains, can be made:

- AROME forecasts are characterized by a realistic number of no-rain samples with respect to the three ANTILOPE products. These no-rain situations are underestimated in the IFS forecasts.
- For a rain regime between 1 and 10 mm day<sup>-1</sup>, there is an excess of samples (a lack) within the IFS forecasts (AROME forecasts). This lack of samples in the AROME forecasts is the strongest for the ANTILOPE<sub>Antilles</sub> domain.
- Above 10–25 mm day<sup>-1</sup>, the IFS forecasts underestimate the occurrence of rainfall; AROME starts to overestimate the occurrence of rainfall for accumulations larger than 100 mm day<sup>-1</sup> (note that above this threshold very few samples are available).

The fuzzy verification performed with the FSS metric, shown on Fig. 12, illustrates that as expected the models perform better for the smallest rainfall thresholds, and for larger rainfall accumulations, their performance degrades. For instance FSS for AROME ranges between 0.4 and 0.6 for a 0.1-mm threshold, between 0.2 and 0.5 for a 3-mm threshold, and decreases to 0.1 for the strongest rain threshold. With respect to IFS, the FSS values for AROME are significantly higher for most of the cases, as shown in the right column of Fig. 12, except for the 0.1- and 3-mm thresholds for the ANTILOPE<sub>Antilles</sub> and ANTILOPE<sub>Caledonia</sub> domains. Over the ANTILOPE<sub>Indian</sub> domain, AROME forecasts perform significantly better than the IFS ones for all rain

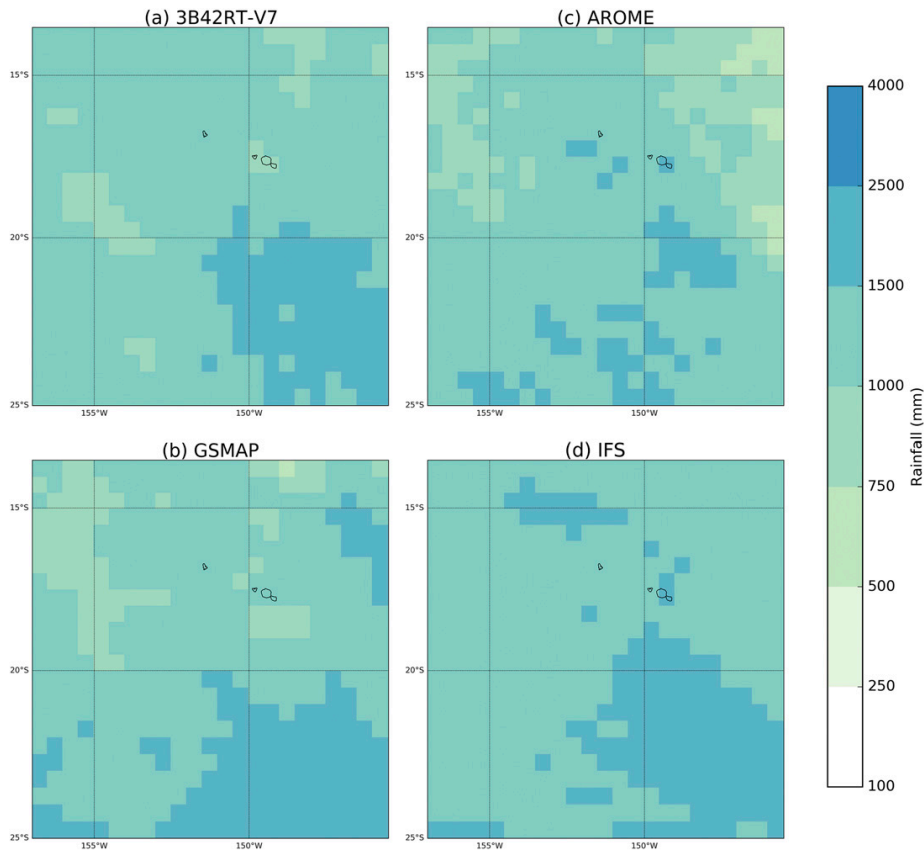


FIG. 10. Rainfall accumulation maps for the 10-month period for AROME<sub>Polynesia</sub> domain on a common 0.5°-resolution grid; shown are data from satellite products (a) 3B42RT-V7 and (b) GSMAP and from models (c) AROME and (d) IFS.

thresholds, by roughly 10% for the small rain accumulations and up to 200% for the rain accumulations above 50 mm. The same calculations have been performed for different neighborhood sizes (not shown) and do not affect the conclusions drawn before.

2) DAILY SCALE WITH RESPECT TO SATELLITE RAINFALL PRODUCTS

When performing the intercomparison over the five AROME domains with the two satellite precipitation products as reference (Fig. 13), one does note some similar features than at the finer kilometeric scale:

- the number of AROME no-rain samples is closer to the two references than the IFS ones, across the five domains;
- within an intermediate rainfall regime between 1 and 10 mm day<sup>-1</sup>, the occurrence of rainfall is overestimated for IFS and slightly less overestimated for AROME; and

- above 10 mm day<sup>-1</sup>, the occurrence of rainfall is in general underestimated by the two models, with AROME being closer to the two references than IFS. Above 100 mm day<sup>-1</sup>, the samples are very small and are not considered in the discussion.

The fractions skills scores computed for the full domains at the 0.5° scale are characterized by a similar variability than at the kilometeric scale over the ANTILOPE domains. In the left column of Fig. 14, one

TABLE 4. Maxima of rainfall accumulation (mm) over the full period on AROME domains for models and references.

| AROME domain | GSMAP | 3B42RT-V7 | AROME | IFS  |
|--------------|-------|-----------|-------|------|
| Antilles     | 3573  | 2391      | 3067  | 2716 |
| Indian       | 2865  | 3581      | 3238  | 2343 |
| Caledonia    | 2594  | 2709      | 2220  | 2201 |
| Guiana       | 2820  | 2732      | 3956  | 2701 |
| Polynesia    | 2240  | 1850      | 1922  | 2077 |



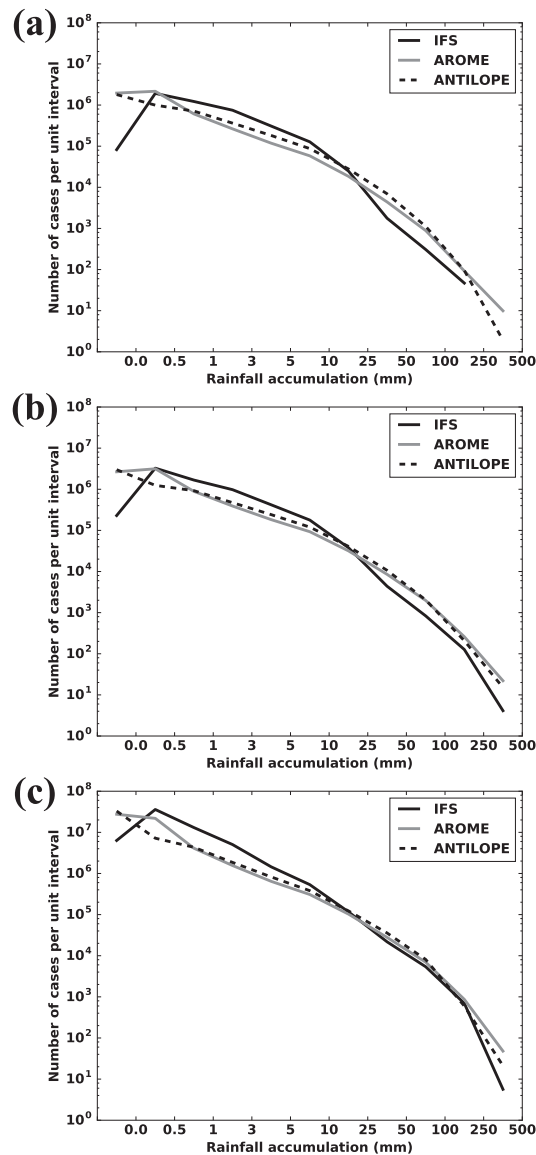


FIG. 11. Histograms of daily rain accumulations for the full 10-month period. The number of samples has been normalized by each bin width, except for the first bin, corresponding to the absolute number of no-rain samples. Data for the ANTILOPE product and for IFS and AROME models, for the following 1-km-resolution domains: (a) ANTILOPE<sub>Antilles</sub>, (b) ANTILOPE<sub>Indian</sub>, and (c) ANTILOPE<sub>Caledonia</sub>.

can see that for the  $0.1 \text{ mm day}^{-1}$  threshold, the FSS ranges between 0.55 and 0.8 depending on the domain, with the best value for AROME<sub>Guiana</sub>. For the  $50 \text{ mm day}^{-1}$  threshold, the FSS ranges between much

lower values of 0.1 and 0.3. While using either 3B42RT-V7 or GSMAP as the reference does slightly change the FSS values with lower values on average for GSMAP (e.g., Fig. 14b), the absolute variations from one geographical domain to another are well characterized by the two products.

The differences of FSS between AROME and IFS shown in the right column of Fig. 14 indicate consistent conclusions when compared with the ANTILOPE product:

- For the 0.1-mm threshold, AROME forecasts are more realistic in the sense of FSS higher by 10–20% with respect to the IFS.
- For a rain regime from 1 to  $10 \text{ mm day}^{-1}$  (only  $3 \text{ mm day}^{-1}$  is shown), for which the occurrence of rainfall is overestimated by IFS, this latter model does provide better rainfall forecasts over some of the domains. The FSS differences range between  $-5\%$  and  $-15\%$  and are statistically significant at the 95% confidence level for four domains when 3B42RT-V7 is used as reference. When GSMAP is used as reference, the differences are statistically significant only for the AROME<sub>Indian</sub> and the AROME<sub>Caledonia</sub> domains.
- Then for higher rainfall accumulation thresholds (only 25 and  $50 \text{ mm day}^{-1}$  are shown), AROME FSS values are significantly better than the IFS ones, up to 100% for  $50 \text{ mm day}^{-1}$  over the AROME<sub>Antilles</sub> domain. The only domain for which no statistically significant difference can be found is AROME<sub>Caledonia</sub>.

Overall, the results found in this section are quite consistent with subjective expectations of a convective-scale model: when compared to a larger-scale model, the performance of AROME is not necessarily better on a point-by-point basis, even on very long time scales like 10-month accumulations. But when using dedicated metrics taking into account the misplacements of mesoscale features, then AROME forecasts are characterized by much better scores than the IFS, in particular for distinguishing rain and no-rain situations as well as for intense precipitation situations. The following and last section will illustrate these behaviors through three particular situations.

### 5. Three case studies

Before drawing conclusions, and in addition to the comprehensive statistics shown before, some case studies are shown in this section; the aim is to illustrate how the two models AROME and IFS, although sharing almost the same initial conditions at the beginning of each run, can differ on a daily basis. To pick just a few

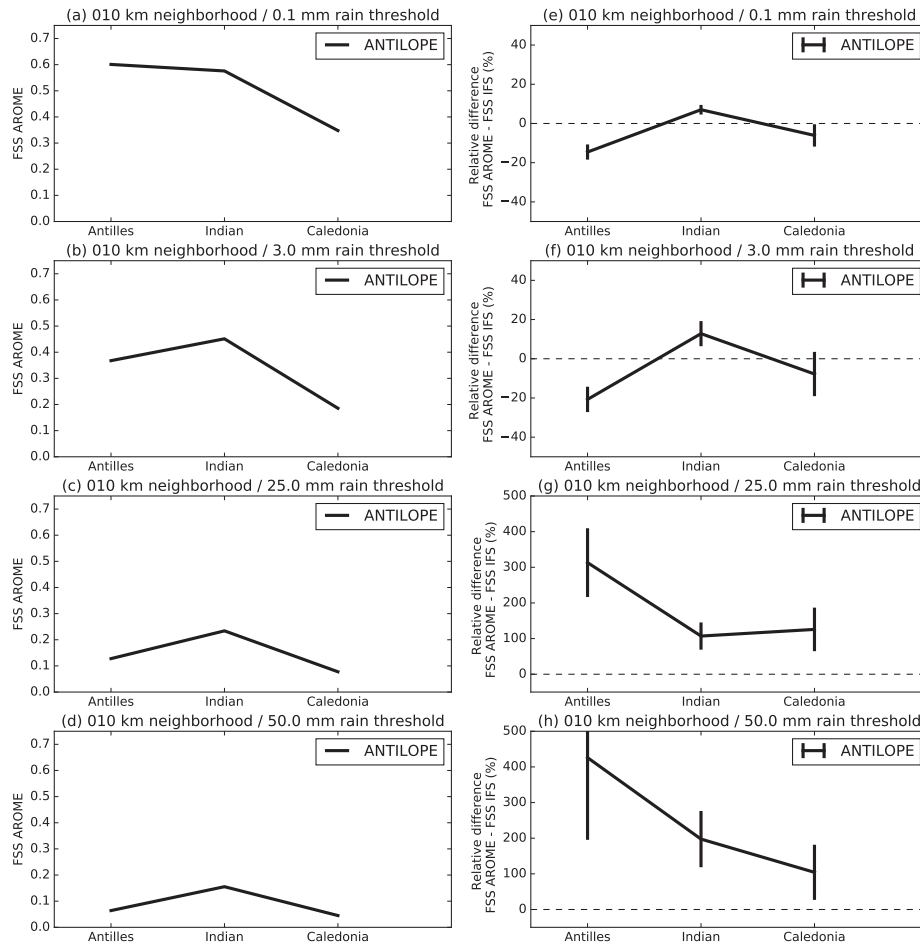


FIG. 12. (left) Daily fractions skill score of the AROME forecasts with respect to the ANTILOPE products for the three ANTILOPE domains at 1-km resolution, averaged over the full 10-month period. (right) Relative difference (%) of the daily fractions skill score of AROME and IFS, both with respect to the ANTILOPE products, averaged over the full 10-month period. Each row corresponds to a given rain threshold of daily rainfall for the score calculation: (a),(e) 0.1, (b),(f) 3.0, (c),(g) 25.0, and (d),(h) 50.0 mm. The FSS values are represented for a single neighborhood of 10 km. The error bars are computed as standard errors on the mean with a 95% confidence level.

situations among the large amount of forecasts available in this study, the month of March 2017 had been arbitrarily selected, and for this month an interesting situation has been chosen for the three AROME domains where ANTILOPE products are available. This allows us to compare the forecasts at a very fine scale, which is representative of their use by the forecasters.

*a. The 24-h forecast from 0000 UTC 9 March 2017, ANTILOPE<sub>Antilles</sub> domain*

Figure 15 shows that a cold front from the north brings unusual rainfall for that season over the northern

part of the Lesser Antilles. The ANTILOPE product (Fig. 15a) locates for each island the most intense rainfall over the main summits (maxima of 205 mm on Guadeloupe and 42 mm on Martinique), while no-rain regions are tiny and very few. The AROME forecast (Fig. 15b) is able to localize accurately the heavy rain places, with, respectively, underestimated maxima of 70 and 12 mm, but overestimates the size of the dry areas. Conversely, the IFS forecast (Fig. 15c) does not provide any no-rain region, and its highest amounts of rain (also underestimated, with, respectively, maxima of 37 and 20 mm) are localized on the

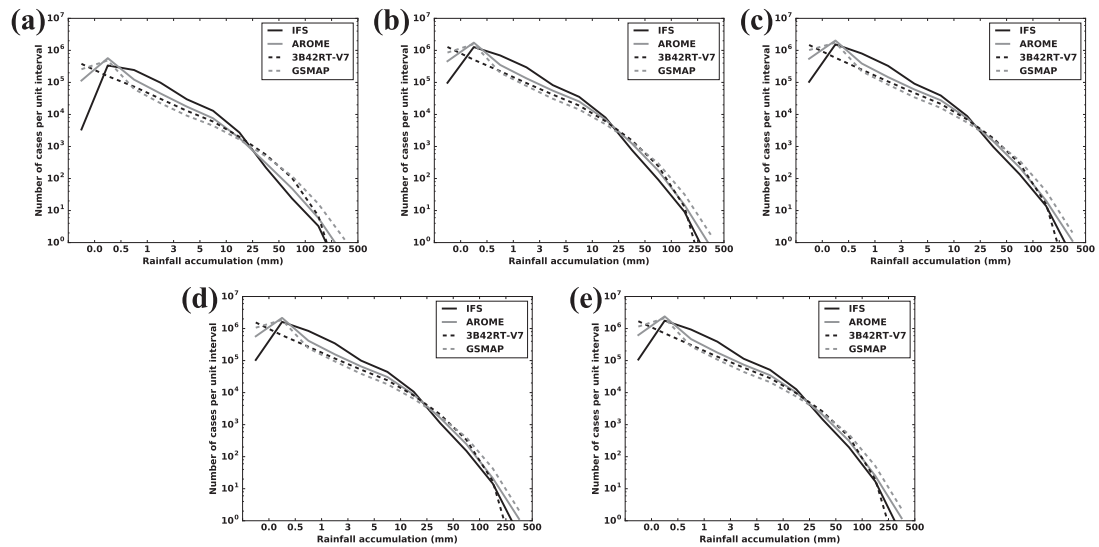


FIG. 13. Histograms of daily rain accumulations for the full 10-month period. The number of samples has been normalized by each bin width, except for the first bin, corresponding to the absolute number of no-rain samples. Data for 3B42RT-V7 and GSMAP products and for IFS and AROME models, for the following  $0.5^\circ$ -resolution domains: (a) AROME<sub>Antilles</sub>, (b) AROME<sub>Indian</sub>, (c) AROME<sub>Caledonia</sub>, (d) AROME<sub>Guiana</sub> and (e) AROME<sub>Polynesia</sub>.

shore, upstream from the mountains. The better localization of the heavy rainfall by AROME on that particular situation can be related to Figs. 12g and 12h, showing that AROME has better FSS values than IFS for rainfall above  $25 \text{ mm day}^{-1}$  on the ANTILOPE<sub>Antilles</sub> domain.

*b. The 24-h forecast from 0000 UTC 16 March 2017, ANTILOPE<sub>Indian</sub> domain*

Figure 16 shows a common situation for the wet season, with advection from the northeast of warm and humid air. It leads to generalized rain over La Réunion, with the highest amounts (up to 278 mm) on the east side of the highest summits as shown by the ANTILOPE product (Fig. 16a). One can also note that the situation on the west side is quite contrasted, with a dry zone on the southwest side and rain elsewhere. The AROME forecast (Fig. 16b) is able to depict these patterns (with a maximum of 187 mm), while the IFS one (Fig. 16c) shows the same behavior as for the previous situation on the ANTILOPE<sub>Antilles</sub> domain: on the east side of La Réunion, the highest rainfalls are underestimated (maximum of 43 mm) and located on the shore and not on the summits. Moreover an unrealistic dry area appears on the northwest side. This situation can be related to Fig. 3c, showing a better coefficient of determination for AROME compared to IFS for the ANTILOPE<sub>Indian</sub> domain.

*c. The 24-h forecast from 0000 UTC 16 March 2017, ANTILOPE<sub>Caledonia</sub> domain*

Figure 17 depicts the same day as for the previous domain, and the studied situation is also quite usual for the season. In an easterly advection of warm and humid air, convection occurs in several regions of the domain, and not only over mountains. As indicated by the ANTILOPE product (Fig. 17a), the most intense (up to 216 mm) and widespread rain occurs on the eastern and the southern parts of Grande Terre, between Lifou and Grande Terre, and north of Grande Terre. There are large dry areas over land and ocean during this 24 h period. The AROME forecast (Fig. 17b), reaching a maximum of rain of 152 mm, is able to reproduce all these patterns, but the rainy region north of Grande Terre. Contrary to the two previous situations, the IFS forecast (Fig. 17c) reaches a maximum of rain very similar to AROME one (159 mm), but it shows heavy rain only on the very southern part of Grande Terre, missing all the other patterns. In addition, there is virtually no dry region over the ocean, which can be related to Fig. 11c, showing that the number of samples of no-rain events is underestimated by IFS compared to both ANTILOPE and AROME.

Only through these three particular situations, one can see that some general conclusions drawn in the previous sections are consistent with what can be observed on a day-to-day basis. Among them, the most

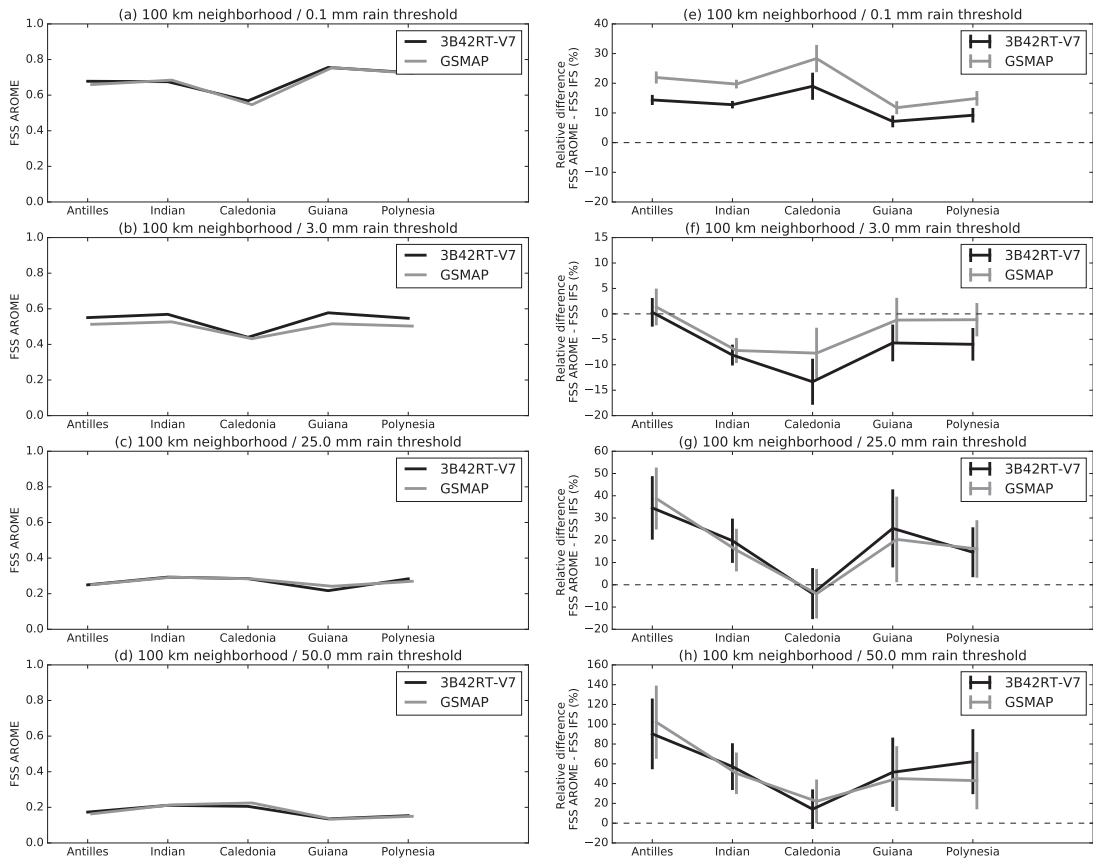


FIG. 14. (left) Daily fractions skill score of the AROME forecasts with respect to the 3B42RT-V7 and the GSMAP products for the five AROME domains at the 0.5° resolution, averaged over the full 10-month period. (right) Relative difference (%) of the daily fractions skill score of AROME and IFS, both with respect to the 3B42RT-V7 and the GSMAP products, averaged over the full 10-month period. Each row corresponds to a given rain threshold of daily rainfall for the score calculation: (a),(e) 0.1, (b),(f) 3.0, (c),(g) 25.0, and (d),(h) 50.0 mm. The FSS values are represented for a single neighborhood of 100 km. The error bars are computed as standard errors on the mean with a 95% confidence level.

visible one is probably the tendency of IFS to localize the highest rainfall upstream of mountains, while AROME simulates its most intense rainfall over these mountains, as observed. These features seem to be very common according to Météo-France forecasters.

**6. Summary and discussion**

In this study, precipitation forecasts from the AROME-OM system have been assessed with respect to the IFS model to which AROME is coupled both for initialization and lateral boundary conditions. For conducting the comparisons, several datasets across the five geographical domains have been used. At the local scale over several islands, the ANTILOPE product

(Météo-France), combining radar and rain gauge data, has been used for a finescale validation. In addition, for comparing AROME and IFS forecasts over the full AROME domains, two satellite products have been used: the 3B42RT-V7 product (NASA) and the GSMAP product (JAXA).

Overall, this intercomparison over a 10-month period shows consistent signals across regions, scales, and rain regimes. The added value of the AROME-OM system was quantified for no-rain events and for rain accumulations larger than 10 mm day<sup>-1</sup>, both at the local scale with ANTILOPE products and at a larger scale with the satellite products. This study also strengthens with objective metrics the subjective evaluation performed by Météo-France forecasters in the French overseas

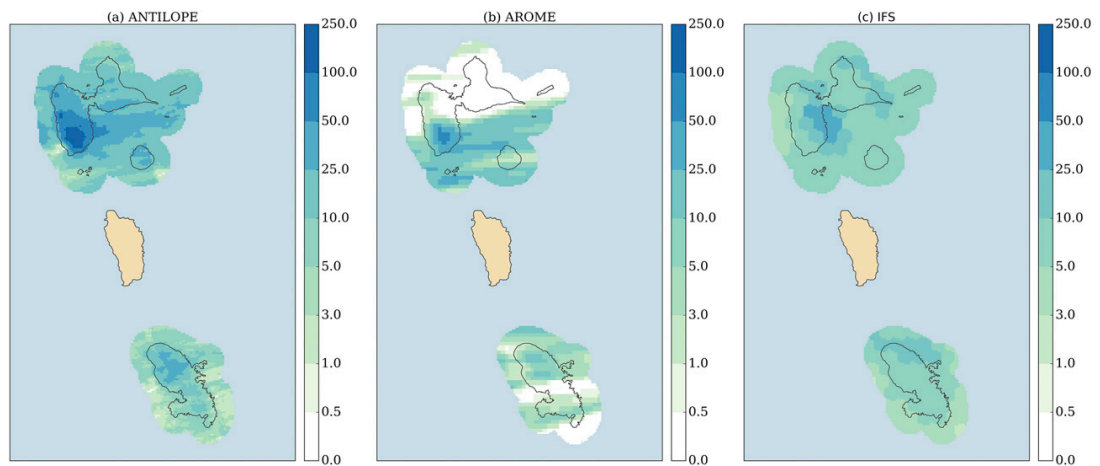


FIG. 15. Daily rain accumulation maps on the ANTILOPE<sub>Antilles</sub> domain for (a) ANTILOPE, (b) AROME, and (c) IFS, from 0000 UTC 9 Mar to 0000 UTC 10 Mar 2017. Model forecasts correspond to the +24-h range and are plotted on the ANTILOPE 1-km-resolution grid.

territories on the ability of AROME to predict strong rainfall events with a good degree of realism, in particular in the case of orographically driven rainfall. This study also confirms some weaknesses of the AROME-OM system that will need to be further investigated. In particular, an intermediate rainfall regime between roughly 1 and 10 mm day<sup>-1</sup> was found to be less well forecasted by AROME than by IFS (5%–15% smaller FSS).

Several perspectives to further improve the AROME-OM system are currently under investigation. To address the weakness to forecast the 1–10 mm day<sup>-1</sup> regime, research focuses on the AROME physics, in particular a finer tuning of its microphysics scheme and making its shallow-convection scheme precipitating, and on the

AROME dynamics, like for instance an increased horizontal resolution of 1.3 km like AROME-France. The evaluation of these potential improvements on rainfall will have to be refined, for instance by assessing subdaily time scales. Another interesting perspective for evaluation, especially with the growing use of the AROME model for climate projections, will be to assess the performance of the AROME-OM system according to the season and to the ENSO phase. This kind of study requires us to focus on a longer period of time and on each domain individually; as shown for instance by Sullivan et al. (2019), the properties of organized convection in the tropics and its associated rainfall according to the ENSO phase is region dependant. On a longer term, the goal is to provide the best possible guidance to

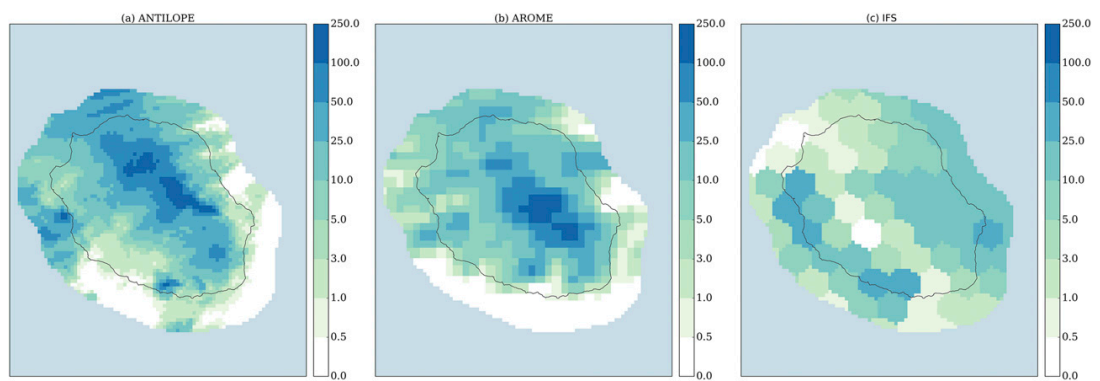


FIG. 16. Daily rain accumulation maps on the ANTILOPE<sub>Indian</sub> domain for (a) ANTILOPE, (b) AROME, and (c) IFS, from 0000 UTC 16 Mar to 0000 UTC 17 Mar 2017. Model forecasts correspond to the +24-h range and are plotted on the ANTILOPE 1-km-resolution grid.

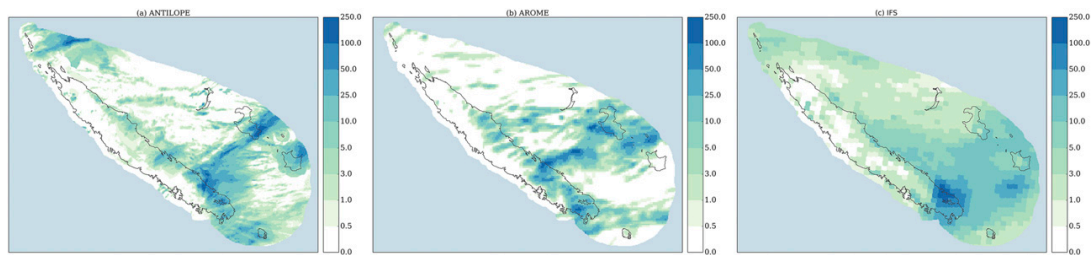


FIG. 17. Daily rain accumulation maps on the ANTILOPE<sub>Caledonia</sub> domain for (a) ANTILOPE, (b) AROME, and (c) IFS, from 0000 UTC 16 Mar to 0000 UTC 17 Mar 2017. Model forecasts correspond to the +24-h range and are plotted on the ANTILOPE 1-km-resolution grid.

forecasters and the best possible improvement on objective scores, while keeping the complexity and the required resources for the maintenance of the AROME-OM system at a sustainable cost. Keeping these general considerations in mind, several additional components for the AROME-OM system will be evaluated, like the potential benefit of data assimilation and a more realistic ocean coupling, based on a 3D ocean model. Perhaps more importantly, an ensemble prediction system will be studied, which will address the quantification of the forecast uncertainty and could eventually provide access to the overseas forecasters to mesoscale probabilistic products.

*Acknowledgments.* The authors thank the two reviewers and the editor for their great recommendations that helped to improve the manuscript, and also Claude Fischer for all his valuable advice during the writing of this article.

#### REFERENCES

- Amodei, M., and J. Stein, 2009: Deterministic and fuzzy verification methods for a hierarchy of numerical models. *Meteor. Appl.*, **16**, 191–203, <https://doi.org/10.1002/met.101>.
- Baldauf, M., A. Seifert, J. Förstner, D. Majewski, M. Raschendorfer, and T. Reinhardt, 2011: Operational convective-scale numerical weather prediction with the COSMO model: Description and sensitivities. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 3887–3905, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-10-05013.1>.
- Bechtold, P., N. Semane, P. Lopez, J.-P. Chaboureaud, A. Beljaars, and N. Bormann, 2014: Representing equilibrium and non-equilibrium convection in large-scale models. *J. Atmos. Sci.*, **71**, 734–753, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-0163.1>.
- Bernardet, L., and Coauthors, 2015: Community support and transition of research to operations for the Hurricane Weather Research and Forecasting Model. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **96**, 953–960, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00093.1>.
- Bloom, S. C., L. L. Takacs, A. M. da Silva, and D. Ledvina, 1996: Data assimilation using incremental analysis updates. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 1256–1271, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1996\)124<1256:DAUIAU>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1996)124<1256:DAUIAU>2.0.CO;2).
- Brousseau, P., Y. Seity, D. Ricard, and J. Léger, 2016: Improvement of the forecast of convective activity from the AROME-France system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **142**, 2231–2243, <https://doi.org/10.1002/qj.2822>.
- Champeaux, J. L., O. Laurantin, B. Mercier, F. Mounier, P. Lassegues, and P. Tabary, 2011: Quantitative precipitation estimations using rain gauges and radar networks: Inventory and prospects at Météo-France. *WMO Joint Meeting of CIMO Expert Team on Operational Remote Sensing and CBS Expert Team on Surface-Based Remote Sensing Observations*, Geneva, Switzerland, World Meteorological Organization, 5–9.
- Clark, P., N. Roberts, H. Lean, S. P. Ballard, and C. Charlton-Perez, 2016: Convection-permitting models: A step-change in rainfall forecasting. *Meteor. Appl.*, **23**, 165–181, <https://doi.org/10.1002/met.1538>.
- Cuxart, J., P. Bougeault, and J.-L. Redelsperger, 2000: A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 1–30, <https://doi.org/10.1002/qj.49712656202>.
- Davis, C., and Coauthors, 2008: Prediction of landfalling hurricanes with the Advanced Hurricane WRF Model. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 1990–2005, <https://doi.org/10.1175/2007MWR2085.1>.
- Done, J., C. A. Davis, and M. Weisman, 2004: The next generation of NWP: Explicit forecasts of convection using the weather research and forecasting (WRF) model. *Atmos. Sci. Lett.*, **5**, 110–117, <https://doi.org/10.1002/asl.72>.
- Ebert, E. E., 2008: Fuzzy verification of high-resolution gridded forecasts: A review and proposed framework. *Meteor. Appl.*, **15**, 51–64, <https://doi.org/10.1002/met.25>.
- Fouquart, Y., and B. Bonnel, 1980: Computations of solar heating of the earth's atmosphere—A new parameterization. *Beitr. Phys. Atmos.*, **53**, 35–62.
- Gosset, M., M. Alcoba, R. Roca, S. Cloché, and G. Urbani, 2018: Evaluation of TAPEER daily estimates and other GPM-era products against dense gauge networks in West Africa, analysing ground reference uncertainty. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **144**, 255–269, <https://doi.org/10.1002/qj.3335>.
- Huffman, G. J., and Coauthors, 2007: The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *J. Hydrometeorol.*, **8**, 38–55, <https://doi.org/10.1175/JHM560.1>.
- Jury, M. R., 2009: An intercomparison of observational, reanalysis, satellite, and coupled model data on mean rainfall in the Caribbean. *J. Hydrometeorol.*, **10**, 413–430, <https://doi.org/10.1175/2008JHM1054.1>.
- Kubota, T., and Coauthors, 2007: Global precipitation map using satellite-borne microwave radiometers by the GSMaP project: Production and validation. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **45**, 2259–2275, <https://doi.org/10.1109/TGRS.2007.895337>.

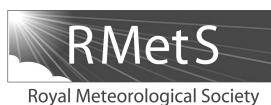
- Laurantin, O., 2008: Antilope: Hourly rainfall analysis merging radar and rain gauge data. *Proc. Int. Symp. on Weather Radar and Hydrology Conf. 2008*, Grenoble, France, Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE), 2–8.
- Lean, H. W., P. A. Clark, M. Dixon, N. M. Roberts, A. Fitch, R. Forbes, and C. Halliwell, 2008: Characteristics of high-resolution versions of the Met Office Unified Model for forecasting convection over the United Kingdom. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 3408–3424, <https://doi.org/10.1175/2008MWR2332.1>.
- Lellouche, J.-M., and Coauthors, 2018: Recent updates to the Copernicus Marine Service global ocean monitoring and forecasting real-time 1/12° high-resolution system. *Ocean Sci.*, **14**, 1093–1126, <https://doi.org/10.5194/os-14-1093-2018>.
- Levizzani, V., and Coauthors, 2018: The activities of the international precipitation working group. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **144**, 3–15, <https://doi.org/10.1002/qj.3214>.
- Masson, V., and Coauthors, 2013: The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geosci. Model Dev.*, **6**, 929–960, <https://doi.org/10.5194/gmd-6-929-2013>.
- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, **102**, 16 663–16 682, <https://doi.org/10.1029/97JD00237>.
- Montroty, R., F. Rabier, S. Westrelin, G. Faure, and N. Viltard, 2008: Impact of wind bogus and cloud- and rain-affected SSM/I data on tropical cyclone analyses and forecasts. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 1673–1699, <https://doi.org/10.1002/qj.308>.
- Morcrette, J.-J., 1991: Radiation and cloud radiative properties in the European Centre for Medium Range Weather Forecasts forecasting system. *J. Geophys. Res.*, **96**, 9121–9132, <https://doi.org/10.1029/89JD01597>.
- Murphy, A. H., 1995: The coefficients of correlation and determination as measures of performance in forecast verification. *Wea. Forecasting*, **10**, 681–688, [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(1995\)010<0681:TCOCAD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1995)010<0681:TCOCAD>2.0.CO;2).
- Noilhan, J., and S. Planton, 1989: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 536–549, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2).
- Pergaud, J., V. Masson, S. Malardel, and F. Couvreur, 2009: A parameterization of dry thermals and shallow cumuli for mesoscale numerical weather prediction. *Bound.-Layer Meteor.*, **132**, 83–106, <https://doi.org/10.1007/s10546-009-9388-0>.
- Pinty, J.-P., and P. Jabouille, 1998: A mixed-phased cloud parameterization for use in a mesoscale non-hydrostatic model: Simulations of a squall line and of orographic precipitation. Preprints, *Conf. on Cloud Physics*, Everett, WA, Amer. Meteor. Soc., 217–220.
- Roberts, N. M., and H. W. Lean, 2008: Scale-selective verification of rainfall accumulations from high-resolution forecasts of convective events. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 78–97, <https://doi.org/10.1175/2007MWR2123.1>.
- Samson, G., H. Giordani, G. Caniaux, and F. Roux, 2009: Numerical investigation of an oceanic resonant regime induced by hurricane winds. *Ocean Dyn.*, **59**, 565–586, <https://doi.org/10.1007/s10236-009-0203-8>.
- Seity, Y., P. Brousseau, S. Malardel, G. Hello, P. Bénard, F. Bouttier, C. Lac, and V. Masson, 2011: The AROME-France convective-scale operational model. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 976–991, <https://doi.org/10.1175/2010MWR3425.1>.
- Sullivan, S. C., K. A. Schiro, C. Stubenrauch, and P. Gentine, 2019: The response of tropical organized convection to El Niño warming. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **124**, 8481–8500, <https://doi.org/10.1029/2019JD031026>.
- Termonia, P., and Coauthors, 2018: The ALADIN system and its canonical model configurations AROME CY41T1 and ALARO CY40T1. *Geosci. Model Dev.*, **11**, 257–281, <https://doi.org/10.5194/gmd-11-257-2018>.
- van den Hurk, B. J. J. M., P. Viterbo, A. C. M. Beljaars, and A. K. Betts, 2000: Offline validation of the ERA40 surface scheme. ECMWF Tech Memo. 295, 42 pp., <http://www.ecmwf.int/sites/default/files/elibrary/2000/12900-offline-validation-era40-surface-scheme.pdf>.
- Vaña, F., P. Bénard, J.-F. Geleyn, A. Simon, and Y. Seity, 2008: Semi-Lagrangian advection scheme with controlled damping: An alternative to nonlinear horizontal diffusion in a numerical weather prediction model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 523–537, <https://doi.org/10.1002/qj.220>.
- Weisman, M. L., C. Davis, W. Wang, K. W. Manning, and J. B. Klemp, 2008: Experiences with 0–36-h explicit convective forecasts with the WRF-ARW model. *Wea. Forecasting*, **23**, 407–437, <https://doi.org/10.1175/2007WAF2007005.1>.
- Woodhams, B. J., C. E. Birch, J. H. Marsham, C. L. Bain, N. M. Roberts, and D. F. A. Boyd, 2018: What is the added value of a convection-permitting model for forecasting extreme rainfall over tropical East Africa? *Mon. Wea. Rev.*, **146**, 2757–2780, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-17-0396.1>.
- Zhu, K., and Coauthors, 2018: Evaluation of real-time convection-permitting precipitation forecasts in China during the 2013–2014 summer season. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **123**, 1037–1064, <https://doi.org/10.1002/2017JD027445>.

### **5.3 Chambon et al., 2015**

Chambon, P., Meunier, L.-F., Guillaume, F., Piriou, J.-M., Roca, R. and Mahfouf, J.-F. (2015), Investigating the impact of the water vapour sounding observations from SAPHIR on board Megha-Tropiques for the ARPEGE global model. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 141: 1769-1779. DOI :10.1002/qj.2478







## Investigating the impact of the water-vapour sounding observations from SAPHIR on board Megha-Tropiques for the ARPEGE global model

Philippe Chambon,<sup>a\*</sup> Louis-François Meunier,<sup>a</sup> Frank Guillaume,<sup>a</sup> Jean-Marcel Piriou,<sup>a</sup> Rémy Roca<sup>b</sup> and Jean-François Mahfouf<sup>a</sup>

<sup>a</sup>CNRM/GAME, Météo-France, CNRS, Toulouse, France

<sup>b</sup>LEGOS, OMP, Toulouse, France

\*Correspondence to: P. Chambon, CNRM/GAME, Météo-France, CNRS, 42 Avenue Coriolis, 31057 Toulouse Cedex, France.  
E-mail: philippe.chambon@meteo.fr

Data assimilation experiments of radiances from the microwave sounder SAPHIR on board the Megha-Tropiques (MT) satellite were conducted using the global numerical weather prediction (NWP) model ARPEGE (Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle) operational at Météo-France for the period June to August 2012. The combination of the MT's low-inclined orbit with the SAPHIR's six channels was found to increase the number of assimilated humidity-sensitive microwave observations in the Tropics by a factor of 3.8, compared with a control experiment using three existing Advanced Microwave Sounding Unit B and Microwave Humidity Sounder instruments. Impacts of SAPHIR on both analyses through the 4D-Var system and forecasts are found to be positive with respect to radiosonde data and analyses by the European Centre for Medium-range Weather Forecasts up to 12 h and neutral to positive up to 72 h. In particular, the improvement of innovation statistics for other humidity-sensitive satellite observations when SAPHIR is assimilated indicates a positive synergy of the MT satellite with the present observing system. In addition to providing new humidity observations in the Tropics, the SAPHIR data can also be used to define new diagnostics for NWP models. In particular: (i) with the MT's orbit being non-heliosynchronous, all local times are observed by the same sensor for a given area, which makes diurnal cycle diagnostics straightforward to set up; (ii) with SAPHIR providing more information on the vertical (six channels) than similar sensors, it can be easily used to study water-vapour vertical structures in NWP models. The first diagnostic applied to the ARPEGE model reveals a good consistency between observed and modelled diurnal cycles in analyses over western Africa, but also reveals a 2–4 h time lag between mean observed and equivalent model brightness temperatures. The second diagnostic highlights a well-represented vertical correlation of simulated brightness temperatures from the ARPEGE model with respect to SAPHIR over western Africa, but a too-low vertical correlation over drier regions such as the southern Pacific Ocean during the period June to August 2012.

*Key Words:* Megha-Tropiques; microwave; sounder; assimilation; Tropics; ARPEGE

*Received 4 April 2014; Revised 29 September 2014; Accepted 1 October 2014; Published online in Wiley Online Library 27 November 2014*

### 1. Introduction

The Megha-Tropiques (MT) mission is an Indo-French project led by CNES (Centre National d'Etudes Spatiales) and ISRO (Indian Space Research Organisation) (Desbois *et al.*, 2007; see the French science team website at <http://meghatropiques.ipsl.polytechnique.fr/>). The MT satellite carries the microwave sounder SAPHIR (Sondeur Atmosphérique du Profil d'Humidité Intertropicale par Radiométrie; see Eymard *et al.*, 2002), which

is a cross-track radiometer with six channels, distributed in the absorption band near 183.31 GHz; it has a 1700 km wide swath and a 10 km footprint at nadir (Brognez *et al.*, 2011). One of the main original features of the MT satellite is the provision of observations with a high time frequency thanks to its orbit, which makes a slight angle with the Earth's equatorial plane (20° of inclination). Therefore, it is possible to observe a given area, in the Tropics, three to six times per day. Karouche *et al.* (2012) showed good pre- and post-launch

instrument performances, which are confirmed when assessing the agreement between SAPHIR and Microwave Humidity Sounder (MHS) instruments' calibration (Jones *et al.*, 2013; see also reports of the GPM Intersatellite Calibration Working Group <http://gpm-x-cal.info/>). Clain *et al.* (2014) compared the SAPHIR observations to simulated observations from radiosonde data of the Cooperative Indian Ocean Experiment on Intraseasonal Variability in Year / Dynamics of the Madden–Julian Oscillation (CINDY/DYNAMO) international field campaign which took place over the Indian Ocean from September 2011 to March 2012 and found a high level of agreement with correlations higher than 0.97 and standard deviations smaller than 1 K (see table 4 of Clain *et al.* (2014) for channels 3–6). These findings show that the SAPHIR observations seem to be well suited for applications such as data assimilation into numerical weather prediction (NWP) models.

Indeed, microwave sounders are the dominant source of satellite-derived information on the vertical profiles of humidity. Their impact has been shown to be strong and positive on NWP analyses and forecasts (e.g. see Radnoti *et al.* (2010) for data denial experiments with global European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF) and Karbou *et al.* (2010b) for an impact study of microwave data assimilation over land in the Météo-France global model).

Results from an experiment with the Weather Research and Forecasting (WRF) three-dimensional variational data assimilation system (Barker *et al.*, 2004; Skamarock *et al.*, 2008), set up over the Indian subcontinent, demonstrated a positive impact of the MT's observations assimilation, as large as 30% of improvements of the moisture analyses, with respect to a reference in which the moisture field is constrained only by radiosondes, and the satellite High-resolution Infrared Radiation Sounder (HIRS) instrument (Singh *et al.*, 2013). In the present article we assess, for the first time to the authors' knowledge, the impact of the SAPHIR observations within a global model and a four-dimensional variational data assimilation system, with a full observing system as considered in operations at Météo-France (Courtier *et al.*, 1991; Desroziers *et al.*, 1999). In particular, other microwave sounders are not discarded from the experiments as in Singh *et al.* (2013), who indeed mention that effects of SAPHIR data assimilation are attenuated when Advanced Microwave Sounding Unit B (AMSU-B) and MHS measurements are also assimilated, compared with results presented in their article.

Whether the SAPHIR observations can be used to diagnose several aspects of model physics is also examined, in particular for investigating diurnal variations of water vapour and the vertical structure of the humidity field. The article is organized as follows: the datasets used as well as the model configurations and the experimental set-up are described in section 2. The impact on analyses and 6 h forecasts is then presented in section 3 in terms of innovation statistics on the SAPHIR data and other humidity-sensitive satellite observations; the effect on medium-range forecasts up to 102 h on humidity fields is described in section 4. Finally a summary is provided in section 5.

## 2. Data and experimental set-up

### 2.1. The microwave sounders observing system for humidity

The satellite observing system for humidity includes both infrared and microwave sounders: as microwave observations are less affected by the presence of clouds than infrared observations, they provide useful information not necessarily sensed by other infrared instruments. Table 1 provides a list of the microwave instruments that were used in the Météo-France operational system during the study period June to August 2012. Such a configuration leads to more than 11 observations per day in midlatitudes, but not more than seven close to the Equator. Thanks to the MT's low-inclined orbit, SAPHIR accumulates a significant number of observations (4–6 observations per day

Table 1. List of satellites, sensors and channels of humidity-sensitive microwave observations that are assimilated or monitored in this study.

| Satellite       | Instrument | Scanning geometry | High-frequency microwave channels assimilated (GHz) | High-frequency microwave channels monitored (GHz) |
|-----------------|------------|-------------------|---|---|
| NOAA 18         | AMSU-B     | Cross track       | 183.31 ± 1.00                                       | 89.0  |
|                 |            |                   | 183.31 ± 3.00                                       | 150   |
|                 |            |                   | 183.31 ± 7.00                                       |   |
| NOAA 19         | MHS        | Cross track       | 183.31 ± 3.00                                       | 89.0  |
|                 |            |                   | 183.31 ± 7.00                                       | 150   |
|                 |            |                   |   | 183.31 ± 1.00                                     |
| MetOp-A         | MHS        | Cross track       | 183.31 ± 1.00                                       | 89.0  |
|                 |            |                   | 183.31 ± 3.00                                       | 150   |
|                 |            |                   | 183.31 ± 7.00                                       |   |
| DMSP F16        | SSMIS      | Conical           | –   | 183.31 ± 1  |
|                 |            |                   |   | 183.31 ± 3  |
| DMSP F17        | SSMIS      | Conical           | –   | 183.31 ± 6.6                                      |
|                 |            |                   |   | 183.31 ± 1  |
|                 |            |                   |   | 183.31 ± 3  |
| DMSP F18        | SSMIS      | Conical           | –   | 183.31 ± 6.6                                      |
|                 |            |                   |   | 183.31 ± 1  |
|                 |            |                   |   | 183.31 ± 3  |
| Megha-Tropiques | SAPHIR     | Cross track       | 183.31 ± 0.20                                       | 183.31 ± 0.20                                     |
|                 |            |                   | 183.31 ± 1.10                                       | 183.31 ± 1.10                                     |
|                 |            |                   | 183.31 ± 2.80                                       | 183.31 ± 2.80                                     |
|                 |            |                   | 183.31 ± 4.20                                       | 183.31 ± 4.20                                     |
|                 |            |                   | 183.31 ± 6.80                                       | 183.31 ± 6.80                                     |
|                 |            |                   | 183.31 ± 11.0                                       | 183.31 ± 11.0                                     |

between 20°S and 20°N), thus reducing the difference of sampling by microwave instruments between the Tropics and the highly covered midlatitudes (see Figure 1(a)). Figure 2 illustrates the large fraction of the Tropics that are observed during a 6 h assimilation window. The main features of the water-vapour field observed with SAPHIR (Figure 2(a)), such as dry air areas over South America and the southern Pacific Ocean (red areas), are also present in the Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle (ARPEGE) 6 h forecast (Figure 2(b), see section 2.2.2 for details on the radiative transfer model used). Large discrepancies can also be noticed between observed and simulated brightness temperatures in rainy areas (blue areas), such as the mesoscale convective systems crossing West Africa. Indeed the use of observations, in cloudy and rainy systems, is more challenging than in clear-sky conditions (Errico *et al.*, 2007) and are not yet simulated nor assimilated within the ARPEGE operational forecasting system.

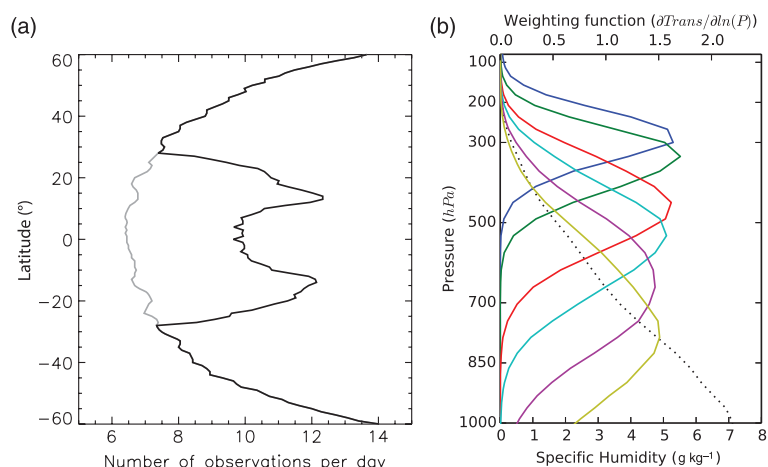
In the following, channels 183.31 ± 0.20, 183.31 ± 1.10, 183.31 ± 2.80, 183.31 ± 4.20, 183.31 ± 6.80 and 183.31 ± 11.0 GHz are noted as SAPHIR channels S1–S6.

### 2.2. Experimental set-up

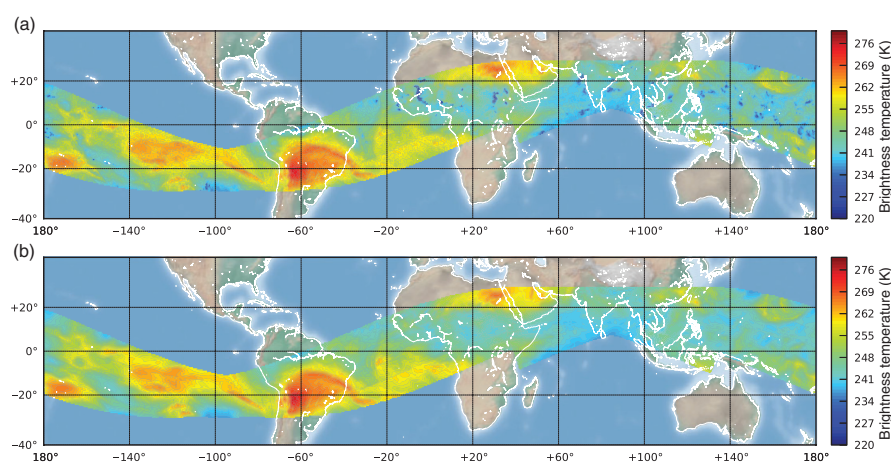
In this article, two experiments are compared with each other: the first is the control experiment (hereafter noted CTRL), which mimics the Météo-France operational forecasting system configuration plus the SAPHIR observations, which are monitored (i.e. they are systematically compared with model-simulated observations but are not used within the assimilation minimization). In the second experiment, the SAPHIR data are assimilated (noted EXP below) in addition to the observations in the CTRL experiment. Both experiments are conducted over the boreal summer 2012, starting 15 June and ending 10 August.

#### 2.2.1. Numerical model and data assimilation system

The numerical model used is the French spectral global model ARPEGE, operational at Météo-France since 1992 (Courtier *et al.*, 1991). The horizontal resolution ranges from 10 km over Europe to 65 km over the Antipodes; this corresponds to a T798



**Figure 1.** (a) Number of observations per day and per  $1^\circ$  grid box as function of latitude, for two constellations. In black, the AMSU-B/NOAA-18, MHS/NOAA-19, MHS/MetOp-A and SAPHIR/Megha-Tropiques are considered; in grey, SAPHIR/Megha-Tropiques is not included. At latitudes higher than  $30^\circ\text{N}$  and lower than  $30^\circ\text{S}$ , the grey and black curves are superimposed. The curves are built from 90-day orbit simulations computed using the IXION software (Capderou, 2005). (b) Weighting functions of the six SAPHIR channels, from the higher peaking channel 1, to the lower peaking channel 6; the standard specific humidity profile used to compute the weighting functions is plotted as a dotted line.



**Figure 2.** The (a) SAPHIR observations and (b) model-simulated brightness temperatures at  $183.1 \pm 1.1$  GHz for the ARPEGE 6 h assimilation window on 2 July 2012 at 0000 UTC.

average truncation of the ARPEGE stretched and tilted grid. The incremental 4D-Var data assimilation system (Desroziers *et al.*, 1999) is made of two outer loops, the first one being at a coarser resolution (T107) than the second one (T323). The control variables are vorticity and unbalanced variables for divergence, temperature, surface pressure and humidity. The background error variances are derived from a data assimilation ensemble and are updated at every cycle (Berre and Desroziers, 2010). Data assimilations are performed every 6 h followed by 6 h forecasts. Medium-range forecasts are performed every day at 0000 UTC up to 102 h ahead.

### 2.2.2. Selected specifications for SAPHIR data usage

A large variety of observations are assimilated within the ARPEGE model, this includes conventional observations from land and ocean surface stations (e.g. drifting buoys), *in situ* sounding data (e.g. radiosondes) and aircraft reports; it also includes satellite observations from microwave and infrared sounders, microwave imagers, scatterometers, atmospheric motion vectors and GNSS radio-occultation data. Satellite radiances count for more than 80% of the observations assimilated in the system.

Version 10 of the radiative transfer model for the TIROS (Television and Infrared Observation Satellite) Operational Vertical Sounder (RTTOV; Saunders *et al.*, 2012) is used as an observation operator to simulate the brightness temperatures of various satellite sounders and imagers considered in the ARPEGE data assimilation system. In the following, a first guess departure (resp. analyses departure) is defined as an observed brightness temperature minus the corresponding brightness temperature simulated from a 6 h forecast (resp. from an analysis).

Over oceans, the surface emissivity used for the forward simulations of the SAPHIR observations is derived from the fast microwave emissivity model 4 (FASTEM-4; Liu *et al.*, 2011; Bormann *et al.*, 2012a). Over land and for other sounders such as AMSU-B or MHS, surface emissivity is dynamically derived from a window channel and applied to sounding channels (Karbou *et al.*, 2010a). In the case of SAPHIR, an atlas of emissivity is necessary because no microwave window channel is available from this sounder. However, because SAPHIR observations lie within the tropical belt where the atmosphere is quite opaque, with the largest water vapour contents, the influence of the surface is likely to be less critical than elsewhere. The atlas used in the

present study was built from AMSU-B observations (Karbou *et al.*, 2005).

Before assimilation, systematic errors in satellite radiance data and in observation operator are corrected with an adaptive scheme, the so-called variational bias correction (VarBC) (Dee, 2004; Auligné *et al.*, 2007), using geometric and flow-dependent predictors (a global constant, a third-degree polynomial function of the viewing angle, air-mass correction based on the thickness of four layers). A 15 day preliminary training period prior to 15 June 2012 was dedicated to the training of the SAPHIR's VarBC coefficients before assimilation to preserve optimality of the 4D-Var system, which requires unbiased first-guess departures. After 15 June, the VarBC correction coefficients are adjusted dynamically with all other control variables in the EXP and in the CTRL experiments.

As for other satellite observations, the SAPHIR data are spatially thinned to keep one observation every 120 km and avoid observation error correlations, which cannot be taken into account by the current implementation of the data assimilation system because of its diagonal observation error matrix. In the Météo-France operational system, the observation error for microwave humidity channels close to the 183 GHz absorption band, like those from AMSU-B/MHS, is set to approximately 2 K; this value overestimates the optimal observation error that can be found when performing observation error diagnostics (e.g. Bormann and Bauer, 2010; Bormann *et al.*, 2012b), which partly prevents consideration of observation error correlation in the current version of the assimilation system. In the same way, an observation error of 2 K is defined for channels S1–S6; the observation errors are then of the same order of first-guess departures' standard deviations (see next section).

At 183 GHz, observations are mainly sensitive to frozen hydrometeors; as mentioned in section 2.1, cloudy and rainy satellite radiances are not yet simulated nor assimilated within the ARPEGE operational forecasting system; hence cloudy and rainy observations need to be filtered before the minimization. The quality control applied to the SAPHIR observations is defined as follows: (i) the lower peaking channel S6, which is the most sensitive to clouds and precipitation, is selected as the quality control channel; (ii) if the bias-corrected S6 first-guess departure is larger than 5 K, S1–S6 observations are rejected (for this particular step of the quality control, a fixed bias correction of 2.5 K is applied to S6 to avoid spurious interaction between quality control and the VarBC; Auligné and McNally, 2007); (iii) the current VarBC bias correction is applied to S1–S6 observations; (iv) a second first-guess departure check is applied on the observations selected in step (ii) and only channels with a bias-corrected first-guess departure smaller than 5 K are selected for assimilation. In the remainder of the manuscript, clear-sky observations will hence refer to observations that passed the quality control detailed above.

### 3. Impact on analyses

#### 3.1. Model fit to the SAPHIR observations

In this section, the SAPHIR observations are evaluated in terms of innovation statistics against brightness temperatures simulated from 6 h forecasts and analyses within the 4D-Var assimilation windows, over the whole experiment period. The bias and standard deviation of first-guess departures for the SAPHIR six channels are provided in Table 2. No difference was noted

between land and ocean innovation statistics (not shown), which confirms that not using dynamical estimates of surface emissivity (see section 2.2.2) is not critical in tropical areas. The bias ranges from 0.8 K for the highest peaking channel to  $-2.7$  K for the lowest peaking channel. These results are consistent with the biases presented in Clain *et al.* (2014) when comparing the SAPHIR data to RTTOV simulations using radiosonde data. They are also consistent with the study of Singh *et al.* (2013), who found a channel-dependent bias varying between  $+1.22$  and  $-1.96$  K over the Indian subcontinent when comparing the SAPHIR data with RTTOV simulations using ECMWF atmospheric profiles.

A channel-dependent bias can also be found for other microwave sensors, with a negatively increasing bias with channels sounding deeper in the atmosphere. For instance, it can be deduced from Figure 3, which displays time series of mean (bias-corrected and not bias-corrected) and standard deviation of innovation statistics from the EXP experiment, that MHS bias increases by  $-1.5$  K between its high-peaking channel ( $183.31 \pm 1.00$  GHz) and its low-peaking channel ( $183.31 \pm 7.00$  GHz).

Figure 3 also shows that the S2 bias is consistently lower than the AMSU-B/MHS channel-3 bias during the entire period, but the S3 and S5 biases are consistently higher than the AMSU-B channel-4 and channel-5 biases respectively. The standard deviation of first-guess departures for channel S2 is also smaller than that of the AMSU-B channel 3 and is similar for other channels. It can also be noticed that the SAPHIR innovation bias decreases toward zero with the VarBC coefficients from the 15 day training period (1–15 June 2012).

Regarding the time variability of innovation statistics, the slight noisiness of the SAPHIR innovations standard deviations and biases compared with the smoothness of those for the AMSU-B/MHS are likely to be related to surface emissivity characterization. Indeed, the use of the surface-emissivity atlas for SAPHIR compared with dynamical estimates, as for the AMSU-B/MHS, leads to slightly degraded innovation statistics; nonetheless, this small noisiness was found to have no negative impact on analysis and forecast scores.

#### 3.2. Model fit to other satellite humidity-sensitive observations

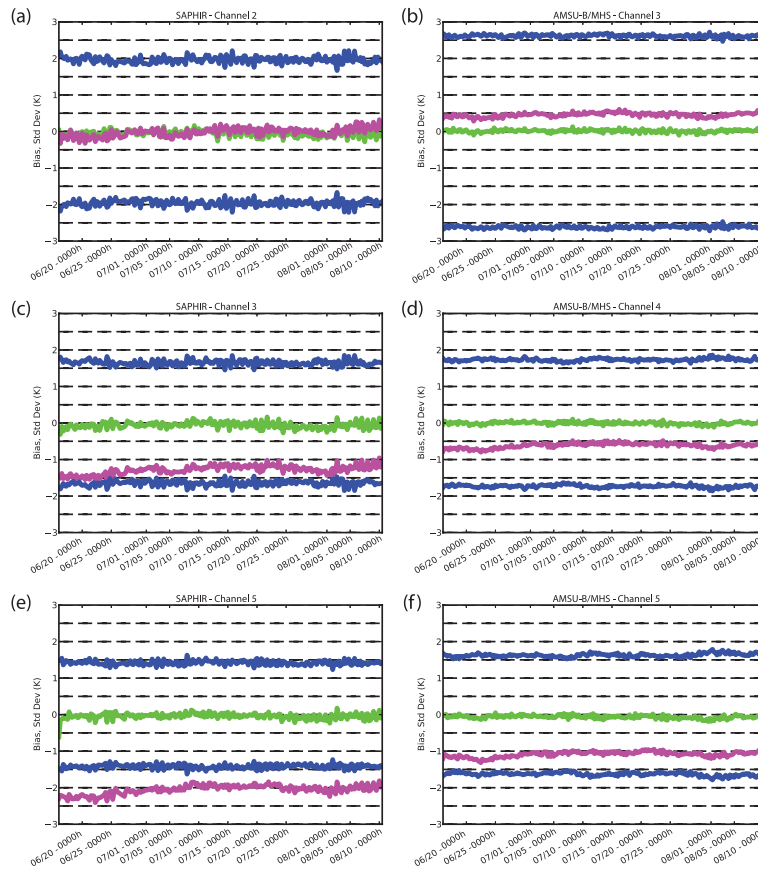
The effect of the SAPHIR data assimilation onto the observing system assimilated in the ARPEGE model can be evaluated by comparing the CTRL and EXP innovation statistics for other satellite humidity-sensitive observations. The comparisons shown in Figure 4 reveal a better agreement of model-simulated brightness temperatures with observations from several instruments. Figure 4(a) indicates that MHS/MetOp-A innovation statistics (both first-guess and analysis departures) are improved by approximately 0.2 K over the tropical band. A similar improvement can also be noticed for MHS/NOAA-19 and AMSU-B/NOAA-18 innovations (not shown). It is also the case for the SAPHIR observations that are characterized by better innovation statistics in the EXP experiment, except for the S5 first-guess departure standard deviation.

As for infrared observations (Figure 4(b)), improvements of innovation statistics can also be found for observations such as the 6.35 and 7.35  $\mu\text{m}$  channels of the Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI)/Meteosat 10 or the 6.52 and 7.33  $\mu\text{m}$  channels of the HIRS/MetOp-A.

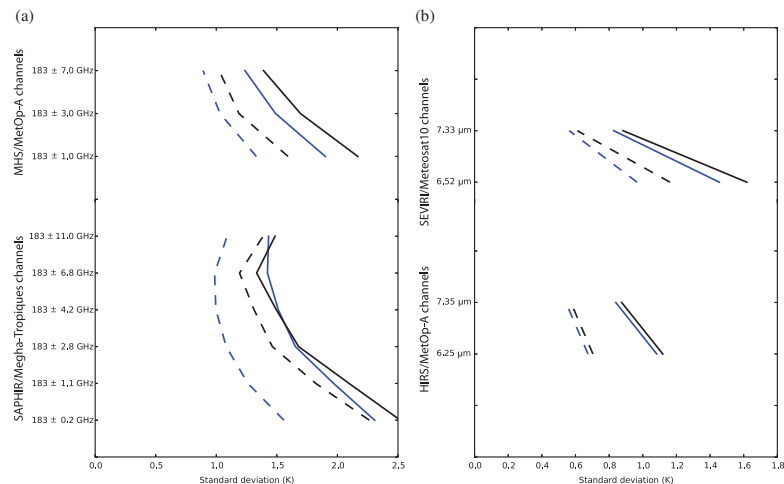
The improvements in the EXP experiment with respect to the CTRL experiment, regarding innovations statistics of

Table 2. Innovation statistics of the SAPHIR first-guess departures (observation – first guess) over the period from 16 June to 10 August 2012 for the EXP experiment.

|                            | Channel 1 | Channel 2 | Channel 3 | Channel 4 | Channel 5 | Channel 6 |
|----------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Bias before correction (K) | 0.781     | -0.019    | -1.275    | -1.932    | -2.046    | -2.697    |
| Bias after correction (K)  | -0.043    | -0.048    | -0.063    | -0.058    | -0.042    | -0.039    |
| Standard deviation (K)     | 2.306     | 1.962     | 1.649     | 1.509     | 1.419     | 1.427     |



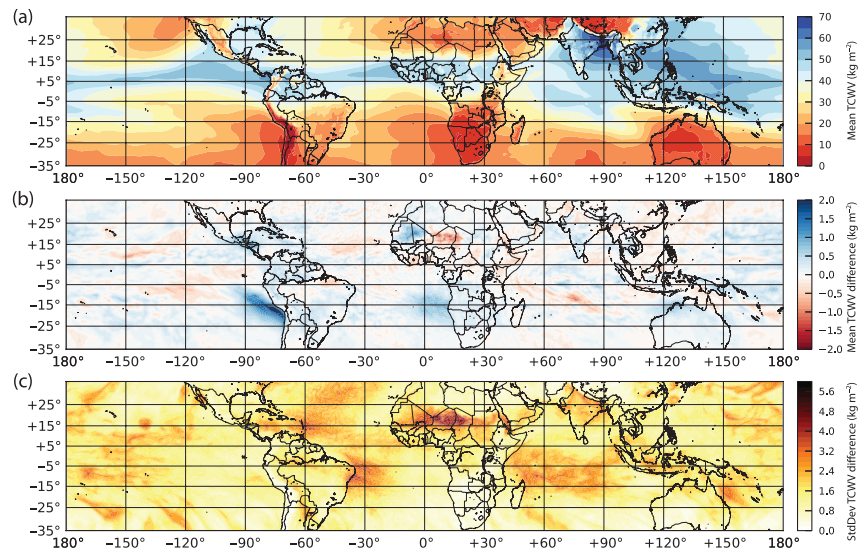
**Figure 3.** Time series of the bias (pink), bias-corrected bias (green),  $\pm$  the standard deviation (blue) of first-guess departures from the EXP experiment for (a,c,e) three SAPHIR channels (S2,  $183.31 \pm 1.10$  GHz; S3,  $183.31 \pm 2.80$  GHz; S5,  $183.31 \pm 6.80$  GHz) and (b,d,f) the closest AMSU-B/MHS channels on board NOAA-19, NOAA-19 and MetOp-A ( $183.31 \pm 1.00$ ,  $183.31 \pm 3.00$  and  $183.31 \pm 7.00$  GHz).



**Figure 4.** Standard deviation of first-guess departures (solid lines) and of analysis departures (dashed lines) for the CTRL (black lines) and the EXP experiments (blue lines) over the tropical band, for (a) SAPHIR/MT and MHS/MetOp-A, and (b) HIRS/MetOp-A and SEVIRI/Meteosat-10.

both microwave and infrared satellite instruments other than SAPHIR, demonstrate the positive synergy of the MT data with the present observing system. Furthermore, over the 2 month period considered, it is more than 3.8 million and more than 14.6 million of humidity-sensitive microwave observations that are used in tropical regions in the CTRL and in the

EXP experiments respectively. This corresponds to a ratio of roughly 3.8 in the number of microwave observations used to constrain the humidity field in tropical regions when assimilating the SAPHIR data. Hence, this high ratio explains the large positive impact noticed on the innovation statistics presented in this section.



**Figure 5.** (a) Mean total column water vapour (TCWV) over the assimilation period for the CTRL experiment, (b) mean differences between TCWV for the EXP and the CTRL experiments, (c) standard deviation of the differences between TCWV for the EXP and the CTRL experiments.

### 3.3. Impact on water vapour analyses and short range forecasts

This section examines the impact of assimilating SAPHIR observations onto the humidity field over tropical regions. The first subsection focuses on total column water vapour and the following two investigate this impact onto both diurnal variations and vertical structures of the relative humidity field.

#### 3.3.1. Integrated water-vapour content

The large-scale features of the summer monsoon water vapour, as represented in the ARPEGE model, can be seen in Figure 5(a), with blue areas depicting the positioning of the intertropical convergence zone (ITCZ), with the largest water-vapour content over the Bay of Bengal and the warm pool in the Pacific Ocean. The assimilation of the SAPHIR observations leads to drying–moistening of different regions over the Tropics, as depicted on Figure 5(b). This figure reveals systematic lack or excess of water vapour, probably related to systematic biases of the model physics/dynamics, while Figure 5(c) highlights areas with the largest effect on integrated water-vapour variance. Latitudes with the largest changes of total column water vapour (TCWV) also correspond to best sampling regions of the SAPHIR instrument (see Figure 1(a)), which is likely to lead to this enhanced effect. A mean moistening of up to more than  $2 \text{ kg m}^{-2}$  can be noticed over an atmospheric subsidence area along the Peruvian coastline (Figure 5(b)). A drying–moistening dipole can also be seen over the Sahel in Africa between  $15$  and  $25^\circ \text{N}$ . This dipole is consistent with the dipole described in Karbou *et al.* (2010b), who showed the improvements led by assimilating low-level microwave observations over land, which can be critical for the representation of the West African monsoon and the location of the ITCZ. A low predictability of water vapour and precipitation over the Sahelian band (e.g. Roehrig *et al.*, 2013) might also explain that in addition to being the location of the TCWV systematic modifications, it is also the location of large TCWV variability modifications in the EXP with respect to the CTRL experiment (Figure 5(c)). Over the oceans there are also regions with low systematic modifications (light coloured areas on Figure 5(b)) but large variability changes, as can be found along the coast of the northeast region of Brazil.

In the next two sections, the averaged effect on the TCWV presented in this section is decomposed into a vertical profile

analysis as well as into an analysis of diurnal variations of humidity.

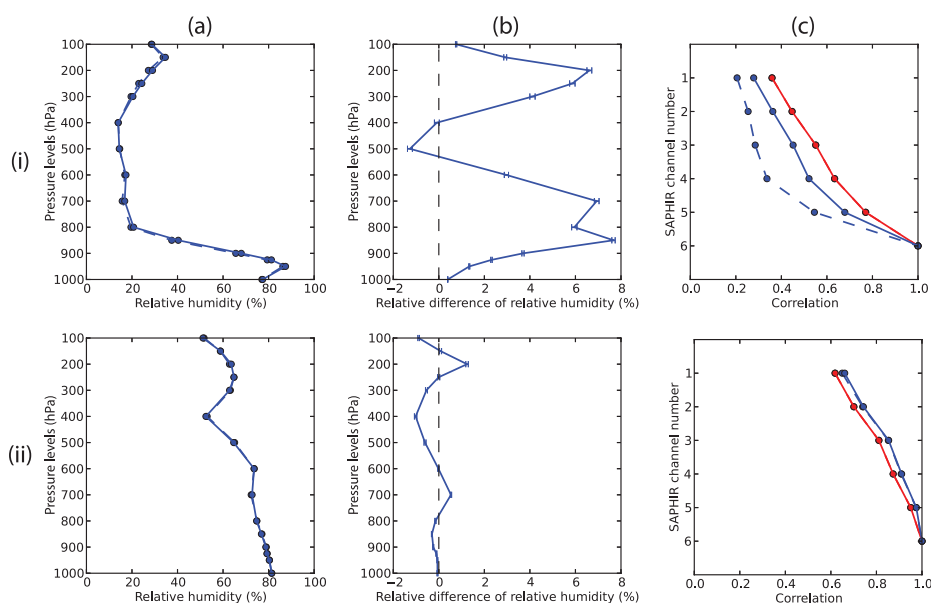
#### 3.3.2. Vertical structure of relative humidity increments

The vertical structure of the mean increments on relative humidity fields depends on the geographical region of interest. In this section we examine the structure of relative humidity profiles using a profile-to-radiance method. A simple diagnostic is set up to assess the differences of vertical profiles over areas with scarce radiosonde observations; it consists of comparing the SAPHIR interchannel correlations for both observations and simulated observations. In the present article, the correlations of S1–S5 with S6 are computed. The SAPHIR weighting functions cover the free troposphere, with the S6 weighting function maximum located close to 850 hPa and sounding deeper with a drier atmosphere (see Figure 1(b)).

Although a fraction of the correlation observed is related to the overlap of the weighting functions, part of the signal arises from vertical correlation of the humidity profile. Given the accuracy of the RTTOV-10 model (Saunders *et al.*, 2012), which was evaluated for the SAPHIR channels with line-by-line radiative transfer simulations in a recent article by Clain *et al.* (2014), differences between correlations of the SAPHIR observations and the SAPHIR simulated observations are hence related to the difference in humidity profile structures.

Two examples are given on Figure 6:

- (i) Over the oceanic domain along the Peruvian coastline, characterized by subtropical trade winds, where the largest moistening was observed with the SAPHIR data assimilated (Figure 5(b)), relative humidity is greater than 80% in the boundary layer but lower than 20% in the free troposphere between 800 and 400 hPa (Figure 6(i-a)). The largest differences between the CTRL and the EXP analyses lie between 900 and 700 hPa with more than 6% of relative differences. The interchannel correlation decreases from 0.8 for S5 to 0.4 for S1 in the observations (Figure 6(i-c)), as expected for dry subsiding regimes where the humidity distribution is mostly driven by the large-scale dynamics (e.g. Roca *et al.*, 2012). The comparison with model interchannel correlations shows that the additional humidity above the boundary layer, led by the SAPHIR data assimilation, increases the interchannel correlation, which



**Figure 6.** (Column a) Seasonally averaged vertical profiles of relative humidity for the CTRL experiment analyses (dashed blue line) and the EXP experiment analyses (full blue line). (Column b) Seasonally averaged vertical profiles of relative difference in relative humidity between the EXP and the CTRL experiment: error bars show confidence intervals at 95%. (Column c) Correlation of SAPHIR's channels with S6 for the observations (red line), the simulated observations from the CTRL experiment (dashed blue line) and those simulated from the EXP (full blue lines). Line (i) corresponds to an oceanic domain in the South Pacific ( $-100^{\circ}\text{E}$  to  $-70^{\circ}\text{E}$ ;  $-25^{\circ}\text{N}$  to  $-5^{\circ}\text{N}$ ) and includes 69 658 SAPHIR samples for the correlation calculations. Line (ii) corresponds to a continental domain in Africa ( $-20^{\circ}\text{E}$  to  $-40^{\circ}\text{E}$ ;  $0^{\circ}\text{N}$  to  $15^{\circ}\text{N}$ ) and includes 53 147 SAPHIR samples.

is consistent with the observations (Figure 6(i-c)). A similar improvement of interchannel correlation in the EXP over the CTRL can also be found over other oceanic domains, such as Angola and Namibia, moistened by SAPHIR assimilation (not shown). For most of the oceanic domains with dry subsiding regimes examined, model simulations are characterized by a lower vertical correlation than in the observations. These results are consistent with those presented in Brogniez *et al.* (2011), who compared relative humidity vertical correlations over oceans in ERA-Interim and a radiosondes record; they showed that ERA-Interim is also characterized by weak correlations throughout the free troposphere compared with the radiosonde data.

- (ii) The selected continental area covers a convectively active domain in the ITCZ over Africa. In this case, the mean relative humidity increments range between  $-2$  and  $+2\%$  (Figure 6(ii-b)), and the interchannel correlations are higher (all greater than 0.6) than for the previous case due to ascending–descending atmospheric motions associated with deep convection (Figure 6(ii-c)). Model simulated correlations are in good agreement with SAPHIR observations, with a slight overestimation only (less than 0.05) compared with the results for the oceanic domain described previously, where model simulated correlations are significantly lower than those observed (more than 0.2).

The latter improvements in the humidity vertical profile correlations, computed with the analyses, show that the assimilation of the SAPHIR's six channels can improve the analyses where the model is characterized by a too-low vertical correlation of water vapour profiles; those results are robust for the 6 h forecasts (not shown). Nonetheless, the results presented in this section also show that over domains where the model analysis vertical-profile correlations are already very similar to correlations between observations, the SAPHIR data assimilation does not lead to significant improvements.

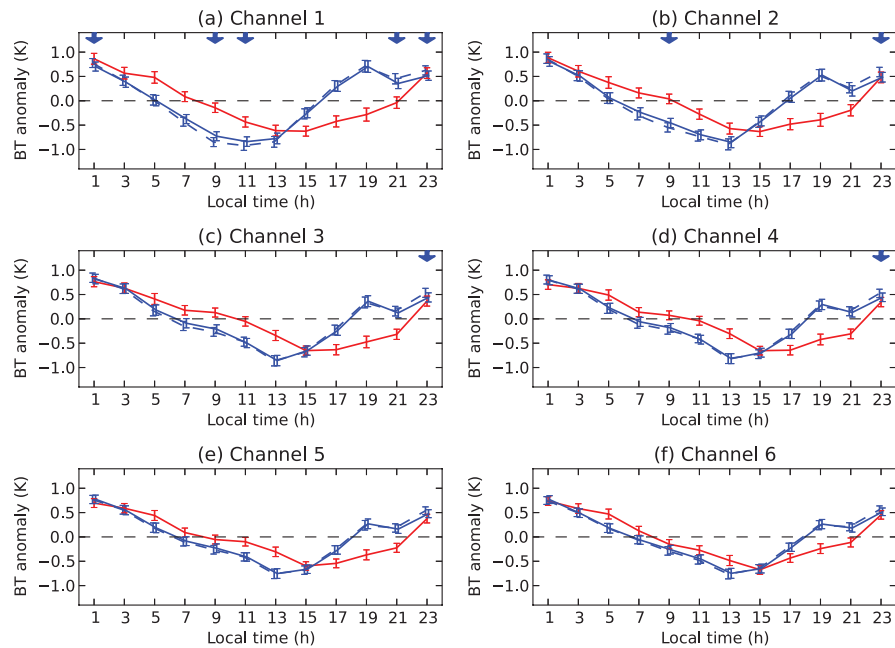
### 3.3.3. Diurnal variations of brightness temperatures

In this section we examine the diurnal variations of upper tropospheric humidity in clear-sky conditions using again a profile-to-radiance method. Although infrared data from geostationary satellites are already widely used for studying these variations (e.g. Soden, 2000; Chung *et al.*, 2007, 2013), fewer attempts have been made to combine data from several polar-orbiting satellites and derive mean diurnal variations with microwave sounding data, because only a few local times are observed from these orbits (e.g. Eriksson *et al.*, 2010; Chung *et al.*, 2013). With Megha-Tropiques' orbit being non-heliosynchronous, it allows computation of a seasonally averaged diurnal cycle of microwave brightness temperatures, because all local times are observed by SAPHIR after a period of 51 days (Caperrou, 2009).

As an illustration, mean brightness temperature diurnal variations are computed over a convectively active region in Africa, as in the previous section. Figure 7 reveals that for each of the six SAPHIR channels, the magnitude of diurnal variations of brightness temperature anomalies are similar in observations and simulations from 6 h forecasts. Hence, the magnitudes of diurnal variations of relative humidity in the atmosphere are likely to be well represented in the model forecasts for this particular region.

A night-time positive anomaly of observed brightness temperatures has previously been reported in the literature for both infrared and microwave satellite observations sensitive to humidity (e.g. Soden, 2000; Eriksson *et al.*, 2010; Chung *et al.*, 2013). Consistently, a night-time positive anomaly can also be noted for each SAPHIR channel, which corresponds to a positive anomaly of relative humidity in each of the corresponding layers sounded by SAPHIR (red lines on Figure 7; see the caption of Figure 7 for the chosen definition of brightness temperature anomalies). A night-time positive anomaly can also be found in the model simulations, with a phase shift of 2–4 h with the SAPHIR observations. For instance for S2, the dry period for the model lies from 0500 hours to 1700 hours local time, but from 0900 hours to 2100 hours local time in actual SAPHIR





**Figure 7.** (a–f) Mean diurnal variations of the SAPHIR brightness temperature (BT) anomalies (red lines) and corresponding model-simulated brightness temperatures from 6 h forecasts (blue lines; dashed lines for the CTRL experiment, and solid lines for the EXP experiment). Samples were collected over a continental domain in Africa (20°W–40°E; 0°N–15°N) and for all the period considered in the assimilation experiments (4000 samples for each local time bin). The anomalies are defined as the mean brightness temperature along the day minus the mean brightness temperature for a given local time bin. Error bars correspond to confidence intervals on the mean at the 95% level. Blue arrows indicate the local time bins for which the EXP diurnal variations better represent the observation diurnal variations than the CTRL at the 68% level of confidence.

observations. It also can be seen that for all channels, the dry peak occurs earlier in model simulations than in the observations. This phase shift is consistent with those previously reported in the literature for model reanalysis datasets such as ERA-40 or ERA-Interim (e.g. Chung *et al.*, 2013). The too-early drying of the atmosphere in clear-sky conditions can also be related to the well-documented too-early diurnal rainfall maximum in model simulations, which is typically driven by the timing of maximum solar insolation (e.g. Guichard *et al.*, 2004; Kidd *et al.*, 2013; Liu *et al.*, 2014).

It can be noted that the S1 diurnal variations, which are the most phase-shifted in the CTRL experiment, are also those for which the variations are slightly improved in the EXP experiment. This improvement is statistically significant only for very few local time bins, as indicated by blue arrows at 68% of confidence and red arrows at 95% of confidence (see Figure 8 with one red arrow).

The same comparison is performed with model simulations from analyses instead of short-range forecasts. Results shown in Figure 8 reveal that data assimilation successfully constrains diurnal variations of water vapour in this region. Hence, despite a well-constrained diurnal variation in the analyses over this particular domain, both in the CTRL and in the EXP, a 6 h forecast is sufficient to bring the model back towards its atmospheric drying–moistening diurnal equilibrium. It is likely that improved model physics with a better representation of diurnal variations (e.g. Piriou *et al.*, 2007; Bechtold *et al.*, 2014) would hence take more benefit from the data assimilation for this particular diagnostic. Taking advantage of MT's original orbit, this diagnostic can be easily set up and would provide useful information to assess model physics improvements.

#### 4. Impact on forecasts

As shown in the previous section, the EXP experiment analyses and 6 h forecasts are characterized by a better fit with observations, in terms of innovation statistics over all the Tropics, and

also in terms of vertical structures of water vapour profiles and diurnal variations for the selected domains. The following section investigates up to which forecast range the SAPHIR data assimilation would have an influence on the water vapour, temperature and wind-field predictions.

In order to evaluate differences in the EXP and the CTRL model forecasts, relative humidity fields are compared with two different datasets and for each forecast range up to 102 h. The first reference dataset corresponds to the ECMWF operational analyses, which are used on a regular grid of 1.5°; the second reference dataset used corresponds to radiosonde data, irregularly located over the globe (about 300 radiosonde data are used for each comparison at a given forecast range). Comparisons are carried out at pressure levels up to 100 hPa with the ECMWF analyses, and up to 400 hPa with the radiosonde data.

In the Tropical belt, the root mean square error (RMSE) on relative humidity of the CTRL experiment ranges between 10 and 25% and increases with forecast range and pressure levels, in comparisons with both ECMWF analyses (Figure 9(a)) and radiosonde data (Figure 9(b)). The most significant improvement can be found during the first 12 h of forecast between 400 and 150 hPa (Figure 9(c)), which represents a relative decrease of roughly 10% of the RMSE between the CTRL and the ECMWF analyses. A statistically significant impact can also be seen up to 72 h of forecast between 800 and 700 hPa, but it represents a smaller relative RMSE reduction of the CTRL, between 1 and 2%. This improvement up to 72 h at 700 hPa also can be identified in the comparison with the radiosonde data, with a similar magnitude of 1–2% (Figure 9(d)). Negative impacts are also found in Figure 9(d) (red areas), but they are not statistically significant at the 99% level of confidence.

Improvements of the RMSE of 1–2% with respect to the ECMWF analyses were also noticed for forecast ranges up to 60 h at 700 hPa for the temperature fields (see Figure 10(a)) and up to 90 h between 850 and 300 hPa for the wind fields (see Figure 10(b)). No statistically significant impact was found on

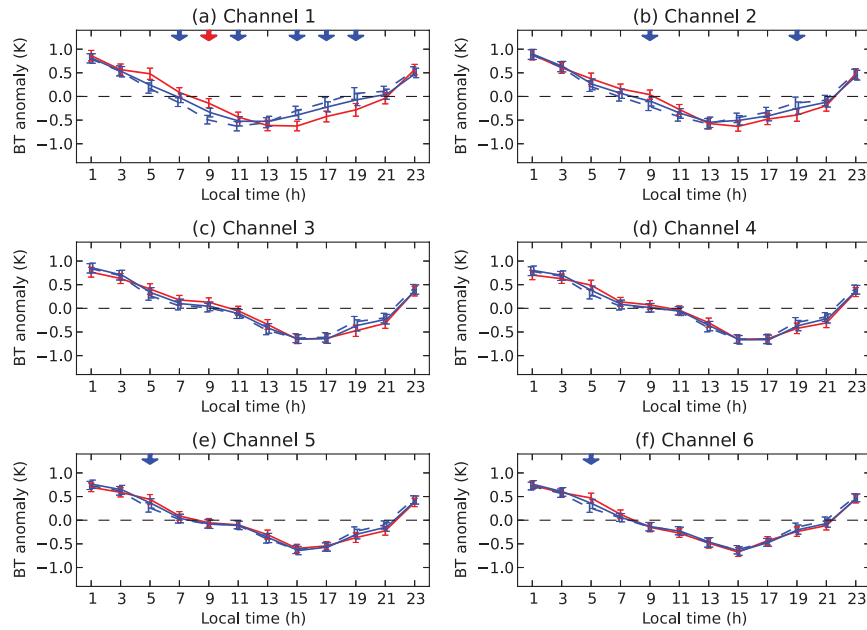


Figure 8. Same as Figure 7 but with model-simulated brightness temperatures (BT) from analyses (blue lines). The red arrow indicates the local time bin for which the EXP diurnal variation is better than the CTRL compared with observations at the 95% level of confidence.

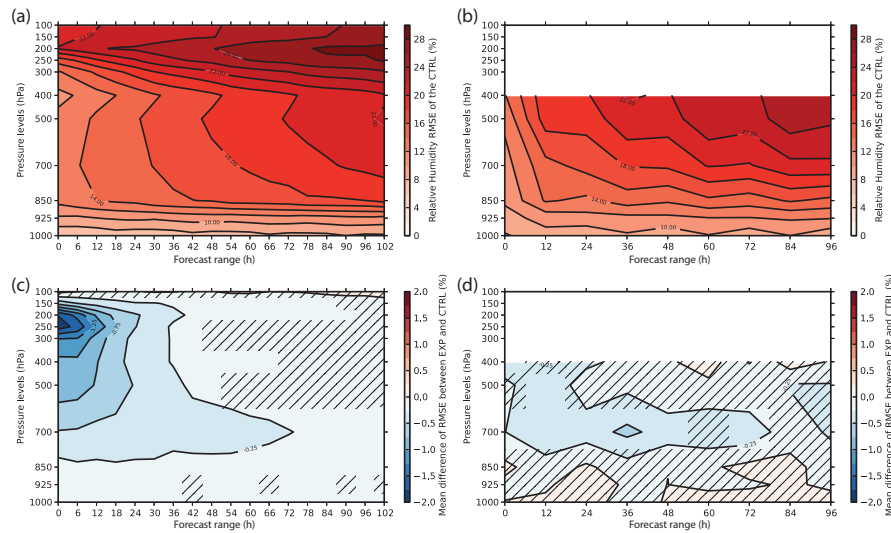


Figure 9. Relative humidity root mean square error (RMSE) of the CTRL experiment compared with (a) ECMWF analyses and (b) radiosonde data in the Tropics for all the period considered in the assimilation experiments, as function of forecast range and pressure levels. Difference of RMSE between the EXP and the CTRL experiment compared with (c) ECMWF analyses and (d) radiosonde data. An improvement in the EXP experiment corresponds to a negative difference of RMSE. Areas that are not dashed indicate differences of RMSE that are significant at the 99% level of confidence.

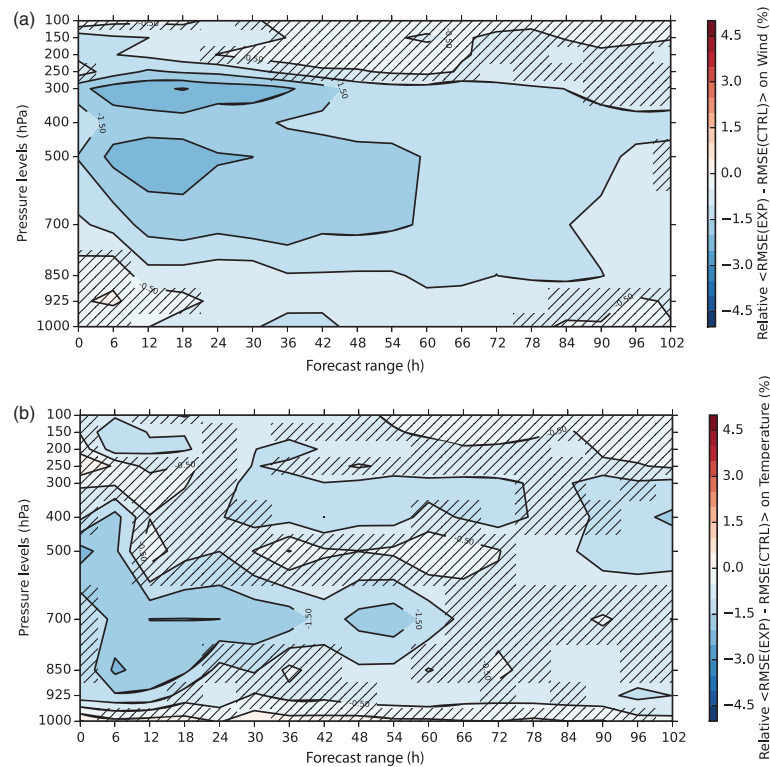
the temperature and wind fields with respect to radiosonde data (not shown).

Hence, the largest positive impact was found for the humidity field and the upper troposphere. Indeed, as the higher-peaking SAPHIR channel S1 is unique with respect to other microwave sounders, it is possible that it provides a large contribution of the improvements assessed in this experiment. The location of the largest impact could also be explained by the larger errors in relative humidity fields in the upper troposphere than in the lower troposphere.

An additional experiment was conducted by discarding S6 of the data assimilation system (S6 is also a unique channel with respect to other microwave sounders); statistical scores indicate

a neutral to positive impact of S6 in the lower layers of the atmosphere (not shown). Therefore, using the full set of SAPHIR channels was found to be the optimal configuration for the MT’s data assimilation.

Despite improved water vapour analyses, the impact on rainfall forecasts was found to be neutral (not shown); this might be explained by the fact that: (i) the largest improvements on water vapour analyses shown in the present article are located in the upper troposphere, which might be less critical for rain forecasts than lower tropospheric humidity; (ii) the assimilation of SAPHIR data is performed in clear-sky conditions and not in cloudy and rainy areas, which is a quite indirect improvement of the analyses to expect large improvements in rainfall forecasts.



**Figure 10.** Improvement of RMSE for the EXP with respect to the CTRL experiment, relative to the RMSE of the CTRL and compared with ECMWF analyses, as a function of forecast range and pressure levels, for (a) wind fields and (b) temperature fields. Areas that are not dashed indicate differences of RMSE that are significant at the 99% level of confidence. Scores are computed starting 15 June and ending 10 August.

## 5. Summary and perspectives

This article presents results of the first assimilation experiments of the SAPHIR observations into a research version of the global model ARPEGE operational at Météo-France. The main conclusions to be drawn from the results presented are:

- The six SAPHIR channels can be assimilated both over land and over oceans, using an emissivity atlas instead of dynamical estimates of emissivity from a window channel.
- A quite significant improvement of tropical innovation statistics was found for observations from AMSU-B, MHS, SEVIRI and HIRS instruments sensitive to atmospheric humidity when the SAPHIR data are assimilated.
- An improvement of approximately 10% on relative RMSE of relative humidity was noticed between 400 and 150 hPa during the first 12 h of forecasts; in lower layers at 700 hPa, a smaller improvement up to 2% of relative RMSE is also statistically significant up to 72 h.
- In addition to behaving in good synergy with the rest of the observing system, two features specific to SAPHIR/Megha-Tropiques were shown to be useful in providing valuable diagnostics to assess model physics characteristics: six channels for analysing vertical structures of water vapour profiles, and a non-heliosynchronous orbit to observe diurnal variations of water vapour.

Plans are in progress to reassess the impact of the SAPHIR data on the ARPEGE analyses and forecasts by making use of MHS on board MetOp-B satellite and ATMS on board the Suomi National Polar-orbiting Partnership (NPP) satellite. In these future experiments, it is also planned to diagnose optimal observation errors for SAPHIR's six channels.

The diagnostics set up in the present article on diurnal variations and vertical structure of the water vapour field will be

applied to evaluate future versions of the ARPEGE model physics. Assimilating cloudy and rainy radiances is likely to be more promising for improving rainfall forecasts than assimilating clear-sky radiances (e.g. Marécal and Mahfouf, 2003; Hou *et al.*, 2004; Mahfouf *et al.*, 2005; Hou and Zhang, 2007; Bauer *et al.*, 2010; Zhang *et al.*, 2013; Chambon *et al.*, 2013), therefore experiments are currently being undertaken to simulate (Geer and Baordo, 2014) and assimilate the SAPHIR high-frequencies observations in the Météo-France forecasting system.

## Acknowledgements

Dr Fatima Karbou is acknowledged for her helpful comments on the use of microwave observations over land in the Tropics. The authors acknowledge the ICARE and Climserv data centres for providing SAPHIR Level 1A2 data. The three anonymous reviewers are also acknowledged for their helpful comments which improved the manuscript. CNES is gratefully acknowledged for the financial support to this scientific activity.

## References

- Auligné T, McNally AP. 2007. Interaction between bias correction and quality control. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **133**: 643–653, doi: 10.1002/qj.57.
- Auligné T, McNally AP, Dee DP. 2007. Adaptive bias correction for satellite data in a numerical weather prediction system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **133**: 631–642, doi: 10.1002/qj.56.
- Barker DM, Huang W, Guo YR, Bourgeois AJ, Xiao QN. 2004. A three-dimensional variational data assimilation system for MM5: Implementation and initial results. *Mon. Weather Rev.* **132**: 897–914, doi: 10.1175/1520-0493(2004)132<0897:ATVDAS>2.0.CO;2.
- Bauer P, Geer AJ, Lopez P, Salmond D. 2010. Direct 4D-Var assimilation of all-sky radiances. Part I: Implementation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **136**: 1868–1885, doi: 10.1002/qj.659.
- Bechtold P, Semane N, Lopez P, Chaboureaud JP, Beljaars A, Bormann N. 2014. Representing equilibrium and nonequilibrium convection in large-scale

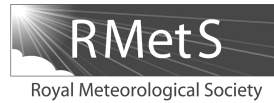
- models. *J. Atmos. Sci.* **71**: 734–753, doi: 10.1175/JAS-D-13-0163.1.
- Berre L, Desroziers G. 2010. Filtering of background error variances and correlations by local spatial averaging. *Mon. Weather Rev.* **138**: 3693–3720, doi: 10.1175/2012MWR3111.1.
- Bormann N, Bauer P. 2010. Estimates of spatial and interchannel observation-error characteristics for current sounder radiances for numerical weather prediction. I: Methods and application to ATOVS data. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **136**: 1036–1050, doi: 10.1002/qj.616.
- Bormann N, Geer A, English S. 2012a. *Evaluation of the Microwave Ocean Surface Emissivity Model FASTEM-5 in the IFS*, ECMWF Technical Memoranda 667. ECMWF: Reading, UK.
- Bormann N, Fouilloux A, Bell W. 2012b. *Evaluation and Assimilation of ATMS Data in the ECMWF System*, ECMWF Technical Memoranda 689. ECMWF: Reading, UK.
- Brogniez H, Kirstetter PE, Eymard L. 2011. Expected improvements in the atmospheric humidity profile retrieval using the Megha-Tropiques microwave payload. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **139**: 842–851, doi: 10.1002/qj.1869.
- Capderou M. 2005. *Satellites: Orbits and Missions*. Springer-Verlag: Paris.
- Capderou M. 2009. *Sampling: Comparisons with Other Meteorological Satellites*, Megha-Tropiques Technical Memoranda N°1. Ecole Polytechnique: Palaiseau, France.
- Chambon P, Zhang SQ, Hou AY, Zupanski M, Cheung S. 2013. Assessing the impact of pre-GPM microwave precipitation observations in the Goddard WRF ensemble data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **140**: 1219–1235, doi: 10.1002/qj.2215.
- Chung ES, Sohn BJ, Schmetz J, Koenig M. 2007. Diurnal variation of upper tropospheric humidity and its relations to convective activities over tropical Africa. *Atmos. Chem. Phys.* **7**: 2489–2502, doi: 10.5194/acp-7-2489-2007.
- Chung ES, Soden BJ, Sohn BJ, Schmetz J. 2013. An assessment of the diurnal variation of upper tropospheric humidity in reanalysis data sets. *J. Geophys. Res. Atmos.* **118**: 3425–3430, doi: 10.1002/jgrd.50345.
- Clain G, Brogniez H, Payne VH, John VO, Luo M. 2014. An assessment of SAPHIR calibration using quality tropical soundings. Submitted for publication to *J. Atmos. Oceanic Technol.*, doi: http://dx.doi.org/10.1175/JTECH-D-14-00054.1.
- Courtier P, Freydier C, Geleyn JF, Rabier F, Rochas M. 1991. The ARPEGE project at Meteo-France. *Proceedings of the Workshop on Numerical Methods in Atmospheric Models, 13 September 1991*, Vol. 2: . 193–231 ECMWF: Reading, UK.
- Dee D. 2004. Variational bias correction of radiance data in the ECMWF system. *Proceedings of the ECMWF Workshop on Assimilation of High Spectral Sounders in NWP, July 2004*: 97–112. ECMWF: Reading, UK.
- Desbois M, Capderou M, Eymard L, Roca R, Viltard N, Viollier M, Karouche N. 2007. Megha-Tropiques: Un satellite hydrométéorologique Franco-Indien. *Météorologie* **57**: 19–27, doi: 10.4267/2042/18185.
- Desroziers G, Poupouneau B, Thépaut JN, Janisková M, Veersé F. 1999. Four-dimensional variational analyses of FASTEX situations using special observations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **125**: 3339–3358, doi: 10.1002/qj.49712556111.
- Eriksson P, Rydberg B, Johnston M, Murtagh DP, Struthers H, Ferrachat S, Lohmann U. 2010. Diurnal variations of humidity and ice water content in the tropical upper troposphere. *Atmos. Chem. Phys.* **10**: 11519–11533, doi: 10.5194/acp-10-11519-2010.
- Errico RM, Bauer P, Mahfouf JF. 2007. Issues regarding the assimilation of cloud and precipitation data. *J. Atmos. Sci.* **64**: 3785–3798, doi: 10.1175/2006JAS2044.1.
- Eymard L, Gheudin M, Laborie P, Siroiu F, Le Gac C, Vinson JP, Franquet S, Desbois M, Karbou F, Roca R, Scott N, Waldteufel P. 2002. *The SAPHIR Humidity Sounder*, Notes des Activités Instrumentales de l'IPSL 24. Institut Pierre Simon Laplace: Paris.
- Geer AJ, Baordo F. 2014. Improved scattering radiative transfer for frozen hydrometeors at microwave frequencies. *Atmos. Meas. Tech. Discuss.* **7**: 1749–1805, doi: 10.5194/amtd-7-1749-2014.
- Guichard F, Petch JC, Redelsperger JL, Bechtold P, Chaboureaud JP, Cheinet S, Grabowski W, Grenier H, Jones CG, Köhler M, Piriou JM, Tailleux R, Tomasini M. 2004. Modelling the diurnal cycle of deep precipitating convection over land with cloud-resolving models and single-column models. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **130**: 3139–3172, doi: 10.1256/qj.03.145.
- Hou AY, Zhang SQ. 2007. Assimilation of precipitation information using column model physics as a weak constraint. *J. Atmos. Sci.* **64**: 3865–3878, doi: 10.1175/2006JAS2028.1.
- Hou AY, Zhang SQ, Reale O. 2004. Variational continuous assimilation of TMI and SSM/I rain rates: Impact on GEOS-3 hurricane analyses and forecasts. *Mon. Weather Rev.* **132**: 2094–2109, doi: 10.1175/1520-0493(2004)132<2094:VCAOTA>2.0.CO;2.
- Jones L, Datta S, Santos-Garcia A, Wang JR, Payne V, Viltard N, Wilhelm T. 2013. 'Radiometric intercalibration of the Microwave Humidity Sounder on NOAA-18, MetOp-A, and NOAA-19 using SAPHIR on Megha-Tropiques'. In *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)* 21–26 July 2013, Melbourne, Australia: 1151–1154, doi: 10.1109/IGARSS.2013.6721369.
- Karbou F, Prigent C, Eymard L, Pardo JR. 2005. Microwave land emissivity calculations using AMSU measurements. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **43**: 948–959, doi: 10.1109/TGRS.2004.837503.
- Karbou F, Gérard E, Rabier F. 2010a. Global 4DVAR assimilation and forecast experiments using AMSU observations over land. Part I: Impacts of various land surface emissivity parameterizations. *Weather and Forecasting* **25**: 5–19, doi: 10.1175/2009WAF2222243.1.
- Karbou F, Rabier F, Lafore JP, Redelsperger JL. 2010b. Global 4DVAR assimilation and forecast experiments using AMSU observations over land. Part II: Impacts of assimilating surface-sensitive channels on the African monsoon during AMMA. *Weather and Forecasting* **25**: 20–36, doi: 10.1175/2009WAF2222244.1.
- Karouche N, Goldstein C, Rosak A, Malassigne C, Raju G. 2012. 'Megha-Tropiques satellite mission: In flight performances results'. In *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)* 22–27 July 2012, Munich, Germany: 4684–4687, doi: 10.1109/IGARSS.2012.6350420.
- Kidd C, Dawkins E, Huffman G. 2013. Comparison of precipitation derived from the ECMWF operational forecast model and satellite precipitation datasets. *J. Hydrometeorol.* **14**: 1463–1482, doi: 10.1175/JHM-D-12-0182.1.
- Liu Q, Weng F, English S. 2011. An improved fast microwave water emissivity model. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **49**: 1238–1250, doi: 10.1109/TGRS.2010.2064779.
- Liu C, Allan RP, Brooks M, Milton S. 2014. Comparing tropical precipitation simulated by the Met Office NWP and climate models with satellite observations. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **53**: 200–214, doi: 10.1175/JAMC-D-13-082.1.
- Mahfouf JF, Bauer P, Maréchal V. 2005. The assimilation of SSM/I and TMI rainfall rates in the ECMWF 4D-Var system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **131**: 437–458, doi: 10.1256/qj.04.17.
- Maréchal V, Mahfouf JF. 2003. Experiments on 4D-Var assimilation of rainfall data using an incremental formulation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **129**: 3137–3160, doi: 10.1256/qj.02.120.
- Piriou JM, Redelsperger JL, Geleyn JF, Lafore JP, Guichard F. 2007. An approach for convective parameterization with memory: Separating microphysics and transport in grid-scale equations. *J. Atmos. Sci.* **64**: 4127–4139, doi: 10.1175/2007JAS2144.1.
- Radnoti G, Bauer P, McNally A, Cardinali C, Healy S, de Rosnay P. 2010. *ECMWF Study on the Impact of Future Developments of the Space-Based Observing System on Numerical Weather Prediction*, ECMWF Technical Memoranda 638. ECMWF: Reading, UK.
- Roca R, Guzman R, Lemond J, Meijer J, Picon L, Brogniez H. 2012. Tropical and extra-tropical influences on the distribution of free tropospheric humidity over the intertropical belt. *Surv. Geophys.* **33**: 565–583, doi: 10.1007/s10712-011-9169-4.
- Roehrig R, Bouniol D, Guichard F, Hourdin F, Redelsperger JL. 2013. The present and future of the West African monsoon: A process-oriented assessment of CMIP5 simulations along the AMMA transect. *J. Clim.* **26**: 6471–6505, doi: 10.1175/JCLI-D-12-00505.1.
- Saunders R, Hocking J, Rayer P, Matricardi M, Geer A, Bormann N, Brunel P, Karbou F, Aires F. 2012. 'RTTOV-10 science and validation report', NWP SAF. Met Office: Exeter, UK.
- Skamarock WC, Klemp JB, Dudhia J, Gill DO, Barker DM, Wang W, Powers JG. 2008. 'A description of the advanced research WRF version 3', NCAR Technical Note. National Center for Atmospheric Research: Boulder, CO.
- Singh R, Ojha SP, Kishtawal CM, Pal PK. 2013. Quality assessment and assimilation of Megha-Tropiques SAPHIR radiances into WRF assimilation system. *J. Geophys. Res. Atmos.* **118**: 6957–6969, doi: 10.1002/jgrd.50502.
- Soden BJ. 2000. The diurnal cycle of convection, clouds, and water vapor in the tropical upper troposphere. *Geophys. Res. Lett.* **27**: 2173–2176, doi: 10.1029/2000GL011436.
- Zhang SQ, Zupanski M, Hou AY, Lin X, Cheung SH. 2013. Assimilation of precipitation-affected radiances in a cloud-resolving WRF ensemble data assimilation system. *Mon. Weather Rev.* **141**: 754–772, doi: 10.1175/MWR-D-12-00055.1.



#### **5.4 Duruisseau et al., 2017**

Duruiseau, F., Chambon, P., Guedj, S., Guidard, V., Fourrié, N., Taillefer, F., Brousseau, P., Mahfouf, J.-F. and Roca, R. (2017), Investigating the potential benefit to a mesoscale NWP model of a microwave sounder on board a geostationary satellite. Q.J.R. Meteorol. Soc., 143: 2104-2115. DOI :10.1002/qj.3070





## Investigating the potential benefit to a mesoscale NWP model of a microwave sounder on board a geostationary satellite

Fabrice Duruisseau,<sup>a</sup> Philippe Chambon,<sup>\*a</sup> Stéphanie Guedj,<sup>a,b</sup> Vincent Guidard,<sup>a</sup> Nadia Fourrié,<sup>a</sup> Françoise Taillefer,<sup>a</sup> Pierre Brousseau,<sup>a</sup> Jean-François Mahfouf<sup>a</sup> and Rémy Roca<sup>c</sup>

<sup>a</sup>CNRM UMR 3589, Météo-France/CNRS, Toulouse, France

<sup>b</sup>Joint Center for Satellite and Data Assimilation, College Park, MD, USA

<sup>c</sup>LEGOS, OMP, Toulouse, France

\*Correspondence to: P. Chambon, CNRM UMR 3589, Météo-France/CNRS, 42 Avenue Gaspard Coriolis, 31057 Toulouse Cedex, France. E-mail: philippe.chambon@meteo.fr

Observing the Earth with a microwave radiometer on board a geostationary satellite has generated interest for several decades. Such a mission would add a high observation rate in the microwave spectrum, offered by a geostationary orbit, to the sounding capabilities of the current observing system. The instrumental concept under study considers a microwave radiometer with six channels with different observation errors within the 183.31 GHz water vapour absorption band.

Observing System Simulation Experiments (OSSEs) are conducted to examine if these very frequent microwave observations would be beneficial to mesoscale numerical weather prediction (NWP) and complement the current or soon-available satellite observations. The OSSE framework is built up on (i) simulated observations from a known ‘truth’ which is a long and uninterrupted forecast from the Météo-France ARPEGE global model, and (ii) the Météo-France AROME mesoscale model in which the simulated observations are assimilated using a 1 h update cycle 3D-Var data assimilation system.

Benefits that may be expected from such a microwave sounder mission are evaluated in the context of a dense observing system including observations from the future hyperspectral InfraRed Sounder on board Meteosat Third Generation. In particular, impacts of microwave observations with observation errors ranging from 1.25 to 5 K are studied. One of the main findings of this study is that fine-scale NWP systems do not only need observations that are frequent in space and time, but that these observations must be accurate as well.

*Key Words:* data assimilation; OSSE; Geostationary satellite; meso-scale model; NWP; microwave sounder

Received 18 October 2016; Revised 19 April 2017; Accepted 5 May 2017; Published online in Wiley Online Library 21 June 2017

### 1. Introduction

The possibility of a radiometer observing the Earth in the microwave spectrum from a geostationary earth orbit (GEO) has been long studied (e.g. El-Raey, 1982). Such a mission would add the high observation rate offered from GEO to the sounding capability of the current observing system. Several instrument concepts using different technologies paved the way for future investigations (e.g. Bizzarri, 2000; Bizzarri and Mugnai, 2002; Gasiewski *et al.*, 2003). While pioneering projects like GOMAS (Geostationary Observatory for Microwave Atmospheric Sounding; Bizzarri, 2000) were based on sounding technologies similar to the ones used for low earth orbiting (LEO) satellites, the latest studies are focused toward synthetic aperture interferometric radiometry (Martin-Neira *et al.*, 2014). Active research is ongoing on this subject with several concepts under investigation: the GeoSTAR (Geostationary Synthetic

Thinned Aperture Radiometer) and the GeoMAS (Geostationary Millimeter-wave Array Spectrometer) instruments on board the PATH (Precision and All-Weather Temperature and Humidity) mission under study in the United States (e.g. Tanner *et al.*, 2006; Lambrigtsen *et al.*, 2007; Blackwell *et al.*, 2011; Gaier *et al.*, 2011; Austerberry *et al.*, 2015), the GAS (Geostationary Atmospheric Sounder) instrument under study in Europe for post-Meteosat Third Generation satellites (e.g. Christensen *et al.*, 2007; Carlström *et al.*, 2009; Camps *et al.*, 2016a, 2016b), and the GIMS (Geostationary Interferometric Microwave Sounder) instrument under study for possible implementation in the framework of the Chinese Fēngyún geostationary satellite series FY-4 (Liu *et al.*, 2009, 2011; Zhang *et al.*, 2012, 2015a, 2015b; Chen *et al.*, 2015; Li *et al.*, 2015).

The present study was sponsored by the European Space Agency (ESA) in order to bring a data user perspective to the microwave geosounder concept and evaluates the potential benefit of such an



instrument for fine-scale numerical weather prediction (NWP) by conducting Observing System Simulation Experiments (OSSEs; e.g. Wang *et al.*, 2013; Guedj *et al.*, 2014; Privé *et al.*, 2014; Atlas *et al.*, 2015; Hoffman and Atlas, 2015; Ma *et al.*, 2015).

The mission concept under investigation in this article includes observations with different observation errors, within the 183.31 GHz water vapour absorption band. This frequency band is a preferred choice for such an instrument since high microwave frequencies overcome the limitations due to spatial resolution from a geostationary platform (e.g. Prigent *et al.*, 2006). The present article is focused on the impact of 183.31 GHz observations on humidity and precipitation forecasts in the context of a much more mature observing system in the future. This system will include a new generation of GEO hyperspectral infrared atmospheric sounders providing accurate temperature and water vapour soundings with high temporal frequency. Currently planned instruments of this class include the GIRS (Geostationary Interferometric Infrared Sounder) instrument on board the future Chinese FY-4 satellites series and the IRS (InfraRed Sounder) on board the European Meteosat Third Generation-Sounder series.

The article is organized as follows. The OSSE framework and each of its components are detailed in section 2. The experiment design as well as the methods used for the impact evaluation on humidity and precipitation forecasts are described in section 3. Experimental results are summarized in section 4. A summary, as well as conclusions and a description of the limitations of applicability of the results are given in section 5.

## 2. Observing System Simulation Experiment framework

### 2.1. General framework

OSSE frameworks have been developed in several research facilities and NWP centres. The basic principle of an OSSE is to assimilate synthetic observations derived from an atmospheric model state assumed to represent the truth, and then to determine the impact on analyses and forecasts. The more realistic each of the OSSE components is, the more consistent the results will be with experiments using real observations. In particular, significant expertise in the development and validation of OSSEs at NASA GMAO and NCEP (e.g. Errico *et al.*, 2007; Masutani *et al.*, 2010; McCarty *et al.*, 2012; Errico *et al.*, 2013; Privé *et al.*, 2013a, 2013b; Boukabara *et al.*, 2016) helped formulate recommendations for future realistic OSSEs, some of which are considered in this article and described below.

Guedj *et al.* (2014) developed an OSSE framework to assess the potential impact of the IRS instrument on the Météo-France mesoscale NWPs over Western Europe. The OSSEs carried out in this study follow the same methodology with enhanced simulation of the impact of clouds on the use of radiance observations and a new calibration of observation errors. It corresponds to the framework shown in Figure 1:

- The reference atmospheric state or 'Nature Run', from which observations are simulated, is described in section 2.2.
- The numerical weather prediction model and data assimilation system, which are used for generating the analyses and forecasts are then described in section 2.3.
- The simulation of the different observations, including those from a future/hypothetical geostationary microwave sounder, are detailed in section 2.4.

### 2.2. Nature run: the ARPEGE global model

The numerical model used for the generation of a reference ('true') atmospheric state or Nature Run (NR) is the French spectral global model ARPEGE (Action de Recherche Petite

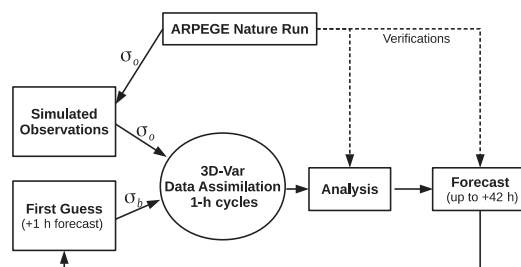


Figure 1. Observing system simulation experiment framework. Sigma denotes either observation-error covariance or background-error covariance.

Echelle Grande Echelle), operational at Météo-France since 1992 (Courtier *et al.*, 1991). The spectral resolution is T1198 with a stretched and tilted grid (Courtier and Geleyn, 1988), which corresponds to a horizontal resolution ranging from 7 km over Europe to 40 km over the Antipodes.

The NR used here is a two-month long ARPEGE forecast, initialized with the operational ARPEGE 4D-Var analysis from 1 June 2015 at 0000 UTC. Model outputs saved every hour have been used to simulate all the synthetic observations described below as well as to compute forecast skill scores.

Realistic lower boundary conditions over oceans are specified by the daily sea surface temperature forcing from OSTIA analyses (Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis; Stark *et al.*, 2007).

### 2.3. Data assimilation system: the AROME regional model

The NWP model used for conducting the OSSEs is the convective-scale AROME-France model that has been running operationally at Météo-France since 2008 (Seity *et al.*, 2011). The model domain covers Western Europe (Figure 4) with a 2.5 km horizontal resolution and 60 vertical levels, corresponding to resolutions lower than the current operational set-up (1.3 km horizontal resolution with 90 vertical levels since April 2015).

The AROME forecasts are initialized using analyses from a 3D-Var data assimilation system with 1 h cycling (Brousseau *et al.*, 2016), which can take advantage of the frequent observations provided by geostationary satellites. Perfect lateral boundary conditions as well as perfect sea surface temperature are provided by the NR. Regarding lateral boundary conditions, an alternative solution would have been to run a global OSSE first from which boundary conditions for the regional OSSEs could be derived. This approach was developed by Atlas *et al.* (2015) to run regional OSSE experiments focused on hurricane forecasting and may be considered in our future OSSEs.

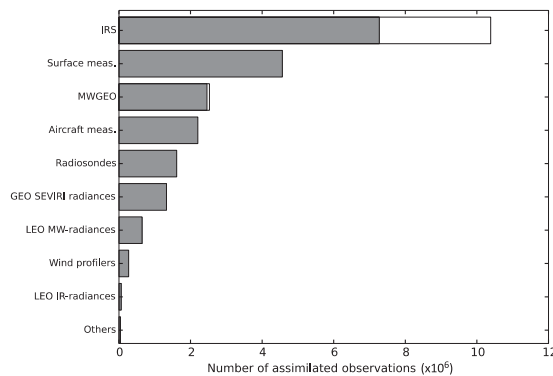
The AROME model is a state-of-the-art non-hydrostatic dynamical model (Bubnová *et al.*, 1995) with an explicit description of moist convection (Seity *et al.*, 2011). These main features are rather different from the configuration of the ARPEGE model used to generate the NR which used a hydrostatic dynamical model core and parametrized moist convection (Bougeault, 1985). Hence, using this model for the data assimilation and forecast components in the OSSE system avoids the so-called 'identical twin' problem that can result in overly optimistic OSSE impact results (e.g. Masutani *et al.*, 2010). We limit the OSSE time period to 1 month since running such a system requires large computational resources, especially so when using a 1 h data assimilation cycling.

### 2.4. Simulation and calibration of a synthetic observing system

Observations are simulated from the NR over the AROME domain. The current (2015) observing system is described in section 2.4.1 and the future/hypothetical geostationary observations are described in section 2.4.2.

Table 1. List of observing systems considered in the CURRENT experiment.

| Type of measurement    | Instrument   |
|------------------------|--|
| Surface measurements   | Surface stations, ships and buoys                      |
|                        | Terrestrial Global Positioning System (GPS)            |
| Altitude measurements  | Wind profilers   |
|                        | Radiosondes  |
| Satellite measurements | Aircraft measurements                                  |
|                        | Atmospheric motion vectors (AMVs)                      |
| Satellite measurements | Scatterometer winds                                    |
|                        | High-resolution Infrared Sounder (HIRS)                |
|                        | Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU)-A              |
|                        | AMSU-B/Microwave Humidity Sounder (MHS)                |
|                        | Advanced Technology Microwave Sounder (ATMS)           |
|                        | Special Sensor Microwave Imager/Sensor (SSM/I/S)       |
|                        | Infrared Atmospheric Sounding Instrument (IASI)        |
|                        | Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager (SEVIRI) |



**Figure 2.** Number of assimilated observations from 1 July to 31 July 2015. The 'surface measurements' include surface stations, ships, buoys and terrestrial GPS observations. Satellite measurements are split between IR and MW radiances and between: Low Earth Orbit (LEO) or Geostationary Earth Orbit (GEO). The 'Others' category includes atmospheric motion vectors and scatterometer surface wind observations. For the IRS and the MWGEO observations, the filled grey rectangles are extended by unfilled rectangles denoting the number of observations discarded by the cloud screening.

#### 2.4.1. Simulation and calibration of current observations

Observations used in the operational AROME data assimilation system include a wide variety of measurements in two general categories: the conventional observations (radiosoundings, aircraft measurements, land stations, etc) and the radiances (or the equivalent brightness temperatures) provided by satellite observing systems which are simulated using the radiative transfer model RTTOV V10 (<https://nwpsaf.eu/>; accessed 19 May 2017). The types of conventional and satellite observations used are listed in Table 1 and the number of observations of each type assimilated within the experiments detailed in the next section is shown in Figure 2. Of all the observations assimilated in AROME operationally, only the ground radar data are not included in the OSSE system (Wattrelot *et al.*, 2014). The reason for this is because the cloud and precipitation schemes used for the ARPEGE and AROME models are very different and the observation operator used to simulate radar reflectivities was specifically designed for cloud-resolving models (Caumont *et al.*, 2006).

Synthetic observations have been generated through several steps: (i) the geographical locations of actual observations are taken as the locations of the simulated observations to ensure a realistic sampling of the atmosphere from the NR for most of the observations, except for AMVs which are kept at the location of real cloudy scenes but do not necessarily correspond to cloudy scenes in the NR, (ii) the observation operators from the operational AROME 3D-Var system are applied to the NR

atmospheric columns, at the observations locations, and (iii) Gaussian random and uncorrelated perturbations are added to each synthetic observation. It is likely that correlated errors would improve the realism of the simulated observations and their impact, especially since the AROME data assimilation system cannot yet take into account non-diagonal observation-error covariance matrices.

A critical step when setting up an OSSE concerns the calibration of the standard deviations of the explicitly added observation errors. In the present configuration, they are initially taken to be the estimated observation errors that are specified in the AROME 3D-Var system. Further calibration is required to ensure that each observing system has a realistic impact on analyses and forecasts, as explained below.

The OSSE calibration was performed as an iterative process during which the variances of observation errors have been tuned for each observation type so that the first-guess departures within the OSSEs converge toward comparable first-guess departures in reality with actual observations. A good agreement between first-guess departures from the OSSE and from a real data assimilation system is an indicator of the realism of the OSSE framework. This is critical since the simulated observation errors propagate through the 3D-Var system and then nonlinearly in time by the atmospheric model.

The calibration iterative process was performed following Errico *et al.* (2013):

- a first 1 h cycling data assimilation experiment was run over a 10 day period, with all the synthetic observations mentioned above randomly perturbed using initial observation errors as assigned to real observations in the AROME operational framework.
- the standard deviations of first-guess departures from this initial experiment were then compared to their counterparts with real observations to estimate a revised set of standard deviations for each observation type.
- a revised set of synthetic observations was then created with perturbations adjusted to match the revised standard deviations.
- the 1 h cycling data assimilation experiment was run again over a 10 day period with the revised synthetic observations and the same process was then repeated until OSSE first-guess departure standard deviations converge toward the reference ones.

Calibration results after 15 iterations of 10 day 1 h cycling are presented in Figure 3 for nine observing systems, showing a good agreement between the synthetic and real observations of the OSSE main observing systems in terms of standard deviation of first-guess departures. Note the very good agreement that is obtained for winds, temperature and humidity observed by radiosondes and aircraft and for brightness temperatures observed by AMSU-A.

#### 2.4.2. Simulation of future/hypothetical geostationary observations

**2.4.2.1. Infrared sounder on board Meteosat Third Generation**  
Meteosat Third Generation is the next generation series of European operational geostationary satellites (Stuhlmann *et al.*, 2005; Rodriguez *et al.*, 2009; also <http://www.eumetsat.int/website/home/Satellites/FutureSatellites/MeteosatThirdGeneration/index.html>; accessed 19 May 2017). The sounding platform MTG-S, to be positioned at a longitude between 10°E and 10°W, will host the hyperspectral IRS. IRS will provide information on atmospheric water vapour and temperature at an unprecedented temporal frequency over the full disk, covering Western Europe and Africa as well as the Atlantic Ocean, with 920 channels between 4.6 and 6.25  $\mu\text{m}$ , and 800 channels between 8.3 and 14.3  $\mu\text{m}$ .

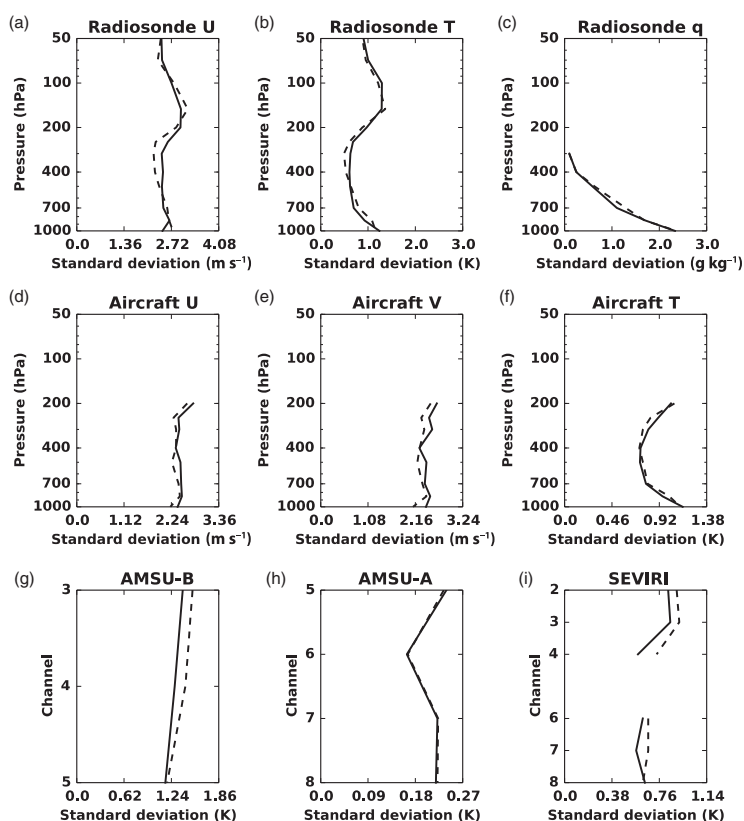


Figure 3. Standard deviations of first-guess departures for (a–c) radiosondes, (d–f) aircraft reports and (g–i) satellite observations from AMSU-B/MHS, AMSU-A and SEVIRI for the calibrated OSSE (solid lines) and the operational AROME results (dashed lines). The standard deviation values have been computed over a 10 day period with 1 h assimilation cycles from 1 July to 10 July 2015 and each sample contains more than 1000 observations.

As mentioned above, Guedj *et al.* (2014) performed various OSSEs in order to make a first assessment on the potential impact of this instrument with different experimental set-ups (channel selections, horizontal thinning). The configuration found best to improve the AROME forecasts has been chosen for the present study, with an improved simulation of the effect of quality control on cloud-affected radiances implemented via a cloud screening methodology based on hydrometeor content from the NR (section 2.5). This configuration consists of (i) a selection of 25 water vapour channels, listed in Table 2, which limits the inter-channel error correlations since the current AROME 3D-Var assumes a diagonal observation-error covariance matrix and (ii) a horizontal thinning of 80 km to avoid spatial error correlations. The observation errors applied to the IRS channel selection have been estimated based on the calibrated estimates for the IASI and SEVIRI data (Guedj *et al.*, 2014) and range from 0.45 to 2 K. Simulated IRS observations are computed from the NR atmospheric profiles, using the RTTOV radiative transfer model.

It is likely that other Level 2 meteorological products will be derived from the IRS instruments, including Atmospheric Motion Vectors (AMVs) which may be characterized by smaller height assignment errors than current AMVs derived from current infrared imagers like SEVIRI. However, since the assimilation of these future products has not been implemented in the AROME data assimilation system, this work is left for future OSSEs and only IRS Level 1 radiance data are considered here.

2.4.2.2. *A microwave sounder on board a geostationary satellite*  
The microwave geostationary observations which are the focus of this study are from a potential instrument (hereafter, MWGEO), sounding the atmosphere within the 183.31 GHz water vapour

Table 2. IRS channels assimilated.

| Channel index | Central wavenumber (cm <sup>-1</sup> ) |
|---------------|--|
| 914           | 1660.00                                |
| 946           | 1680.00                                |
| 958           | 1687.50                                |
| 970           | 1695.00                                |
| 978           | 1700.00                                |
| 990           | 1707.50                                |
| 1010          | 1720.00                                |
| 1036          | 1736.25                                |
| 1038          | 1737.50                                |
| 1124          | 1791.25                                |
| 1130          | 1795.00                                |
| 1142          | 1802.50                                |
| 1154          | 1810.00                                |
| 1156          | 1811.25                                |
| 1162          | 1815.00                                |
| 1172          | 1821.25                                |
| 1174          | 1822.50                                |
| 1176          | 1823.75                                |
| 1228          | 1856.25                                |
| 1260          | 1876.25                                |
| 1316          | 1911.25                                |
| 1360          | 1938.75                                |
| 1384          | 1953.75                                |
| 1400          | 1963.75                                |
| 1432          | 1983.75                                |

absorption band, with the same six channels as the SAPHIR (Sounder for Probing Vertical Profiles of Humidity) instrument on board the Megha-Tropiques satellite (Roca *et al.*, 2015). This provides the best sampling of the 183.31 GHz absorption band

Table 3. Channels of a hypothetical microwave geosounder.

| Channel index | Central frequency (GHz) |
|---------------|-------------------------|
| 1             | 183.31 ± 0.2            |
| 2             | 183.31 ± 1.1            |
| 3             | 183.31 ± 2.8            |
| 4             | 183.31 ± 4.2            |
| 5             | 183.31 ± 6.8            |
| 6             | 183.31 ± 11.0           |

compared to other similar available instruments (three channels for AMSU-B and MHS, five channels for ATMS and MWHS-2). A list of the MWGEO channels is given in Table 3.

Several observation error magnitudes have been considered. The lowest observation error of 1.25 K corresponds to typical AMSU-B/MHS 183.31 GHz observation errors and results from the calibration process described in section 2.4.1 (a value of 2 K is used in operations for the assimilation of AMSU-B/MHS 183.31 GHz channels). This 1.25 K observation error is considered as a baseline for LEO microwave sounders and the best observation error that a MWGEO could achieve; this configuration is referred to below as MWGEOx1.

Two other MWGEO configurations are then selected, with error standard deviations which are two- and four-times larger. In the following, they are referred to as MWGEOx2 and MWGEOx4. According to Chen *et al.* (2015), who evaluated the capabilities of three different instrumental technologies for a MWGEO, a 5 K observation error standard deviation would be realistic for such an instrument and this value could potentially be decreased with longer signal integration time of the interferometer measurements. Hence, the selected MWGEO configurations cover the range of realistic scenarios in terms of potential observation errors.

The synthetic brightness temperatures from the three different MWGEO are simulated the same way as IRS measurements, with the RTTOV radiative transfer model applied to the NR atmospheric columns, and then perturbed with observation errors with the specified statistics. As can be seen in Figure 4, increasing observations errors lead to highly perturbed observations. Within the data assimilation experiments, these observations are horizontally thinned to a mean distance of 80 km, as is done for the IRS observations and for the same reasons.

For the reasons mentioned for the MTG/IRS observing system, only potential Level 1 data of a MWGEO satellite are considered in this study. However, some Level 2 data like AMV products derived from microwave observations might prove to be useful for NWP forecasts and could be considered in future OSSEs.

### 2.5. Quality control and synthetic observations

In the OSSE framework, regular quality controls such as ‘first-guess checks’, ensuring that the difference between observation

values and first-guess values do not exceed the RMS of observation and background errors, are applied as in reality to all non-radiance observations. However, there is no contamination by clouds and precipitation in the synthetic observations since the RTTOV simulations are performed assuming clear-sky conditions. Hence, a number of quality controls applied to real satellite radiances, in particular those based on window channels, would not be effective here. For an OSSE, it is important that there is a realistic ratio of observations contaminated by clouds and precipitation for each sensor type. This is especially the case in the present set of experiments. Therefore, alternative methods are required to account for cloud and precipitation contamination.

Within the operational ARPEGE model, the cloud screening of 183.31 GHz brightness temperatures from AMSU-B/MHS is based on the 89 GHz window channel; over Europe and during the period of interest, approximately 90% of the 183.31 GHz observations pass the cloud detection. For hyperspectral IR observations like IASI, the cloud detection is based on a more sophisticated technique than a one-channel-based quality control, and allows the assimilation of channels of the instrument that are insensitive to temperature and humidity below an identified cloud layer (McNally and Watts, 2003).

For the synthetic radiances of the IRS and the MWGEO instruments, a cloud screening algorithm has been implemented in order to screen the synthetic observations contaminated by clouds and to mimic the effect of the methods used with real observations. For each instrument, relevant predictors, based on hydrometeor contents of the NR, are chosen as proxies of the presence of clouds:

- For the MWGEO instrument, the total cloud ice water path (CIWP) is used as predictor for cloud screening. Indeed, 183.31 GHz microwave channels are mainly sensitive to solid hydrometeors (e.g. Hong *et al.*, 2005). The six MWGEO channels are all rejected when the CIWP exceeds a given predefined threshold. Rejecting the six channels at once mimics the cloud screening of SAPHIR data within the ARPEGE 4D-Var assimilation system (Chambon *et al.*, 2015) which rejects all channels depending on the ice scattering signature in SAPHIR channel 6.
- The 25 infrared channels from the IRS instrument are significantly affected by both liquid and solid hydrometeors so the selected proxy is an integrated cloud water + cloud ice water path (CIWP + CLWP thereafter CLCIP). This quantity is computed over three nested atmospheric layers: from model top to 300 hPa (CLCIP1), from model top to 600 hPa (CLCIP2) and from model top to the ground (CLCIP3). Then, channels mostly sensitive to the atmosphere above 300 hPa, which can be contaminated only by clouds above 300 hPa, are screened when CLCIP1 exceed a critical threshold; channels mostly sensitive to the atmosphere above 600 hPa, which can be contaminated only by clouds above 600 hPa, are screened when CLCIP2 exceed a critical threshold; and channels sensitive to the

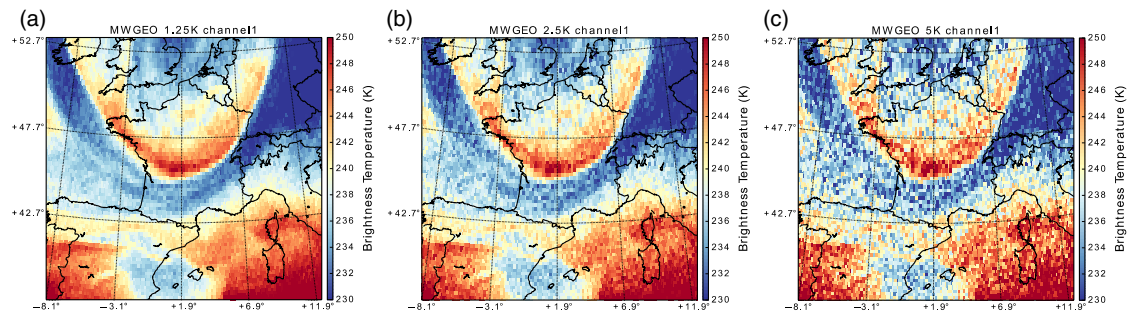
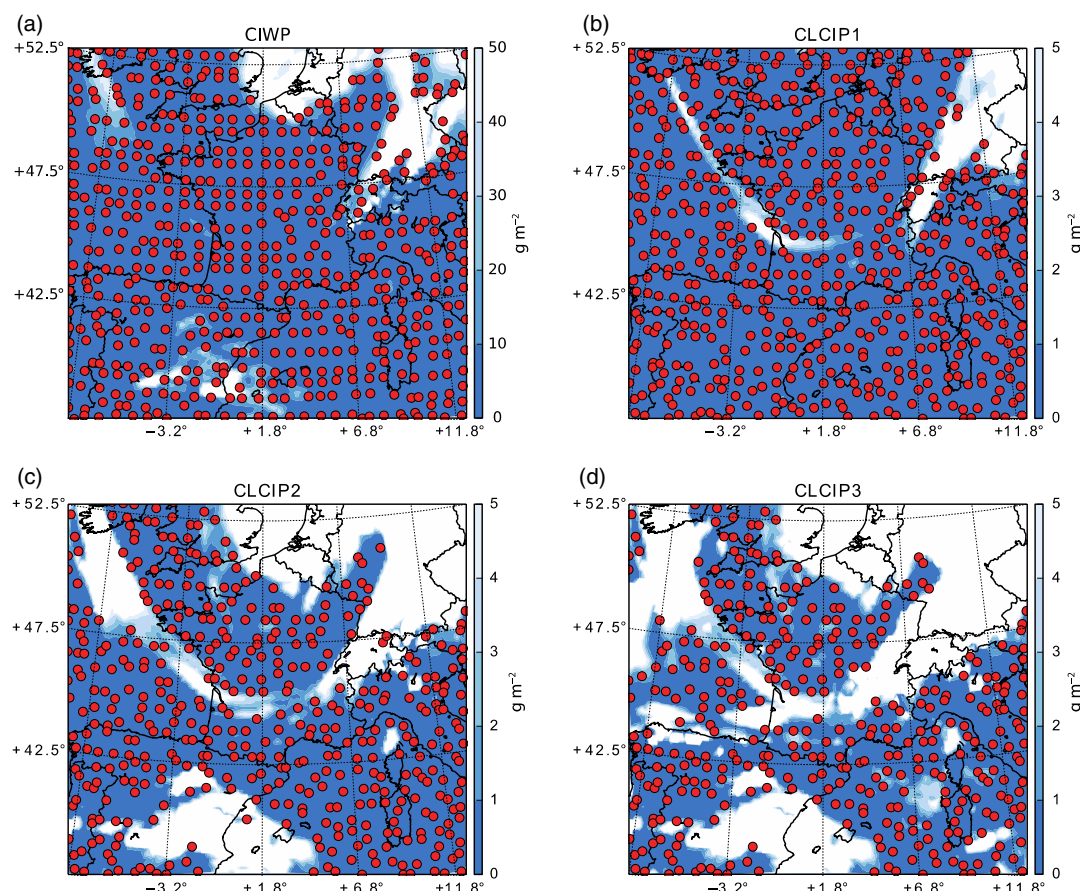


Figure 4. Simulated brightness temperature over the AROME domain on the MSG/SEVIRI Level 1 data grid at 183.31 ± 0.2 GHz (channel 1) for (a) MWGEOx1 ( $\sigma_o = 1.25$  K), (b) MWGEOx2 ( $\sigma_o = 2.5$  K) and (c) MWGEOx4 ( $\sigma_o = 5$  K) for 2 July 2015 at 1200 UTC. [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](http://wileyonlinelibrary.com)].



**Figure 5.** Example of MWGEO and IRS active observations after cloud screening (circles) for 3 July 2015 at 0000 UTC. (a) Channel 4 of the MWGEO peaking at 550 hPa and threshold on CIWP of  $30 \text{ g m}^{-2}$ , (b) channel 978 of the IRS peaking at 150 hPa and threshold on CLCIP1 of  $2 \text{ g m}^{-2}$ , (c) channel 1130 of the IRS peaking at 350 hPa and threshold on CLCIP2 of  $2 \text{ g m}^{-2}$ , and (d) channel 1260 of the IRS peaking at 600 hPa and threshold on CLCIP3 of  $2 \text{ g m}^{-2}$ . The Nature Run cloud screening parameter for each channel is also shown (shading). [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](http://wileyonlinelibrary.com)].

surface, which can be contaminated by clouds anywhere in the atmosphere, are screened when CLCIP3 exceeds a critical threshold. This simple method mimics the more advanced algorithm of McNally and Watts (2003) within the OSSE framework in which the true atmosphere is known.

The four thresholds needed in this algorithm for CIWP, CLCIP1, CLCIP2 and CLCIP3, have been determined independently of the NR using the following method with the operational ARPEGE 6 h forecasts: (i) the real AMSU-B/MHS and IASI observations assimilated operationally over Western Europe from 1 July to 31 July 2015 in ARPEGE have been extracted, (ii) the fraction of cloud-contaminated observations have been computed for channels similar to the ones considered in the OSSE, and (iii) the threshold for each parameter is defined in order to reach the same fraction of cloud-contaminated observations as with real radiances.

The results of this approach show that:

- Cloud-contaminated radiances represent approximately 9% of 183.31 GHz radiances over the period, which leads to a threshold of  $31.5 \text{ g m}^{-2}$  for CIWP according to its cumulative distribution function.
- For channels mostly sensitive to the atmosphere above 300 hPa, roughly 20% of IASI radiances are contaminated by clouds, which leads to a CLCIP1 threshold of  $1.3 \text{ g m}^{-2}$ .

- For channels mostly sensitive to the atmosphere above 600 hPa, roughly 38% of IASI radiances are contaminated by clouds, which leads to a CLCIP2 threshold of  $1.1 \text{ g m}^{-2}$
- For channels sensitive to the surface, roughly 62% of IASI radiances are contaminated by clouds, which leads to a CLCIP3 threshold of  $0.8 \text{ g m}^{-2}$

Taking into account precisely the above thresholds would not make much sense within an OSSE framework; nonetheless it provides an indication on their orders of magnitude in order to provide a reasonable cloud screening for IR and MW sensors. A conservative approach was chosen: the same threshold value of  $2 \text{ g m}^{-2}$  was selected for CLCIP1, CLCIP2 and CLCIP3, and a threshold of  $30 \text{ g m}^{-2}$  was used for the CIWP.

Figure 5 shows an example of the cloud screening impact on the MWGEO and IRS observations selection for 3 July 2015 at 0000 UTC. For instance one can see that a cloudy region was detected in the north of France and Belgium below 300 hPa which led to the cloud screening of microwave observations as well as IRS channels peaking below 300 hPa. Another case can be seen over Spain where the CIWP is small enough to allow MW data assimilation, but the CLCIP2 is larger than the threshold, screening out all channels peaking in the 300–600 hPa layer and below. When the selected thresholds are applied over the whole one month experiment period, the implemented cloud screening discards roughly 30% of IRS observations and roughly 3% of MWGEO observations (Figure 2). These numbers are lower than the number of screened observations in reality (e.g. 9% for

Table 4. List of the experiment names and observing systems specifications.

| Name       | Description of the simulated observations used                            |
|------------|---|
| CURRENT    | Observations of the AROME data assimilation system (excluding radar data) |
| CLOUD-FREE | CURRENT + idealized IRS observations                                      |
| CONTROL    | CURRENT + IRS observations  |
| MWGEOx1    | CONTROL + MWGEO (observation error = 1.25 K)                              |
| MWGEOx2    | CONTROL + MWGEO (observation error = 2.5 K)                               |
| MWGEOx4    | CONTROL + MWGEO (observation error = 5 K)                                 |

microwave observations). Indeed, over a limited period of time like a one-month period and a limited-area domain, there is no guarantee that clouds/storms occur at the same frequency in the NR and in reality; further investigation would be needed to validate the NR on this latter aspect. Hence the cloud screening approach only ensure that high cloud amounts that would be filtered out in reality are filtered in the OSSEs as well.

For all other observations, the regular 'first-guess checks' quality control is applied as in the case for real observations.

### 3. Experimental set-up and verification methods

#### 3.1. Experimental set-up

During a so-called 'spin-up period', the NR drifts from the 'real' atmospheric state toward the model climatology. In order to avoid contaminating the OSSEs with the initial conditions, the first month of the NR was excluded from the experiments (section 2.4). Hence, data assimilation experiments have been performed from 1 July to 31 July 2015 over the AROME France domain area. A 3D-Var analysis is performed every hour, followed by a 1 h forecast that is used as background for the next analysis. A set of longer-range forecasts of +42 h is performed daily at 0000 UTC. Table 4 summarizes the set of assimilation experiments that have been undertaken.

The 'CONTROL' experiment allows us to evaluate the impact of an IR multi-channel geostationary instrument added to the current observing system as well as the impact of the cloud screening. This experiment is used as a baseline to assess the impact of a GEO microwave sounder on AROME analyses and forecasts and the effect of neglecting cloud screening.

For each experiment, the NR hourly archives are used to provide the lateral boundary conditions of the AROME model.

#### 3.2. Verification methods

Since both IRS and MWGEO channels were selected with a focus on water vapour, verifications presented below examine observing system impacts on relative humidity (RH) and precipitation forecasts.

##### 3.2.1. Relative humidity scores

To compare the forecast skill of the different experiments, root mean square errors (RMSEs) over the full AROME domain of the RH between each +42 h forecast and the NR have been calculated for each forecast hour and at various pressure levels. Differences between the RH RMSE of two experiments are then averaged over the one-month period, and a confidence interval at 99% is computed in order to highlight the most significant differences between experiments. The latter confidence intervals are computed using Student's *t*-test for the mean differences at the 99% confidence level and inflated by a factor of 1.07 to account for correlations between the daily +42 h forecasts (Geer, 2015). In section 4, only differences between experiments which are significant at the 99% level are taken into account in drawing conclusions here.

Figure 6 shows an example of the CURRENT experiment mean RH RMSE as well as the same scores for operational AROME forecasts with respect to the ECMWF analyses. Despite some small magnitude differences, these results show that the OSSE forecasts are characterized by RH errors comparable to those of forecasts of the operational AROME model. This is an important validation of the OSSE system.

##### 3.2.2. Precipitation scores

The precipitation forecast evaluation needs a different approach than the one described for RH. Indeed model forecasts are usually characterized by mislocated precipitating events with respect to observations. Hence, point-to-point evaluations are replaced by fuzzy verifications. For each observation, these methods consider a best match between the observation and the forecast precipitation in a neighbourhood of the observation. Here, we apply the Fractions Skill Score (FSS; Ebert, 2008), varying both the size of the neighbourhood and the critical rain intensity.

In the same way as for RH, daily FSSs between precipitation forecasts from each experiment and the NR are computed over the full AROME domain and 99% confidence level intervals are calculated in order to highlight statistically significant differences in the results.

## 4. Results

#### 4.1. Enhancing the 2015-like observing system with a multi-channel IR geostationary instrument

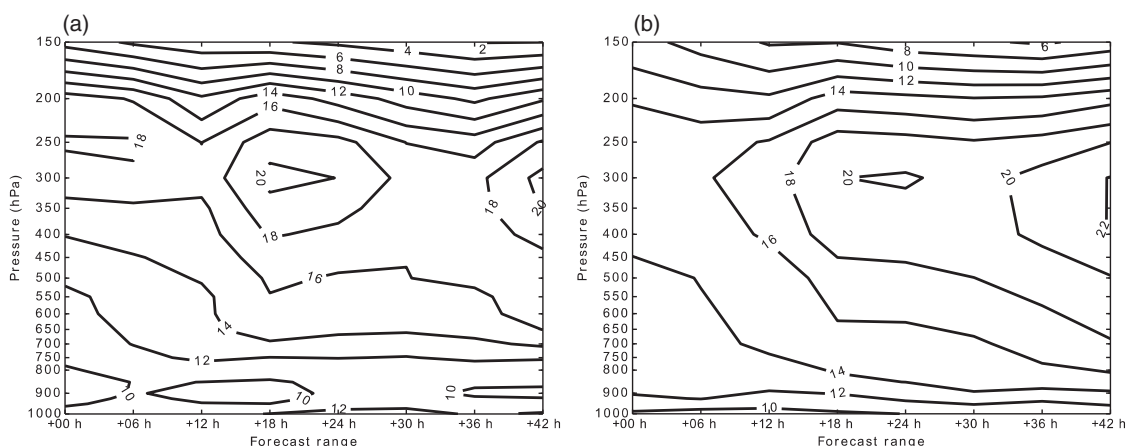
A first comparison to consider is between the experiments CURRENT, CLOUD-FREE and CONTROL (assimilation of IRS with and without cloud-contaminated radiances). This comparison characterizes the baseline used in the next section, as the CONTROL experiment is considered as the reference for the MWGEO experiments.

The relative RH RMSE differences (Figure 7(a)) reveal that assimilating 25 IRS water vapour channels in addition to current (2015) observations, without cloud screening, has a large positive impact on forecast scores. The significant benefits (at the 99% level of confidence) spread up to the +15 h forecast lead time and range up to 12% of relative improvement below 250 hPa and up to 20% above 200 hPa.

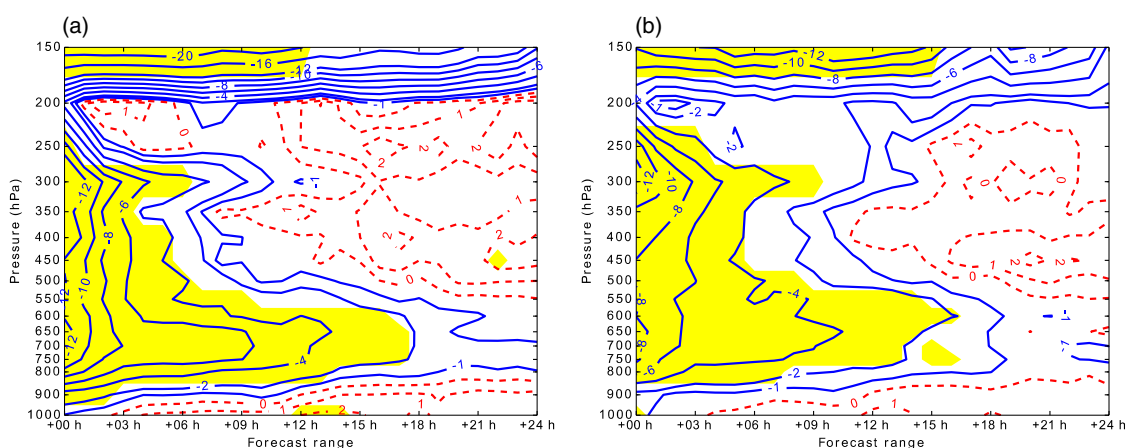
As the cloud screening method described in section 2.5 significantly reduces the number of assimilated IRS radiances, this more realistic scenario is expected to have reduced impact. Figure 7(b) shows that it is indeed the case, roughly by a factor of 30% compared to the CLOUD-FREE experiment without cloud screening. Hence this comparison provides results with the updated methodology compared to the one used in Guedj *et al.* (2014) without cloud screening. However, the CONTROL experiment is still characterized by better RH forecasts than the CURRENT, up to a +18 h forecast lead time.

In both Figures 7(a) and (b), the significant positive impacts do not extend beyond the +18 h forecast range. This is expected as limited-area model forecasts tend to be driven by the lateral boundary conditions, typically beyond +12 h (e.g. Seity *et al.*, 2011).

The IRS instrument will have a much larger set of channels than is considered in this article. However, further optimizations of the IRS data assimilation are beyond the scope of the present work. Indeed, as mentioned in the Introduction, the configuration chosen for the assimilation of IRS radiances is taken from Guedj *et al.* (2014), with the addition of cloud screening. This preliminary configuration is likely to evolve when IRS observations are available and these optimizations are left for future work with real MTG data. Nevertheless, it was shown that the CONTROL experiment, with cloud screening, provides better forecasts than the CURRENT, and is considered as the baseline



**Figure 6.** Relative humidity (RH) root mean square error (RMSE) over the model domain averaged over the period from 1 July to 31 July 2015, as a function of forecast range and pressure levels for (a) the CURRENT experiment with respect to the Nature Run, and (b) for the operational AROME forecasts with respect to ECMWF analyses.



**Figure 7.** Difference over the period from 1 July to 31 July 2015 of the RH RMSE over the AROME domain (a) CLOUD-FREE minus CURRENT and (b) CONTROL minus CURRENT. Positive impacts of the IRS instrument appear as negative differences of RMSE (full contours). Filled areas indicate statistically significant results at the 99% confidence level. [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](http://wileyonlinelibrary.com)].

to which added MWGEO instruments with different observation errors are assimilated.

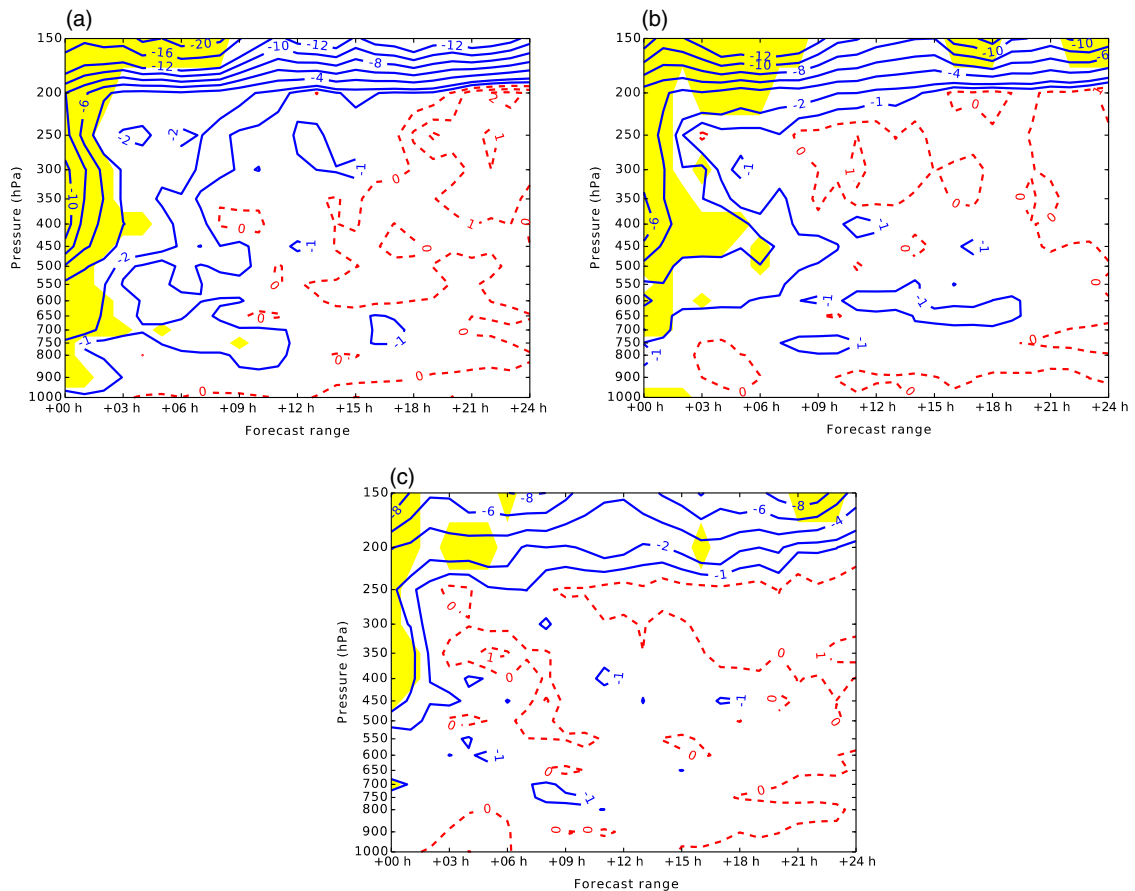
4.2. Enhancing the 2021-like observing system with a GEO microwave sounder

As explained above, the assessment of the potential impact of a GEO microwave sounder should be performed in the context of a denser observing system than the present-day global observing system. Therefore the CONTROL experiment, with cloud screening, which simulates a 2021-like observing system over Europe is used as the reference experiment for the GEO microwave sounder experiments. The impact of incrementing the CONTROL experiments with MWGEO observations is shown in Figure 8 for three different observation-error magnitudes (Table 4). The three MWGEO instruments lead to significant positive benefits in terms of RH forecast scores, but with different magnitudes and up to different forecast ranges:

- As shown in Figure 8(a), the MWGEO with the best observation error (1.25 K standard deviation) improves RH forecasts up to the +3 to +9 h forecast range. The RMSE decrease reaches 10% between 400 and 250 hPa and more than 16% above 200 hPa.

- With an observation error of 2.5 K (Figure 8(b)), the statistically significant benefits of the MWGEO still spread up to a +3 to +6 h forecast range, but the magnitude is reduced to 6% at the beginning of the forecast between 450 and 350 hPa.
- With an observation error of 5 K (Figure 8(c)), the statistically significant benefits are drastically reduced to a maximum of 2–4%, and only affect the first two forecast hours at high altitude between 450 and 150 hPa.

Since most of the MWGEO RH benefits are located above the lower troposphere, precipitation forecasts are not likely to be improved. The FSSs compared to the NR on 12 h accumulated precipitation forecasts are shown in Figure 9, for the first 12 h of the daily forecasts, and the subsequent 12 h (+24 h range minus +12 h range). Figures 9(a) and (c) show that with a 40 km neighbourhood used for the FSS computation, very little differences can be found between all the experiments described here and none of them are statistically significant at the 99% confidence level. The same conclusions can be drawn with a larger neighbourhood of 120 km (Figures 9(b) and (d)) as well as other neighbourhood sizes (2.5, 10, 20, 80 km, not shown). A much longer period of study might obtain statistically significant rainfall forecast results.



**Figure 8.** As Figure 7, but considering differences of RH RMSE over the model domain (a) MWGEOx1 minus CONTROL, (b) MWGEOx2 minus CONTROL, and (c) MWGEOx4 minus CONTROL. [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](http://wileyonlinelibrary.com)].

## 5. Summary and concluding remarks

The objective of this study is to provide preliminary results on the potential impact of a microwave sounder at 183.31 GHz on board a geostationary platform. The OSSEs conducted for summer midlatitudes have been performed in several steps:

- Nature Run: a two month long and uninterrupted forecast, obtained from the global hydrostatic Météo-France model ARPEGE, with a daily sea surface temperature forcing using OSTIA analyses, is taken to be the ‘truth’.
- Synthetic observations: a full set of observations with different observation types have been simulated and calibrated with an iterative procedure in order to obtain similar first-guess departures between the OSSE framework and the real AROME data assimilation system.
- New radiances from two instrument types on board a geostationary satellite have been simulated from the NR. The observations from a GEO hyperspectral IRS-like instrument as well as a GEO microwave sounder, the latter with three different observation error magnitudes, were simulated and assimilated in the OSSE experiments.
- Cloud screening: in order to preserve a realistic ratio of cloud-screened data between the new infrared and microwave instruments, a cloud screening methodology based on hydrometeor content from the NR was implemented.
- Data assimilation: several one-month long OSSEs produced analyses and forecasts for different observing system

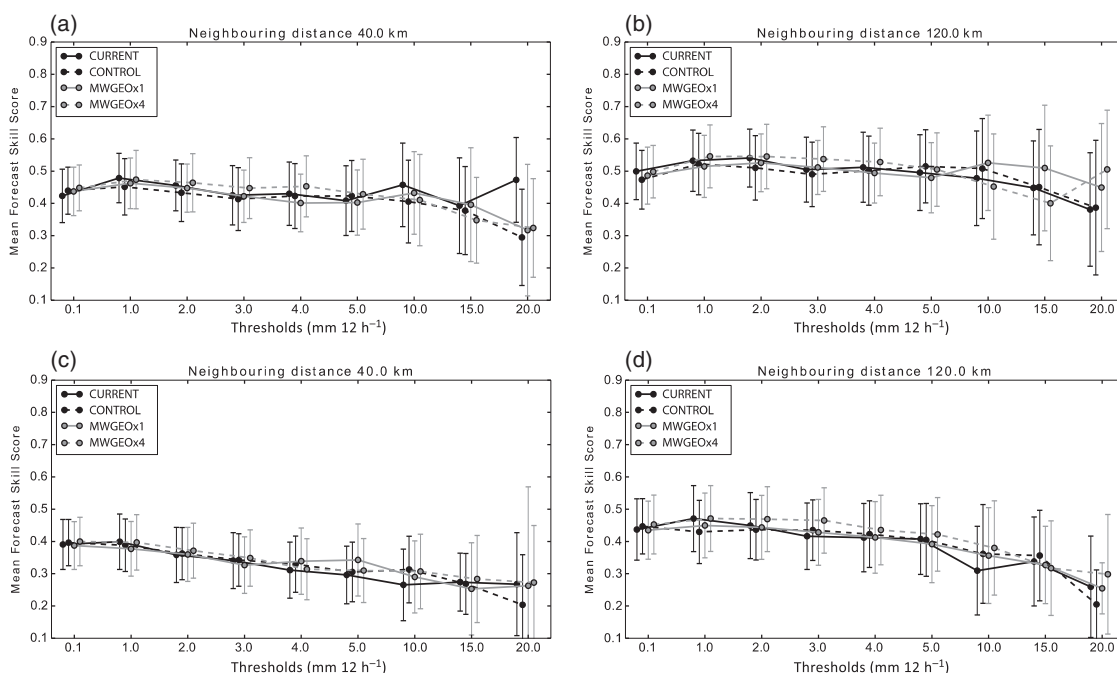
configurations, using the 3D-Var data assimilation system of the Météo-France convective-scale limited-area model AROME.

- Forecast verification: forecast scores were computed for RH and precipitation, which are critical metrics for analyzing the potential impact of the new instruments.

The main findings of this study, significant at the 99% confidence level, are:

- Clouds have a large impact on the OSSE assimilation results for the IRS-like instrument. Compared to clear radiances, cloud roughly reduces the impacts found on RH forecasts by 30%.
- Even when accounting for cloudiness, the assimilation of 25 water vapour IRS channels provides positive impacts up to a forecast lead time of 18 h with respect to a 2015-like observing system.
- The assimilation of a MWGEO instrument with six channels around 183.31 GHz could lead to positive impacts, even in a dense environment such as the 2021-like observing system simulated in this study. However, these positive impacts strongly depend on the observation error of this potential instrument.
- A MWGEO, with observations as accurate as the ones provided by LEO satellites, brings information that propagates positively within the forecasts up to a +3 to +6 h forecast lead time.





**Figure 9.** Mean Fractions Skill Score of 12 h accumulated precipitation intensity for the CURRENT, CONTROL, MWGEOx1 and MWGEOx4 experiments for (a, c) a 40 km and (b, d) a 120 km neighbourhood averaged over the period from 1 July to 31 July 2015. (a) and (b) are for accumulated rainfall forecasts over the +0 to +12 h forecast range, and (c) and (d) are over the +12 to +24 h forecast range. The error bars indicate confidence intervals on the mean score at the 99% level.

- A MWGEO, with observations four times less accurate (5 K observation error) than the ones provided by LEO satellites, adds value to a 2021-like observing system only to a few pressure levels, and only over the first two forecast hours.

Overall, one of the main conclusions that can be drawn from this study is that fine-scale NWP systems need not only observations that are frequent in space and time, but also that are characterized by small observation errors.

As it is often the case in OSSEs, the framework used in this study suffers from a number of limitations. Some of these limitations have effects that may be expected:

- With more data in the CURRENT configuration, additional types of data such as from the IRS or a MWGEO are less likely to have a significant positive impact. In particular, our system does not include the assimilation of radar reflectivities, yet these data have been shown to improve AROME rainfall forecasts (Wattrelot *et al.*, 2014).
- With more data in the CONTROL configuration, MWGEO observations are also less likely to have a significant positive impact. Indeed, as explained before, the IRS instrument will have a much larger set of channels than considered in this study. Furthermore, no Level 2 data derived from the IRS instrument such as AMV products were considered either. It is likely that assimilating more channels and more derived products from the IRS would also reduce the significant positive impact of a MWGEO.
- The cloud screening method has only been implemented for the observing systems providing the largest number of observations in the OSSEs, i.e. the IRS and the GEO microwave sounder. The means that other cloudy IR and MW radiances that are not assimilated in operations are assimilated in the OSSEs which is unrealistic. This limitation is likely to have attenuated the impact of a MWGEO.

Other limitations may also impact the results, but their effects are harder to predict than the ones mentioned above:

- The experiments have been conducted over a summer period. An extension to a winter period would evaluate whether the results are applicable for different seasons. The period of time considered for evaluating the impact is short (one month), which is why a high level of confidence was selected for analysing the present results (99% plus an additional inflation factor). Extending the results with experiments over longer periods would be useful.
- Regarding the data assimilation system, the study used a 1 h-cycle 3D-Var system with clear-sky assimilation capability. Hence the results are applicable to similar systems only. Further study would of course be needed to complement these results, for instance with a 4D data assimilation system having ‘all-sky’ assimilation capabilities (e.g. Geer and Baordo, 2014), which might benefit more from frequent microwave observations.
- Perfect lateral boundary conditions and perfect sea surface temperatures have been used. In the real world, errors on both quantities would enhance the differences between the AROME forecasts and the true atmospheric state. The impact of these assumptions may be studied by selecting other boundary conditions (e.g. from a global OSSE as in Atlas *et al.*, 2015) and sea surface temperature conditions; this would also be an interesting extension of the present study.
- The synthetic AMV data have not been computed at the location of clouds in the NR but at the location of real AMV data. Depending on the meteorological situation, this may increase or decrease the number of AMV data in the OSSEs with respect to reality.
- Gaussian random and uncorrelated perturbations have been used to simulate observation errors but in reality there are correlated observation errors and the data assimilation system used here does not handle them correctly. Also spatial resolution of the observations from the various

instruments have not been considered in this study; taking into account the higher resolution of infrared radiances (~5 km) with respect to microwave radiances (25–50 km) from geostationary platforms could be an interesting aspect to consider for future OSSEs at convective scale. Especially with the upcoming MTG-IRS instrument, future research on the horizontal observation-error correlations will be needed in order to reduce or eliminate the spatial thinning that is currently applied.

Regarding the GEO microwave sounder concept, the characteristics of such an observing system result from a complex instrumental trade-off. The results presented here suggest that, if the requirement of low observation errors cannot be met, the impacts on mesoscale NWP are likely to be very limited and so the scientific objectives of such a mission should for instance be focused more on nowcasting applications. Other observing system concepts may also offer the capability to bring high-revisit microwave observations with more cost-effective approaches. For example, constellations of LEO nano-satellites (e.g. the TROPICS constellation of 12 cubesats) could provide full tropical coverage every 30 min (<https://tropics.ll.mit.edu>; accessed 20 May 2017). Hence, as global observing systems continue to evolve, the cost/benefit ratio for a useful GEO microwave sounder may continue to exceed available resources.

#### Acknowledgements

This study was funded by the ESA/ESTEC Contract No. AO/1-8060/14/NL/MV. The authors thank Dr Paul Ingmann for his support and guidance. Pascal Brunel provided the RTTOV coefficients for the IRS instrument. The authors thank the two anonymous reviewers who greatly helped to improve the manuscript.

#### References

- Atlas R, Hoffman RN, Ma Z, Emmitt GD, Wood SA, Greco S, Tucker S, Bucci L, Annane B, Hardesty RM, Murillo S. 2015. Observing system simulation experiments (OSSEs) to evaluate the potential impact of an optical autocovariance wind lidar (OAWL) on numerical weather prediction. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **32**: 1593–1613. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-15-0038.1>.
- Austerberry D, Gaier T, Kangaslahti P, Lambriksen B, McKague D, Ramos I, Ruf C, Tanner A. 2015. 'Test methodology for the geostar correlator'. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2015 IEEE International*. 3473–3476, Milan, Italy. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2015.7326568>.
- Bizzarri B. 2000. 'MW/Sub-mm sounding from geostationary orbit'. Report to EUMETSAT Science WG, EUM/STG/SWG/9/00/DOC/11. pp. 11.
- Bizzarri B, Mugnai A. 2002. 'Requirements and perspectives for MW/sub-mm sounding from geostationary satellite'. In *EUMETSAT Meteorological Satellite Conference*. 97–105, Mallorca, Spain.
- Blackwell WJ, Bickmeier LJ, Leslie RV, Pieper ML, Samra JE, Surussavadee C, Upham CA. 2011. Hyperspectral microwave atmospheric sounding. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **49**: 128–142. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2010.2052260>.
- Bougeault P. 1985. A simple parameterization of the large-scale effects of cumulus convection. *Mon. Weather Rev.* **113**: 2108–2121. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1985\)113<2108:ASPOTL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1985)113<2108:ASPOTL>2.0.CO;2).
- Boukabara SA, Moradi I, Atlas R, Casey SP, Cucurull L, Hoffman RN, Ide K, Kumar VK, Li R, Li Z, Masutani M, Shahroudi N, Woollen J, Zhou Y. 2016. Community global observing system simulation experiment (OSSE) package: CGOP. Description and usage. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **33**: 1759–1777. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-16-0012.1>.
- Brousseau P, Seity Y, Ricard D, Léger J. 2016. Improvement of the forecast of convective activity from the AROME-France system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **142**: 2231–2243. <https://doi.org/10.1002/qj.2822>.
- Bubnová R, Hello G, Bénard P, Geleyn J-F. 1995. Integration of the fully elastic equations cast in the hydrostatic pressure terrain-following coordinate in the framework of the ARPEGE/Aladin NWP system. *Mon. Weather Rev.* **123**: 515–535. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1995\)123<515:IOTFE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1995)123<515:IOTFE>2.0.CO;2).
- Camps A, Park H, Bandejas J, Barbosa J, Sousa A, d'Addio S, Martin-Neira M. 2016a. Microwave imaging radiometers by aperture synthesis-performance simulator (Part 1): Radiative transfer module. *J. Imaging* **2**: 17. <https://doi.org/10.3390/jimaging2020017>.
- Camps A, Park H, Kang Y, Bandejas J, Barbosa J, Vieira P, Friaças A, d'Addio S. 2016b. Microwave imaging radiometers by aperture synthesis performance simulator (Part 2): Instrument modeling, calibration, and image reconstruction algorithms. *J. Imaging* **2**: 18. <https://doi.org/10.3390/jimaging2020018>.
- Carlström A, Christensen J, Embretsen J, Emrich A, De Maagt P. 2009. 'A geostationary atmospheric sounder for now-casting and short-range weather forecasting'. In *Antennas and Propagation Society International Symposium. APSURSI'09*. 1–4. IEEE: Charleston, SC, USA. <https://doi.org/10.1109/APS.2009.5172067>.
- Caumont O, Ducrocq V, Delrieu G, Gosset M, Pinty JP, Parent du Châtelet J, Andrieu H, Lemaître Y, Scialom G. 2006. A radar simulator for high-resolution nonhydrostatic models. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **23**: 1049–1067. <https://doi.org/10.1175/JTECH1905.1>.
- Chambon P, Meunier LF, Guillaume F, Piriou JM, Roca R, Mahfouf J-F. 2015. Investigating the impact of the water-vapour sounding observations from SAPHIR on board Megha-Tropiques for the ARPEGE global model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **141**: 1769–1779. <https://doi.org/10.1002/qj.2478>.
- Chen K, Gasiewski AJ, Zhang K, Guo W, Li Q. 2015. 'Simulation of imaging technology for geostationary passive microwave observation'. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2015 IEEE International*. 4871–4874. IEEE: Milan, Italy. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2015.7326922>.
- Christensen J, Carlström A, Ekström H, Emrich A, Embretsen J, De Maagt P, Colliander A. 2007. 'GAS: The geostationary atmospheric sounder'. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2007 IEEE International*. 223–226. IEEE: Barcelona, Spain. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2007.4422770>.
- Courtier P, Geleyn J-F. 1988. A global numerical weather prediction model with variable resolution: Application to the shallow-water equations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **114**: 1321–1346. <https://doi.org/10.1002/qj.49711448309>.
- Courtier P, Freyrier C, Geleyn J-F, Rabier F, Rochas M. 1991. 'The ARPEGE project at Météo-France'. In *Seminar on Numerical Methods in Atmospheric Models*, 9–13 September 1991. ECMWF: Reading, UK.
- Ebert EE. 2008. Fuzzy verification of high-resolution gridded forecasts: a review and proposed framework. *Meteorol. Appl.* **15**: 51–64. <https://doi.org/10.1002/met.25>.
- El-Raey M. 1982. Remote sensing of atmospheric waves in O<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O microwave emissions. *Radio Sci.* **17**: 766–772. <https://doi.org/10.1029/RS017i004p00766>.
- Errico RM, Yang R, Masutani M, Woollen J. 2007. The use of an OSSE to estimate characteristics of analysis error. *Meteorol. Z.* **16**: 695–708. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2007/0242>.
- Errico RM, Yang R, Privé NC, Tai KS, Todling R, Sienkiewicz ME, Guo J. 2013. Development and validation of observing-system simulation experiments at NASA's Global Modeling and Assimilation Office. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **139**: 1162–1178. <https://doi.org/10.1002/qj.2027>.
- Gaier T, Lambriksen B, Kangaslahti P, Lim B, Tanner A, Harding D, Owen H, Soria M, O'Dwyer I, Ruf C, Miller R, Block B, Flynn M, Whitaker S. 2011. 'GeoSTAR-II: A prototype water vapor imager/sounder for the PATH mission'. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2011 IEEE International*. 3626–3628, Vancouver, BC, Canada. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2011.6050009>.
- Gasiewski AJ, Voronovich A, Weber BL, Stankov B, Klein M, Hill RJ, Bao JW. 2003. 'Geosynchronous microwave (GEM) sounder/imager observation system simulation'. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS'03. Proceedings. 2003 IEEE International*, 2. 1209–1211, Toulouse, France.
- Geer AJ. 2015. 'Significance of changes in medium-range forecast scores', Technical Memorandum No. 766. ECMWF: Reading, UK.
- Geer AJ, Baordo F. 2014. Improved scattering radiative transfer for frozen hydrometeors at microwave frequencies. *Atmos. Meas. Tech.* **7**: 1839–1860. <https://doi.org/10.5194/amt-7-1839-2014>.
- Guedj S, Guidard V, Ménétrier B, Mahfouf J-F, Rabier F. 2014. 'Future benefits of high-density radiance data from MTG-IRS in the AROME fine-scale forecast model'. Final Report. Eumetsat Fellowship report, Météo-France & CNRS/CNRM-GAME. <https://hal-meteofrance.archives-ouvertes.fr/meteo-01133380> (accessed 20 May 2017).
- Hoffman RN, Atlas R. 2015. Future observing system simulation experiments. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **97**: 1601–1616. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00200.1>.
- Hong G, Heygster G, Miao J, Kunzi K. 2005. Detection of tropical deep convective clouds from AMSU-B water vapor channels measurements. *J. Geophys. Res. Atmos.* **110**: D05205. <https://doi.org/10.1029/2004JD004949>.
- Lambriksen B, Tanner A, Gaier T, Kangaslahti P, Brown S. 2007. 'Prototyping GeoSTAR for the PATH mission'. In *Proceedings NASA Science Technology Conference*. University of Maryland: College Park, MD, USA.
- Li Q, Chen K, Guo W, Li Y, Dou H. 2015. 'Rotating mirrored aperture synthesis (RMAS) for passive microwave remote sensing'. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2015 IEEE International*. 3481–3484. IEEE: Milan, Italy. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2015.7326570>.
- Liu H, Wu J, Zhang S, Yan J, Zhang C, Sun W, Niu L. 2009. 'Conceptual design and breadboarding activities of geostationary interferometric microwave sounder (GIMS)'. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2009 IEEE International*. 1039–1042. IEEE: Cape Town, South Africa. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2009.5417956>.

- Liu H, Wu J, Zhang S, Yan J, Niu L, Zhang C, Sun W, Li H, Li B. 2011. 'The geostationary interferometric microwave sounder (GIMS): Instrument overview and recent progress'. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2011 IEEE International*. 3629–3632. IEEE: Vancouver, BC, Canada. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2011.6050010>.
- McCarty W, Errico RM, Gelaro R. 2012. Cloud coverage in the joint OSSE nature run. *Mon. Weather. Rev.* **140**: 1863–1871. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-11-00131.1>.
- McNally AP, Watts PD. 2003. A cloud detection algorithm for high-spectral-resolution infrared sounders. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **129**: 3411–3423. <https://doi.org/10.1256/qj.02.208>.
- Ma Z, Riishøjgaard LP, Masutani M, Woollen JS, Emmitt GD. 2015. Impact of different satellite wind lidar telescope configurations on NCEP GFS forecast skill in observing system simulation experiments. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **32**: 478–495. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-14-00057.1>.
- Martin-Neira M, LeVine DM, Kerr Y, Skou N, Peichl M, Camps A, Corbella I, Hallikainen M, Font J, Wu J, Mecklenburg S, Drusch M. 2014. Microwave interferometric radiometry in remote sensing: An invited historical review. *Radio Sci.* **49**: 415–449. <https://doi.org/10.1002/2013RS005230>.
- Masutani M, Schlatter TW, Errico RM, Stoffelen A, Andersson E, Lahoz W, Woollen JS, Emmitt GD, Riishøjgaard LP, Lord SJ. 2010. Observing system simulation experiments. In *Data Assimilation*: 647–679. Berlin: Springer.
- Prigent C, Pardo JR, Rossow WB. 2006. Comparisons of the millimeter and submillimeter bands for atmospheric temperature and water vapor soundings for clear and cloudy skies. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **45**: 1622–1633. <https://doi.org/10.1175/JAM2438.1>.
- Privé NC, Errico RM, Tai KS. 2013a. Validation of the forecast skill of the global modeling and assimilation office observing system simulation experiment. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **139**: 1354–1363. <https://doi.org/10.1002/qj.2029>.
- Privé NC, Xie Y, Woollen J, Koch S, Atlas R, Hood R. 2013b. Evaluation of the Earth Systems Research Laboratory's global observing system simulation experiment system. *Tellus A* **65**: 19011. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v65i0.19011>.
- Privé NC, Xie Y, Koch S, Atlas R, Majumdar SJ, Hoffman RN. 2014. An observing system simulation experiment for the unmanned aircraft system data impact on tropical cyclone track forecasts. *Mon. Weather Rev.* **142**: 4357–4363. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-14-00197.1>.
- Roca R, Brogniez H, Chambon P, Chomette O, Cloché S, Gosset ME, Mahfouf J-F, Raberanto P, Viltard N. 2015. The Megha-Tropiques mission: a review after three years in orbit. *Front. Earth Sci.* **3**: 17. <https://doi.org/10.3389/feart.2015.00017>.
- Rodriguez A, Stuhlmann R, Tjemkes S, Aminou DM, Stark H, Blythe P. 2009. 'Meteosat Third Generation (MTG): Mission and system concepts. In *Proceedings SPIE 7453, Infrared Spaceborne Remote Sensing and Instrumentation XVII*, 74530C, 1 September 2009, San Diego, CA, USA. <https://doi.org/10.1117/12.824236>.
- Seity Y, Brousseau P, Malardel S, Hello G, Bénard P, Bouttier F, Lac C, Masson V. 2011. The AROME-France convective-scale operational model. *Mon. Weather Rev.* **139**: 976–991.
- Stark JD, Donlon CJ, Martin MJ, McCulloch ME. 2007. 'OSTIA: An operational, high resolution, real time, global sea surface temperature analysis system'. In *Oceans 2007-Europe*. 1–4. IEEE. 10.1109/OCEANSE.2007.4302251.
- Stuhlmann R, Rodriguez A, Tjemkes S, Grandell J, Arriaga A, Bézy JL, Aminou D, Bensi P. 2005. Plans for EUMETSAT's third generation meteosat geostationary satellite programme. *Adv. Space Res.* **36**: 975–981. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2005.03.091>.
- Tanner AB, Brown ST, Dinardo SJ, Gaier TM, Kangaslahti PP, Lambrigtsen BH, Wilson WJ, Piepmeier JR, Ruf CS, Gross SM, Lim BH, Musko S, Rogacki S. 2006. Initial results of the GeoSTAR prototype (geosynchronous synthetic thinned array radiometer). *2006 IEEE Aerospace Conference, Big Sky, MT*, 2006, pp. 9. <https://doi.org/10.1109/AERO.2006.1655814>.
- Wang H, Huang X-Y, Chen Y. 2013. An observing system simulation experiment for the impact of MTG candidate infrared sounding mission on regional forecasts: System development and preliminary results. *ISRN Meteorol.* **2013**: 971501. <https://doi.org/10.1155/2013/971501>.
- Wattrelot E, Caumont O, Mahfouf J-F. 2014. Operational implementation of the 1D+ 3D-Var assimilation method of radar reflectivity data in the AROME model. *Mon. Weather Rev.* **142**: 1852–1873. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-13-00230.1>.
- Zhang C, Liu H, Wu J, Zhang S, Yan J, Sun W, Li H. 2012. 'Imaging performance analysis for the Geostationary Interferometric Microwave Sounder (GIMS) demonstrator'. In *Microwave Radiometry and Remote Sensing of the Environment (MicroRad), 12th Specialist Meeting*. IEEE: Rome, Italy. <https://doi.org/10.1109/MicroRad.2012.6185265>.
- Zhang Y, Liu H, Wu J, He J, Zhang C. 2015a. 'Target brightness temperature simulation and analysis for the geostationary interferometric microwave sounder (GIMS)'. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2015 IEEE International*. 3477–3480. IEEE: Milan, Italy. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2015.7326569>.
- Zhang C, Liu H, Wu J, Zhang S, Yan J, Niu L, Sun W, Li H. 2015b. Imaging analysis and first results of the geostationary interferometric microwave sounder demonstrator. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **53**: 207–218. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2014.2320983>.

## **5.5 Duruisseau et al., 2019**

Duruiseau, F, Chambon, P, Wattrelot, E, Barreyat, M, Mahfouf, J-F. Assimilating cloudy and rainy microwave observations from SAPHIR on board Megha Tropiques within the ARPEGE global model. *Q J R Meteorol Soc* 2019; 145: 620– 641. DOI : 0.1002/qj.3456



# Assimilating cloudy and rainy microwave observations from SAPHIR on board Megha Tropiques within the ARPEGE global model

Fabrice Duruisseau | Philippe Chambon  | Eric Wattrelot | Marylis Barreyat | Jean-François Mahfouf

CNRM UMR 3589, Météo-France and CNRS, France

## Correspondence

Philippe Chambon, CNRM UMR 3589, Météo-France & CNRS 42 avenue Gaspard Coriolis 31057 Toulouse, France.  
Email: philippe.chambon@meteo.fr

The Megha-Tropiques satellite was launched in 2011 with a microwave sounder called SAPHIR onboard. This instrument probes the atmosphere with six channels around the 183.31 GHz water vapour absorption band. Its observations are sensitive to water vapour as well as to hydrometeors. This instrument was proven to be useful for data assimilation by different numerical weather prediction centres, in particular for clear-sky assimilation. At Météo-France, SAPHIR observations have been routinely assimilated in clear sky since 2015 in the ARPEGE global model. The present article introduces a framework to complement this clear-sky assimilation route by a new cloudy and rainy assimilation route for satellite microwave brightness temperatures. This framework is based on several steps including a Bayesian inversion of the SAPHIR brightness temperatures into relative humidity retrievals, which are then assimilated within the ARPEGE global model. This study presents the methodology of assimilation, including the development of two error models, one for the Bayesian inversion, and one for the observation errors of relative humidity retrievals within the ARPEGE 4D-Var data assimilation system. The forecast scores obtained with this methodology over a three-month period indicate a positive impact of SAPHIR cloudy and rainy observations within the ARPEGE system, in particular on tropical temperature and wind forecasts for which the improvements range from 0.5 to 1.7% on standard deviations with respect to the ECMWF analysis and up to a +60 h lead time.

## KEYWORDS

clouds, data assimilation, Megha-Tropiques, microwave, NWP, radiative transfer, satellite, Tropics

## 1 | INTRODUCTION

The Megha-Tropiques satellite mission is an Indo-French mission led by the Indian Space Research Organization (ISRO) and Centre National d'Etudes Spatiales (CNES). It was launched in 2011 with a payload of three instruments dedicated to the study of the water and energy cycles in the Tropics. A summary of the outcomes of the mission 3 years after launch is summarized in Roca *et al.* (2015). One of the three instruments is a six-channel microwave radiometer called

Sondeur Atmosphérique du Profil d'Humidité Intertropicale par Radiométrie (SAPHIR) which probes the atmosphere along the 183.31 GHz water vapour absorption band. This instrument has been well calibrated and validated (Clain *et al.*, 2015) and is characterized by very stable biases and random errors over the past 7 years. From a numerical weather prediction (NWP) perspective, the observations from SAPHIR have proven to be useful and are now assimilated operationally by several weather services over the globe (e.g. Météo-France see Chambon *et al.*, 2015; UK Met Office see Doherty *et al.*,

2018; the Japanese Meteorological Agency see Kazumori, 2016; the Korean Meteorological Administration see Lee *et al.*, 2018; the European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF) see Chambon and Geer, 2017; the National Center for Environmental Prediction (NCEP) and the Fleet Numerical Meteorology and Oceanography Center (FNMOC) see Jones *et al.*, 2017). At Météo-France, SAPHIR clear-sky observations have been routinely used since April 2015 within the four-dimensional variation (4D-Var) data assimilation system of the global model Action des Recherches Petite Echelle et Grande Echelle (ARPEGE) which provides global forecasts up to 4 days ahead (see Chambon *et al.* (2015) for details about the configuration of the clear-sky assimilation and the resulting impacts on ARPEGE forecasts). The subject of the present article is to describe the assimilation method of SAPHIR radiances in cloudy and rainy conditions which is currently under study at Météo-France to complement the clear-sky assimilation scheme.

Since the seminal paper of Errico *et al.* (2007), the assimilation of satellite observations in cloudy and rainy conditions is becoming increasingly mature in different operational weather services over the globe (e.g. Okamoto *et al.*, 2014; Zhu *et al.*, 2016; Geer *et al.*, 2017; Migliorini *et al.*, 2018; see Geer *et al.* (2018) for an extensive review of the status of these developments in several NWP centres) as well as in different research institutes (e.g. Zhang *et al.*, 2013, 2016, 2017; Haddad *et al.*, 2015; Aonashi *et al.*, 2016). In particular, ECMWF pioneered this field of research and paved the way for other centres to develop such capability. A first assimilation method, so-called “1D-Var + 4D-Var” was first implemented at ECMWF (Marécal and Mahfouf, 2002; Bauer *et al.*, 2006a; 2006b; Geer *et al.*, 2008) and further replaced by a direct assimilation method, so-called “all-sky” framework which directly assimilates both clear and cloudy brightness temperatures within the ECMWF 4D-Var system through a single framework (Bauer *et al.*, 2010; Geer *et al.*, 2010; 2017).

At Météo-France, while the spaceborne microwave observations are only assimilated in clear sky operationally, a dedicated method was developed to assimilate ground radar reflectivities in cloudy and rainy conditions (Caumont *et al.*, 2010) within the Applications of Research to Operations at MEsoScale (AROME) convective-scale model running over western Europe (Seity *et al.*, 2011; Brousseau *et al.*, 2016). This method, so-called “1D-Bayesian + 3D-Var”, has been successfully used operationally since 2010 (Wattrelot *et al.*, 2014). It is an alternative to both “1D-Var + 4D-Var” and direct assimilation methodologies. This framework has the specificity of not requiring a linearized convection scheme compared to a direct assimilation method; a linearized scheme that the ARPEGE data assimilation system is not equipped with. A similar “1D-Bayesian + 4D-Var” was implemented at the Japanese Meteorological Agency (Ikuta and Honda, 2011) for operationally assimilating observations from the Dual Frequency Precipitation Radar on board the Global Precipitation Measurement mission (Hou *et al.*, 2014). However,

**TABLE 1** List of channels of SAPHIR on board the Megha-Tropiques satellite

| Channel number | Central frequency (GHz) | Channel bandwidth (MHz) |
|----------------|-------------------------|-------------------------|
| 1              | 183.31 ± 0.2            | 200 MHz                 |
| 2              | 183.31 ± 1.1            | 350 MHz                 |
| 3              | 183.31 ± 2.8            | 500 MHz                 |
| 4              | 183.31 ± 4.2            | 700 MHz                 |
| 5              | 183.31 ± 6.8            | 1,200 MHz               |
| 6              | 183.31 ± 11.0           | 2000 MHz                |

this kind of methodology has not been experimented yet for passive microwave observations into a global data assimilation system. Following the proof of concept of 1D-Bayesian inversion shown in Guerbet *et al.* (2016), the present article focuses on studying the use of such a “1D-Bayesian + 4D-Var” framework for assimilating SAPHIR brightness temperatures in cloudy and rainy conditions in the global model ARPEGE.

The article is organized as follows: section 2 describes the SAPHIR instrument as well as the NWP environment used, section 3 introduces the proposed methodology of assimilation including (a) the microwave observations simulation, (b) the Bayesian inversion of brightness temperature, and (c) the errors specification. Section 4 presents the experimental set-up and the most important results, then section 5 summarizes the outcomes of the study and provides a number of perspectives to this work.

## 2 | DATA AND NWP SYSTEM

### 2.1 | The SAPHIR/Megha-Tropiques observing system

As mentioned in the introduction, the SAPHIR sounder has six channels around the 183.31 GHz water vapour absorption band (see Table 1 for the list of frequencies and the channels’ bandwidths). Channel 1 is the highest peaking channel while channel 6 is the lowest peaking channel and also the most sensitive to hydrometeors. At Météo-France, all six channels are assimilated in clear-sky conditions over oceans, and over land (note that over high terrain, the lowest peaking channels are discarded).

This cross-track sounder is on board the Megha-Tropiques satellite which is rotating around the Earth on a low-inclination orbit of 20° with respect to the Equator and at 866 km altitude. The combination of this tropical orbit and the instrument characteristics lead to a swath of 1,726 km for SAPHIR and a daily revisit varying from 3 to 6 overpasses per day for a given location in the latitude band 20°S to 20°N (Capderou, 2009).

### 2.2 | Overview of the NWP system

The ARPEGE prediction system, operational at Météo-France since 1992 (Courtier *et al.*, 1991), is a global

TABLE 2 Observation types assimilated within the ARPEGE 4D-Var system

| Measurement | Observation type   |
|-------------|--|
| Surface     | Surface stations, ships and buoys  |
|             | Terrestrial GNSS data  |
|             | Wind profilers   |
| Altitude    | Radiosonde measurements  |
|             | Aircraft measurements  |
| Satellite   | Atmospheric motion vectors from Meteosat, GOES, Himawari                   |
|             | Scatterometer winds from ASCAT   |
|             | Microwave sounding data from AMSU-A, MHS, SAPHIR, MWHS2, ATMS, SSMI/S, GMI |
|             | Hyperspectral InfraRed data from IASI (x2), CrIS                           |
|             | Clear-sky radiances from Meteosat, GOES, Himawari                          |
|             | GNSS radio occultation data  |

spectral model which is characterized by a stretched and tilted grid (Courtier and Geleyn, 1988). The current (2018) operational suite has a spectral triangular truncation on linear grid at wave number 1,198 with a stretching factor of 2.2. Its vertical grid is made of 105 levels from the surface to 0.1 hPa and including 20 levels in the boundary layer. This setting leads to a horizontal resolution varying from 7.5 km over Europe to 36.7 km at the antipodes.

This forecast model is initialised from analyses generated by a 4D-Var incremental data assimilation system with a 6 h time window (Courtier *et al.*, 1994) which uses background errors of the day from an ensemble data assimilation system (Pereira and Berre, 2006). The control variables of this system are vorticity, divergence, temperature, surface pressure and specific humidity. Observations from a wide variety of sensors are assimilated routinely within this system as displayed in Table 2. Therefore, the experiments presented in this article consist of assimilating cloudy and rainy radiances from the SAPHIR sounder, on the top of an already quite dense observing system (~30 million assimilated observations per day).

The main difference between the NWP system used in this study and the operational one at Météo-France lies in the deep moist convection parametrization. While a mass-flux scheme derived from Bougeault (1985) is used in operations, moist convection is described by the “Prognostic Condensates Microphysics and Transport (PCMT) scheme” which has the specificity to consider prognostic convective hydrometeors. In particular, this scheme leads to a better representation of the diurnal cycle of convection in the Tropics as well as better tropical rainfall forecasts with respect to the current ARPEGE operational scheme (not shown).

### 3 | METHOD

#### 3.1 | General framework for SAPHIR data assimilation

Within the ARPEGE framework (version cy42op2), the RTTOV V11.1 package (<https://www.nwpsaf.eu>) is the radiative transfer code used for simulating the six channels of

the SAPHIR sounder; these simulations are performed without taking into account scattering effects from hydrometeors. Therefore, cloudy scenes are filtered from the assimilation with a simple quality control detailed in Chambon *et al.* (2015). If this method does filter a fraction of observed clouds from the clear-sky assimilation route, one of its drawbacks is that cloudy scenes present in the first guess remain and are still assimilated with a clear-sky observation operator. When complemented by an assimilation of cloudy observations, it was considered as one of the weaknesses of the “1D-Var + 4D-Var” approach implemented at ECMWF before being replaced by the all-sky framework (Geer *et al.*, 2008).

The framework used in this study, which partly corrects this asymmetric sampling, is described below and shown in Figure 1:

- As a first step, it does split observations into two categories, the first one treated by the clear-sky assimilation route, and the second one treated by a new “1D-Bayesian + 4D-Var” route. To achieve this first step, the Radiative Transfer for TIROS Operational Vertical sounder (RTTOV-SCATT) module (Bauer *et al.*, 2006c; Geer and Baordo, 2014) is used to provide simulated brightness temperatures taking into account scattering effects to the screening procedure of observations. With these new simulations, a symmetric quality control is then applied to split the observations into two categories; only the meteorological scenes, for which both the observations and the first guess are considered as clear, go through the clear-sky assimilation route. The other cases of meteorological scenes for which either the observation, or the first guess, or both of them are cloudy, are then treated through the “1D-Bayesian + 4D-Var” route.
- As a second step, a 1D-Bayesian scheme retrieves relative humidity estimates from the observed brightness temperatures (TBs) and from *a priori* simulated TBs coming from the first guess in the vicinity of the observations.



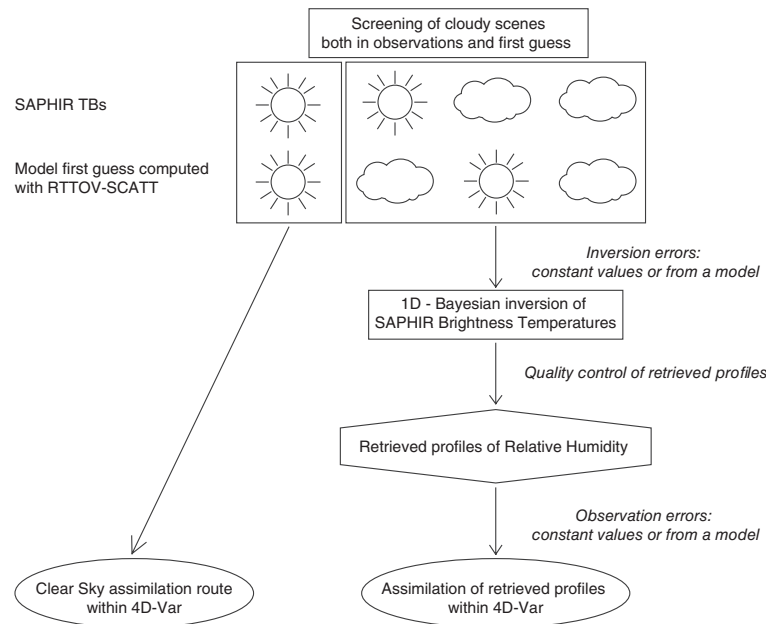


FIGURE 1 Flowchart of the 1D-Bayesian + 4D-Var framework applied to microwave SAPHIR TBs

- As a third and final step, the retrieved relative humidity estimates are assimilated within the 4D-Var with specific observation errors.

Section 3.2 describes the settings selected for the RTTOV-SCATT radiative transfer calculations as well as the cloud screening procedure, then section 3.3 explains the principle of the Bayesian inversion of brightness temperatures into relative humidity estimates. Finally, section 3.4 explains the specification of the observation errors for the assimilation of relative humidity retrievals.

### 3.2 | Cloudy and rainy microwave observations simulations

As previously explained, this assimilation framework requires the simulation of brightness temperatures taking into account the contribution of hydrometeors, in particular of frozen hydrometeors in addition to the contribution from other water species and the surface. The recent implementation of advanced single-scattering properties for solid hydrometeors within the RTTOV-SCATT radiative transfer code (Geer and Baordo, 2014) leads to more realistic simulations at high microwave frequencies (above 50 GHz) and in particular at the ones of the SAPHIR instrument (Guerbette *et al.*, 2016; Chambon and Geer, 2017). This observation operator is therefore used in the present article.

A detailed sensitivity study was performed by Geer and Baordo (2014) for the simulation of observations ranging between 19 and 183 GHz to finely tune both the particle size distribution and the single-scattering radiative

properties of hydrometeors. In particular, a fine search was conducted to derive an optimal “particle shape” from the Liu (2008) database. As a first approach for the ARPEGE model, a sensitivity of simulated brightness temperatures to the 11 particle shapes of the Liu (2008) database for the single-scattering properties of snowfall was conducted with RTTOV-SCATT. A sensitivity study to the particle size distribution was not performed for the ARPEGE model in this work but may require further attention in the future. Table 3 summarizes these 11 configurations of RTTOV-SCATT which have been tested.

Over a one-month period (January 2017), the radiative transfer simulations have been compared to SAPHIR observations over oceanic surfaces, using two different metrics. The first metric corresponds to the root-mean-square error (RMS) of first-guess departures (observed TBs minus first-guess TBs), computed for meteorological scenes which are characterized by similar scattering conditions both in the observation and the first guess (Chambon *et al.*, 2014). This categorization prevents contamination of the distributions of first-guess departures with situations where the observations are clear and the first guess cloudy or vice versa. The second metric is defined in Geer and Baordo (2014) and directly compares the brightness temperatures histograms by giving a fair weight to the less populated cold brightness-temperature bins and hence uniformly compares the histograms through the full range of brightness temperatures. Note that the smaller this histogram fit metric is, the better the observed and simulated histograms match. Both comparisons are shown in Figure 2.

Figure 2a indicates that the best simulations are obtained with the four following particle shapes: 4-bullet rosette,

TABLE 3 RTTOV-SCATT configurations tested for simulating SAPHIR with the ARPEGE model

|                    | Particle size distribution                  | Single emission/absorption/scattering radiative properties               |
|--------------------|---|--|
| Cloud liquid water | Modified gamma                              | Mie sphere   |
| Cloud ice water    | Modified gamma                              | Mie sphere   |
| Rain               | Marshall–Palmer                             | Mie sphere   |
| Snow               | Field <i>et al.</i> , 2007, Tropical regime | Discrete Dipole Approximation (DDA). 11 different shapes from Liu (2008) |

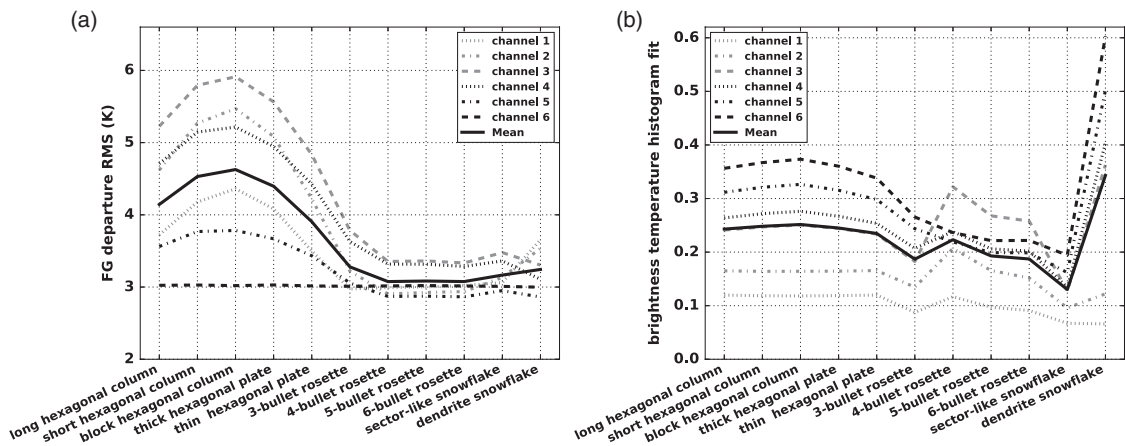


FIGURE 2 Comparison of RTTOV-SCATT simulations with ARPEGE atmospheric profiles and SAPHIR observations over oceans for a time period of one month (January 2017) considering several shapes for snowfall radiative properties: (a) RMS error of first-guess departures on categorized scenes (Chambon *et al.*, 2014). (b) Geer and Baordo (2014) brightness temperatures histogram fit metric; for the six SAPHIR channels and averaged (solid curve)

5-bullet rosette, 6-bullet rosette and sector snowflake, for the six SAPHIR channels. The results obtained by using the histogram fit metric in Figure 2b are consistent with the latter results. The bullet rosettes together with the sector snowflake shape provide the simulations which compare the best to the observations.

The sector snowflake shape leading to a slightly better histogram fit than the other four potential candidates, it was then selected for the rest of the study. Note that this result is somewhat different from the one found by Guerbet *et al.* (2016) for the limited-area model Aire Limitéé Adaptation Dynamique développement InterNational (ALADIN) Réunion (Fischer *et al.*, 2005) which led to selecting a block column for simulating SAPHIR data in cyclonic conditions. Nevertheless, the choice of sector snowflake is consistent with the one performed at ECMWF, for a global model and for a larger range of frequencies, giving confidence in the latter results. The bullet rosettes would still be interesting candidates for the assimilation of SAPHIR data. Therefore, the information content of these multiple particle shape simulations will be exploited as explained further in section 3.3.

As shown in Figure 1, the RTTOV-SCATT simulations are used to split the population of observations into two groups, based on a simple cloud screening (Chambon *et al.*, 2015) that has been modified for improving the symmetry in the sampling of meteorological scenes. The TBs satisfying the

following criteria are routed toward the clear-sky assimilation route and the other observations toward the Bayesian framework:

$$\text{Clear Sky Obs} : |TB_{\text{OBS}}^6 - TB_{\text{CLEARSKY RTTOV}}^6| < 5 \text{ K}$$

and

$$\text{Clear Sky Model} : |TB_{\text{RTTOV SCATT}}^6 - TB_{\text{CLEARSKY RTTOV}}^6| < 5 \text{ K}$$

where  $TB_{\text{OBS}}^6$  corresponds to the observed brightness temperature of the  $183.31 \pm 11$  GHz channel,  $TB_{\text{CLEARSKY RTTOV}}^6$  and  $TB_{\text{RTTOV SCATT}}^6$  correspond to the simulated brightness temperatures without and with taking into account the effects of hydrometeors respectively.

The RTTOV-SCATT simulations of SAPHIR channels are then considered within a Bayesian inversion described in the next section.

### 3.3 | Bayesian inversion of SAPHIR brightness temperatures

#### 3.3.1 | Basic principles of the inversion

The 1D-Bayesian inversion of SAPHIR TBs undertaken in this study rely on the algorithm described in Caumont *et al.* (2010) and Wattrelot *et al.* (2014). Its objective is to retrieve from the set of observations a physical quantity that can be easily assimilated in the ARPEGE 4D-Var. This algorithm

was inspired by the Goddard Profiling (GPROF) algorithm used for rainfall estimation from passive microwave observations (Kummerow *et al.*, 1996). The main specific feature of the 1D-Bayesian inversion developed by Caumont *et al.* (2010) is that instead of using a large off-line database of atmospheric profiles, it exploits a database, limited in size, but dynamically changing in space and time. These specificities, explained further below, lead to a case-dependent database adapted to the current meteorological conditions.

In this work, the database of *a priori* information for the inversion of every SAPHIR observation is composed of a limited number of atmospheric profiles, sampled from the model first guess in the vicinity of a given observation. Considering a very large neighbourhood does increase the chances of successful retrieval, but the risk is to mix together too different meteorological situations. In the experiments which are presented in section 4, this neighbourhood is defined as an area of diameter 400 km, centred on each new observation.

For each new SAPHIR observation ( $\mathbf{y}_o$ ), a number of first-guess profiles ( $x_i$ ) are sampled within the neighbouring area. In the experiments which are presented in section 4, this sampling is made on the model grid, which is regularly sampled at 48 locations (7 by 7 locations minus the location of the observation). Not considering the first guess at the location of the observation also reduces the correlation between the retrieved profiles and the first guess, which was one of the drawbacks of the “1D-Var + 4D-Var” method (Geer *et al.*, 2008).

A RTTOV-SCATT simulation is performed for each sampled profile of this area,  $H(x_i)$ , and a weight,  $W_i$ , is then attributed to each of them following the formula:

$$W_i = \exp \left\{ -\frac{1}{2} [(\mathbf{y}_o - H(x_i))^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{y}_o - H(x_i))] \right\}$$

The values of these weights depend both on how close the RTTOV-SCATT simulations  $H(x_i)$  are from the observation vector  $\mathbf{y}_o$  and on the prescribed error covariance matrix  $\mathbf{R}$ . This matrix represents the radiometric errors of  $\mathbf{y}_o$  as well the errors from the observation operator. From these weights, retrieved atmospheric profiles (humidity, temperature, hydrometeors) are computed as a weighted average of the neighbours following the formula below:

$$x^{\text{retr}} = \frac{\sum_i W_i x_i}{\sum_i W_i}$$

This inversion method relies on several assumptions: (a) the database made of neighbour profiles is rather limited and therefore will only be efficient if a cloud similar to the observed one is simulated by the first guess within its vicinity, (b) the forward radiative transfer simulation on the weighted average profile must not be too different from the weighted average of the forward radiative transfer simulations on each of the neighbouring profiles.

Regarding the first assumption, if no cloud is present in the first guess in the vicinity of an observed cloud, the

1D-Bayesian inversion does not provide any result and no retrieval is then assimilated within the 4D-Var.

Regarding the second assumption, it deals with the non-linearity of the observation operator; the framework set up allows us to compute both the forward radiative transfer simulation on the weighted average and the weighted average of the forward radiative transfer simulations. Quality control is then performed to reject the observation in case of too large differences.

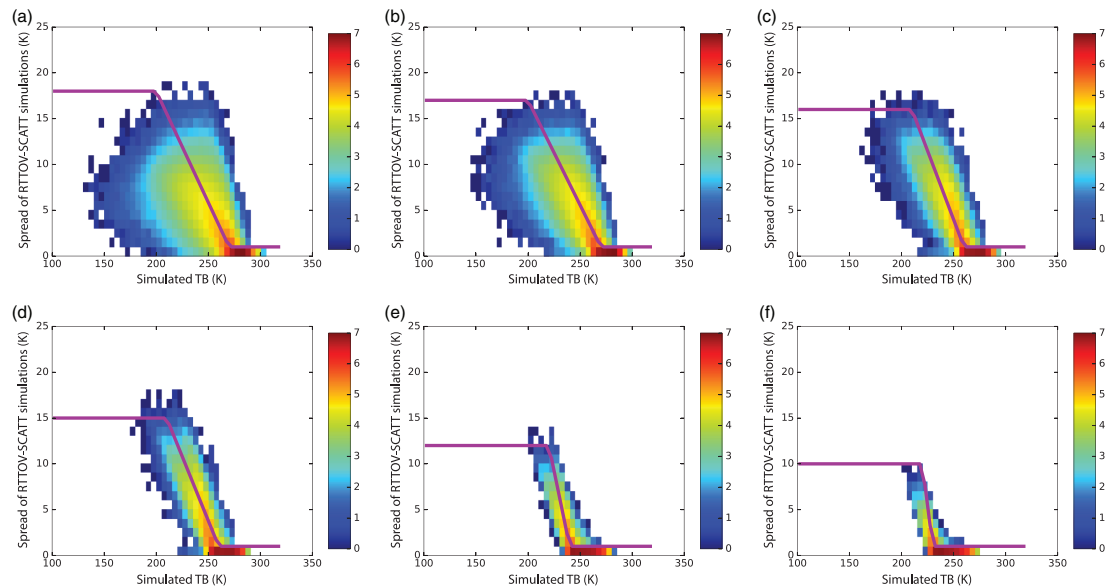
### 3.3.2 | Observation errors within the Bayesian inversion

Another important aspect of the 1D-Bayesian inversion is the prescription of the covariance matrix  $\mathbf{R}$  which shall describe the radiative transfer modelling errors together with the measurement errors, that will affect the retrieval accuracy. For ground radar reflectivities, two solutions have been experimented within Caumont *et al.* (2010): (a) the specification of a small error which leads to either an accurate Bayesian inversion or no inversion at all, and (b) the specification of a larger error which increases the number of successful inversions but smooths the results with more distributed weights. The assimilation experiments results shown in Caumont *et al.* (2010) and Wattrelot *et al.* (2014) indicate that the first solution was preferable for ground radar reflectivities. For SAPHIR TBs, Guerette *et al.* (2016) experimented with similar solutions on a cyclonic case and selected a 1 K error for each channel of the SAPHIR sounder; but in their study, the inversion database used was made of all profiles over the geographical domain of the ALADIN Réunion limited-area model.

In this study, two options have been examined. The first one consists of a diagonal  $\mathbf{R}$  matrix with a 1 K value for each of the six SAPHIR channels. The second option is based on an empirical model described below, aiming at taking into account errors of radiative transfer simulations at 183.31 GHz which are known to be large in strong scattering situations (e.g. Kulie *et al.*, 2010; Bennartz and Greenwald, 2011). Therefore, the general idea of this error model is to specify small errors in low-scattering conditions (warm observed TBs) and to inflate them in the strongest-scattering conditions (cold observed TBs).

Following Haddad *et al.* (2015) who defined an observation operator taking into account multiple microphysical assumptions in the forward simulations, the error model defined in this study is based on the RTTOV-SCATT simulations presented in section 3.2. Indeed, a group of four different particle shapes has been identified as good candidates for the observation operator settings. The same data have been used in order to investigate whether these four configurations can lead to a significant spread between forward simulations.

For each of the six SAPHIR channels, four brightness temperatures  $T_{B_{\text{option } 1}}$ ,  $T_{B_{\text{option } 2}}$ ,  $T_{B_{\text{option } 3}}$  and  $T_{B_{\text{option } 4}}$  are simulated for each atmospheric profile with the four best options of microphysical radiative properties as discussed above. Then the warmest and the coldest values are identified



**FIGURE 3** Scatter plots of estimated radiative forward simulation uncertainties for each of the six SAPHIR channels: (a) channel 6, (b) channel 5, (c) channel 4, (d) channel 3, (e) channel 2, (f) channel 1. The spread of a group of four simulations with the bullet rosettes and the sector snowflake particle shapes is plotted against each of the four forward simulations. The number of samples, corresponding to one month of SAPHIR observations in January 2017, is represented in colour with a log10 scale. The purple straight lines correspond to the empirical models fitting the modes of the distributions [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](http://wileyonlinelibrary.com)].

**TABLE 4** Inversion error model parameters for each of the SAPHIR channels

| Channel | TB threshold from which inversion errors grow (K) | TB threshold from which inversion errors saturate to the maximum value (K) | Minimum inversion error (K) | Maximum inversion error (K) |
|---------|---|--|-----------------------------|-----------------------------|
| 1       | 230   | 220  | 1                           | 10                          |
| 2       | 240   | 220  | 1                           | 12                          |
| 3       | 260   | 210  | 1                           | 15                          |
| 4       | 260   | 210  | 1                           | 16                          |
| 5       | 270   | 200  | 1                           | 17                          |
| 6       | 270   | 200  | 1                           | 18                          |

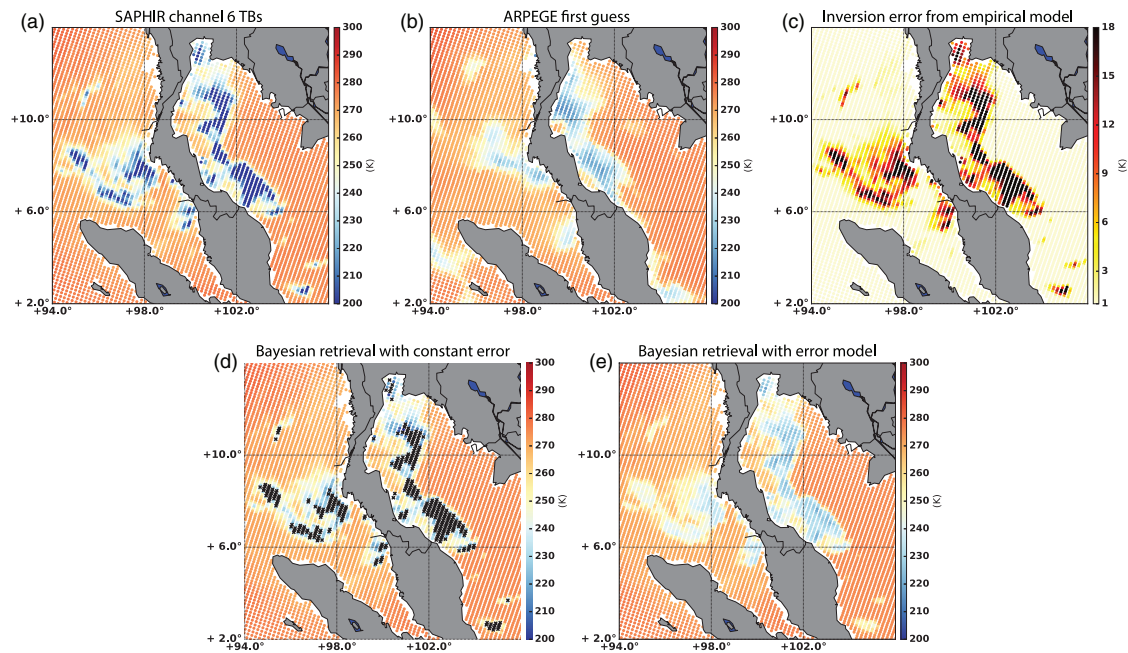
across the four TBs and a spread value is defined as the difference between the two. Figure 3 shows scatter diagrams of this spread as function of TB for each of the six SAPHIR channels. Within these scatter diagrams, each pair of (TB, spread) is represented, meaning that for a given atmospheric profile, four pairs are counted: (TB<sub>option 1</sub>, spread), (TB<sub>option 2</sub>, spread), (TB<sub>option 3</sub>, spread) and (TB<sub>option 4</sub>, spread).

In Figure 3a, one can see that SAPHIR channel 6 simulations are characterized by a small spread for warm TBs which is expected because they are not impacted by snow scattering. Then for cold scenes, this spread ranges from a few Kelvins up to 18 K. This illustrates that the observation operator is either quite linear (small spread values) or quite nonlinear (large spread values) with respect to the particle shape, depending on the atmospheric profile and/or the meteorological situation. In Figure 3f dedicated to SAPHIR channel 1, one can note that the spread tends to be smaller, and increases up to 10 K.

A simple empirical model was defined based on this dataset as an attempt to take into account these dependencies within the Bayesian inversion: it is defined as a piecewise linear model, fitting the modes of the distributions. These models (one per channel) are over-plotted in Figure 3 and their numerical values are indicated in Table 4.

The impact of the two configurations for the error covariance matrix  $\mathbf{R}$  of the inversion, either constant and equal to 1 K for all channels, or empirically modelled and variable, are illustrated in Figure 4 for a case-study along the Thailand coastline:

- The comparison of the observations and the ARPEGE first guess (Figure 4a,b) along the Thailand coastline indicates a misplacement of the clouds in the model as well as not enough scattering (TBs too warm). The latter point could arise from either the model profiles or the radiative transfer settings not fully appropriate for this convective system.



**FIGURE 4** (a) Observations from SAPHIR channel 6 on 8 January 2017 at 0000 UTC; (b) the corresponding model guess at this same time and location; (c) inversion error prescribed by the inversion error model; (d) retrieval in the brightness temperature space, considering an inversion error of 1 K; (e) retrieval in the brightness temperature space, considering the inversion error model adapted to the observed scenes. Small black crosses represent locations where the Bayesian inversion is unsuccessful [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](http://wileyonlinelibrary.com)].

- Figure 4d,e display the results of the 1D-Bayesian inversion, for the two specifications of  $\mathbf{R}$ . With a constant value of 1 K, the inversion fails in the cores of the deep convective systems (black symbols). In such a situation, the weights  $W_i$  are too small, because the observed TBs are too far from any simulation in the first guess. When using the empirical error model, no inversion fails, and the result of the inversion depicts patterns similar to the observed ones, with a warm bias of a magnitude consistent with the prescribed large errors in strong-scattering scenes (Figure 4c).

Another possible option to increase the number of successful retrievals without inflating the inversion errors is to enlarge the database by for instance increasing the neighbourhood size. Doubling this size was experimented (not shown) and only marginally increased this number. It may be the case that enlarging the database more would lead to a different result. Nonetheless, using local meteorological situations as inversion database is one of the strengths of the method. Therefore, it is the two different options of inversion errors for the 1D-Bayesian inversion, both with a “small” neighbourhood, which have been tested in this study. With these two different settings, this framework will help testing what configurations provide the largest impact on forecast scores: more retrievals of a worse accuracy or less retrievals of a better accuracy.

### 3.4 | Assimilation of the 1D-Bayesian retrievals and observation errors specifications

#### 3.4.1 | Selection of retrievals to be assimilated

From the Bayesian framework presented in the previous section, vertical profiles of temperature, specific humidity and hydrometeors are retrieved at all model levels. Therefore, (a) one or several atmospheric variables shall be selected for assimilation within the 4D-Var, (b) the retrieved profiles shall be sampled on the vertical, and (c) observation errors shall be prescribed for them.

Regarding the first aspect, relative humidity (RH) has been chosen as the variable to be assimilated following the work by Caumont *et al.* (2010) and Watrelet *et al.* (2014) from radar reflectivity Bayesian inversion, in order to bring in information on the degree of saturation of the atmosphere to the 4D-Var analysis. This choice is as well supported by the known dependence of TBs at 183.31 GHz on RH (e.g. in clear sky: Buehler and John, 2005; Brogniez *et al.*, 2015). Whether assimilating alternative data such as specific humidity and temperature instead of RH will be considered in a future study.

Regarding the vertical sampling of the retrieved profiles, since each SAPHIR channel is sensitive to a rather bulky atmospheric layer (around 200 hPa of thickness), the number of vertical levels is set equal to the number of channels selected in the inversion. As a first experimental trial, only the four SAPHIR channels the most sensitive to hydrometeors

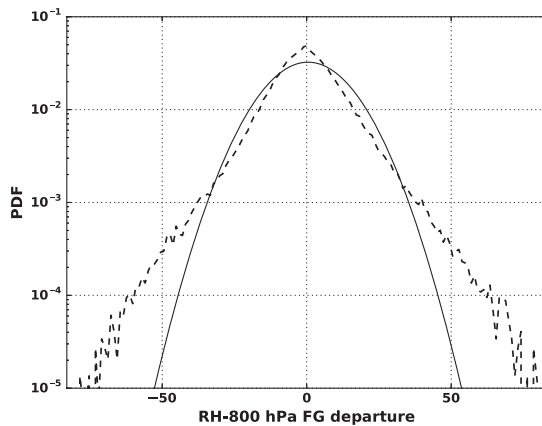


FIGURE 5 Retrieved relative humidity first-guess departures distribution at 800 hPa over January 2017 (dashed thick line). Corresponding Gaussian distribution (thin full line)

have been selected in the Bayesian inversion (channels 3 to 6). Following a side study based on RTTOV-SCATT Jacobians for specific humidity and detailed in the appendix, the four pressure levels 500, 600, 700, 800 hPa have been selected. It is likely that this step will need further refinements in the future.

### 3.4.2 | Observation errors for the assimilation of retrievals

First-guess departures of RH have been analysed to prescribe the errors for the retrievals at each pressure level. Figure 5 shows an example of the first-guess departure distribution for RH at 800 hPa (note that in the rest of the article, first-guess departure refers to retrieved value – first-guess value). The shape of this distribution, in particular its kurtosis, indicates that it is characterized by a similar non-Gaussian behaviour to all-sky TBs first-guess departures (e.g. Geer and Bauer, 2011). This can also be illustrated in Figure 6 where there is a strong link between the dipoles of positive and negative first-guess departures of SAPHIR channel 6 TBs (Figure 6b) and the negative and positive departures of Total Column Water Vapour (TCWV) along the Thailand coastline (Figure 6d). The blue/red patterns in first-guess departures are indicators of cloud misplacements between the observations and the model first guess. In particular, the RH first-guess departure at 800 hPa (Figure 6c) is characterized by areas which would aim to either dry (in red) or moisten (in blue) the atmosphere.

The behaviours of first-guess departure statistics of TBs and RH retrievals are compared in Figure 7. The root-mean-square (RMS) of SAPHIR channel 5 first-guess departures, categorized as a function of a scattering index, are displayed in Figure 7a. This scattering index, defined for SAPHIR in Chambon and Geer (2017), is the difference  $TB_{\text{CLEARSKY RTTOV}}^6 - TB_{\text{OBS}}^6$  for the observation (horizontal axes in Figure 7a,c) and  $TB_{\text{CLEARSKY RTTOV}}^6 - TB_{\text{RTTOV SCATT}}^6$  for the model first guess (vertical axes in Figure 7a,c).

This categorization of meteorological scenes highlights the small RMS of first-guess departure when the model first guess and the observation are in similar scattering conditions (diagonal of the plot), and large RMS values when the clouds are mis-located in the first guess. This latter case corresponds to the largest number of samples as indicated in Figure 7c. A similar approach of categorization is attempted for the RH retrievals but the predictor for categorizing the scenes is total column water vapour as shown in Figure 7b,d. In these figures,  $TCWV_{\text{obs}}$  refers to the TCWV of the retrieved profile, and  $TCWV_{\text{model}}$  to the TCWV of the first guess.

The main difference between the distributions shown is how the samples are distributed within the two different spaces. The maximum number of samples is located along the diagonal for RH while it is not the case for TBs. Indeed, high TCWV is a required but not sufficient condition for triggering convection and the water vapour mass is better constrained and forecasted by the model than clouds and precipitation as TCWV is a larger-scale meteorological field.

The main similarity between TBs and RH innovation statistics (Figure 7a,b) is that the RMS value is smaller when meteorological conditions are similar (diagonal of the plot) and larger when there are mis-locations in the first guess. These similarities on the RMS increase as a function of the magnitude of the humidity mis-location, indicating that observation errors for relative humidity retrievals could be potentially modelled to improve the Gaussianity of first-guess departure distribution. As already shown for the direct assimilation of all-sky radiances (Geer and Bauer, 2011; Minamide and Zhang, 2017; Okamoto, 2017), this could enhance the assimilation impact.

A first attempt toward this direction is presented in Figure 8a,b. It consists of modelling the gradient of increasing observation error visible in Figure 7b with a simple predictor based on TCWV. A difference between the TCWV from the Bayesian retrieval,  $TCWV_{\text{obs}}$ , and the TCWV from the first guess,  $TCWV_{\text{model}}$ , is taken as predictor to categorize the standard deviations of relative humidity first-guess departures. One example for 800 hPa is given in Figure 8a where there is an increase of the standard deviation with large differences of  $(TCWV_{\text{obs}} - TCWV_{\text{model}})$ .

Following the empirical approach of Geer and Bauer (2011), a simple piecewise linear model was defined to describe these variations. This linear model prescribes observation errors smaller than the standard deviation of the full departure distribution for small values of  $(TCWV_{\text{obs}} - TCWV_{\text{model}})$ . Then the linear model increases up to two saturation values, different for positive and negative differences of  $(TCWV_{\text{obs}} - TCWV_{\text{model}})$  which is consistent with the asymmetry mentioned above. The numerical values of this linear model can be found in Table 5 for the four selected pressure levels, together with the standard deviations of each first-guess departure distribution used for the constant-error case.

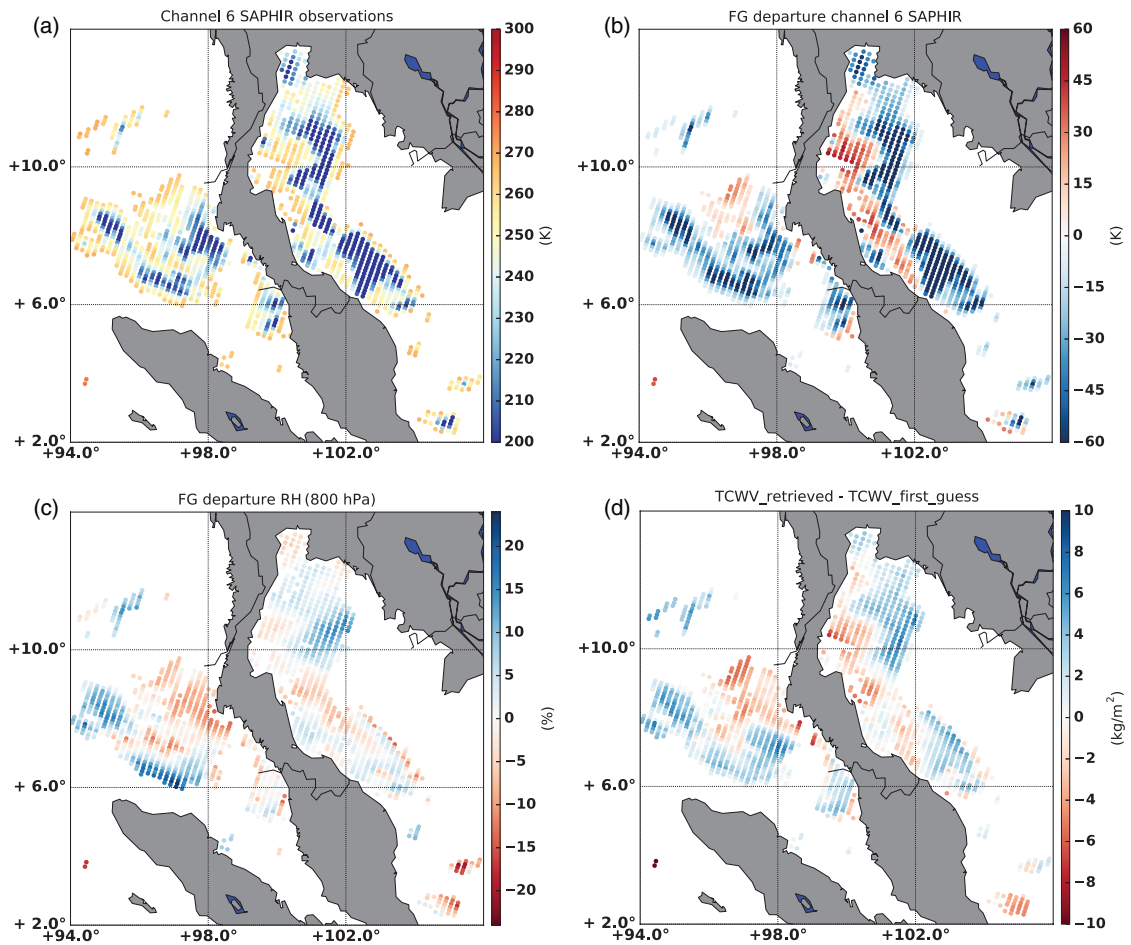


FIGURE 6 (a) Observations from SAPHIR channel 6 on 8 January 2017 at 0000 UTC which have been selected for the Bayesian framework; (b) first-guess departure in brightness temperature space; (c) retrieved RH first-guess departure at 800 hPa; (d) retrieved TCWV first-guess departure [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](http://wileyonlinelibrary.com)].

Normalized first-guess departure distributions are displayed in Figure 8b at 800 hPa and the skewness and kurtosis of each distribution for the four levels can be found in Table 6. The distribution, normalized with the varying error, is closer to a Gaussian curve than the one normalized with a constant error, with a kurtosis of 1.07 instead of 2.89, as well as a skewness of  $-0.03$  instead of 0.16. For other levels, these two parameters are similarly improved as well with the variable observation error model (see Table 6).

Within the developed Bayesian framework, two options can then be used as observation errors for assimilating the relative humidity retrievals:

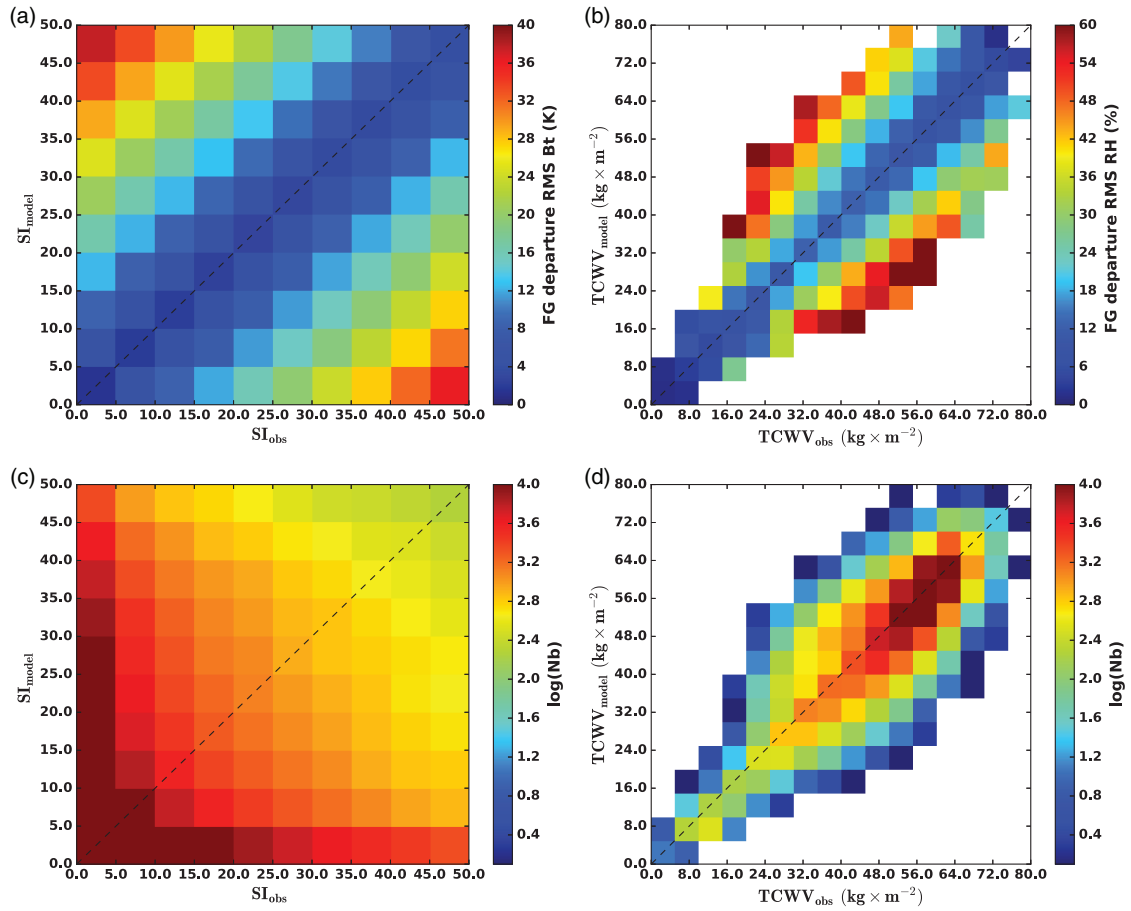
- a constant error, taken as the standard deviation of the first-guess departure distributions.
- a varying error, taken as the piecewise linear model function of  $(TCWV_{obs} - TCWV_{model})$  which prescribes larger errors in the case of mis-located humid/dry areas.

## 4 | ASSIMILATION EXPERIMENTS

The methodology described in section 3 was experimented with the ARPEGE 4D-Var framework (cycle cy42op2) over a three-month period covering January to March 2017. Four assimilation cycles with 6 h windows are performed every day at 0000 UTC, 0600 UTC, 1200 UTC and 1800 UTC. Along with this cycling using 6 h ARPEGE forecasts, forecasts with a larger lead time of +102 h are performed every day at 0000 UTC. Section 4.1 describes the different configurations of experiments which have been conducted and section 4.2 describes the results in terms of analyses and forecast skill scores.

### 4.1 | Experimental set-up

Four different options of the Bayesian framework have been considered for the assimilation of SAPHIR data within clouds



**FIGURE 7** (a) SAPHIR channel-5 TBs first-guess departure RMS as function of a scattering index computed for the model guess and for the observation over a time period of 1 month; (b) relative humidity first-guess departure standard deviation at 800 hPa as function of TCWV for the model guess and the TCWV of the observations covering a time period of 1 month; (c) sample size repartition within (a); (d) sample size repartition within (b) [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](http://wileyonlinelibrary.com)].

and precipitation. Two options do modify the observation errors of the Bayesian inversion by using either a constant value or the error model of section 3.3.2 based on multiple microphysical assumptions (see Table 4 for the model parameters used). These options are respectively called INV-cst and INV-mod. Then two options modify the observation errors used within the 4D-Var for the assimilation of the retrieved RH at four pressure levels by using either a constant value or the error model of section 3.4.2 based on a TCWV predictor (see Table 5 for the model parameters used). These options are respectively called ASSIM-cst and ASSIM-mod.

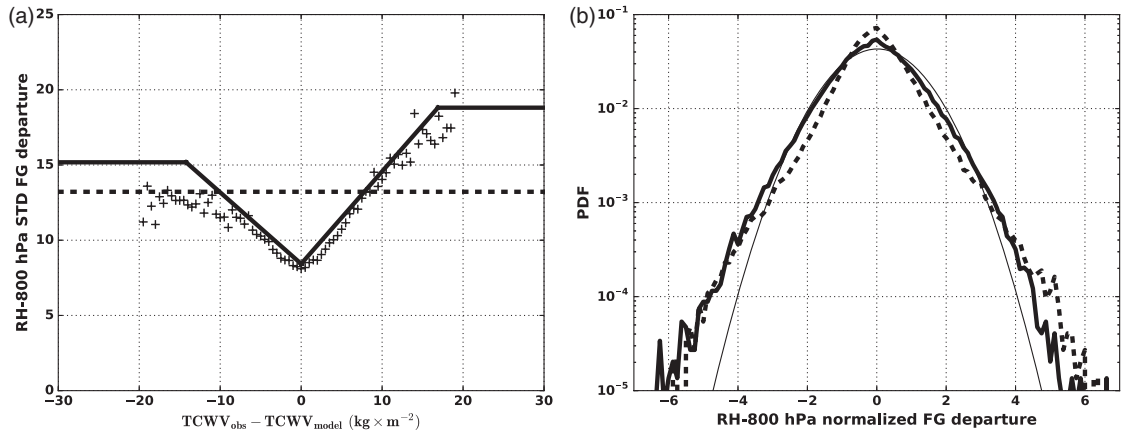
Considering these different possibilities, five assimilation experiments of SAPHIR data have been defined: a reference run in which the full observing system detailed in Table 2 is assimilated, including SAPHIR data as in operations, and the four assimilation experiments detailed in Table 7 and called respectively: INV-cst\_ASSIM-cst, INV-mod\_ASSIM-cst, INV-cst\_ASSIM-mod and INV-mod\_ASSIM-mod. It should

be noted that, in these four experiments, the Bayesian framework is activated over oceans only as a first step.

For the horizontal thinning of observations in these four experiments, the current thinning of SAPHIR data within ARPEGE is set to 130 km as in Chambon *et al.* (2015). Therefore, the same thinning is applied to RH retrievals in cloudy areas but could be enhanced in the future as experimented with at the Global Modelling and Assimilation Office for all-sky radiances.

In the following section, the four experiments are compared to the reference run, in terms of difference of standard deviation on tropical wind forecasts, temperature forecasts and RH forecasts. The 6 h ARPEGE forecasts are validated against observations: geostationary derived winds called SATOB for wind forecasts, clear-sky AMSU-A brightness temperatures from NOAA-15, NOAA-18, NOAA-19, Aqua, MetOp-A, MetOp-B satellites for temperature forecasts, and clear-sky MHS brightness temperatures from NOAA-18, NOAA-19,





**FIGURE 8** (a) Standard deviation of first-guess departures of relative humidity in % at 800 hPa, categorized as function of TCWV<sub>obs</sub> – TCWV<sub>model</sub> (crosses), empirical model (thick line), constant observation error (thick dashed line). (b) Distributions of first-guess departures of relative humidity at 800 hPa, normalized with the empirical model (thick full line), normalized with a constant observation error (thick dashed line), compared to a Gaussian distribution (thin full line)

**TABLE 5** Constant error values used for the assimilation of relative humidity retrievals (second column) and observation error model parameters for each of the four selected pressure levels

| Pressure level (hPa) | Constant errors (%) | Error models' parameters                   |  |  |  |  |
|----------------------|---------------------|--|--|--|--|--|
|                      |                     | Error max for negative TCWV difference (%) | Error max for positive TCWV difference (%) | Minimum error for null TCWV difference (%) | Negative TCWV difference from which the error saturate | Positive TCWV difference from which the error saturate |
| 800                  | 14                  | 15.18                                      | 18.81                                      | 8.43                                       | -14.21   | 16.90  |
| 700                  | 17                  | 17.93                                      | 18.98                                      | 10.85                                      | -13.30   | 14.20  |
| 600                  | 19                  | 24.61                                      | 24.70                                      | 12.75                                      | -16.0  | 12.80  |
| 500                  | 22                  | 26.94                                      | 29.69                                      | 15.23                                      | -14.20   | 14.20  |

**TABLE 6** Standard deviation, skewness and kurtosis of the normalized relative humidity first-guess departure distributions over January 2017

| Pressure level (hPa) | Constant observation error          |                                     | Varying observation error           |                                     |
|----------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|
|                      | Skewness of normalized distribution | Kurtosis of normalized distribution | Skewness of normalized distribution | Kurtosis of normalized distribution |
| 800                  | 0.16                                | 2.89                                | -0.03                               | 1.07                                |
| 700                  | 0.09                                | 1.91                                | 0.02                                | 0.76                                |
| 600                  | 0.25                                | 1.93                                | 0.12                                | 1.32                                |
| 500                  | 0.03                                | 1.64                                | 0.07                                | 1.21                                |

MetOp-A, MetOp-B satellites for humidity forecasts. The longer +102 h forecasts at 0000 UTC are then validated in terms of difference of standard deviation with respect to the ECMWF analyses.

#### 4.2 | Assimilation experiment results

Regarding the number of SAPHIR data assimilated in the five experiments, Table 7 indicates that the modification of the clear-sky route, performed over both land and oceans, leads to a decrease of assimilated SAPHIR brightness temperatures by roughly -2% in all four experiments with respect to the

reference run. However, the retrieved RH bring a significant additional amount of observations of almost +16% of data for all the four experiments, even though they are assimilated over oceans only. Hence, the total amount of assimilated SAPHIR data or SAPHIR-derived data increases by more than +13% with respect to the SAPHIR data count in the reference.

As can be seen in Figure 9, the assimilation of cloudy and rainy SAPHIR observations with the Bayesian framework does improve ARPEGE wind forecasts in the four experiments INV-cst\_ASSIM-cst, INV-mod\_ASSIM-cst, INV-cst\_ASSIM-mod and INV-mod\_ASSIM-mod.

**TABLE 7** Assimilation experiments characteristics and data counts in the ARPEGE 4D-Var system over a three-month period (January–March 2017)

|   | Reference   | INV-cst<br>ASSIM-cst  | INV-mod<br>ASSIM-cst  | INV-cst<br>ASSIM-mod  | INV-mod<br>ASSIM-mod  |
|---|-------------|---|---|---|---|
| Assimilated observing system            | See Table 2 | Reference + RH at 4 levels from SAPHIR Bayesian inversion over oceans | Reference + RH at 4 levels from SAPHIR Bayesian inversion over oceans | Reference + RH at 4 levels from SAPHIR Bayesian inversion over oceans | Reference + RH at 4 levels from SAPHIR Bayesian inversion over oceans |
| Inversion error                         | /           | 1 K   | Model   | 1 K   | Model   |
| Observation errors for retrieved RH     | /           | Constants (see Table 5)   | Constants (see Table 5)   | Model (see Table 5)   | Model (see Table 5)   |
| Clear-sky route: SAPHIR data count      | 15,791,911  | 15,453,419– <b>2.143%</b>   | 15,453,239– <b>2.144%</b>   | 15,452,954– <b>2.146%</b>   | 15,456,554– <b>2.123%</b>   |
| Bayesian route: retrieved RH data count | /           | 2,486,056+ <b>15.743%</b>   | 2,491,923+ <b>15.780%</b>   | 2,471,085+ <b>15.648%</b>   | 2,476,718+ <b>15.683%</b>   |

These improvements can be detected with SATOB observations for the 6 h forecasts. They roughly represent a 0.5% improvement of the standard deviation of innovation statistics and are statistically significant at the 95% confidence level for the four experiments and the levels 150, 200, 250 and 1,000 hPa. The results for the intermediate vertical levels vary from one experiment to the other but also correspond to levels for which the numbers of SATOB data are the smallest. These positive impacts propagate within the ARPEGE forecasts up to +48 h as can be seen in Figure 9 (right column) for the scores with respect to the ECMWF analyses. The latter improvements range between 1.8 and 0.5% of improvement of wind forecast scores.

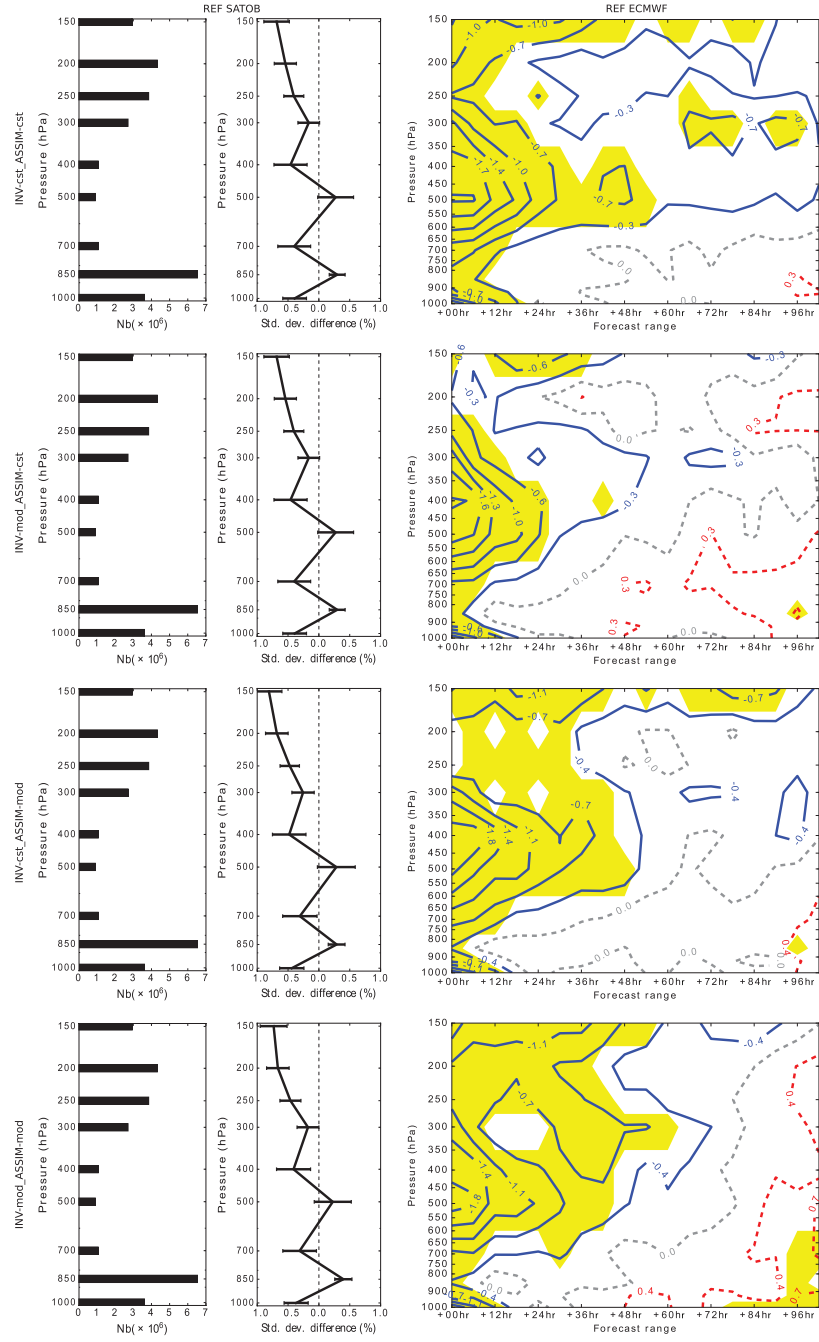
Similar conclusions can be drawn with the temperature forecast scores shown in Figure 10. An improvement of temperature forecasts is detected for all experiments with the AMSU-A instrument, with respect to channels 7, 8 and 9 and of roughly 0.3%. A small degradation can also be seen on channels 5 and 6 by 0.1%. This latter degradation is also visible on scores with respect to the ECMWF analyses but do not last more than 6 h. A stronger and positive impact, ranging between 0.5 and 1.2%, is also visible between 700 and 150 hPa and propagates up to the +72 h lead time.

A different behaviour is found for the scores on humidity forecasts. Indeed, Figure 11 shows that the first-guess departure standard deviations of the MHS instrument are improved for the three 183.31 GHz channels, by roughly 0.5%, but the propagation in time of the positive impact in the forecast is rather different than on temperature and winds. A positive signal is found with respect to the ECMWF analyses and lasts up to +18 h/+36 h only, depending upon pressure level. Hence the positive impact of SAPHIR cloudy and rainy observations lasts much less on humidity than on the other two atmospheric variables and may be related to a poorer predictability of the water vapour environment of tropical convection (e.g. Mahfouf and Bilodeau, 2007). A degradation of roughly 0.2% on RH forecasts scores can also be found

below 800 hPa and is confined between 850 and 900 hPa. These results support the conclusion that cloudy and rainy assimilation does improve the quality ARPEGE forecasts, whatever the options used within the cloudy assimilation framework.

Comparing the four tested configurations of the cloudy framework, the three experiments using error models (INV-mod\_ASSIM-cst, INV-cst\_ASSIM-mod, INV-mod\_ASSIM-mod) have been compared to the simplest cloudy assimilation framework (INV-cst\_ASSIM-cst) using the same statistical testing method as for Figures 9, 10 and 11 (not shown). It was found that using an inversion error model (INV-mod\_ASSIM-cst), which allows assimilating observations with deep convective cores associated to cold SAPHIR brightness temperatures, slightly decreases the positive impacts of the simplest configuration INV-cst\_ASSIM-cst: it is a significant degradation in the case of wind forecasts at 500 hPa and temperature forecasts above 400 hPa. Using the observation error model (INV-cst\_ASSIM-mod), which inflates errors of RH retrievals within the 4D-Var in the case of large cloud misplacements, is quite neutral with respect to the INV-cst\_ASSIM-cst. Then, using the combination of the two models (INV-mod\_ASSIM-mod) inherits the small degradations found for the INV-mod\_ASSIM-cst with respect to the INV-cst\_ASSIM-cst experiment.

Overall, assimilating cloudy and rainy SAPHIR observations with the Bayesian methodology described in section 3 was found to be beneficial to ARPEGE forecasts. Scores over the whole Tropics, with respect to observations and the ECMWF analysis are positive for wind and temperature forecasts up to +48 to +60 h, and on humidity forecasts up to +18 h only. The four tested configurations all lead to positive results, but the simplest cloudy assimilation framework with no error model seems to bring most of the positive signal. Several small degradations are also present in all the four experiments, lasting roughly the first 12 h of the forecasts close to the surface for temperature, and between 900 and 800 hPa for humidity; they will require



**FIGURE 9** Relative differences (%) of standard deviation error for wind forecasts between the reference and the four other assimilation experiments. Negative differences indicate a beneficial impact of the SAPHIR observations in clouds and precipitation. SATOB first-guess departure standard deviation relative difference in the Tropics (middle column) with the corresponding data count (left column) and relative difference of standard deviation of tropical wind forecasts with respect to the ECMWF analysis, between the reference and the four other assimilation experiments (right column). The error bars drawn on the middle column figures correspond to confidence intervals at 95%. Yellow filled areas in the right column figures correspond to impacts which are statistically significant at the 95% confidence level. The first row corresponds to scores for the INV-cst\_ASSIM-cst experiment, the second row to scores for the INV-mod\_ASSIM-cst experiment, the third row for the INV-cst\_ASSIM-mod, and the fourth row for the INV-mod\_ASSIM-mod experiment. All these scores are computed over the whole tropical belt between 30°S and 30°N, from January 2017 to March 2017 [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](http://wileyonlinelibrary.com)].

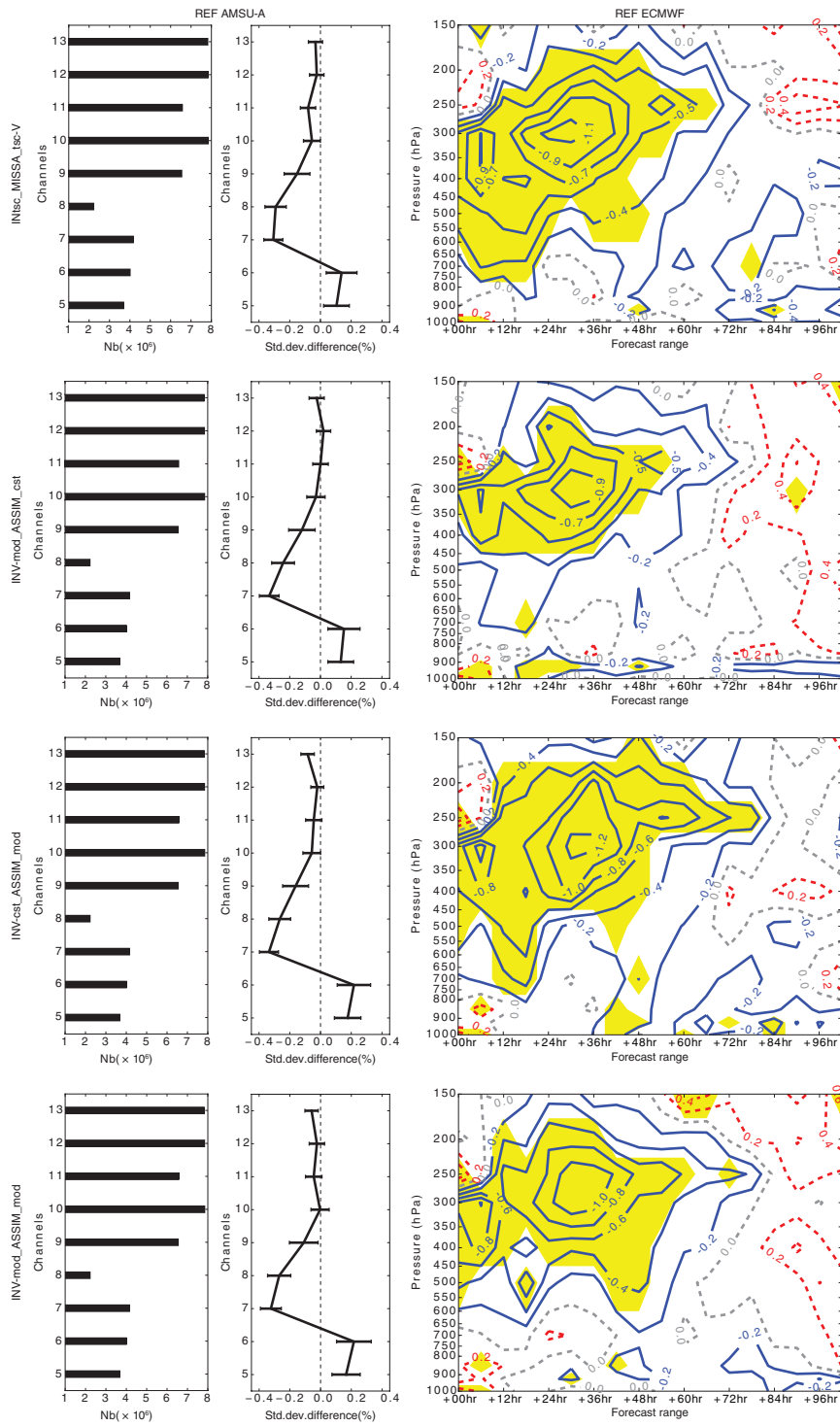


FIGURE 10 Same as Figure 9 for temperature forecasts. Observations used in the middle column correspond to AMSU-A observations NOAA-15, NOAA-18, NOAA-19, AQUA, MetOp-A, MetOp-B satellites [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](http://wileyonlinelibrary.com)].

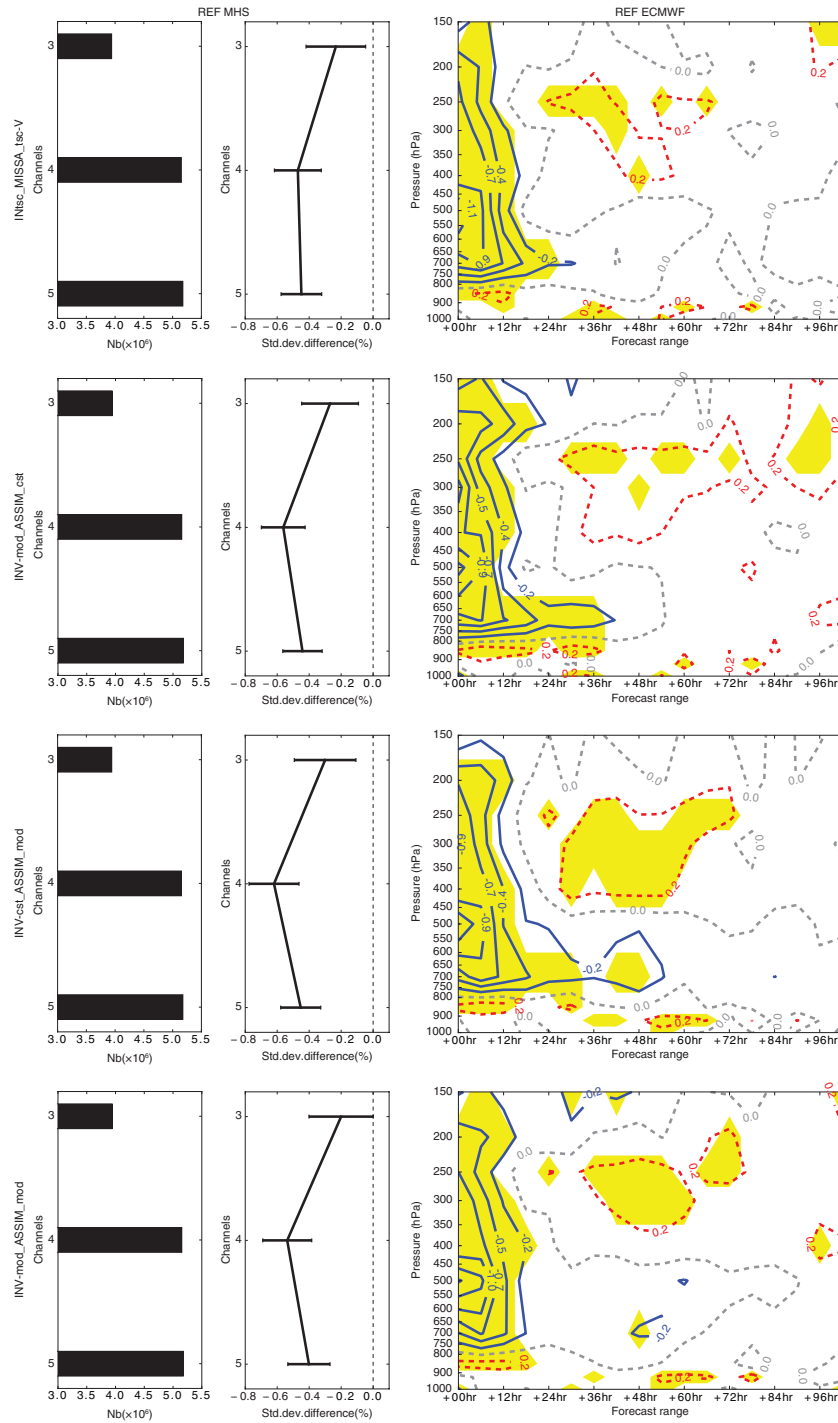


FIGURE 11 Same as Figure 9 for relative humidity forecasts. Observations used in the middle column correspond to MHS brightness temperatures from NOAA-18, NOAA-19, MetOp-A, MetOp-B satellites [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com].

some attention for future developments described in the conclusion.

## 5 | CONCLUSION AND PERSPECTIVES

An original “1D-Bayesian + 4D-Var” framework has been set up to assimilate cloudy and rainy microwave brightness temperature from the SAPHIR sounder within the global numerical weather prediction model ARPEGE. This implementation has required a modification of the clear-sky assimilation route: SAPHIR TBs are only selected when both the observations and the first guess are considered as clear. The rest of the observations are routed toward a Bayesian inversion which transforms SAPHIR TBs into RH retrievals which are then assimilated within the 4D-Var ARPEGE data assimilation system.

Two error models have been developed and tested within assimilation experiments using a full observing system. The first one can be used within the Bayesian inversion and tentatively estimates the uncertainty of radiative transfer simulations in the presence of hydrometeors. This model is based on multiple particle shape RTTOV-SCATT simulations and was defined in a conservative way to prescribe large errors for the strongest scattering meteorological scenes. The second error model can be used within the 4D-Var to prescribe observation errors of the relative humidity retrievals and inflate errors when humidity structures are significantly misplaced by the model.

Four assimilation experiments using the Bayesian framework have been conducted over a three-month period and are all characterized by better wind, temperature, and relative humidity forecasts than the reference experiment. These positive impacts range between 0.2 and 1% of decrease of standard deviation with respect to either observations (SATO, AMSU-A, MHS); with respect to the ECMWF analysis, they range between 0.5 and 1.7% of decrease of standard deviation. Onto winds and temperature forecasts, the positive impacts last up to +48 h/+60 h; but on relative humidity, they last only up to +18 h. These results are very encouraging for pursuing the developments of this Bayesian methodology.

The forecast degradations found in these experiments also provide interesting hints for the future developments of this framework:

- The selection of vertical levels for RH retrievals is currently rather crude with four fixed levels. This has somehow simplified the implementation of the framework and also the development of the observation error model, but this aspect needs to be improved. In particular, it was shown in the appendix that the selected 800 hPa level is quite low in the troposphere when considering cold SAPHIR TBs. The forecast degradations noticed close to the surface for temperature and humidity may be related

to this last level. Several possibilities could be considered: either discarding the lowest level when SAPHIR brightness temperatures are too cold following appendix results or computing online SAPHIR channels Jacobians onto the retrieved atmospheric profiles. This latter option would dynamically adapt the vertical levels to either a clear-sky observation, or an observation in a strong scattering situation.

- The slight decrease of positive impacts when activating the inversion error model could lead to several conclusions. Indeed, this model allows the assimilation of observations within deep convection cores but the linearized versions of the forecast model in the ARPEGE 4D-Var does not include a moist convection scheme. The small degradations could indicate that these developments are missing in the ARPEGE linearized physics of the ARPEGE 4D-Var to take benefit from the cold tail of SAPHIR observations. On the other hand, these degradations could also indicate that the inversion error model is overestimating the radiative transfer uncertainties and therefore smooths the weights of each inversion too much which slightly degrades its results. One possibility to keep using multiple microphysics assumptions within the Bayesian inversion would be to use small inversion errors (e.g. 1 K as in the INV-cst\_ASSIM-cst experiment), but with multiple microphysics radiative transfer simulations on the neighbouring profiles. This option would take into account directly the nonlinearities of the observation operator by adapting the suitable radiative properties to meteorological situations, but this development is likely to require larger computational resources.

At last, this framework experimented with SAPHIR observations could be easily adapted to assimilate retrievals over land surfaces as well as to other microwave humidity sounders than SAPHIR which is also the next step forward of these developments.

## ACKNOWLEDGMENTS

The authors are grateful to Sara Q. Zhang, Ziad Haddad and Alan Geer for fruitful discussions which helped developing this framework. Ghislain Faure is acknowledged for providing the AROME forecasts used in the appendix of the article. M. Michel Dejus (CNES/MT Project manager) and Pierre Tabary (CNES/MT Program manager) are also acknowledged. This work is supported by CNES under the Megha-Tropiques programme. The authors thank the two anonymous reviewers for their useful comments which improved the manuscript.

## ORCID

Philippe Chambon  <https://orcid.org/0000-0002-3531-8890>

## REFERENCES

- Aonashi, K., Okamoto, K., Tashima, T., Kubota, T. and Ito, K. (2016) Sampling error damping method for a cloud-resolving model using a dual-scale neighboring ensemble approach. *Monthly Weather Review*, 144, 4751–4770. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-15-0410.1>.
- Bauer, P., Lopez, P., Benedetti, A., Salmond, D. and Moreau, E. (2006a) Implementation of 1D+4D-Var assimilation of precipitation-affected microwave radiances at ECMWF. I: 1D-Var. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132, 2277–2306. <https://doi.org/10.1256/qj.05.189>.
- Bauer, P., Lopez, P., Salmond, D., Benedetti, A., Saarinen, S. and Bonazzola, M. (2006b) Implementation of 1D+4D-Var assimilation of precipitation-affected microwave radiances at ECMWF. II: 4D-Var. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132, 2307–2332. <https://doi.org/10.1256/qj.06.07>.
- Bauer, P., Moreau, E., Chevallier, F. and O’Keeffe, U. (2006c) Multiple-scattering microwave radiative transfer for data assimilation applications. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132, 1259–1281. <https://doi.org/10.1256/qj.05.153>.
- Bauer, P., Geer, A.J., Lopez, P. and Salmond, D. (2010) Direct 4D-Var assimilation of all-sky radiances. Part I: Implementation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136, 1868–1885. <https://doi.org/10.1002/qj.659>.
- Bennartz, R. and Greenwald, T. (2011) Current problems in scattering radiative transfer modelling for data assimilation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137, 1952–1962. <https://doi.org/10.1002/qj.953>.
- Bougeault, P. (1985) A simple parameterization of the large-scale effects of cumulus convection. *Monthly Weather Review*, 113, 2108–2121. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1985\)113<2108:ASPOTL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1985)113<2108:ASPOTL>2.0.CO;2).
- Brogniez, H., Clain, G. and Roca, R. (2015) Validation of upper-tropospheric humidity from SAPHIR on board Megha-Tropiques using tropical soundings. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 54, 896–908. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-14-0096.1>.
- Brogniez, H., Fallourd, R., Mallet, C., Sivira, R. and Dufour, C. (2016) Estimating confidence intervals around relative humidity profiles from satellite observations: application to the SAPHIR sounder. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 33, 1005–1022. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-15-0237.1>.
- Brousseau, P., Seity, Y., Ricard, D. and Léger, J. (2016) Improvement of the forecast of convective activity from the AROME-France system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142, 2231–2243. <https://doi.org/10.1002/qj.2822>.
- Buehler, S.A. and John, V.O. (2005) A simple method to relate microwave radiances to upper tropospheric humidity. *Journal of Geophysical Research*, 110, D02110. <https://doi.org/10.1029/2004JD005111>.
- Capderou, M. (2009) *Sampling: comparison with other meteorological satellites*. Megha-Tropiques Technical Memorandum No. 1, pp 51. Available at: <http://meghatropiques.ipsl.polytechnique.fr/download/megha-tropiques-technical-memorandum-n1/> [Accessed 28 January, 2019].
- Caumont, O., Ducrocq, V., Wattrelot, É., Jaubert, G. and Pradier-Vabre, S. (2010) 1D+3DVar assimilation of radar reflectivity data: a proof of concept. *Tellus A*, 62, 173–187. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2009.00430.x>.
- Chambon, P. and Geer, A.J. (2017) *All-sky assimilation of Megha-Tropiques/SAPHIR radiances in the ECMWF numerical weather prediction system*. Reading, UK: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Technical Memorandum 802.
- Chambon, P., Zhang, S.Q., Hou, A.Y., Zupanski, M. and Cheung, S. (2014) Assessing the impact of pre-GPM microwave precipitation observations in the Goddard WRF ensemble data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140, 1219–1235. <https://doi.org/10.1002/qj.2215>.
- Chambon, P., Meunier, L.F., Guillaume, F., Pirou, J.M., Roca, R. and Mahfouf, J. (2015) Investigating the impact of the water-vapour sounding observations from SAPHIR on board Megha-Tropiques for the ARPEGE global model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141, 1769–1779. <https://doi.org/10.1002/qj.2478>.
- Clain, G., Brogniez, H., Payne, V.H., John, V.O. and Luo, M. (2015) An assessment of SAPHIR calibration using quality tropical soundings. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 32, 61–78. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-14-00054.1>.
- Courtier, P. and Geleyn, J. (1988) A global numerical weather prediction model with variable resolution: application to the shallow-water equations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 114, 1321–1346. <https://doi.org/10.1002/qj.49711448309>.
- Courtier, P., Freydl, C., Geleyn, J.F., Rabier, F. and Rochas, M. (1991) The Arpege project at Météo-France. In: *ECMWF Workshop, Annual Seminar on Numerical Methods in Atmospheric Models*, 9–13 September 1991. Reading: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.
- Courtier, P., Thépaut, J. and Hollingsworth, A. (1994) A strategy for operational implementation of 4D-Var, using an incremental approach. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 120, 1367–1387. <https://doi.org/10.1002/qj.49712051912>.
- Doherty, A., Indira Rani, S., Newman, S. and Bell, W. (2018) Benefits of assimilating SAPHIR observations on analysis and forecasts of tropical fields in the Met Office global model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 144(S1), 405–418. <https://doi.org/10.1002/qj.3258>.
- Errico, R.M., Bauer, P. and Mahfouf, J. (2007) Issues regarding the assimilation of cloud and precipitation data. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64, 3785–3798. <https://doi.org/10.1175/2006AS2044.1>.
- Fischer, C., Montmerle, T., Berre, L., Auger, L. and Ştefănescu, S.E. (2005) An overview of the variational assimilation in the ALADIN/France numerical weather-prediction system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131, 3477–3492. <https://doi.org/10.1256/qj.05.115>.
- Geer, A.J. and Baordo, F. (2014) Improved scattering radiative transfer for frozen hydrometeors at microwave frequencies. *Atmospheric Measurement Techniques*, 7, 1839–1860. <https://doi.org/10.5194/amt-7-1839-2014>.
- Geer, A.J. and Bauer, P. (2011) Observation errors in all-sky data assimilation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137, 2024–2037. <https://doi.org/10.1002/qj.830>.
- Geer, A.J., Bauer, P. and Lopez, P. (2008) Lessons learnt from the operational 1D + 4D-Var assimilation of rain- and cloud-affected SSM/I observations at ECMWF. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134, 1513–1525. <https://doi.org/10.1002/qj.304>.
- Geer, A.J., Bauer, P. and Lopez, P. (2010) Direct 4D-Var assimilation of all-sky radiances. Part II: Assessment. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136, 1886–1905. <https://doi.org/10.1002/qj.681>.
- Geer, A.J., Baordo, F., Bormann, N., Chambon, P., English, S.J., Kazumori, M., Lawrence, H., Lean, P., Lonitz, K. and Lupu, C. (2017) The growing impact of satellite observations sensitive to humidity, cloud and precipitation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143, 3189–3206. <https://doi.org/10.1002/qj.3172>.
- Geer, A.J., Lonitz, K., Weston, P., Kazumori, M., Okamoto, K., Zhu, Y., Liu, E.H., Collard, A., Bell, W., Migliorini, S., Chambon, P., Fourrié, N., Kim, M.-J., Köpken-Watts, C. and Schraff, C. (2018) All-sky satellite data assimilation at operational weather forecasting centres. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 144(713), 1191–1217. <https://doi.org/10.1002/qj.3202>.
- Guerbette, J., Mahfouf, J.F. and Plu, M. (2016) Towards the assimilation of all-sky microwave radiances from the SAPHIR humidity sounder in a limited area NWP model over tropical regions. *Tellus A*, 68(1), 28620. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v68.28620>.
- Haddad, Z.S., Steward, J.L., Tseng, H.-C., Vukicevic, T., Chen, S.-H. and Hristova-Veleva, S. (2015) A data assimilation technique to account for the nonlinear dependence of scattering microwave observations of precipitation. *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*, 120, 5548–5563. <https://doi.org/10.1002/2015JD023107>.
- Hou, A.Y., Kakar, R.K., Neeck, S., Azarbarzin, A.A., Kummerow, C.D., Kojima, M., Oki, R., Nakamura, K. and Iguchi, T. (2014) The global precipitation measurement mission. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95, 701–722. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00164.1>.
- Ikuta, Y. and Honda, Y. (2011) Development of 1D+4DVAR data assimilation of radar reflectivity in JNoVA. *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, 41, 01.09–01.10.
- Jones, E.E., Garrett, K. and Boukabara, S. (2017) Assimilation of Megha-Tropiques SAPHIR observations in the NOAA Global Model. *Monthly Weather Review*, 145, 3725–3744. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-16-0148.1>.
- Kazumori, M. (2016) Assimilation of Megha-Tropiques/SAPHIR radiance data in JMA’s global NWP system. *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, 46, 01.17–01.18.
- Kulie, M.S., Bennartz, R., Greenwald, T.J., Chen, Y. and Weng, F. (2010) Uncertainties in microwave properties of frozen precipitation: implications for remote sensing and data assimilation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67, 3471–3487. <https://doi.org/10.1175/2010JAS3520.1>.

- Kummerow, C., Olson, W.S. and Giglio, L. (1996) A simplified scheme for obtaining precipitation and vertical hydrometeor profiles from passive microwave sensors. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34(5), 1213–1232. <https://doi.org/10.1109/36.536538>.
- Lee, S., Chun, H.W. and Song, H.J. (2018) Impact of SAPHIR data assimilation in the KIAPS global numerical weather prediction system. *Atmosphere*, 28(2), 141–151. <https://doi.org/10.14191/Atmos.2018.28.2.141>.
- Liu, G. (2008) A database of microwave single-scattering properties for non-spherical ice particles. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 89, 1563–1570. <https://doi.org/10.1175/2008BAMS2486.1>.
- Mahfouf, J. and Bilodeau, B. (2007) Adjoint sensitivity of surface precipitation to initial conditions. *Monthly Weather Review*, 135, 2879–2896. <https://doi.org/10.1175/MWR3439.1>.
- Marécal, V. and Mahfouf, J. (2002) Four-dimensional variational assimilation of total column water vapor in rainy areas. *Monthly Weather Review*, 130, 43–58. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2002\)130<0043:FDVAOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2002)130<0043:FDVAOT>2.0.CO;2).
- Migliorini, S., Lorenc, A.C. and Bell, W. (2018) A moisture-incrementing operator for the assimilation of humidity- and cloud-sensitive observations: formulation and preliminary results. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 144, 443–457. <https://doi.org/10.1002/qj.3216>.
- Minamide, M. and Zhang, F. (2017) Adaptive observation error inflation for assimilating all-sky satellite radiance. *Monthly Weather Review*, 145, 1063–1081. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-16-0257.1>.
- Okamoto, K. (2017) Evaluation of IR radiance simulation for all-sky assimilation of Himawari-8/AHI in a mesoscale NWP system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143, 1517–1527. <https://doi.org/10.1002/qj.3022>.
- Okamoto, K., McNally, A.P. and Bell, W. (2014) Progress towards the assimilation of all-sky infrared radiances: an evaluation of cloud effects. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140, 1603–1614. <https://doi.org/10.1002/qj.2242>.
- Pereira, M.B. and Berre, L. (2006) The use of an ensemble approach to study the background error covariances in a global NWP model. *Monthly Weather Review*, 134, 2466–2489. <https://doi.org/10.1175/MWR3189.1>.
- Roca, R., Brogniez, H., Chambon, P., Chomette, O., Cloché, S., Gosset, M.E., Mahfouf, J.F., Raberanto, P. and Viltard, N. (2015) The Megha-Tropiques mission: a review after three years in orbit. *Frontiers in Earth Science*, 3, 17. <https://doi.org/10.3389/feart.2015.00017>.
- Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bénard, P., Bouttier, F., Lac, C. and Masson, V. (2011) The AROME-France convective-scale operational model. *Monthly Weather Review*, 139, 976–991. <https://doi.org/10.1175/2010MWR3425.1>.
- Wattrelot, E., Caumont, O. and Mahfouf, J.F. (2014) Operational implementation of the 1D+3D-Var assimilation method of radar reflectivity data in the AROME model. *Monthly Weather Review*, 142, 1852–1873. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-13-00230.1>.
- Zhang, S.Q., Zupanski, M., Hou, A.Y., Lin, X. and Cheung, S.H. (2013) Assimilation of precipitation-affected radiances in a cloud-resolving WRF ensemble data assimilation system. *Monthly Weather Review*, 141, 754–772. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-12-00055.1>.
- Zhang, F., Minamide, M. and Clothiaux, E.E. (2016) Potential impacts of assimilating all-sky infrared satellite radiances from GOES-R on convection-permitting analysis and prediction of tropical cyclones. *Geophysical Research Letters*, 43, 2954–2963. <https://doi.org/10.1002/2016GL068468>.
- Zhang, S.Q., Matsui, T., Cheung, S., Zupanski, M. and Peters-Lidard, C. (2017) Impact of assimilated precipitation-sensitive radiances on the NU-WRF simulation of the West African Monsoon. *Monthly Weather Review*, 145, 3881–3900. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-16-0389.1>.
- Zhu, Y., Liu, E., Mahajan, R., Thomas, C., Groff, D., Van Delst, P., Collard, A., Kleist, D., Treadon, R. and Derber, J.C. (2016) All-sky microwave radiance assimilation in NCEP's GSI analysis system. *Monthly Weather Review*, 144, 4709–4735. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-15-0445.1>.

**How to cite this article:** Duruisseau F, Chambon P, Wattrelot E, Barreyat M, Mahfouf J-F. Assimilating cloudy and rainy microwave observations from SAPHIR on board Megha Tropiques within the ARPEGE global model. *Q J R Meteorol Soc* 2019;145:620–641. <https://doi.org/10.1002/qj.3456>

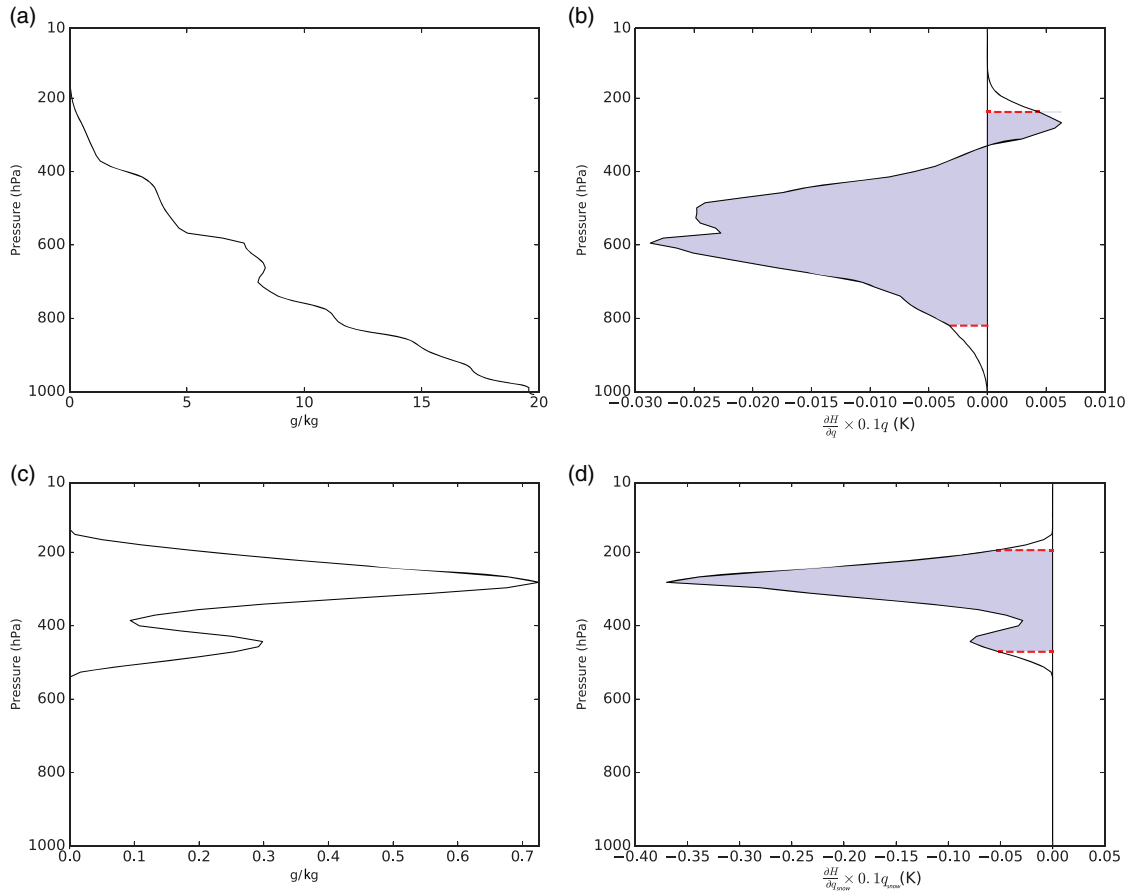
#### APPENDIX A: INFORMATION CONTENT ANALYSIS OF SAPHIR CLOUDY AND RAINY OBSERVATIONS THROUGH RTTOV-SCATT JACOBIANS COMPUTATION

The current implementation of the Bayesian framework described in this article requires us to prescribe pressure levels, used to vertically sub-sample the retrieved atmospheric profiles after the Bayesian inversion. These samples are then assimilated within the ARPEGE 4D-Var data assimilation system. In order to prescribe a first set of pressure levels, a side study was performed to estimate the atmospheric levels which are characterized by a large information content on humidity in the SAPHIR channels, both in clear sky and in strong scattering situations.

An analysis of specific humidity Jacobians derived from the RTTOV-SCATT radiative transfer model simulations was performed on a large number of atmospheric profiles, provided by a NWP regional model called AROME (Seity *et al.*, 2011; Brousseau *et al.*, 2016). This model is characterized by a non-hydrostatic dynamical core and provides more realistic and fine-scale structures of humidity within cloudy and precipitating areas than the global model ARPEGE. Therefore, this model is more likely to represent the variability of SAPHIR observations and is used instead of ARPEGE for this side study. AROME runs operationally with a 3D-Var data assimilation system over western Europe at 1.3 km resolution (Brousseau *et al.*, 2016), but it has also been run since 2016 over five geographical domains in the Tropics to cover French overseas territories. These tropical versions of AROME do not have a data assimilation system yet and are initialized and coupled at the lateral boundaries with the ECMWF model instead of the ARPEGE model for AROME over western Europe. The AROME model used here covers the southwest Indian Ocean (32°E–67°E; 26°S–7°S) at a 2.5 km horizontal resolution with 90 vertical levels and provides forecasts every 6 h up to a +42 h lead time.

For this study, the AROME forecasts initialized at 0000 UTC and 1200 UTC over the January to February 2017 period are used at a single lead time of +36 h. This choice prevents the selected profiles from being contaminated by the spin-up from their initial conditions. These forecasts are sampled every 50 km over the full geographical domain to consider independent samples. For each profile, the Jacobians of SAPHIR channels for humidity are computed with RTTOV-SCATT, normalized with 10%





**FIGURE A1** (a) Specific humidity profile, (b) corresponding Jacobians for SAPHIR channel 6, normalized by 10% of the specific humidity profile, (c) snow-specific content profile, (d) corresponding Jacobians for SAPHIR channel 6, normalized by 10% of the snow profile. Atmospheric profile comes from the 36 h forecast of the AROME model initialized on 7 January 2017 at 37.5°E and 20°S. The shaded areas in (b) and (d) show the bounds containing 95% of the integrals of normalized Jacobians [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](http://wileyonlinelibrary.com)].

of the used atmospheric profiles and then integrated over the vertical pressure levels. Then lower and upper bounds, respectively called  $P_{\text{Lower Bound}}$  and  $P_{\text{Upper Bound}}$  are defined as follows so that the integral between the two bounds are equal to 95% of the total integral of the normalized Jacobians:

$$\int_{P_{\text{Surface}}}^{P_{\text{Lower Bound}}} \frac{\partial H}{\partial q} \times 0.1 \times q \times dP = \frac{(1 - \alpha)}{2} \times \int_{P_{\text{Surface}}}^{P_{\text{Model top}}} \frac{\partial H}{\partial q} \times 0.1 \times q \times dP,$$

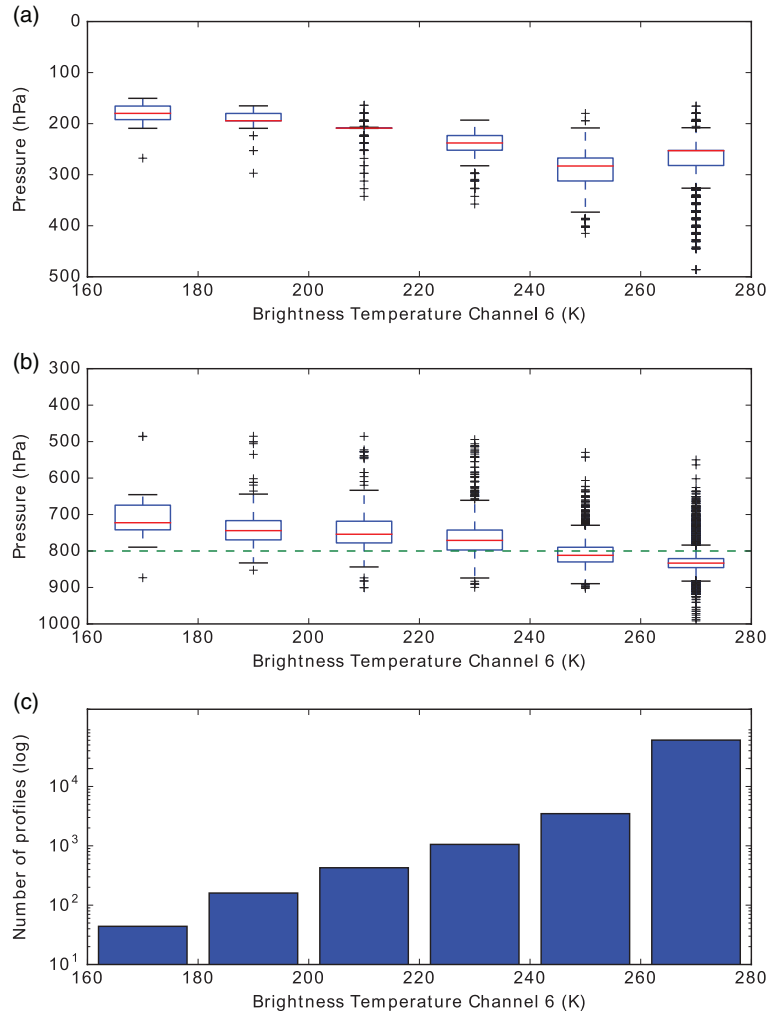
$$\int_{P_{\text{Upper bound}}}^{P_{\text{Model top}}} \frac{\partial H}{\partial q} \times 0.1 \times q \times dP = \frac{(1 - \alpha)}{2} \times \int_{P_{\text{Surface}}}^{P_{\text{Model top}}} \frac{\partial H}{\partial q} \times 0.1 \times q \times dP,$$

where  $\alpha$  is equal to 0.95,  $H$  is the observation operator and  $q$  is specific humidity or snow content.

An example of the results of these calculations which provide an estimate of the layers to which SAPHIR channels are sensitive is given in Figure A1. For this particular case, the forward RTTOV-SCATT simulation estimates the brightness temperature for SAPHIR channel 6 to 241 K. The upper and lower bounds of the corresponding Jacobian for humidity (respectively for snow), defined here as bounding 95% of the sensitivity, are 237 hPa (resp. 194 hPa) and 819 hPa (resp. 471 hPa).

These lower and upper bounds, characterizing the levels “from” and “up to” which SAPHIR observations have some sensitivities, have been computed on a large number of atmospheric profiles. The distributions of lower and upper bound pressures have then been categorized by bins of 20 K of SAPHIR channel 6 forward simulations, in order to examine their variations as function of a proxy for scattering intensity.

Figure A2b indicates that a significant number of  $P_{\text{Lower Bound}}$  values falls in between 850 and 650 hPa, as



**FIGURE A2** Whisker plots of (a)  $P_{Upper Bound}$ , (b)  $P_{Lower Bound}$ , for normalized Jacobians of specific humidity for SAPHIR channel 6, and (c) number of atmospheric profiles considered, categorized by bins of 20 K of the simulated brightness temperature for SAPHIR channel 6 with the AROME model (36 h forecasts in January–February 2017 over the Indian Ocean). The ends of the whiskers indicate 1.5 times the interquartile range [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](http://wileyonlinelibrary.com)].

indeed the 25 to 75% quartiles of each of the categories on the horizontal axis are included within these values. The black crosses along the whisker plots also indicate that each of the distributions are characterized by a tail toward higher altitudes. As expected, the colder the forward simulations for SAPHIR channel 6 are, the higher in the atmosphere both bounds are also located. In particular, the 800 hPa value seems a kind of compromise between the clear-sky/low-scattering scenes for which this value lies well within the quartiles, and the stronger scattering scenes for which it lies only in the lower whisker. Regarding the upper bounds, most of the  $P_{Upper Bound}$  values range between 150 and 300 hPa.

A sensitivity of these results was performed to the  $\alpha$  value for the definition of  $P_{Lower Bound}$  and  $P_{Upper Bound}$ . Two

other values have been tested, 0.99 and 0.90 (not shown) and as expected when increasing the  $\alpha$  value, the 800 hPa value is either well contained in the quartiles for all categories of meteorological scenes, or only in the lower whisker when forward simulations are colder than 260 K. These results are therefore sensitive to this prescribed parameter. Nonetheless, they give an indication of what pressure levels can be used for the Bayesian inversion and up to which extent they are adapted to SAPHIR channels sensitivity.

As a first simple implementation for the Bayesian inversion, four fixed pressure levels have been prescribed to retrieve relative humidity (section 3.4.1). Based on these results, an empirical selection was hence performed as 800, 700, 600 and 500 hPa, having in mind that constraining humidity in

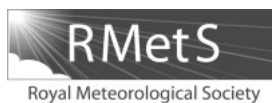
the lower layers is likely to be more important for clouds and precipitations than in the upper troposphere. Nonetheless, the results presented here indicate that the lowest level 800 hPa has a limited validity which one could set to brightness temperatures greater than 220 K with the 95% information content calculations. While consistent with the SAPHIR

weighting functions of channel 3 to 6 in clear sky (e.g. Brogniez *et al.*, 2016), these pressure levels may be too low in the atmosphere for the strongest scattering scenes. These results should hence be kept in mind for interpreting the scores of the assimilation experiments presented in this article.

## **5.6 Chambon et al., 2014**

Chambon, P., Zhang, S.Q., Hou, A.Y., Zupanski, M. and Cheung, S. (2014), Assessing the impact of pre-GPM microwave precipitation observations in the Goddard WRF ensemble data assimilation system. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 140: 1219-1235. DOI :10.1002/qj.2215





## Assessing the impact of pre-GPM microwave precipitation observations in the Goddard WRF ensemble data assimilation system

Philippe Chambon<sup>a,b</sup>, Sara Q. Zhang<sup>b\*</sup>, Arthur Y. Hou<sup>b</sup>, Milija Zupanski<sup>c</sup> and Samson Cheung<sup>d</sup>

<sup>a</sup>Universities Space Research Association, Columbia, MD, USA

<sup>b</sup>NASA Goddard Space Flight Center, Laboratory for Atmospheres, Greenbelt, MD, USA

<sup>c</sup>Cooperative Institute for Research in the Atmosphere, Colorado State University, Fort Collins, CO, USA

<sup>d</sup>Department of Mathematics, University of California, Davis, CA, USA

\*Correspondence to: S. Q. Zhang, NASA Goddard Space Flight Center, Code 612, Greenbelt, MD 20771, USA.

E-mail: sara.q.zhang@nasa.gov

This article has been contributed to by US Government employees and their work is in the public domain in the USA

The forthcoming Global Precipitation Measurement (GPM) Mission will provide next-generation precipitation observations from a constellation of satellites. Since precipitation by nature has large variability and low predictability at cloud-resolving scales, the impact of precipitation data on the skills of mesoscale numerical weather prediction (NWP) is largely affected by the characterization of background and observation errors and the representation of nonlinear cloud/precipitation physics in an NWP data assimilation system.

We present a data impact study on the assimilation of precipitation-affected microwave (MW) radiances from a pre-GPM satellite constellation using the Goddard WRF Ensemble Data Assimilation System (Goddard WRF-EDAS). A series of assimilation experiments are carried out in a Weather Research Forecast (WRF) model domain of 9 km resolution in western Europe. Sensitivities to observation error specifications, background error covariance estimated from ensemble forecasts with different ensemble sizes, and MW channel selections are examined through single-observation assimilation experiments. An empirical bias correction for precipitation-affected MW radiances is developed based on the statistics of radiance innovations in rainy areas. The data impact is assessed by full data assimilation cycling experiments for a storm event that occurred in France in September 2010. Results show that the assimilation of MW precipitation observations from a satellite constellation mimicking GPM has a positive impact on the accumulated rain forecasts verified with surface radar rain estimates. The case-study on a convective storm also reveals that the accuracy of ensemble-based background error covariance is limited by sampling errors and model errors such as precipitation displacement and unresolved convective scale instability.

*Key Words:* precipitation; ensemble data assimilation; microwave observations; forecasts verification; Global Precipitation Measurement Mission

*Received 12 December 2012; Revised 7 June 2013; Accepted 12 June 2013; Published online in Wiley Online Library 30 September 2013*

### 1. Introduction

Precipitation plays key roles in the global and regional hydrological cycles. It is also a difficult environmental variable to be modelled and predicted in modern-era numerical weather prediction (NWP) systems. One critical problem in the relatively low accuracy of rain forecasts is that precipitation processes are highly nonlinear with large variability in time and spatial scales, therefore small errors in initial conditions can lead to a large divergence in outcomes. To improve our knowledge of the initial conditions of precipitation forecasts, we need to collect observations and use data information to infer the conditions of precipitation processes as well as the associated uncertainty. In the

last decade, measurements from the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) have helped promote the use of satellite precipitation data to improve modelling of precipitation processes as well as initial conditions for forecasts. The assimilation of satellite precipitation data in global NWP systems has been shown to improve weather and hydrological forecasts as well as climate analyses (Marécal and Mahfouf, 2002; Hou *et al.*, 2004; Mahfouf *et al.*, 2005; Hou and Zhang, 2007; Bauer *et al.*, 2010).

However, special challenges remain in the assimilation of space-borne observations of cloud and precipitation (Errico *et al.*, 2007; Bauer *et al.*, 2011). The most outstanding issue is how to represent errors in background states associated with precipitation processes and in precipitation-affected radiance

observations. It is evident that the background error covariance needs to represent the flow-dependent forecast uncertainty associated with evolving precipitation processes, particularly when hydrometeor variables are included in the analysis procedure. Michel *et al.* (2011) developed a binning method to compute separate background error covariance for precipitating and non-precipitating areas. Their comparison study provides statistical structure of heterogeneous forecast error covariance with shorter horizontal error correlations in precipitating areas, and vertical correlations mimicking the cloud vertical extension by the convection processes. Geer and Bauer (2011) analysed the statistical property of the first guess (FG) departures of all-sky microwave (MW) radiances over ocean surface. They found the dependence of FG departure standard deviations on so-called symmetric cloud amount. From that, they derived an observation error model to take into account non-Gaussian effects unique to cloud and precipitation-related observations. The bias correction on precipitation-affected radiance observations remains a difficult problem. Unlike observations under clear-sky conditions, precipitation-affected radiances are prone to situation-dependent errors, such as poor approximations of physical properties of hydrometeors in radiative transfer calculations and model cloud physics (Lang *et al.*, 2011; Johnson *et al.*, 2012).

In recent years, there have been considerable advances in the development of ensemble data assimilation techniques. Some successes in assimilation of remote-sensed observations, such as airborne Doppler radar radial velocity or MW radiances have demonstrated strong evidence of improved forecast skills and analysis accuracy (Schwartz *et al.*, 2012; Weng and Zhang, 2012). However, ensemble assimilation application of remote-sensed cloud and precipitation data is scarce, mostly at the stage of synthetic observations in an idealized experiment environment (Pincus *et al.*, 2011; Zupanski *et al.*, 2011a). Ensemble approaches estimate the flow-dependent background error covariance based on an ensemble of forecasts, and use an ensemble of nonlinear forward model simulations to link model space and observed space. Taking advantage of these properties of ensemble assimilation framework, the Goddard Weather Research Forecast (WRF) Ensemble Data Assimilation System (Goddard WRF-EDAS) has been developed to assimilate precipitation-affected MW radiances from satellite instruments (Zupanski *et al.*, 2011b). This system uses the WRF model with National Aeronautics and Space Administration (NASA) microphysics (Tao, 2003), the Goddard Satellite Data Simulator Unit (G-SDSU; Matsui *et al.*, 2009) for the observation operator of cloud/precipitation-sensitive radiance, and a maximum likelihood ensemble filter (Zupanski, 2005; Zupanski *et al.*, 2008). Zhang *et al.* (2013) evaluated the analysis system performance of the Goddard WRF-EDAS and examined data impact by assimilating data of the TRMM Microwave Imager (TMI) and the Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS (AMSR-E) in a tropical storm after landfall and a heavy rain event in the southeast region of the United States. They found that storm intensity in the analysis is enhanced and short-term forecasts of accumulated surface rainfall are improved, an indication of the benefit of using precipitation information from radiances and ensemble-based forecast error covariance.

The international Global Precipitation Measurement (GPM) Mission to be launched in 2014 will provide the next-generation observations of precipitation with additional observation coverage (Hou *et al.*, 2008). The GPM Core Observatory will collect coincident passive and active MW measurements from the GPM Microwave Imager (GMI) and the Dual-frequency Precipitation Radar (DPR). These observations will provide further insights on precipitation processes and establish a transfer standard to improve the accuracy and consistency of precipitation estimates from a constellation of satellites contributed by a consortium of international partners (see <http://pmm.nasa.gov/>). In this article, we extend the application of the Goddard WRF-EDAS to assimilate precipitation data from a pre-GPM

constellation to examine: (i) the bias in precipitation-affected MW radiances over land surface, (ii) the extent to which the ensemble algorithm is able to capture synoptic features in background error covariance, and (iii) the impact on precipitation forecasts of assimilating data with a coverage similar to the GPM constellation. In section 2 we give a system overview of the Goddard WRF-EDAS. In section 3 we describe the satellite data to be assimilated and an off-line bias correction scheme for precipitation-affected radiance. In section 4 we use single-observation experiments to examine the flow-dependent structure of background error covariance and analysis sensitivity. In section 5 we present the results of assimilating constellation MW data in a heavy rain event in France and discuss the implication of data impact. Finally, a summary is given and perspectives for future research are discussed in section 6.

## 2. Assimilation system

The Goddard WRF-EDAS solves a maximum likelihood estimation problem based not only on available observations at the current time, but also on model forecasts initialized from the previous analysis (Zupanski, 2005; Zupanski *et al.*, 2008). The system consists of a forecast and analysis cycle. The forecast step provides the background state, defined as the WRF model integration forward in time from  $t_{n-1}$  to  $t_n$  (an analysis interval):

$$\mathbf{x}_n^f = M(\mathbf{x}_{n-1}^a). \quad (1)$$

The analysis step is performed after the forecast and defined as the maximum likelihood solution to the cost function:

$$J(\mathbf{x}) = \frac{1}{2} [\mathbf{x} - \mathbf{x}^f]^T \mathbf{P}_f^{-1} [\mathbf{x} - \mathbf{x}^f] + \frac{1}{2} [\mathbf{y} - h(\mathbf{x})]^T \mathbf{R}^{-1} [\mathbf{y} - h(\mathbf{x})], \quad (2)$$

where  $[\mathbf{y} - h(\mathbf{x})]$  is the FG departure (the discrepancy between observation and model simulation), with nonlinear observation operator  $h$ . The analysis increment on the current state is expressed by  $[\mathbf{x}^a - \mathbf{x}^f]$ . The background error covariance is denoted as  $\mathbf{P}_f$ , and the observation error covariance as  $\mathbf{R}$ . The analysis variable  $\mathbf{x}$  includes hydrometeors (mixing ratio of rainwater, snow, graupel, cloud water and cloud ice from model microphysics) in addition to other dynamical variables. Corresponding forecast errors in precipitation and clouds are estimated simultaneously with that of the wind, temperature, moisture and pressure fields.

In the Goddard WRF-EDAS, the observation error covariance  $\mathbf{R}$  is prescribed. The background error covariance  $\mathbf{P}_f$  is dynamically estimated using an ensemble of perturbed forecasts so that the forecast error information is flow-dependent and updated to current meteorological conditions. A localization scheme is employed to reduce the sampling errors associated with the given finite ensemble size (Yang *et al.*, 2009). A compactly supported covariance function (Gaspari and Cohn, 1999) is applied to specify the error decorrelation, for instance it is set at 45 km in the experiments with 9 km model resolution. The analysis problem is solved in ensemble subspace with a variable transformation:

$$\mathbf{x} - \mathbf{x}^f = \mathbf{P}_f^{\frac{1}{2}} [\mathbf{I} + \mathbf{Z}^T \mathbf{Z}]^{(-1/2)} \boldsymbol{\zeta}, \quad (3)$$

where  $\boldsymbol{\zeta}$  is the new transformed variable. With  $\mathbf{P}_f^i$  being the  $i$ th column of  $\mathbf{P}_f^{\frac{1}{2}}$ , the  $i$ th column of the observation perturbation matrix  $\mathbf{Z}$  is defined as:

$$\mathbf{z}_i = \mathbf{R}^{(-1/2)} [h(\mathbf{x}^f + \mathbf{p}_f^i) - h(\mathbf{x}^f)]. \quad (4)$$

With the ensemble filter formulation, full nonlinear observation operators are used here. For a more detailed overview of the Maximum Likelihood Ensemble Filter algorithm, see Zupanski *et al.* (2011b).

Table 1. MW level-1 radiance data selected for the study.

| Satellite | Instrument | Scanning method | Equator crossing time (ECT) ascending node | Channels selected for assimilation (along track $\times$ cross track resolution)   | Channels selected for additional information (scattering index over land computation) |
|-----------|------------|-----------------|--|--|---|
| DMSP-F16  | SSMI-S     | Conical         | 18:51                                      | 91.6 H (14 $\times$ 13 km)<br>91.6 V (14 $\times$ 13 km)<br>150.0 H (14 $\times$ 13 km)<br>183.3 $\pm$ 7 H (14 $\times$ 13 km) | 19.3 V (73 $\times$ 47 km)<br>22.2 V (73 $\times$ 47 km)                              |
| DMSP-F17  | SSMI-S     | Conical         | 17:37                                      | Same as above  | Same as above   |
| DMSP-F18  | SSMI-S     | Conical         | 20:08                                      | Same as above  | Same as above   |
| AQUA      | AMSR-E     | Conical         | 13:30                                      | 89 H (6 $\times$ 4 km)<br>89 V (6 $\times$ 4 km)   | 18.7 V (27 $\times$ 16 km)<br>23.8 V (32 $\times$ 18 km)                              |
| NOAA-18   | MHS        | Cross track     | 14:22                                      | 89.0 (16 $\times$ 16 km at nadir)<br>157.0 (16 $\times$ 16 km at nadir)<br>190.3 (16 $\times$ 16 km at nadir)                  | –   |
| NOAA-19   | MHS        | Cross track     | 13:32                                      | Same as above  | –   |
| Metop-A   | MHS        | Cross track     | 21:30                                      | Same as above  | –   |

The Advanced Research WRF (ARW) model is incorporated in the assimilation system with mesoscale NWP configuration (Skamarock *et al.*, 2005). Operational global analyses from the National Center for Environmental Prediction Global Forecast System (NCEP GFS) provide lateral boundary conditions for the limited-area forecasts. For all the experiments in this article the model is configured as non-hydrostatic at the spatial resolution of 9 km grid spacing over a domain spanning from 10°W to 20°E and 35 to 52°N. The cloud and precipitation processes are modelled by a one-moment bulk microphysical scheme based on the Goddard Cumulus Ensemble (Tao, 2003).

For satellite radiance observations, the observation operator consists of spatial interpolation and Radiative Transfer Model (RTM) constructed from G-SDSU. MW radiances are simulated by a delta-Eddington two-stream radiative transfer model with slant path view (Kummerow *et al.*, 1996). The parameters for particle size distribution (PSD) are prescribed to be consistent with those in the model cloud physics. The assumptions for the physical properties of ice-phase hydrometeors are a soft sphere with ice as an inclusion within an air matrix. To account for the variability within a field of view (FOV) of the satellite instrument measurement at pixel resolution, the simulated brightness temperatures are calculated first at each model grid point, then are convoluted to the FOV of each observation to form a pixel-equivalent FG radiance to be compared to the observation. Where the observations are over land, the National Environmental Satellite Data and Information Service (NESDIS) emissivity model is used to estimate the surface emissivity at required frequencies using surface characteristics and variables provided by the WRF background (Weng *et al.*, 2001).

### 3. MW data in precipitating regions

#### 3.1. Observations to be assimilated

A pre-GPM constellation of satellites provides MW observations of precipitation for a domain in western Europe. Data from seven satellites are available for the data assimilation period. All observations are in the form of Level-1 radiance at native sampling resolutions. Brightness temperature data from Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMIS) on board DMSP-F16, -F17 and -F18 satellites are processed and inter-calibrated as a beta version of the Colorado State University (CSU) Fundamental Climate Data Record (Sapiano *et al.*, 2012). Data from Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS (AMSR-E) on board Aqua, and Microwave Humidity Sounder (MHS) on board NOAA-18, -19 and Metop-A are also included. Table 1 summarizes the characteristics of precipitation-sensitive MW radiance data used in this study. Figure 1 shows Cumulated Distribution Functions (CDF) of time intervals between two

consecutive observations from two different constellations of satellites, normalized by the total observations in each 1° latitude band, are shown as function of latitudes ((a) and (c) panels). The CDF are built from 90-day orbit simulations computed using the IXION software (Capderou, 2005). For a given observing system, each time its swath crosses a 1° by 1° area is considered as one observation for the 1° domain; probability distribution functions (PDFs) of time intervals between consecutive observations are then computed for each 1° area over the latitude from 0 to 70°, and the longitude (0°E; 1°E). Note that over a 90-day period a different longitude would give similar results; results are also symmetric for the Northern and Southern Hemisphere. Such a constellation leads to data coverage of 12–14 observations per day in the midlatitudes (40–50°N) with about 50% of the time intervals between consecutive observations at the same location shorter than 1 h (Figure 1(a)). A GPM constellation as foreseen by 2014 will lead to 19 observations per day over the same latitudes, more than 70% of the time with intervals shorter than 1 h (Figure 1(b)).

For precipitation assimilation experiments using MW radiances over land surfaces, high-frequency channels are selected for their sensitivity to hydrometeor scattering and relative insensitivity to land surface emissivity. However, several low-frequency channels are used to calculate a Scattering Index over Land (SIL) to detect precipitating conditions (Grody, 1991). Data from cross-track MHS is sampled to use only pixels with scanning angles smaller than 40° from nadir. The datasets used in the assimilation experiments cover a 3-day period from 6 September 2010 to 8 September 2010. Additionally, 8 months of SSMIS data (September to December periods in 2010 and 2011 over western Europe) are used in statistical calculations for bias correction and error analysis.

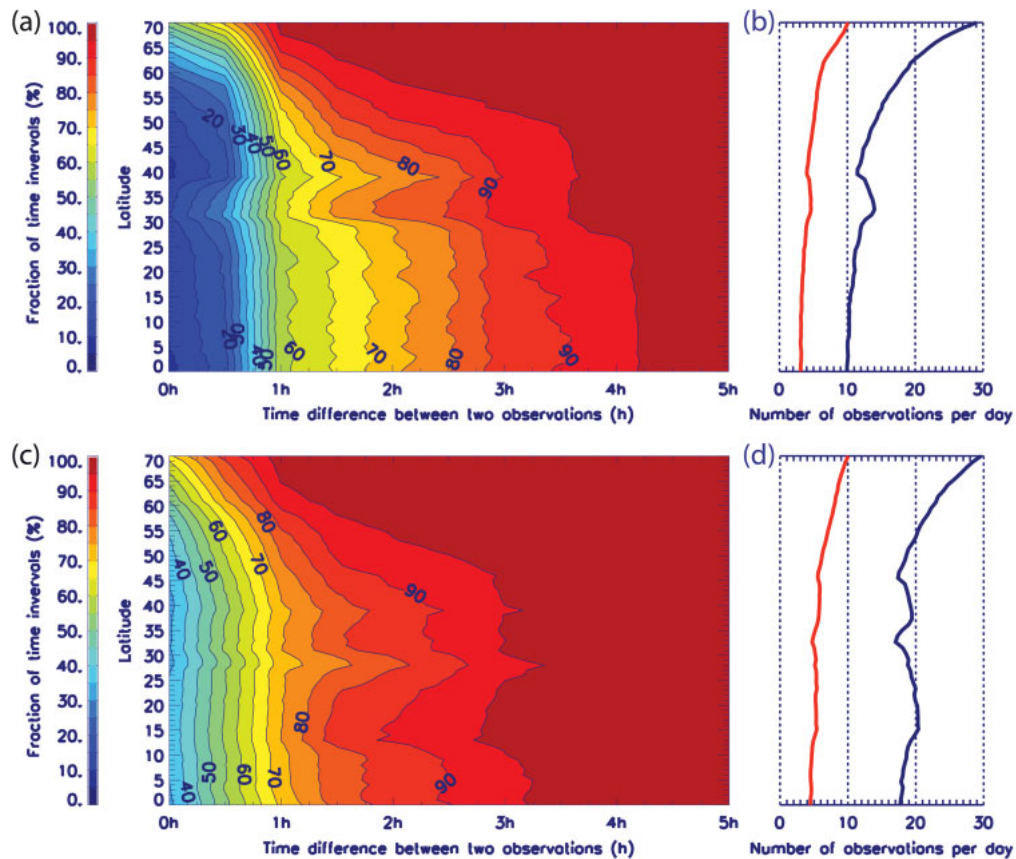
#### 3.2. Observation errors

In any data assimilation system based on an optimal estimation framework, thorough knowledge of observation errors is as important as the observation measurements themselves. In the following subsections we discuss the bias and error covariance for precipitation-affected MW radiances.

##### 3.2.1. Bias correction to precipitation-affected MW radiances

Bias potentially affects analysis accuracy in data assimilation (Dee, 2005). Various bias correction methods have been developed and implemented in operational data assimilation systems. The most widely used is the variational adaptive bias correction applied to clear-sky satellite radiances observations with selected model variables as predictors (Dee, 2004; Auligné *et al.*, 2007). However, this approach may not be well suited to cloudy and



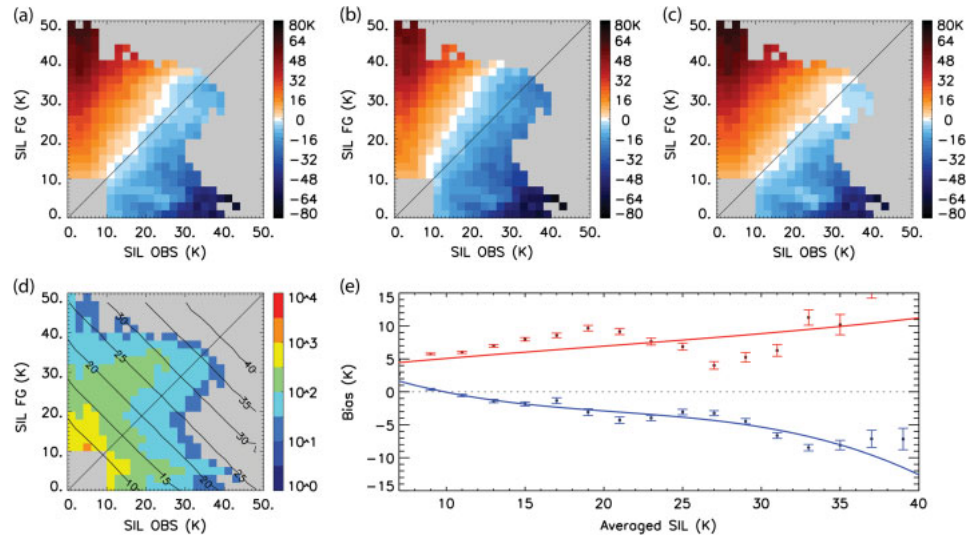


**Figure 1.** (a), (c) Cumulated distribution functions of time intervals between two consecutive observations from two different constellations of satellites, normalized by the total observations in each  $1^\circ$  latitude band, are shown as a function of latitude. The constellation considered for the top panel simulates the pre-GPM constellation as available in 2010 (DMSP-F16, -F17, -F18, AQUA, TRMM, NOAA-18, NOAA-19 and Metop-A); the constellation for the bottom panel simulates the GPM constellation as foreseen in 2014 (F16, F17, F18, F19, F20, GCOM-W1, TRMM, Megha-Tropiques, GPM-Core, NOAA-18, NOAA-19, Metop-A and NPP). On the (b) and (d) panels, the blue curves show the mean number of observations per day for both constellations as a function of latitude, and the red curves show the mean number of observations assimilated with 3 h cycles and 1 h assimilation windows. This figure is available in colour online at [wileyonlinelibrary.com/journal/qj](http://wileyonlinelibrary.com/journal/qj)

rainy areas if using the same predictors as those for clear-sky conditions. A bias between the observed and the FG radiance under precipitating conditions can arise from systematic model errors and observational errors. Biases can occur in instrument measurements because of satellite orbital drift, varying scan geometry or poor calibration (Bell *et al.*, 2008). Inaccuracies in RTM with assumptions and approximations of hydrometeor properties can cause biases in simulated radiances (Petty and Huang, 2010). Uncertainty in land surface emissivity and skin temperature can introduce biases in FG radiances (English, 2008). Numeric weather prediction models are imperfect and often misplace rain locations or produce excess/shortage of clouds and precipitation in the background state, and these biases are projected to the observation space (Lang *et al.*, 2011). Furthermore, a so-called asymmetric sampling bias can occur if predictors in the error model are based on either FG or observed cloudiness (Bauer *et al.*, 2010). A non-zero mean of FG departures of precipitation-affected radiances represents the combined bias from any error sources noted above. A bias correction for precipitation-affected radiances should be designed to avoid asymmetric sampling bias and correct only the biases in observations and RTM, without attributing systematic model errors to observations.

Geer and Bauer (2011) demonstrated a mean cloudiness sampling method in the formulation of a symmetric error model for all-sky low-frequency MW radiance. The predictor is the average of the cloud amount of FG and the cloud amount

of observation. They also recommended mean cloud amount as a predictor for bias correction to avoid an asymmetric sampling problem. Lopez (2011) applied this approach and used a symmetric predictor for bias correction of radar and gauge precipitation data in the European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF) global Integrated Forecasting System. To determine if there is a similar dependence of FG departure bias at MW high frequencies on the strength of precipitation signals both in FG and observed radiances, FG departures of SSMIS are collected from various meteorological conditions that occurred in western Europe during the 2010 and 2011 September–December periods. For this purpose, WRF simulations are performed at 9 km resolution in this region, and reinitialized every day. The RTM is used to simulate FG radiances at the same frequencies and same geolocations as SSMIS observations. A Scattering Index over Land (henceforth SIL), originally developed for MW precipitation retrieval algorithms over land (Grody, 1991; Wilheit *et al.*, 2003), is used to identify precipitation signatures and sample the FG departures. Figure 2(a) shows the FG departure bias at 150 GHz binned as a function of SIL for observations ( $SIL_{OBS}$ ) and FG ( $SIL_{FG}$ ). This figure illustrates the aforementioned mixture of biases from forecast and observations. When  $SIL_{FG}$  is greater than  $SIL_{OBS}$ , the positive bias ranges up to 70 K. On the other hand, when  $SIL_{FG}$  is lower than  $SIL_{OBS}$ , the bias is negative with a minimum of  $-75$  K. In situations where observations and FG simulations agree on scattering condition as represented by the samples along the



**Figure 2.** Bias of FG departures between SSMIS observations at 150 GHz and model forecast as function of  $SIL_{FG}$  and  $SIL_{OBS}$ : (a) before bias correction, (b) after bias correction taking into account all samples, and (c) after bias correction taking into account only the samples with similar SIL. (d) Number of samples (on log scale) collected during the September–December periods in 2010 and 2011, with grey areas for bins where less than 30 samples have been collected, grey areas where both  $SIL_{FG}$  and  $SIL_{OBS}$  are lower than 10 K, and black contour lines representing the  $SIL_{AVG}$  value as function of  $SIL_{FG}$  and  $SIL_{OBS}$ . (e) Bias correction with  $SIL_{AVG}$  as predictor; the red curve represents the bias correction model taking into account only the samples with similar SIL, error bars indicate the standard deviation of estimation of empirical bias computed for each bin of  $SIL_{AVG}$ .

diagonal of Figure 2(a), biases are persistently negative and the absolute value increases with increasing SIL. In addition to this asymmetry along the diagonal line in Figure 2(a), there is a second asymmetry in terms of scattering occurrence shown in Figure 2(d) indicating an excessive frequency of high scattering index samples in FG.

To avoid the asymmetric sampling problem, we use an averaged Scattering Index as the predictor for an empirical bias correction model. A third-degree polynomial is used to fit the empirical bias values. A set of polynomial coefficients is computed; the derived bias correction model, shown as the red curve in Figure 2(e) for the 150 GHz channel, increases from 4 K for low  $SIL_{AVG}$  up to 15 K as  $SIL_{AVG}$  increases to 40 K.

However, this bias correction based on all FG departure sampling fails to reduce the bias effectively; the bias in the area of similar  $SIL_{AVG}$  (along the diagonal) becomes larger as shown in Figure 2(b). Indeed, the bias correction encounters two underlying asymmetries in the FG departure distribution. The first is the warm bias of FG brightness temperatures indicated by the consistent negative values along the diagonal. The second is the excessive scattering occurrence frequency in FG corresponding to mismatched precipitation situations as shown in Figure 2(d). These biases can be caused by systematic errors in the RTM, or by the excessive ice-phase precipitation in the background state, or, alternatively, by a combination of the two. We examine this issue by a sensitivity experiment altering assumptions and approximations in radiative transfer calculations for high frequencies sensitive to ice-phase hydrometeors. Changing the soft sphere approximation to non-spherical ice crystals (Liu, 2008) deepens the brightness temperature depression in the order of  $-3$  K in 91 V and  $-5$  K in 150 GHz. This change in simulated brightness temperatures associated with the Mie sphere approach is consistent with the warm bias shown in Figure 2(a). For the bias of high occurrence of scattering in FG illustrated in Figure 2(d), there are ice-phase hydrometeors in abundance in the background state. The high occurrence frequency of scattering FG likely results from the systematic bias in model-simulated ice contents due to uncertainties in hydrometeor parameters prescribed in WRF model physics and RTM. For example a change of the intercept of snow particle size distribution (PSD) from a fixed value to being temperature-dependent leads to as

much as a 10 K increase in simulated 91 V brightness temperatures in the precipitating area. The high scattering occurrence bias is dominant, if all samples are used. When coefficients of the bias model are derived without discriminating among model errors and observation biases, degradation is indeed caused by applying the bias correction to FG departures as shown in Figure 2(b).

To avoid attributing systematic model errors in the background state to observations, we limit the samples for estimating bias correction polynomial coefficients to those along the 1:1 line in Figure 2(a). It is here that observations and FG are in agreement with precipitating conditions. In this work, a 5 K tolerance between  $SIL_{OBS}$  and  $SIL_{FG}$  was selected. A set of bias correction model parameters is computed using this sampling strategy; the numerical values of the polynomial coefficients are reported in Table 2 for each selected SSMIS channel. The blue curve in Figure 2(e) depicts this bias correction model as a function of  $SIL_{AVG}$ , with error bars indicating the standard deviation of estimation for each bin of averaged SIL. The error becomes greater when fewer samples are available in the regime of high-end averaged SIL. As shown in Figure 2(c), the FG departure distribution after this bias correction reduces the bias in higher scattering situations, with overall bias along the diagonal reduced to 0.09 K from  $-1.6$  K in the original distribution.

The bias correction model presented in this section is a first attempt to correct precipitation-affected observation biases with a symmetric predictor  $SIL_{AVG}$ . In the assimilation experiments in this article, the empirical bias correction is applied to MW radiance FG departures before the analysis step in assimilation cycling. Systematic errors in land surface emissivity and skin

Table 2. Coefficients of the third-degree polynomials used for the bias correction of the four selected SSMIS channels.

|                   | $a_0(K)$ | $a_1$ (no unit) | $a_2(K^{-1})$ | $a_3(K^{-2})$ |
|-------------------|----------|-----------------|---------------|---------------|
| 91 H GHz          | 0.55     | -0.43           | 0.024         | -0.00037      |
| 91 V GHz          | -2.78    | 0.44            | -0.014        | 0.00007       |
| 150 H GHz         | 8.36     | -1.29           | 0.054         | -0.00087      |
| $183 \pm 7$ H GHz | -0.17    | 0.18            | -0.005        | -0.00002      |

temperature are important factors for MW radiance assimilation over land. Currently this bias correction only applies to observations in channels with relatively weak sensitivity to land surface and to those under precipitating conditions indicated either by FG or observed radiances. However, in the category of non-precipitating FG and precipitating observation, the simulated FG brightness temperatures may be under clear-sky conditions. The bias correction of samples in this category should take land surface factors into consideration. Further development of the radiance bias correction will need to take into account all-sky situations.

### 3.2.2. Observation error covariance

Observation error covariance in radiance assimilation accounts for errors from MW measurements and from the RTM. It also includes model physics errors projected to radiance space under precipitating conditions. In practice the observation error covariance is prescribed based on the statistical properties of FG departures that represent the total errors of observation and forecast in radiance space. In contrast with radiance observations under clear-sky conditions, FG departures of precipitation-affected radiances exhibit large variability reflecting discrepancies between observed and FG brightness temperatures in terms of precipitation intensity and location. Figure 3(a) shows the distribution of the root-mean-square error of FG departures sampled with a range of scattering index  $SIL_{FG}$  and  $SIL_{OBS}$  varying from very light precipitation to heavy precipitation with strong scattering ( $10\text{ K} < SIL < 50\text{ K}$ ). Along the diagonal line where observations and FG agree on precipitating conditions, root-mean-square errors are about 10–15 K. The larger errors are distributed in the areas where the forecast is clear while the observation detects precipitation, or vice versa. This is often a consequence of displacements in model precipitation or unresolved convective-scale instability. These errors constitute the heavy tails in the distribution of FG departures, which the Gaussian assumption may not be able to represent properly. Therefore the data in these situations will either be rejected by quality control or be included pragmatically by prescribing a large observation error standard deviation.

Similar to the all-sky radiance error model developed by Geer and Bauer (2011) with averaged cloud amount as the predictor, an observation error model can be formulated as a function of averaged SIL with symmetric sampling. Figure 3(b) illustrates the dependency of error standard deviations of SSMIS

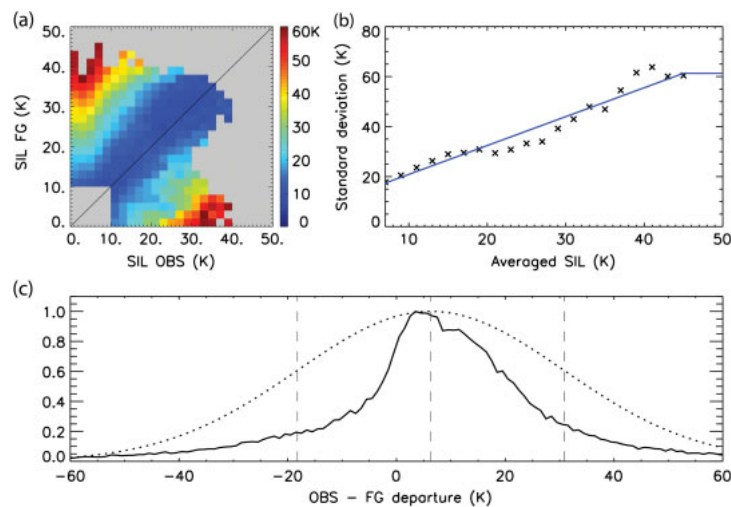
150 GHz channel FG departures to the averaged SIL from  $SIL_{FG}$  and  $SIL_{OBS}$ . The FG departure standard deviations have an approximately linear relationship with the  $SIL_{AVG}$ , with the lower bound at around 15 K and the high end at around 55 K. The observation error model is derived as a fraction of the empirically fitted piecewise function shown as the blue line in the same panel. This observation error model is tested in an assimilation experiment using SSMIS radiances. However, the test results give little evidence that  $SIL_{AVG}$ -dependent radiance observation error covariance improves analysis and forecast when compared to the results using a constant value of 25 K assigned to all observations under precipitating conditions (not shown). For the experiments in the following sections, we choose to specify a constant value for the observation error standard deviation in precipitating regions based on the PDF of FG departures as shown in Figure 3(c). The observation error covariance is set as a diagonal matrix, with no error correlation between observations.

## 4. Single-observation studies

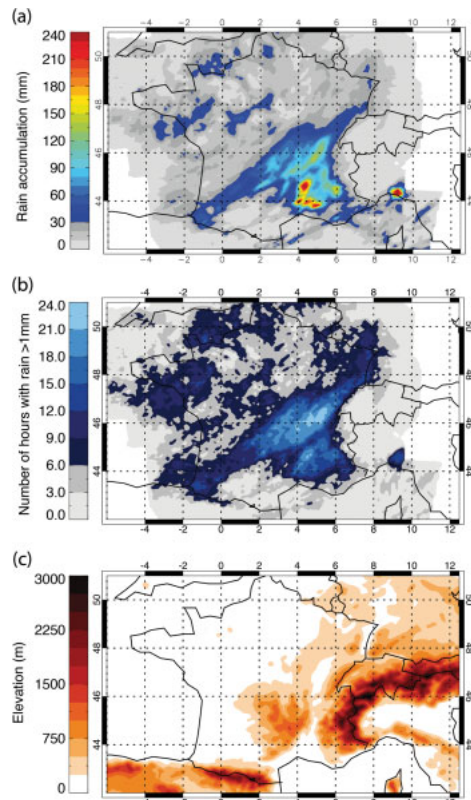
### 4.1. Experiment design

The sensitivity of analysis to the background error covariance and the observation error covariance can be tested through single-observation experiments, e.g. conducting a full analysis but only assimilating one observation of interest. Background error covariance and observation error covariance are crucial components that determine the amplitude and structure of analysis increments, and control how the information content in observations is used to correct model forecasts. In the Goddard WRF-EDAS, the background error covariance is estimated from a finite number of ensemble WRF model forecasts. It obtains flow-dependent characteristics from up-to-date forecasts, but its accuracy is likely to be affected by under-sampling and systematic model errors. The observation error covariance is prescribed accounting for measurement error and representativeness error. In practice it needs to be tuned in balance with the background error covariance.

In early September 2010, an intense rainstorm hit southern France. In this storm, a maximum of 355 mm accumulated rainfall was recorded over a 48 h period. This storm event is selected for the single-observation studies in this section and the full data assimilation experiments in section 5. It is characterized by three distinct phases. First, during the night from 6 to 7 September 2010, an oceanic cold front moved slowly across Europe and extended



**Figure 3.** Error characteristics of SSMIS 150 GHz FG departures: (a) RMSE distributed as function of  $SIL_{FG}$  and  $SIL_{OBS}$ , (b) error standard deviations as function of  $SIL_{AVG}$  in cross marks, and empirically fitted error model in blue line, and (c) PDF of FG departures in solid line as well as the reference Gaussian distribution in dotted line, with same mean and standard deviation as the PDF (6 and 25 K respectively).



**Figure 4.** (a) Two-day rain accumulation from 1200 UTC 6 September 2010 to 1200 UTC 8 September 2010 at 9 km resolution estimated from surface radar measurements. (b) Number of hours during which > 1 mm of rain fell over the 2-day period as observed by surface radars. (c) Elevation map at 9 km resolution.

from northern Spain to Greenland. Due to its association with a moisture convergence from the Mediterranean Sea, storm activity was triggered, producing heavy precipitation over southern France. The second phase developed in the morning of the 7th when the convective cells were transported by advection toward the Massif Central mountain region before aggregating into a stationary mesoscale convective system along the mountains. In the third phase during the night from 7 to 8 September 2010, storms moved eastward along the Mediterranean coastline toward Italy. As shown in Figure 4(a) and (b), the 2-day rain accumulation and the rainy hours recorded by surface radar illustrate the precipitation characteristics of the event. The cold front produced up to 100 mm of rain in the region of Lyon with persistent rain in a band from the southwest up to the northeast of France, with a

maximum of more than 20 h of rain over the Rhône-Alpes region. The convective cells led to four rainfall maxima over southern France; in particular, a maximum of cumulated rain greater than 240 mm was produced in more than 18 h where the convective cells aggregated into a stationary mesoscale convective system.

Considering the flow-dependency of the background error covariance, two single-observation locations are selected within different precipitation systems both occurring at the analysis time of 0600 UTC 7 September 2010: case (a) is located in the cold front coming from the Atlantic Ocean and case (b) is located in a convective cell observed by the SSMIS instrument. In Figure 5, the observed locations for case (a) and case (b) are indicated by the white and black coloured crosses respectively. At location (a) the FG radiance at 91V presents a stronger scattering signature than that of the observation. Case (a) has a positive FG departure. At location (b), a brightness temperature depression is observed but the convective cell is not present in the FG. Case (b) has negative FG departure. The analysis is expected to reduce precipitation in case (a), and to generate cloud and precipitation in case (b).

For each case, the following configurations are made to examine the analysis sensitivity to the ensemble-estimated background error covariance, the observation error standard deviations, and the different choice of MW channels:

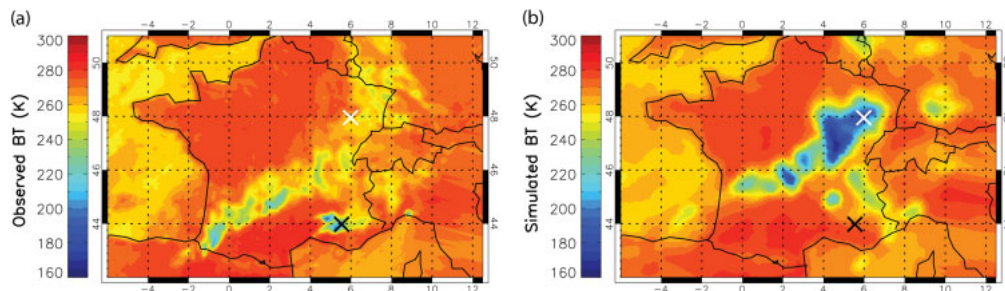
- (i) use SSMIS 91 V with observation error standard deviation of 25 K, ensemble size of 32 members in estimation of background error covariance;
- (ii) same as (i), but with ensemble size of 64 members;
- (iii) same as (i), but with observation error standard deviation of 5 K;
- (iv) use SSMIS  $183 \pm 7$  GHz with observation error standard deviation of 25 K, ensemble size of 32 members.

For all configurations listed above, we start with the same forecasted background state, and examine (1) how much the assimilation of a single radiance observation reduces the FG departures, (2) how the analysis corrects hydrometeors produced by model physics, and (3) how the observation information is propagated into the precipitation forecast.

#### 4.2. The cold-front case with positive FG departure

At the chosen location in the cold-front case, the FG is significantly lower than the observation (195.1 K vs. 259.7 K of 91 V), indicating too much precipitation in the model forecast. As reported in Table 3, the positive FG departure is 64.6 K. The black curves in Figure 6 depict vertical profiles of background hydrometeors (rain, snow, graupel, cloud water and cloud ice) corresponding to the FG at the observation location.

In configuration (i), the background error covariance calculated from an ensemble of 32 forecasts gives estimated error standard deviations in rain (noted  $\sigma_{32}$  rain below) with a maximum around  $0.2 \text{ g kg}^{-1}$  as shown in Figure 6, the first row, represented by light grey shaded areas. After assimilating



**Figure 5.** Brightness temperatures of 91 V at 0600 UTC 7 September 2010: (a) observed by the SSMIS instrument, and (b) simulated from a WRF forecast. The white crosses (respectively black crosses) correspond to the location of the cold-front single-observation case (respectively to the small-scale convective-cell single-observation case).

Table 3. Departure and reduction on the departure after assimilating of a single observation with four configurations for the cold-front case with positive departure.

| Configuration:                 | (i)<br>91 V/25 K/<br>32 ens. | (ii)<br>91 V/25 K/<br>64 ens. | (iii)<br>91 V/5 K/<br>32 ens. | (iv)<br>183 ± 7/25 K/<br>32 ens. |
|--------------------------------|------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|----------------------------------|
| Departure (K)                  | 64.6                         | 64.6                          | 64.6                          | 58.8                             |
| Reduction of the departure (K) | 30.3                         | 35.6                          | 57.3                          | 18.5                             |

the single observation at 91 V with a 25 K observation error, the brightness temperature of the analysis is 225.4 K. This corresponds to a reduction of departure of 30.3 K reported in Table 4. The blue curves in Figure 6 illustrate hydrometeors after analysis. The reduction of scattering signature in brightness temperature results in reduced rain, snow, ice and graupel, but increased cloud water. For instance, the increments on the rain profile are of approximately  $-0.15 \text{ g kg}^{-1}$  between model levels 1 and 10, which is a reduction equivalent to 75% of  $\sigma_{32}(\text{rain})$ .

The ensemble size is increased to 64 in configuration (ii) so that we can examine the under-sampling effect on the estimation of the background error covariance. In comparison with the results from configuration (i), the background error standard deviations of rain increase by 20% to around  $0.24 \text{ g kg}^{-1}$  (noted  $\sigma_{64}(\text{rain})$  below). The differences are illustrated in Figure 6(1a), with  $\sigma_{32}(\text{rain})$  in light grey shade and  $\sigma_{64}(\text{rain})$  in dark grey. Similar changes are observed in the background error standard deviations for snow, cloud ice and graupel, shown in the first column of Figure 6, in grey shades. With a larger background uncertainty, the analysis gives more weight to the observation and produces a larger correction to microphysical variables. For example, as shown in Figure 6(1a), the analysis increments on the rain profile from configuration (ii) (red curve) reduce precipitation more than that of configuration (i) (blue curve). Consequently, the reduction of FG departure is greater in configuration (ii) than in configuration (i) at 35.6 K vs. 30.3 K (reported in Table 3). It should be noted there is very little background cloud water in this column (Figure 6(1e), black curve), and the increased ensemble size has negligible impact on the estimated background error standard deviations (grey shade). However, amplitudes of analysis increments are bigger than those in configuration (i), indicating a stronger error cross-covariance between cloud water and other hydrometeors in the larger ensemble estimation.

The observation error covariance represents the uncertainties in measurement, sampling and forward calculation. We use configuration (iii) to investigate the analysis sensitivity to different prescribed observation error standard deviations. The observation error standard deviation for the radiance data is set to 5 K, in contrast with 25 K in configuration (i). The analysis draws the solution significantly closer to the observation when the observation error standard deviation is reduced. This configuration produces a reduction of FG departure of 57.3 K that is the largest reduction among all four configurations (Table 3). The result corresponds to large analysis increments that completely remove rain and snow (Figure 6(2a) and 6(2b)), reduce graupel by 50% (Figure 6(2d)), as well as increase cloud water substantially (Figure 6(2e)). However, the amplitudes of corrections to microphysical variables are much bigger than background error standard deviations (Figure 6, second column, red curves vs. grey shades), implying the observation errors are underestimated and the observation is given too much weight for this particular situation.

Observations from different MW channels can impact analysis differently, because observations at various frequencies differ in their sensitivity to precipitation and other background variables. Configuration (iv) tests the analysis sensitivity to an observation from the  $183 \pm 7 \text{ GHz}$  channel instead of the 91 V, while the

background error covariance and observation error standard deviations are kept the same as in configuration (i). At this frequency the FG departure is 58.8 K and the analysis produces a reduction of 18.5 K on the FG departure (Table 3). The analysis increments of hydrometeors are smaller than the counterpart in the assimilation of the 91 V channel. In order to have more direct comparison, we use the observation from the 91 V channel as 'passive monitoring' data, e.g. this observation is used to calculate departures only and is not assimilated in the analysis procedure. The passive monitoring of the 91 V channel in configuration (iv) shows a smaller reduction of the departure of 23.9 K when compared to 30.3 K in configuration (i). Hence the analysis has a lower sensitivity to the observation at  $183 \pm 7 \text{ GHz}$  than 91 V with the same observation error standard deviations and background error covariance.

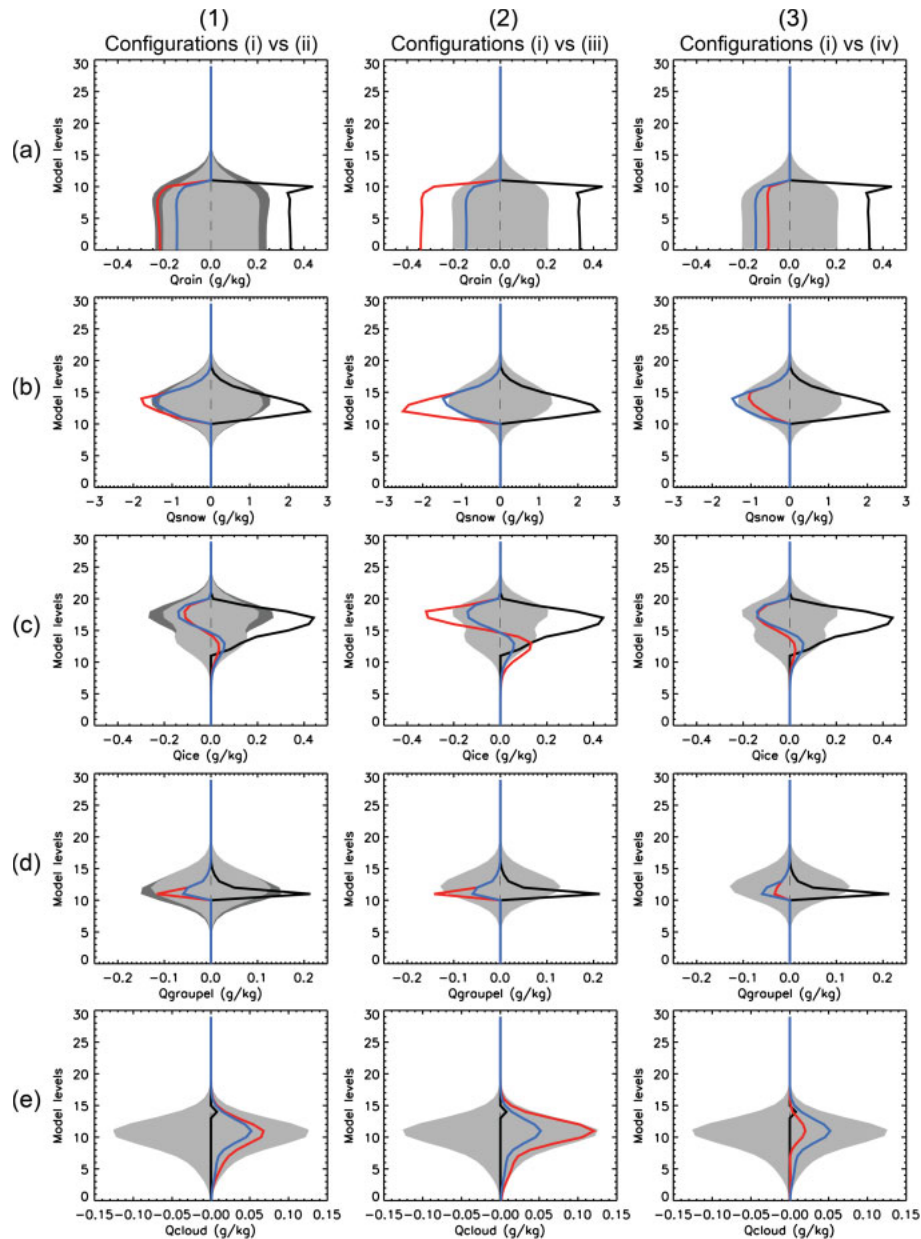
These results illustrate the capability of the Goddard WRF-EDAS when the model forecast produces excessive precipitation and the MW radiance observation is used to identify a positive FG departure in brightness temperature. The ensemble forecasts have an adequate spread to provide background error covariance under precipitating conditions. The discrepancy between the simulated and observed brightness temperatures is effectively reduced and corresponding corrections to microphysical variables are applied through analysis. Doubling the ensemble size has a considerable impact on the background error covariance and the assimilation solution.

#### 4.3. The convective-cell case with negative FG departure

The convective-cell case sets up a different scenario. Here the model fails to forecast the precipitation process that is observed by the single observation of SSMIS radiance and verified by the surface-based rainfall data. A large and negative FG departure of  $-53.2 \text{ K}$  is reported in Table 4. The black curves in Figure 7 depict vertical profiles of background hydrometeors corresponding to the FG at the single-observation location. There are very few precipitating hydrometeors in the background, in particular frozen precipitation. The small ensemble spread indicates that the observed convective precipitation is not represented in the ensemble. There is little sensitivity in the precipitation observation operator.

In configuration (i) with 32 ensemble members, the ensemble-estimated background error standard deviations in rain are rather small with  $0.02 \text{ g kg}^{-1}$  at the maximum, as shown in Figure 7, the first row, represented by light grey shaded areas. The estimated small background errors in rain directly result from the non-precipitating model background, not only in the central forecast but also in most of the ensemble members. The lack of signature of error growth in the convective rain region implies the initial condition is in the stable non-convective regime. The perturbations generated from the previous analysis error covariance could not produce an ensemble forecast spread that includes convective rain. After assimilating the single observation of SSMIS 91 V with the observation error standard deviation assigned at 25 K, the FG departure is reduced by 8.9 K as reported in Table 4. The analysis manages to increase the precipitating hydrometeors and clouds by a modest amount. For instance, the increments on rain profile are about  $0.01 \text{ g kg}^{-1}$ , equivalent to 50% of  $\sigma_{32}(\text{rain})$ .

The ensemble size is increased from 32 to 64 in configuration (ii) to examine if a larger ensemble size can help better estimate the background error covariance in a situation of non-precipitating model background. In contrast with the cold-front case where the ensemble spread is increased with a larger ensemble size, the error standard deviations in rain decrease by 25% when the ensemble size is increased in configuration (ii). The differences are illustrated in Figure 7(1a), with  $\sigma_{32}(\text{rain})$  in light grey and  $\sigma_{64}(\text{rain})$  in dark grey. Similar results are observed in the background error standard deviations for snow, ice and cloud water, shown in the first column of Figure 7, in grey shades.



**Figure 6.** Row (a) to row (e) show background profiles (black lines) as well as increments (blue and red lines) of (a) rainwater, (b) snow, (c) ice, (d) graupel and (e) cloud water at the location of the cold-front single-observation case with positive FG departure. The light grey shaded areas represent corresponding vertical background error standard deviations. Column (1) shows the increments resulting from the single-observation assimilation in configuration (i) (blue lines) and in configuration (ii) (red lines); configuration (ii) leads to different background error standard deviations from configuration (i) and are represented by the dark grey shaded areas. Column (2) shows the increments resulting from the single-observation assimilation in configuration (i) (blue lines) and configuration (iii) (red curve). Both configurations have the same background error standard deviations so only light grey shaded areas are represented. Column (3) shows the increments resulting from the observation assimilation in configuration (i) (blue lines) and configuration (iv) (red lines). The background error standard deviations are the same as in column (2).

With a smaller background uncertainty, the analysis gives less weight to the observation and produces a smaller correction to microphysical variables. For example, as shown in Figure 7(1a) and 7(1b), the increments in the rain and snow profiles from configuration (ii) (red curve) increase both rain and snow less than those of (i) (blue curve). Consequently, the reduction of departure is smaller in configuration (ii) than in configuration (i), (3.9 K vs. 8.9 K as reported in Table 4). This experiment illustrates that a low probability of occurrence of convective rain limits the accuracy of ensemble-based estimation of background

error covariance in hydrometeors because of a finite number of ensemble forecasts and model errors. The small spread around the non-precipitating background with a limited ensemble size also causes a lack of sensitivity in the ensemble representation of the perturbed precipitation observation operator.

Since the background error covariance in hydrometeors is likely to be small with the non-precipitating background, one possible route to increase the observational impact is to tune the observation error variance to a smaller value. In configuration (iii) the observation error standard deviations is prescribed to a

Table 4. Same as Table 3 for the small-scale convective-cell case with negative departure.

| Configuration:             | (i)<br>91 V/25 K/<br>32 ens. | (ii)<br>91 V/25 K/<br>64 ens. | (iii)<br>91 V/5 K/<br>32 ens. | (iv)<br>183 ± 7/25<br>K/ 32 ens. |
|----------------------------|------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|----------------------------------|
| Departure                  | -53.2                        | -53.2                         | -53.2                         | -40.8                            |
| Reduction of the departure | 8.9                          | 3.9                           | 27.7                          | 0.8                              |

smaller value of 5 K, while all the other settings remain the same as configuration (i). The analysis draws the solution significantly closer to the observation as seen in the cold-front case, achieving

a reduction of 27.7 K to FG departure, as reported in Table 4. Figure 7(2a) shows the analysis increments from configuration (iii) (red curve). Notice that the analysis increments in rain and snow are four times as big as the estimated background error standard deviations because of fitting the observation with an assigned small observation error standard deviation. The large analysis increments, beyond the expected range of the assumed Gaussian distribution, imply that the assimilation system is not able to use this observation to make an adjustment properly.

The analysis sensitivity to an observation from the 183 ± 7 GHz channel instead of 91 V is tested in configuration (iv). The observation impact is small compared to all other tests. At this frequency, the FG departure is -40.8 K and the analysis only

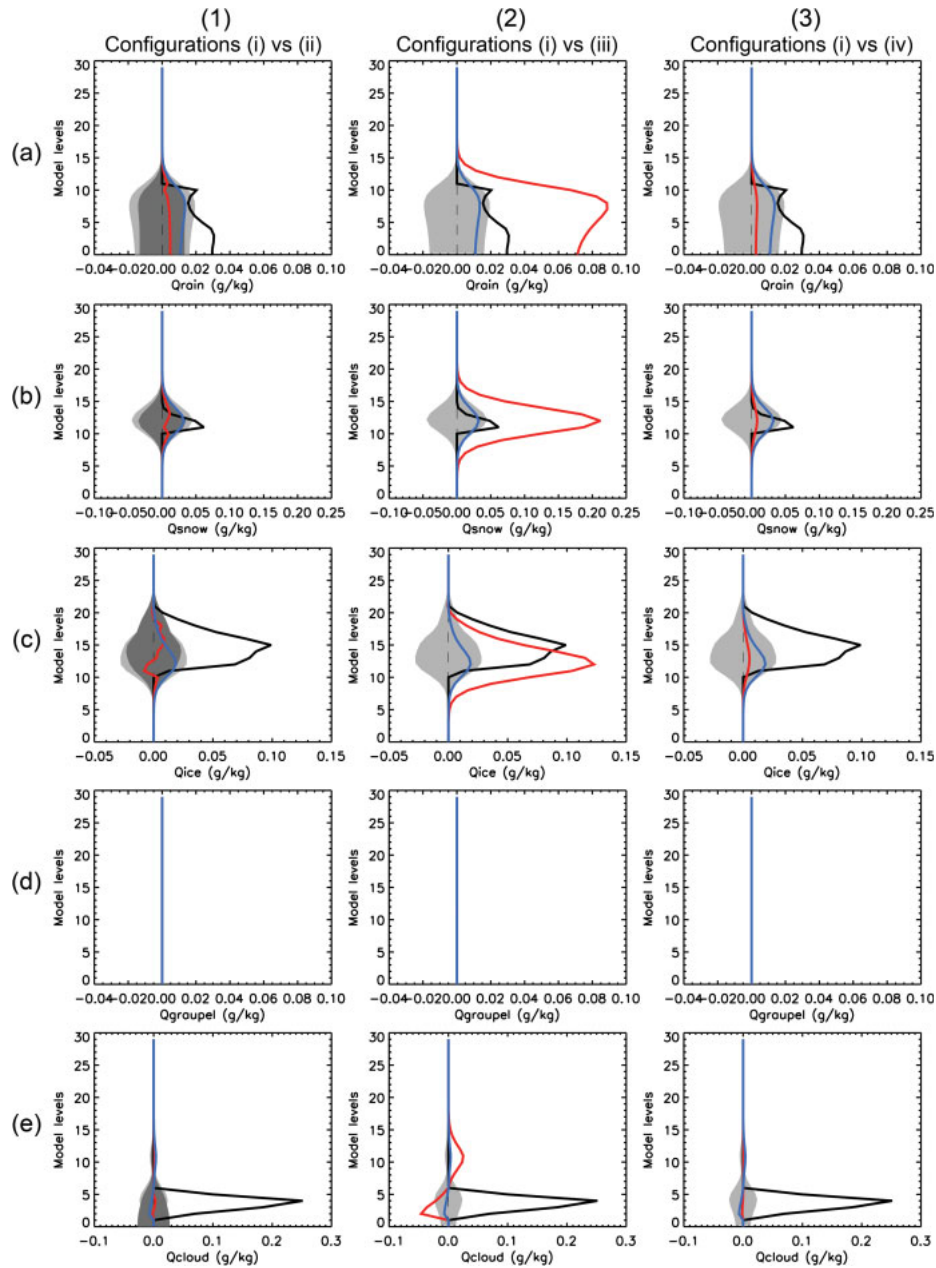


Figure 7. Same as Figure 6 but for the convective-cell single-observation case with negative FG departure.

reduces the departure by 0.8 K. Using the observation from channel 91 V as 'passive monitoring' data led to the same conclusion as above. Comparing the results of using 91 V and  $183 \pm 7$  GHz observations, there is no obvious difference in the vertical structure of the analysis increments, suggesting that the vertical distribution of observation information is largely determined by vertical correlations in the background error covariance.

#### 4.4. Propagation of the observation information

The precipitation information at one observed location is propagated to the surrounding area and to dynamic variables by the background error covariance. It is demonstrated by the spatial distributions of analysis increments from single-observation experiments as shown in Figure 8(a) and (b). The increments distribute heterogeneously in a geographical area of about 150 km diameter bounded by the localization scheme. In the cold-front case (Figure 8(a)), the local decrease of rainwater is associated with a dipole change of rainwater to the northeast of the observation location. These corrections on the background rainwater are also correlated with northeastward wind field increments (not shown). In the convective-cell case (Figure 8(b)), the positive rain increments are much weaker and stretched northward and southward from the observation location.

The model forecast provides temporal propagation of increments via interaction between dynamics and physical processes. As depicted in Figure 8(c) and (d), the forecast of accumulated surface precipitation is modified because of the correction to the forecast initial state with the single observation. In the cold-front case, the 3 h forecast shows a decrease of rain in an area surrounding the single-observation location in comparison to the control experiment (Figure 8(c)). The dipole in the spatial distribution of rainwater increments and wind increments leads to an increase of accumulated rain northeast from the location of the single observation. A qualitative comparison to surface-based radar data confirms that the control experiment overestimates rainfall over a 500 km wide region in the vicinity of the single-observation location and underestimates rainfall northeastward (Figure 8(e)). Hence, the analysis correction based on information in the single observation at the forecast initial time makes a right correction to the 3 h precipitation forecast.

For the convective-cell case, the modification of the 3 h accumulated precipitation forecast due to the single observation is surprisingly significant considering the relatively small increments applied to the initial state. We see an increase in accumulated rain in an area northeastward from the single-observation location (Figure 8(d)). Comparing the control experiment to the radar data shows that this is the area where the control experiment underestimates rainfall. The positive rain increments are propagated northeastward through interaction with dynamics. The change to the forecasted rainfall is confirmed by the radar data.

The single-observation experiments illustrate the potential benefit of flow-dependent background error covariance to radiance assimilation under precipitating conditions. The findings also highlight the challenges that remain in ensemble estimation of background errors, such as non-precipitating background due to sampling errors and model errors. The accuracy of the background error estimation and the quality of the analyses are expected to improve when the data density increases. The impact with the data coverage from a pre-GPM constellation will be examined in the following sections.

## 5. Data impact of a pre-GPM constellation

Because precipitation varies widely in temporal and spatial scales and in underlying complex physical processes, to this day NWP models still have difficulty representing precipitation accurately in short-term forecasts and climate prediction. The rain event described in the previous section is used to evaluate the assimilation performance and assess the impact of pre-GPM

constellation MW observations using the Goddard WRF-EDAS system. The MW observations from the instruments listed in Table 1 are used exclusively under precipitating conditions with symmetric decision (precipitation either detected by observations or indicated by forecast), except MHS for which all-sky data is included without scattering index screening. An observation outlier criterion is set at 2.5 times observation error standard deviations. In this case, any data with FG departure larger than the criterion will be rejected. All experiments assimilate conventional data as well as selected channels of Advanced Microwave Sounding Unit-A (AMSU-A) and High-resolution Infrared Sounder (HIRS) brightness temperatures under clear-sky conditions.

We configure four experiments, with the assimilation cycling period from 1200 UTC 6 September 2010 to 1200 UTC 8 September 2010:

- (a) CNTL: The control experiment assimilating conventional observations including *in situ* measurements as well as radiance data from AMSU-A and HIRS selected under clear-sky conditions, with ensemble size of 32 members and 3 h assimilation cycles.
- (b) EXP32-3H: The MW experiment assimilating all data as in CNTL and precipitation-affected radiances listed in Table 1, with ensemble size of 32 and 3 h assimilation window. The temporal sampling window for MW data is set to 1 h centred at the analysis time. Observation error standard deviation is prescribed at 25 K.
- (c) EXP64-3H: same as (b), but with ensemble size of 64 members.
- (d) EXP32-1H: same as (b), but with 1 h assimilation window.

Analyses and forecasts from these experiments will be compared to examine: (i) the impact from adding MW precipitation-affected radiances (EXP32-3H vs. CNTL), (ii) the impact from increasing ensemble size for background error covariance estimation (EXP64-3H vs. EXP32-3H), and (iii) the impact from using a shorter analysis interval to increase MW data temporal coverage (EXP32-1H vs. EXP32-3H).

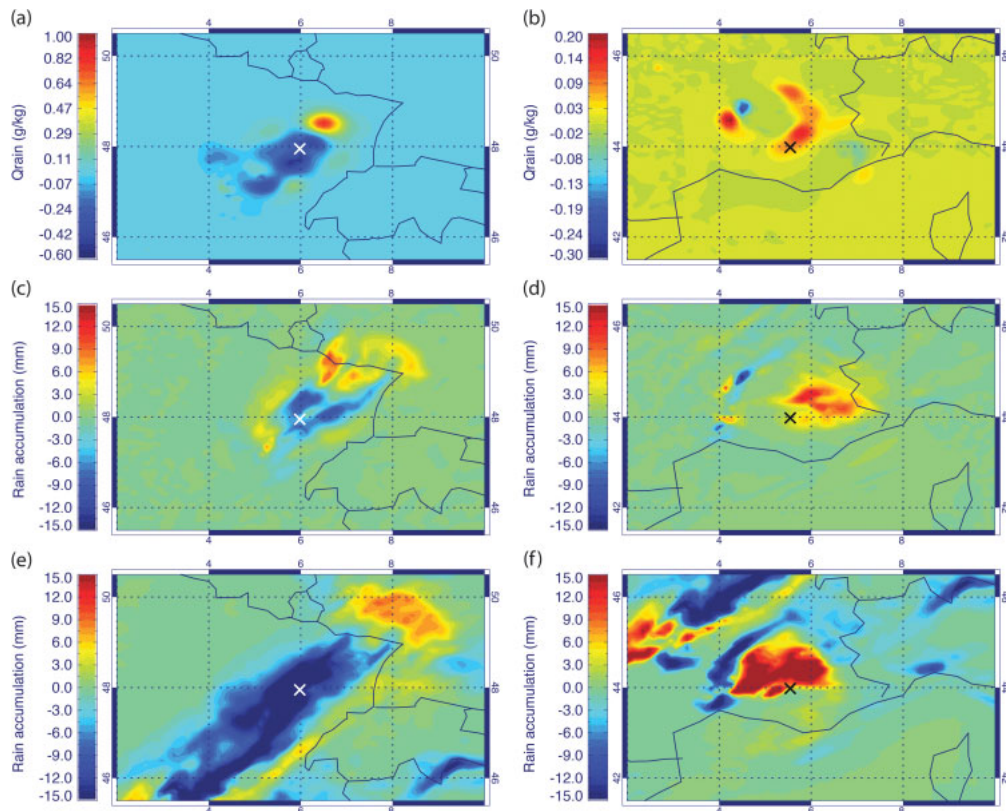
A statistically robust impact assessment of the bias correction scheme, detailed in section 3.2.1, would require an investigation involving a longer assimilation period. Nevertheless, short-term assimilation experiments (with and without bias correction) indicate a positive impact on 2-day accumulated rainfall forecast for this particular event (3.5% improvement of the root-mean-square error (RMSE) and 1.3% of the bias with respect to surface radar data). Hence, the bias correction is applied to SSMIS radiances in the EXP32-3H, EXP64-3H and EXP32-1H experiments.

Precipitation forecasts from all experiments listed above are verified against an independent surface-based rainfall product. This surface rain estimate is retrieved from the French operational 'Application Radar à la Météorologie Infra-Synoptique' (ARAMIS) radar network and adjusted hourly with rain-gauge data (Tabary, 2007). The dataset has 1 km spatial resolution and 5 min temporal resolution, which is averaged to 9 km resolution and accumulated over analysis and forecast intervals accordingly. In this study the radar rain estimates are treated as the ground truth. Nevertheless, Tabary *et al.* (2007) reported that the ARAMIS rain product is characterized by errors depending on the distance from the radar locations prior to rain-gauge adjustment. In future applications when an error bar is provided with the basic rain amount in radar-based rain products (e.g. Kirstetter *et al.*, 2010), errors can be taken into account in the verification process (e.g. Roca *et al.*, 2010; Chambon *et al.*, 2012).

### 5.1. System performance

The Goddard WRF-EDAS uses ensemble forecasts to estimate the background error covariance, and applies the maximum



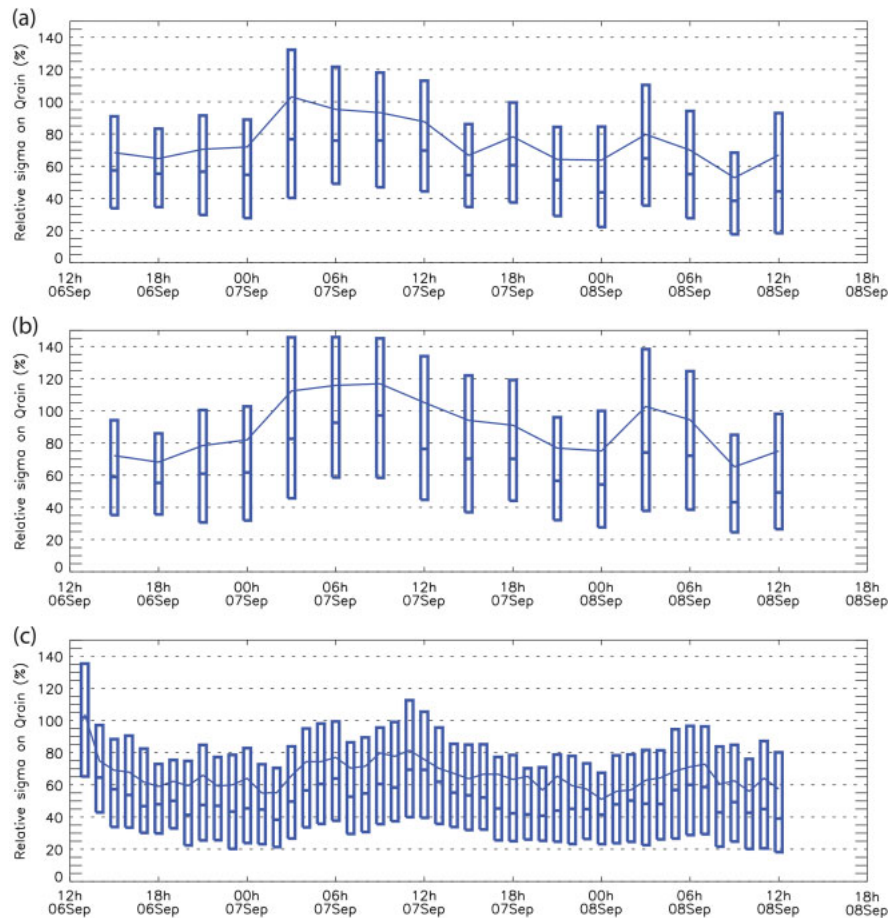


**Figure 8.** Increments on rainwater at 700 hPa after assimilating single observation of 91 V for (a) the cold-front case and (b) the convective-cell case single-observation locations at 0600 UTC 7 September 2010, using 5 K as the observation error standard deviation. (c), (d) Difference between the following 3 h rain accumulation forecast (0600 and 0900 UTC) with and without assimilation of the single observations. (e), (f) Difference between the following 3 h rain accumulation from surface radar estimations and 3 h rain accumulation forecast without assimilation of the single observation. The colour scale is kept the same for the second and the third row; differences larger than the range displayed are represented in dark blue and dark red in the third row.

likelihood ensemble square root filter (MLEF) scheme to update the analysis ensemble covariance. It is critical particularly for precipitation data assimilation that the background error covariance adequately represents the forecast error growth in the precipitating region. The analysis quality relies on the system's capability to maintain a sufficient spread of the ensemble with a limited ensemble size.

Figure 9 depicts the PDF quartiles of the normalized background error standard deviations of rainwater in precipitating regions during the 2-day assimilation cycling period. The background error standard deviations (the diagonal of error covariance) are normalized by the local background rainwater content and collected in the entire domain to form the distribution. For EXP32-3H, in which MW observations are assimilated using 32 ensemble members (Figure 9(a)), the PDF mean fluctuates between 60 and 100% normalized error standard deviations, the lower quartile (respectively higher quartile) between 20 and 50% (respectively from 60 to 130%). This indicates that the system sustains an adequate spread of the ensemble in terms of rainwater during the cycling period of the case-study. When the ensemble size is increased to 64 in EXP64-3H (Figure 9(b)), the impact on the spread is noticeable as indicated by the PDF mean and quartiles of larger background error standard deviations. The 1 h assimilation window in EXP32-1H (Figure 9(c)) limits the amplitude of forecast error growth due to relatively shorter forecast model integration time. The background error standard deviations are smaller in comparison to the counterparts in the other two experiments with a 3 h analysis window. Nonetheless, a spread of the ensemble is sustained throughout the 2-day period with PDF mean maintained between 50 and 80%.

As demonstrated in Zhang *et al.* (2013) and in the single-observation experiments described in section 3, the flow-dependent background error covariance of the Goddard WRF-EDAS system is characterized by background errors significantly larger in model-predicted cloudy and precipitating regions. This implies that the analysis process will give relatively more weight to observations in FG storm regions. On the other hand, the background errors for hydrometeors may be underestimated in FG cloud-free regions due to lack of sensitivity to perturbations under such conditions. Discrepancies in the intensity and location of precipitation between observation and FG can be categorized as positive FG departures and negative FG departures according to the two situations described above. Once the categorization is established, the effectiveness of error reduction by analysis can be deciphered accordingly. Figure 10(b) shows the RMSE of total precipitation-affected radiance FG departures and analysis departures, categorized by positive FG departures (red) and negative FG departures (blue). For analysis using MW observations, the RMSE reduction is consistently larger in the positive FG departure category than in the negative FG departure category. For instance at 0600 UTC 7 September 2010, the RMSE in radiance is decreased by 15 K in the areas where background produces excessive precipitation (positive FG departures) but only 5 K in the areas where background fails to produce precipitation observed by MW data (negative FG departures). This illustrates both an advantage and a limitation of a flow-dependent background error covariance estimated from ensemble forecasts for cloud and precipitation data assimilation. The advantage is that the flow-dependency enhances the capability of the data assimilation system to make corrections if ensemble forecasts



**Figure 9.** Time series of the 25%, median and 75% quartiles of the rainwater normalized error standard deviation PDFs (including only rainwater samples greater than  $0.1 \text{ g kg}^{-1}$ ), for (a) EXP32-3H with 32 ensemble members and 3 h analysis window, (b) EXP64-3H with 64 ensemble members, and (c) EXP32-1H with 32 ensemble and 1 h analysis window. This figure is available in colour online at [wileyonlinelibrary.com/journal/qj](http://wileyonlinelibrary.com/journal/qj)

predict cloud and precipitation in the background. The disadvantage is that it will not be effective where forecasts erroneously predict a cloud-free or non-precipitating condition.

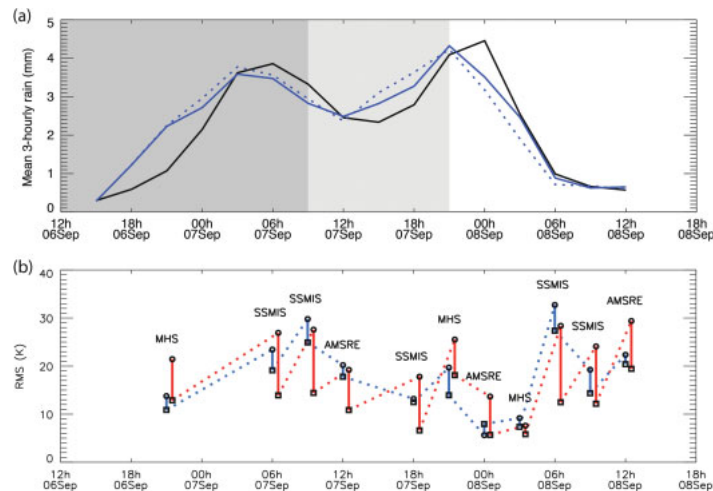
## 5.2. MW data impact on precipitation forecasts

The analysis increments produced by assimilating MW radiance are applied to the WRF state variables and the data impact on precipitation forecasts is shown in terms of domain mean of surface rainfall for the CNTL and EXP32-3H experiments in Figure 10(a). The surface radar rainfall product serves as the verification. The control experiment captures the double peak of mean rainfall in the time series as observed by the radars with a 3 h phase error. The assimilation of MW data makes the precipitation forecasts produce a rainfall mean closer to the verification, though by a modest amount. Looking at the synoptic features of precipitation in the cold-front region and the convective-cell area, we notice that during the first two phases the model overestimates the rain when the cold front crosses western Europe, and fails to generate the convective cells southward as well as the associated heavy precipitation. Hence, the analysis correctly decreases rainfall of the predicted cold-front region, but does little to correct the too-low precipitation in the observed convective-cell area. In the third phase of the event, the model forecast produces rain cells moving eastward in general agreement with observations. The increase of mean rain during the third phase of the storm exemplifies the system's capability

to increase rain where FG and observations in radiances both exhibit scattering signals.

The assimilation of MW data from a constellation of satellites ultimately impacts the accuracy of model accumulated precipitation forecasts over the 2-day period. Figure 11 shows the 2-day accumulated rain forecasts from the four experiments as well as their differences compared to the radar verification data (shown previously in Figure 4(a)). The dominant maximum of the storm indicated by the verification data at ( $4.5^\circ\text{E}$ ,  $44.8^\circ\text{N}$ ) is reproduced in the control forecast (CNTL) with a slight northward misplacement. The associated difference map (Figure 11(b)) indicates that the CNTL forecast has overestimated precipitation along the cold-front line of roughly 200 km. It has also missed rainfall where convective cells produced heavy rain. Overall in the storm domain the CNTL forecast has a positive bias of 3.2 mm and an RMSE of 30.8 mm, as reported in Table 5.

EXP32-3H has assimilated the constellation of MW data. The verification for the EXP32-3H forecast gives evidence of a positive data impact. The rain forecast is improved over the line of the cold front mentioned above. However, where ensemble forecasts fail to produce the heavy precipitation associated with convective cells, the assimilation of MW observations has very little impact on inducing convective rain in the subsequent forecasts. Overall the RMSE is reduced to 28 mm, corresponding to an improvement of 8.1% against the experiment CNTL. As reported in Table 5, the



**Figure 10.** (a) Time series of mean 3-hourly rain over the domain ( $5^{\circ}\text{W}$ – $7.5^{\circ}\text{E}$ ,  $42.5$ – $51^{\circ}\text{N}$ ). The black line corresponds to surface radar rain estimates; the dashed blue line corresponds to the CNTL experiment and the full blue line to EXP32-3H assimilating SSMIS, AMSR-E and MHS MW observations. The dark grey, light grey and white backgrounds show the three distinct phases of the meteorological event. (b) Time series of RMSE of FG departures and RMSE of analysis departures of SSMIS MHS and AMSRE at 91 V, 91 GHz and 89 V respectively. The red curve (respectively blue curve) corresponds to the reduction of RMSE for samples with positive departures (respectively negative departures). Circles show the RMSE of FG departures and squares show the RMSE of analysis departures.

Table 5. Statistics of comparisons between 2 days accumulated rainfall of radar-based rainfall estimates and WRF model forecasts from four assimilation experiments, sampled over land at 9 km resolution, in the domain ( $5^{\circ}\text{W}$ – $7.5^{\circ}\text{E}$ ,  $42.5$ – $48^{\circ}\text{N}$ ).

| Experiments | Bias (mm); relative bias (%) | Correlation | Root-mean-square error (mm); relative RMSE (%) |
|-------------|------------------------------|-------------|--|
| CNTL        | 3.2 mm; 9.2%                 | 0.57        | 30.8 mm; 88.8%                                 |
| EXP32-3H    | 2.9 mm; 8.4%                 | 0.63        | 28.0 mm; 80.7%                                 |
| EXP64-3H    | 3.4 mm; 9.8%                 | 0.59        | 30.6 mm; 88.2%                                 |
| EXP32-1H    | 2.7 mm; 7.8%                 | 0.61        | 27.6 mm; 79.5%                                 |

Sample size: 4845

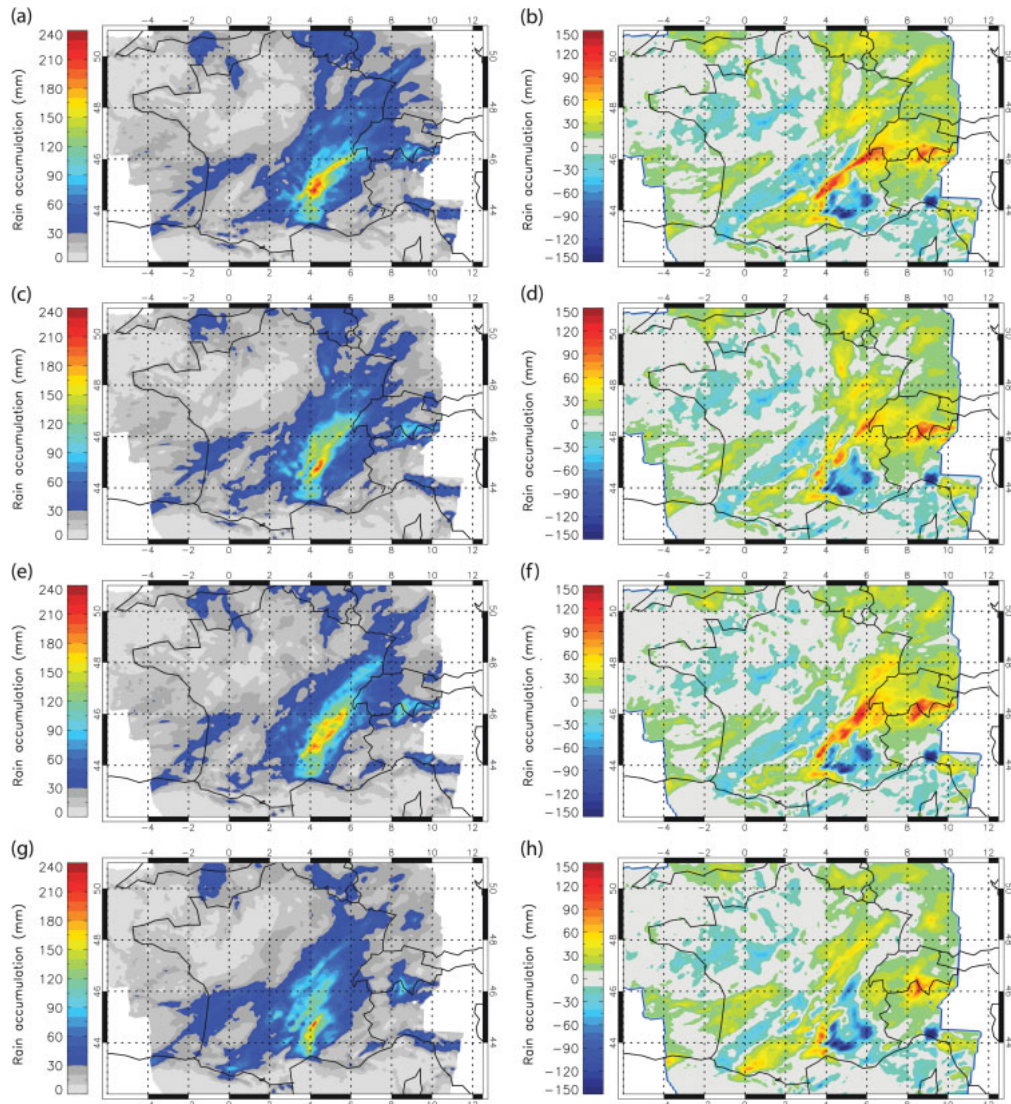
bias is reduced slightly, and the correlation is increased to 0.63 vs. 0.57 of CNTL.

With a larger ensemble size, EXP64-3H is expected to extract information from MW data more effectively and to have a larger impact on rainfall forecasts. However, the results from EXP64-3H do not show an improvement over EXP32-3H forecasts in terms of bias and RMSEs in precipitation forecasts. The difference map in Figure 11(f) shows that the overestimation of rainfall along the cold-front line is not reduced and the rainfall in the convective-cell region remains underestimated. Statistically the background error covariance estimated by more ensemble members should have larger error standard deviations and less noisy correlations, as indicated by the single-observation experiments in section 4. However, its impact on the subsequent precipitation forecast skills is complicated by many factors including how error cross-covariance is changed between hydrometeors and other variables, and how nonlinear model physics responds to the analysis correction. In this particular case-study, we observed that the structures of analysis increments are different between EXP64-3H and EXP32-3H, mainly controlled by their corresponding error covariance, since the same observation error covariance and same observations are used in both experiments. The increment spatial distribution has finer-scale structures in EXP64-3H, which may interact with model physics in a nonlinear and complex manner in the heavy rain region during the model forecast. In both experiments the localization scale is kept the same, which may need tuning to better trade off sampling error and scaled imbalance (Mitchell *et al.*, 2002). It is possible that the forecast in EXP64-3H has a less coherent response to the analysis increments

with more localized structure. Hence, in the larger area the overestimation of precipitation is not corrected as much as that in EXP32-3H. On the other hand, how to adjust prescribed observation error covariance to ensure appropriate balance on weighting of forecast and observations is still an unresolved issue.

A constellation of satellites like the GPM constellation with high data occurrence has a great potential to provide information for the model physics through data assimilation. The experiment EXP32-1H prototypes a rapid update cycle configuration that might be used for nowcasting or re-analysis purposes. In the other experiments the 3 h assimilation cycles only make use of MW data that fall into the 1 h sampling window centred at the analysis time. For example, as illustrated in Figure 1, with the observing system available in 2010, 3–5 observations per day per location are used with the 3 h assimilation cycles configuration instead of more than 12 available during a day in the midlatitudes (Figure 1(a)). It should be noted that in the future GPM-era, out of 19 observations available per day, per location, only 6 observations would be used in the system with a 3 h analysis window (Figure 1(b)). To increase the data temporal coverage, EXP32-1H carries out analysis at every hour and uses all available MW data because there is no time gap between data sampling for analysis. EXP32-1H forecasts demonstrate the most improvement in areas with overestimated rainfall among all experiments, as shown in Figure 11(h). Forecast error statistics, as reported in Table 5, confirms the larger positive data impact contributed from the increased temporal data coverage: RMSE is the lowest at 27.6 mm corresponding to an improvement of 9.2% of the RMSE over that of CNTL.

The results of the four experiments show the sensitivity of model precipitation forecasts to the assimilation of precipitation-affected MW observations within the Goddard WRF-EDAS system. The improvement related to using information in precipitation-affected radiances is noticeable and promising. More frequent data coverage as anticipated in the GPM constellation will have a positive impact on precipitation forecasts. This is clearly demonstrated by the experiment with a 1 h assimilation window. The verification and comparisons of these experiments also highlight remaining issues, such as the intricate balance between the background error covariance and observation error covariance, as well as the lack of sensitivity in misplaced non-precipitating background. For instance, the background error covariance in EXP64-3H has a larger error magnitude as shown



**Figure 11.** Two-day rain accumulation of WRF model forecasts from four experiments (left column) and the corresponding difference maps between forecasts and verification radar surface rain estimates (right column), from 1200 UTC 6 September 2010 to 1200 UTC 8 September 2010 at 9 km resolution. First row ((a) and (b)): CNTL. Second row ((c) and (d)): EXP32-3H. Third row ((e) and (f)): EXP64-3H. Last row ((g) and (h)): EXP32-1H.

in Figure 9(b), but the observation error standard deviation is fixed as that in EXP32-3H. The resulting analysis could be less balanced in relative weighting. The results presented here suggest that prescribing observation errors in precipitating regions may require a more situation-adaptive approach particularly when the background error covariance is flow-dependent. As another example, the ensemble forecasts systematically fail to predict precipitation of convective cells. This lack of sensitivity in precipitation in the area resulted in negligible background error growth locally and prevented analysis from drawing information from observations.

## 6. Summary and discussion

The data impact of satellite precipitation observations on the accuracy of numerical weather prediction is largely affected by the characterization of background and observation errors and the representation of nonlinear cloud/precipitation physics. The Goddard WRF-EDAS has been developed to assimilate satellite

precipitation observations with flow-dependent background error covariance, nonlinear microphysics and an all-sky radiative transfer model as the observation operator. A series of assimilation experiments are carried out using precipitation data from a pre-GPM constellation in a WRF model domain of 9 km resolution in western Europe. The key objectives are to examine the analysis sensitivities to observation errors and background error covariance, and to assess the data impact on mesoscale quantitative precipitation forecasts.

An empirical bias correction for precipitation-affected MW radiances is developed based on the statistical analysis of SSMIS data collected from precipitation events in an 8-month period. A symmetric Scattering Index over Land is chosen as the predictor. The bias correction model parameters are calculated using only FG departure samples where observations and FG agree on precipitating conditions. The bias correction removes biases in observations caused by systematic errors of RTM and measurements, and avoids the contamination by the occurrence bias of scattering due to excessive ice-phase precipitation in the

background state. The bias correction is applied to precipitation-affected radiance FG departures before the analysis step in assimilation cycling. Short-term assimilation experiments with and without bias correction indicate a positive impact on 2-day accumulated rainfall forecast for this particular event (3.5% reduction of the RMSE and 1.3% of the bias verified against the surface radar data). The current data assimilation and radiance bias correction schemes are not designed to correct systematic model bias. Nevertheless, precipitation-affected radiance assimilation can diagnose systematic model errors in microphysics such as excessive precipitating ice content, and the relevant statistical information can feed through to model physics improvement and tuning.

Background error statistics play a critical role in how the analysis interprets and propagates observation information into forecasts. The single-observation experiments demonstrated the potential benefit of flow-dependent background error covariance to radiance assimilation under precipitating conditions. The analysis increments in hydrometeors are distributed heterogeneously reflecting the storm structure. The background error cross-covariance provides a link between dynamical and microphysical variables and results in a positive correction to precipitation forecasts, as verified by the radar-based surface rain estimate.

The data impact is assessed by data assimilation cycling experiments on a storm event that occurred in France in September 2010. Results show that the assimilation of MW precipitation observations from a satellite constellation mimicking GPM has a positive impact on the accumulated rain forecasts verified with surface-radar rain estimates. The experiment with a 1 h assimilation window increases the temporal data coverage as anticipated in the GPM constellation. Considering the fast evolution of storm structure and location, rapid-update assimilation allows the analysis to be more frequently constrained by observations and to a better forecast with smaller root-mean-square errors compared to that of 3 h analysis interval experiments.

The data impact studies also expose unresolved issues on how to most effectively utilize precipitation observations in NWP data assimilation. The ensemble approach of the Goddard WRF-EDAS is advantageous in providing flow-dependency to background error covariance; on the other hand it is also vulnerable to the reduced-rank sampling errors and systematic model errors in clouds and precipitation. For instance, in both single-observation experiments and full data assimilation experiments, the ensemble-estimated background error standard deviations of hydrometeors are negligible in the convective-storm region with non-precipitating background but precipitating observations. In this situation of a low probability of occurrence of convective rain, the lack of ensemble spread results in a small background uncertainty. Therefore observations have very little impact on analysis and precipitation forecasts. In the data assimilation system with model errors such as unresolved convective-scale rain or displacement of precipitation, representative errors are accounted for as part of observation errors. Future development will incorporate approaches that include a hybrid variational-ensemble method for background error estimation (Zhang and Zhang, 2012) and ensemble estimation with displacement error correction (Aonashi and Eito, 2011).

It remains a challenge to characterize observation errors under precipitation conditions. The off-line bias correction scheme relies on empirically estimated parameters from past FG radiance departures. The uncertainties in the modelling of scattering and land emissivity are critical factors for radiance assimilation over land surface (Baordo *et al.*, 2012). These factors need to be further investigated and accounted for in the bias correction and observation error model. The development is under way to replace the Mie sphere approximation with a non-sphere ice particle database for ice-phased precipitation in RTM. The ice-phased particle distribution parameters, such as the intercept and the density, will also be re-evaluated in model cloud physics and in RTM. Further work will be directed towards identifying sources

of biases and precipitation-related predictors. To effectively discriminate and attribute bias to its source likely requires an adaptive correction scheme that allows the bias estimation to be constrained by relevant ancillary data. In the reality of possible local underestimation or overestimation of flow-dependent background error covariance in the presence of systematic model errors in hydrometeors, an adaptive tuning of observation error variance (Talagrand, 1999; Desroziers and Ivanov, 2001) may also be considered to maintain the balance of analysis weighting.

#### Acknowledgements

The authors thank Wesley Berg at Colorado State University for providing the SSMIS FCDR inter-calibrated brightness temperature dataset, and Météo-France and HyMex database teams (ESPRI/IPSL, SEDOO/OMP) for providing the surface rainfall product from the ARAMIS radar network. Jean-Francois Mahfouf and Chris Kidd are acknowledged for their helpful remarks. Jan Angevine is recognized for editing the manuscript. The authors are grateful to two anonymous reviewers for their insightful and constructive comments that improved the article. This research is supported by the Global precipitation Measurement (GPM) Flight Project at NASA Goddard Space Flight Center and the French Ministry of the environment. Computations were performed at NASA Advanced Supercomputing (NAS).

#### References

- Aonashi K, Eito H. 2011. Displaced ensemble variational assimilation method to incorporate microwave imager brightness temperatures into a cloud-resolving model. *J. Meteorol. Soc. Jpn.* **89**: 175–194, DOI: 10.2151/jmsj.2011-301.
- Auligné T, McNally AP, Dee DP. 2007. Adaptive bias correction for satellite data in a numerical weather prediction system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **133**: 631–642, DOI: 10.1002/qj.56.
- Baordo F, Geer AJ, English S. 2012. 'SSMIS radiances over land in the all-sky framework: One year report', Report No. 27. EUMETSAT/ECMWF Fellowship Programme Research: 35 pp. <http://www.ecmwf.int/publications>. [Accessed on 9 September 2013].
- Bauer P, Geer AJ, Lopez P, Salmond D. 2010. Direct 4D-Var assimilation of all-sky radiances. Part I: Implementation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **136**: 1868–1885, DOI: 10.1002/qj.659.
- Bauer P, Auligné T, Bell W, Geer A, Guidard V, Heilliette S, Kazumori M, Kim MJ, Liu EHC, McNally AP, Macpherson B, Okamoto K, Renshaw R, Rishojgaard LP. 2011. Satellite cloud and precipitation assimilation at operational NWP centres. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **137**: 1934–1951, DOI: 10.1002/qj.905.
- Bell W, Candy B, Atkinson N, Hilton F, Baker N, Bormann N, Kelly G, Kazumori M, Campbell WF, Swadley SD. 2008. The assimilation of SSMIS radiances in numerical weather prediction models. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* **46**: 884–900, DOI: 10.1109/TGRS.2008.917335.
- Capderou M. 2005. *Satellites: Orbits and Missions*. Springer: Paris.
- Chambon P, Jobard I, Roca R, Viltard N. 2012. An investigation of the error budget of tropical rainfall accumulation derived from merged passive microwave and infrared satellite measurements. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **139**: 879–893, DOI: 10.1002/qj.1907.
- Dee DP. 2004. 'Variational bias correction of radiance data in the ECMWF system'. In *Proceedings of the ECMWF Workshop on Assimilation of High Spectral Resolution Sounders in NWP*, 28 June–1 July 2004. Reading, UK.
- Dee DP. 2005. Bias and data assimilation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **131**: 3323–3343, DOI: 10.1256/qj.05.137.
- Desroziers G, Ivanov S. 2001. Diagnosis and adaptive tuning of observation-error parameters in a variational assimilation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **127**: 1433–1452, DOI: 10.1002/qj.49712757417.
- English SJ. 2008. The importance of accurate skin temperature in assimilating radiances from satellite sounding instruments. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* **46**: 403–408, DOI: 10.1109/TGRS.2007.902413.
- Errico RM, Bauer P, Mahfouf JF. 2007. Issues regarding the assimilation of cloud and precipitation data. *J. Atmos. Sci.* **64**: 3785–3798, DOI: 10.1175/2006JAS2044.1.
- Gaspari G, Cohn SE. 1999. Construction of correlation functions in two and three dimensions. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **125**: 723–757, DOI: 10.1002/qj.49712555417.
- Geer AJ, Bauer P. 2011. Observation errors in all-sky data assimilation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **137**: 2024–2037, DOI: 10.1002/qj.830.
- Grody N. 1991. Classification of snow cover and precipitation using the special sensor microwave imager. *J. Geophys. Res.* **96**: 7423–7435, DOI: 10.1029/91JD00045.
- Hou AY, Zhang SQ. 2007. Assimilation of precipitation information using column model physics as a weak constraint. *J. Atmos. Sci.* **64**: 3865–3878, DOI: 10.1175/2006JAS2028.1.

- Hou AY, Zhang SQ, Reale O. 2004. Variational continuous assimilation of TMI and SSM/I rain rates: impact on GEOS-3 hurricane analyses and forecasts. *Mon. Weather Rev.* **132**: 2094–2109, DOI: 10.1175/1520-0493(2004)132<2094:vcaota.2.0.CO;2.
- Hou AY, Jackson GS, Kummerow C, Shepherd JM. 2008. Global precipitation measurement. In *Precipitation: Advances in Measurement, Estimation, and Prediction*, Michaelides S (ed.): 131–170. Springer: Berlin.
- Johnson BT, Petty GW, Skofronick-Jackson G. 2012. Microwave properties of ice-phase hydrometeors for radar and radiometers: Sensitivity to model assumptions. *J. Appl. Meteorol. Clim.* **51**: 2152–2171, DOI: 10.1175/JAMC-D-11-0138.1.
- Kirstetter PE, Delrieu G, Boudevillain B, Obled C. 2010. Toward an error model for radar quantitative precipitation estimation in the Cévennes–Vivarais region, France. *J. Hydrol.* **394**: 28–41, DOI: 10.1016/j.jhydrol.2010.01.009.
- Kummerow C, Olson WS, Giglio L. 1996. A simplified scheme for obtaining precipitation and vertical hydrometeor profiles from passive microwave sensors. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* **34**: 1213–1232, DOI: 10.1109/36.536538.
- Lang SE, Tao WK, Zeng X, Li Y. 2011. Reducing the biases in simulated radar reflectivities from a bulk microphysics scheme: tropical convective systems. *J. Atmos. Sci.* **68**: 2306–2320, DOI: 10.1175/JAS-D-10-05000.1.
- Liu G. 2008. A database of microwave single-scattering properties for nonspherical ice particles. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **89**: 1563–1570, DOI: 10.1175/2008BAMS2486.1.
- Lopez P. 2011. Direct 4D–Var assimilation of NCEP stage IV radar and gauge precipitation data at ECMWF. *Mon. Weather Rev.* **139**: 2098–2116, DOI: 10.1175/2010MWR3565.1.
- Mahfouf JF, Bauer P, Marécal V. 2005. The assimilation of SSM/I and TMI rainfall rates in the ECMWF 4D–Var system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **131**: 437–458, DOI: 10.1256/qj.04.17.
- Marécal V, Mahfouf JF. 2002. Four–dimensional variational assimilation of total column water vapor in rainy areas. *Mon. Weather Rev.* **130**: 43–58, DOI: 10.1175/1520-0493(2002)130<0043:fdvaot.2.0.CO;2.
- Matsui T, Zeng X, Tao WK, Masunaga H, Olson WS, Lang S. 2009. Evaluation of long-term cloud-resolving model simulations using satellite radiance observations and multifrequency satellite simulators. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **26**: 1261–1274, DOI: 10.1175/2008JTECHA1168.1.
- Michel Y, Auligné T, Montmerle T. 2011. Heterogeneous convective-scale background error covariances with the inclusion of hydrometeor variables. *Mon. Weather Rev.* **139**: 2994–3015, DOI: 10.1175/2011MWR3632.1.
- Mitchell HL, Houtekamer PL, Pellerin G. 2002. Ensemble size, balance, and model-error representation in an ensemble Kalman filter. *Mon. Weather Rev.* **130**: 2791–2808, DOI: 10.1175/1520-0493(2002)130<2791:esbame.2.0.CO;2.
- Petty G, Huang W. 2010. Microwave backscatter and extinction by soft ice spheres and complex snow aggregates. *J. Atmos. Sci.* **67**: 769–787, DOI: 10.1175/2009JAS3146.1.
- Pincus R, Hofmann RJP, Anderson JL, Raeder K, Collins N, Whitaker JS. 2011. Can fully accounting for clouds in data assimilation improve short–term forecasts by global models? *Mon. Weather Rev.* **139**: 946–957, DOI: 10.1175/2010MWR3412.1.
- Roca R, Chambon P, Jobard I, Kirstetter PE, Gosset M, Bergès JC. 2010. Comparing satellite and surface rainfall products over West Africa at meteorologically relevant scales during the AMMA campaign using error estimates. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **49**: 715–731, DOI: 10.1175/2009JAMC2318.1.
- Sapiano MRP, Berg WK, McKague DS, Kummerow CD. 2012. Toward an intercalibrated fundamental climate data record of the SSM/I sensors. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* **99**: 1–12, DOI: 10.1109/TGRS.2012.2206601.
- Schwartz CS, Liu Z, Chen Y, Huang X. 2012. Impact of assimilating microwave radiances with a limited–area ensemble data assimilation system on forecasts of Typhoon Morakot. *Weather and Forecasting* **27**: 424–437, DOI: 10.1175/WAF-D-11-00033.1.
- Skamarock WC, Klemp JB, Dudhia J, Gill DO, Barker DM, Wang W, Powers JG. 2005. 'A description of the advanced research WRF version 2', Technical Note NCAR/TN–468+STR. NCAR: Boulder, CO, 88 pp.
- Tabary P. 2007. The new French operational radar rainfall product. Part I: methodology. *Weather and Forecasting* **22**: 393–408, DOI: 10.1175/WAF1004.1.
- Tabary P, Desplats J, Do Khac K, Eideliman F, Gueguen C, Heinrich JC. 2007. The new French operational radar rainfall product. Part II: Validation. *Weather and Forecasting* **22**: 409–427, DOI: 10.1175/WAF1005.1.
- Talagrand O. 1999. 'A posteriori verification of analysis and assimilation algorithms'. In *Proceedings of the ECMWF Workshop on Diagnosis of Data Assimilation Systems*, 2–4 November 1999. Reading, UK.
- Tao WK. 2003. Goddard Cumulus Ensemble (GCE) model: Application for understanding precipitation processes. *Meteorol. Monogr.* **29**: 107–107, DOI: 10.1175/0065-9401(2003)029<0107:cgcegm.2.0.CO;2.
- Weng Y, Zhang F. 2012. Assimilating airborne Doppler radar observations with an ensemble Kalman filter for convection-permitting hurricane initialization and prediction: Katrina (2005). *Mon. Weather Rev.* **140**: 841–859, DOI: 10.1175/2011MWR3602.1.
- Weng F, Yan B, Grody NC. 2001. A microwave land emissivity model. *J. Geophys. Res.* **106**(:): 20115–20123, DOI: 10.1029/2001JD900019.
- Wilheit T, Kummerow CD, Ferraro R. 2003. NASDARainfall algorithms for AMSR–E. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* **41**: 204–214, DOI: 10.1109/TGRS.2002.808312.
- Yang SC, Kalnay E, Hunt B, Bowler EN. 2009. Weight interpolation for efficient data assimilation with the Local Ensemble Transform Kalman Filter. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **135**: 251–262, DOI: 10.1002/qj.353.
- Zhang M, Zhang F. 2012. E4DVar: Coupling an Ensemble Kalman filter with four–dimensional variational data assimilation in a limited–area weather prediction model. *Mon. Weather Rev.* **140**: 587–600, DOI: 10.1175/MWR-D-11-00023.1.
- Zhang SQ, Zupanski M, Hou AY, Lin X, Cheung SH. 2013. Assimilation of precipitation-affected radiances in a cloud-resolving WRF ensemble data assimilation system. *Mon. Weather Rev.* **141**: 754–772, DOI: 10.1175/MWR-D-12-00055.1.
- Zupanski M. 2005. Maximum likelihood ensemble filter: Theoretical aspects. *Mon. Weather Rev.* **133**: 1710–1726, DOI: 10.1175/MWR2946.1.
- Zupanski M, Navon IM, Zupanski D. 2008. The Maximum Likelihood Ensemble Filter as a non-differentiable minimization algorithm. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **134**: 1039–1050, DOI: 10.1002/qj.251.
- Zupanski D, Zupanski M, Grasso LD, Brummer R, Jankov I, Lindsev D, Sengupta M, Demaria M. 2011a. Assimilating synthetic GOES–R radiances in cloudy conditions using an ensemble-based method. *Int. J. Remote Sensing* **32**: 9637–9659, DOI: 10.1080/01431161.2011.572094.
- Zupanski D, Zhang SQ, Zupanski M, Hou AY, Cheung SH. 2011b. A prototype WRF-based ensemble data assimilation system for dynamically downscaling satellite precipitation observations. *J. Hydrometeorol.* **12**: 118–134, DOI: 10.1175/2010JHM1271.1.



# Bibliographie

- Amodei, M., & Stein, J. (2009). Deterministic and fuzzy verification methods for a hierarchy of numerical models. *Met. Apps*, 16, 191-203.
- Amodei, M., Sanchez, I., & Stein, J. (2015). Verification of the French operational high-resolution model AROME with the regional Brier probability score. *Met. Apps*, 22, 731-745.
- Aonashi, K., Awaka, J., Hirose, M., Kozu, T., Kubota, T., Liu, G., . . . Takayabu, Y. (2009). GSMaP Passive Microwave Precipitation Retrieval Algorithm : Algorithm Description and Validation. *Journ. of the Meteor. Soc. of Jap.*, 87A, 119-136.
- Arkin, P. (1979). The Relationship between Fractional Coverage of High Cloud and Rainfall Accumulations during GATE over the B-Scale Array. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 1382-1387.
- Baran, A., Hesse, E., & Sourdeval, O. (2017). The applicability of physical optics in the millimetre and sub-millimetre spectral region. Part I: The ray tracing with diffraction on facets method. *Journ. of Quant. Spectr. and Rad. Transf.*, 190, 13-25.
- Bauer, P., Geer, A., Lopez, P., & Salmond, D. (2010). Direct 4D-Var assimilation of all-sky radiances. Part I: Implementation. *136*, 1868-1885.
- Bauer, P., Lopez, P., Benedetti, A., Salmond, D., & Moreau, E. (2006). Implementation of 1D+4D-Var assimilation of precipitation-affected microwave radiances at ECMWF. I: 1D-Var. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 132, 2277-2306.
- Bauer, P., Mahfouf, J.-F., Olson, W., Marzano, F., di Michele, S., Tassa, A., & Mugnai, A. (2002). Error analysis of TMI rainfall estimates over ocean for variational data assimilation. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 128, 2120-2144.
- Bauer, P., Moreau, E., Chevallier, F., & O'keeffe, U. (2006). Multiple-scattering microwave radiative transfer for data assimilation applications. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 132, 1259-1281.
- Bechtold, P. (2019). *Challenges in Tropical Numerical Weather Prediction at ECMWF*. Singapore: Springer.
- Bechtold, P., Semane, N., & Lopez, P. (2014). Representing Equilibrium and Nonequilibrium Convection in Large-Scale Models. *J. Atmos. Sci.*, 71, 734 - 753.
- Blackwell, W., Braun, S., Bennartz, R., Velden, C., DeMaria, M., Atlas, R., . . . Leslie, R. (2018). An overview of the TROPICS NASA Earth Venture Mission. *Q J R Meteorol Soc.*, 144, 16-26.
- Bormann, N., Lawrence, H., & Franan, J. (2019). *Global observing system experiments in the ECMWF assimilation system*. ECMWF Technical memoranda, ECMWF.
- Bougeault, P. (1985). A Simple Parameterization of the Large-Scale Effects of Cumulus Convection. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 2108-2121.
- Brier, G. (1950). Verification of forecasts expressed in terms of probability. *Mon. Wea. Rev.*, 78, 1-3.
- Brogniez, H., English, S., Mahfouf, J.-F., Behrendt, A., Berg, W., Boukabara, S., . . . Wang, J. (2016). A review of sources of systematic errors and uncertainties in observations and simulations at 183GHz. *Atmos. Meas. Tech.*, 9, 2207-2221.
- Capderou, M. (2014). *Handbook of Satellite Orbits: From Kepler to GPS*. Springer.
- Cardinali C. (2009). Monitoring the observation impact on the short-range forecast. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 135, 239-250.



- Cassé, C. (2015). *Impact du forçage pluviométrique sur les inondations du fleuve Niger à Niamey. Etude à partir de données satellitaires et in-situ*. Thèse de doctorat.
- Caumont, O., Ducrocq, V., Wattrelot, E., Jaubert, G., & Pradier-Vabre, S. (2010). 1D+3DVar assimilation of radar reflectivity data: a proof of concept. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 62, 173-187.
- Chambon, P. (2018). Use of satellite observations over precipitating clouds and satellite rain products in NWP. *Training Course of the International Precipitation Working Group*. Seoul, South Korea.
- Chambon, P., & Geer, A. (2017). All-sky assimilation of Megha-Tropiques/SAPHIR radiances in the ECMWF numerical weather prediction system. *ECMWF Technical Memoranda*, 802, 1-47.
- Chambon, P., & Geer, A. (2017). *All-sky assimilation of Megha-Tropiques/SAPHIR radiances in the ECMWF numerical weather prediction system*. ECMWF Technical Memoranda.
- Chambon, P., Jobard, I., Roca, R., & Viltard, N. (2013). An investigation of the error budget of tropical rainfall accumulation derived from merged passive microwave and infrared satellite measurements. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 139, 879-893.
- Chambon, P., Meunier, L., Guillaume, F., Pirou, J., Roca, R., & Mahfouf, J. (2015). Investigating the impact of the water-vapour sounding observations from SAPHIR on board Megha-Tropiques for the ARPEGE global model. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 141, 1769-1779.
- Chambon, P., Roca, R., Jobard, I., & Capderou, M. (2013). The Sensitivity of Tropical Rainfall Estimation From Satellite to the Configuration of the Microwave Imager Constellation. *IEEE Geo. and Rem. Sens. Lett.*, 10, 996-1000.
- Chambon, P., Zhang, S., Hou, A., Zupanski, M., & Cheung, S. (2014). Assessing the impact of pre-GPM microwave precipitation observations in the Goddard WRF ensemble data assimilation system. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 140, 1219-1235.
- Ciach, G. (2003). Local Random Errors in Tipping-Bucket Rain Gauge Measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 20, 752-759.
- Courtier, P., Thépaut, J.-N., & Hollingsworth, A. (1994). A strategy for operational implementation of 4D-Var, using an incremental approach. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 120, 367-1387.
- Courtier, P., Thépaut, J.-N., & Hollingsworth, A. (1994). A strategy for operational implementation of 4D-Var, using an incremental approach. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 120, 1367-1387.
- Desroziers, G., Camino, J., & Berre, L. (2014). 4D-EnVar: link with 4D state formulation of variational assimilation and different possible implementations. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 140, 2097-2110.
- Desroziers, G., Berre, L., Chapnik, B., & Poli, P. (2005). Diagnosis of observation, background and analysis-error statistics in observation space. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 131, 3385-3396.
- Duruiseau, F., Chambon, P., Guedj, S., Guidard, V., Fourrié, N., Taillefer, F., . . . Roca, R. (2017). Investigating the potential benefit to a mesoscale NWP model of a microwave sounder on board a geostationary satellite. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 143, 2104-2115.
- Duruiseau, F., Chambon, P., Wattrelot, E., Barreyat, M., & Mahfouf, J. (2019). Assimilating cloudy and rainy microwave observations from SAPHIR on board Megha Tropiques within the ARPEGE global model. *Q J R Meteorol Soc*, 145, 620 - 641.
- Ebert, E. (2008). Fuzzy verification of high-resolution gridded forecasts: a review and proposed framework. *Met. Apps*, 15, 51-64.

- Ebert, E., Janowiak, J., & Kidd, C. (2007). Comparison of Near-Real-Time Precipitation Estimates from Satellite Observations and Numerical Models. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *88*, 47–64.
- Eriksson, P., Ekelund, R., Mendrok, J., Brath, M., Lemke, O., & Buehler, S. (2018). A general database of hydrometeor single scattering properties at microwave and sub-millimetre wavelengths. *Earth System Science Data*, *10*, 1301-1326.
- Faure, G., Chambon, P., & Brousseau, P. (2020). Operational implementation of the AROME model in the Tropics: multiscale validation of rainfall forecasts. *Wea. Forecasting*, *35*, 691–710.
- Forbes, R., Geer, A., Lonitz, K., & Ahlgrimm, M. (2016). *Reducing systematic errors in cold-air outbreaks*. Récupéré sur ECMWF Newsletter: <https://www.ecmwf.int/node/17261>
- Geer, A. (2016). Significance of changes in medium-range forecast scores. *Tellus A: Dyn. Meteor. and Oc.*, *68*, 30229.
- Geer, A. (2019). Correlated observation error models for assimilating all-sky infrared radiances. *Atm. Meas. Tech.*, *12*, 3629-3657.
- Geer, A., & Baordo, F. (2014). Improved scattering radiative transfer for frozen hydrometeors at microwave frequencies. *Atm. Meas. Tech.*, *7(6)*, 1839-1860.
- Geer, A., & Bauer, P. (2011). Observation errors in all-sky data assimilation. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, *137*, 2024-2037.
- Geer, A., Ahlgrimm, M., Bechtold, P., Bonavita, M., Bormann, N., English, S., . . . Weston, P. (2017). Assimilating observations sensitive to cloud and precipitation. *ECMWF Technical Merandum*, *815*.
- Geer, A., Baordo, F., Bormann, N., Chambon, P., English, S., Kazumori, M., . . . Lupu, C. (2017). The growing impact of satellite observations sensitive to humidity, cloud and precipitation. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, *143*, 3189-3206.
- Geer, A., Baordo, F., Bormann, N., Chambon, P., English, S., Kazumori, M., . . . Lupu, C. (2017). The growing impact of satellite observations sensitive to humidity, cloud and precipitation. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 3189-3206.
- Geer, A., Bauer, P., & Lopez, P. (2008). Lessons learnt from the operational 1D + 4D-Var assimilation of rain- and cloud-affected SSM/I observations at ECMWF. *134*, 1513-1525.
- Gosset, M., Alcoba, M., Roca, R., Cloché, S., & Urbani, G. (2018). Evaluation of TAPEER daily estimates and other GPM-era products against dense gauge networks in West Africa, analysing ground reference uncertainty. *Q J R Meteorol Soc*, *144*, 255-269.
- Guerbette, J., Mahfouf, J.-F., & Plu, M. (2016). Towards the assimilation of all-sky microwave radiances from the SAPHIR humidity sounder in a limited area NWP model over tropical regions. *Tellus A: Dyn. Meteor. and Ocean.*, *68*.
- Guérémy, J., & Piriou, J. (2016). A continuous and prognostic convection scheme based on buoyancy, PCMT. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, *18*, pp. EPSC2016-6084.
- Guilloteau, C., Roca, R., & Gosset, M. (2016). A Multiscale Evaluation of the Detection Capabilities of High-Resolution Satellite Precipitation Products in West Africa. *J. Hydrometeor.*, *17*, 2041–2059.
- Haddad, Z., Steward, J., Tseng, H.-C., Vukicevic, T., Chen, S., & Hristova-Veleva, S. (2015). A data assimilation technique to account for the nonlinear dependence of scattering microwave observations of precipitation. *J. Geophys. Res. Atmos.*, *120*, 5548– 5563.
- Hou, A., Kakar, R., Neeck, S., Azarbarzin, A., Kummerow, C., Kojima, M., . . . Iguchi, T. (2014). The Global Precipitation Measurement Mission. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *95*, 701–722.

- Hou, A., Ledvina, D., Da Silva, A., Zhang, S., Joiner, J., Atlas, R., . . . Kummerow, C. (2000). Assimilation of SSM/I-derived surface rainfall and total precipitable water for improving the GEOS analysis for climate studies. *Mon. Wea. Rev.*, *128*, 509-537.
- Huffman, G., Bolvin, D., Braithwaite, D., Hsu, K., Joyce, R., & Xie, P. (2015). *NASA Global Precipitation Measurement (GPM) Integrated Multi-satellite Retrievals for GPM (IMERG). Algorithm Theoretical Basis Doc.* ATBD.
- Huffman, G., Bolvin, D., Nelkin, E., Wolff, D., Adler, R., Gu, G., . . . Stocker, E. (2007). The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. *J. Hydrometeorol.*, *8*, 38–55.
- Ikuta, Y. (2016). Data assimilation using GPM/DPR at JMA. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Model*, *46*, 01-11.
- Janiskova, M., & Fielding, M. (2018). *Operational assimilation of space-borne radar and lidar cloud profile observations for numerical weather prediction. Feasibility demonstration of 4D-Var assimilation system using CloudSat and CALIPSO observations.* ESA Contract Report.
- Janiskova, M., Lopez, P., & Bauer, P. (2012). Experimental 1D + 4D-Var assimilation of CloudSat observations. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, *138*, 1196-1220.
- Jobard, I., Chopin, F., Bergès, J., & Roca, R. (2011). An intercomparison of 10-day satellite precipitation products during West African monsoon. *International Journal of Remote Sensing*, *32:9*, 2353-2376.
- Karbou, F., Gerard, E., & Rabier, F. (2006). Microwave land emissivity and skin temperature for AMSU-A and -B assimilation over land. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, *132*, 2333-2355.
- Kidd, C., Becker, A., Huffman, G. J., Muller, C. L., Joe, P., Skofronick-Jackson, G., & Kirschbaum, D. B. (2017). So, How Much of the Earth's Surface Is Covered by Rain Gauges? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 69–78.
- Kidd, C., Dawkins, E., & Huffman, G. (2013). Comparison of Precipitation Derived from the ECMWF Operational Forecast Model and Satellite Precipitation Datasets. *J. Hydrometeorol.*, *14*, 1463–1482.
- Kim, M.-J., Jin, J., El Akkraoui, A., McCarty, W., Todling, R., Gu, W., & Gelaro, R. (2020). The Framework for Assimilating All-Sky GPM Microwave Imager Brightness Temperature Data in the NASA GEOS Data Assimilation System. *Mon. Wea. Rev.*, *0*, 1-52.
- Kubota, T., Shige, S., Hashizume, H., Aonashi, K., Takahashi, N., Seto, S., . . . Okamoto, K. (2007). Global Precipitation Map Using Satellite-Borne Microwave Radiometers by the GSMaP Project: Production and Validation. *IEEE Trans. on Geo. and Rem. Sen.*, *45*, 2259-2275.
- Kummerow, C., Barnes, W., Kozu, T., Shiue, J., & Simpson, J. (1998). The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Sensor Package. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *15*, 809–817.
- Kummerow, C., Olson, W., & Giglio, L. (1996). A simplified scheme for obtaining precipitation and vertical hydrometeor profiles from passive microwave sensors. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *34*, 1213-1232.
- Lambrigsten, B., Tanner, A., Gaier, T., Kangaslathi, P., & Brown, S. (2007). Prototyping GeoSTAR for the PATH mission. *NASA Science Technology Conference*, (p. 5). Adelphi, MD, USA.
- Levizzani, V., Kidd, C., Aonashi, K., Bennartz, R., Ferraro, R., Huffman, G., . . . Wang, N.-Y. (2018). The activities of the international precipitation working group. *Q J R Meteorol Soc*, *144*, 3-15.
- Liu, G. (2008). A Database of Microwave Single-Scattering Properties for Nonspherical Ice Particles. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *89*, 1563–1570.

- Lorant, E., Cloché, S., Urbani, G., & Roca, R. (2017). *Confidence Index for TAPEER-BRAIN product*. MTTM: Megha-Tropiques Technical Memorandum.
- Maggioni, V., Meyers, P., & Robinson, M. (2016). A Review of Merged High-Resolution Satellite Precipitation Product Accuracy during the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Era. *J. Hydrometeorol.*, *17*, 1101–1117.
- Mahfouf, J.-F., Caumont, O., Montmerle, T., Wattrelot, E., & Ducrocq, V. (2013). Assimilation des données radar dans le modèle Arome. *La Météorologie*, *83*, 42-50.
- Marécal, V., & Mahfouf, J.-F. (2002). Four-dimensional variational assimilation of total column water vapor in rainy areas. *Mon. Wea. Rev.*, *130*, 43-58.
- Marshall, J., & Palmer, W. (1948). The distribution of raindrops with size. *J. Meteorol.*, *5*, 165–166.
- Masunaga, H., Matsui, T., Tao, W.-K., Hou, A., Kummerow, C., Nakajima, T., . . . Nakajima, T. (2010). Satellite Data Simulator Unit: A Multisensor, Multispectral Satellite Simulator Package. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *91*, 1625-1632.
- Michel, Y., Auligné, T., & Montmerle, T. (2011). Heterogeneous Convective-Scale Background Error Covariances with the Inclusion of Hydrometeor Variables. *Mon. Wea. Rev.*, *139*, 2994–3015.
- Migliorini, S., & Candy, B. (2019). All-sky satellite data assimilation of microwave temperature sounding channels at the Met Office. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *145*, 867–883.
- Montmerle, T., Michel, Y., Arbogast, E., Ménétrier, B., & Brousseau, P. (2018). A 3D ensemble variational data assimilation scheme for the limited-area AROME model: Formulation and preliminary results. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *144*, 2196-2215.
- Okamoto, K. (2017). Evaluation of IR radiance simulation for all-sky assimilation of Himawari-8/AHI in a mesoscale NWP system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *143*, 1517-1527.
- Radnoti, G., Bauer, P., McNally, A., Cardinalli, C., Healy, S., & de Rosnay, P. (2010). *ECMWF study on the impact of future developments of the space-based observing system on Numerical Weather Prediction*. ECMWF Technical Memoranda 638.
- Reising, S., Gaier, T., Kummerow, C., Chandrasekar, V., Brown, S., Padmanabhan, S., . . . Boukabara, S. (2015). Overview of Temporal Experiment for Storms and Tropical Systems (TEMPEST) CubeSat constellation mission. *IEEE MTT-S International Microwave Symposium*, (pp. 1-4).
- Richards, F., & Arkin, P. (1981). On the Relationship between Satellite-Observed Cloud Cover and Precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, *109*, 1081-1093.
- Roberts, N., & Lean, H. (2008). Scale-Selective Verification of Rainfall Accumulations from High-Resolution Forecasts of Convective Events. *Mon. Wea. Rev.*, *136*, 78-97.
- Roca, R. (2019). Estimation of extreme daily precipitation thermodynamic scaling using gridded satellite precipitation products over tropical land. *Env. Res. Lett.*, *14*, 9.
- Roca, R., Aublanc, J., Chambon, P., Fiolleau, T., & Viltard, N. (2014). Robust observational quantification of the contribution of mesoscale convective systems to rainfall in the tropics. *J. Climate*, *27*, 4952-4958.
- Roca, R., Chambon, P., Gosset, M., Bouniol, D., Brogniez, H., Cloché, S., . . . Dejus, M. (2019). Le bilan scientifique de la mission Megha-Tropiques après 8 ans dans l'espace. *La Météorologie*, *107*.
- Roca, R., Chambon, P., Jobard, I., Kistetter, P.-E., Gosset, M., & Bergès, J.-C. (2010). Comparing Satellite and Surface Rainfall Products over West Africa at Meteorologically Relevant Scales during the AMMA Campaign Using Error Estimates. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, *49*, 715–731.

- Roca, R., Taburet, N., Lorant, E., Chambon, P., Alcoba, M., Brogniez, H., . . . Guilloteau, C. (2018). Quantifying the contribution of the Megha-Tropiques mission to the estimation of daily accumulated rainfall in the Tropics. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, *144*, 49-63.
- Saltikoff, E., Haase, G., Delobbe, L., Gaussiat, N., Martet, N., Idziorek, D., . . . Stephan, K. (2019). OPERA the Radar Project. *Atmosphere*, *10*, 320.
- Saunders, R., Hocking, J., Turner, E., Rayer, P., Rundle, D., Brunel, P., . . . Lupu, C. (2018). An update on the RTTOV fast radiative transfer model (currently at version 12). *Geosci. Model Dev.*, *11*, 2717–2737.
- Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bénard, P., Bouttier, F., . . . Masson, V. (2011). The AROME-France convective-scale operational model. *Mon. Wea. Rev.*, *139*, 976-991.
- Stevens, B., Satoh, M., Auger, L., Biercamp, J., Bretherton, C., Chen, X., . . . Wedi, N. (2019). DYAMOND: the DYnamics of the Atmospheric general circulation Modeled On Non-hydrostatic Domains. *Prog. Earth Planet. Sci.*, *6*, 1-17.
- Szantai, A., Six, B., Cloché, S., & Sèze, G. (2011). *Quality of Geostationary Satellite Images*. MTTM Megha-Tropiques Technical Memorandum.
- Taburet, N., Chambon, P., & Roca, R. (2016). *Fast homogeneous and isotropic variogram computation using FFT for the TAPEER-BRAIN product*. Megha-Tropiques Technical Memorandum.
- Turner, E., Rayer, P., & Saunders, R. (2019). AMSUTRAN: A microwave transmittance code for satellite remote sensing. *Jour. of Quant. Spectr. and Rad. Trans.*, *227*, 117-129.
- Vidot, J., Baran, A., & Brunel, P. (2015). A new ice cloud parameterization for infrared radiative transfer simulation of cloudy radiances: Evaluation and optimization with IIR observations and ice cloud profile retrieval products. *J. Geophys. Res. Atmos.*, *120*, 6937– 6951.
- Villarini, G., & Krajewski, W. (2010). Review of the Different Sources of Uncertainty in Single Polarization Radar-Based Estimates of Rainfall. *Surv Geophys*, *31*, 107–129.
- Viltard, N., Burlaud, C., & Kummerow, C. (2006). Rain Retrieval from TMI Brightness Temperature Measurements Using a TRMM PR–Based Database. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, *45*, 455–466.
- Voltaire, A., Decharme, B., Pianezze, J., Lebeaupin-Brossier, C., Sevaut, F., Seyfried, L., . . . Rainaud, R. (2017). SURFEX v8.0 interface with OASIS3-MCT to couple atmosphere with hydrology, ocean, waves and sea-ice models, from coastal to global scales. *Geosci. Mod. Dev.*, *10*, 4207-4227.
- Wattrelot, E., Caumont, O., & Mahfouf, J. (2014). Operational Implementation of the 1D+3D-Var assimilation method of radar reflectivity data in the AROME model. *Mon. Wea. Rev.*, *142*, 1852-1873.
- Xie, P., Joyce, R., Wu, S., Yoo, S., Sun, F., & Lin, R. (2017). Reprocessed, Bias-Corrected CMORPH Global High-Resolution Precipitation Estimates from 1998. *J. Hydrometeor.*, *18*, 1617–1641.
- Xu, L., Gao, X., Sorooshian, S., Arkin, P., & Imam, B. (1999). A Microwave Infrared Threshold Technique to Improve the GOES Precipitation Index. *J. Appl. Meteor.*, *38*, 569–579.
- Zhang, C., Liu, H., Wu, J., Zhang, S., Yan, J., Sun, W., & Li, H. (2012). Imaging performance analysis for the Geostationary Interferometric Microwave Sounder (GIMS) demonstrator. *2012 12th Specialist Meeting on Microwave Radiometry and Remote Sensing of the Environment (MicroRad)*, (p. 4).
- Zhang, F., Minamide, M., & Clothiaux, E. (2016). Potential impacts of assimilating all-sky infrared satellite radiances from GOES-R on convection-permitting analysis and prediction of tropical cyclones. *Geophys. Res. Lett.*, *43*, 2954– 2963.

