



Université  
de Toulouse

# THÈSE

En vue de l'obtention du

## DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

**Délivré par :**

Institut National Polytechnique de Toulouse (INP Toulouse)

**Discipline ou spécialité :**

Océan, Atmosphère et surfaces continentales

---

**Présentée et soutenue par :**

M. JEREMY GUERBETTE

le lundi 4 avril 2016

**Titre :**

MODELISATION ET ASSIMILATION D'OBSERVATIONS  
SATELLITAIRES MICRO-ONDES DANS LES SYSTEMES  
DEPRESSIONNAIRES TROPICAUX

---

**Ecole doctorale :**

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

**Unité de recherche :**

Groupe d'étude de l'Atmosphère Météorologique (CNRM-GAME)

**Directeur(s) de Thèse :**

M. JEAN FRANCOIS MAHFOUF

M. MATTHIEU PLU

**Rapporteurs :**

M. FREDERIC CHEVALLIER, UNIVERSITE DE VERSAILLES

Mme CHANTAL CLAUD, ECOLE POLYTECHNIQUE

**Membre(s) du jury :**

M. JEAN LUC ATTIE, METEO FRANCE TOULOUSE, Président

M. JEAN FRANCOIS MAHFOUF, METEO FRANCE TOULOUSE, Membre



# Remerciements

Ces travaux de thèse cofinancés par le CNES et Météo-France m’ont donné l’opportunité d’assouvir ma curiosité sur les monstres de la nature que sont les cyclones tropicaux ainsi que sur les observations spatiales de l’atmosphère. En premier lieu, je tiens à remercier mon directeur de thèse Jean-François Mahfouf. Tu as su me transmettre tes connaissances de façon très pédagogique dans le domaine des observations satellitaires micro-ondes, m’épauler tout au long des trois belles années de thèse, tout en me laissant une réelle liberté. Malgré tes nombreuses autres activités, tu as su toujours répondre présent pour me conseiller même parfois durant tes week-ends et tes vacances. Je te remercie pour tes nombreuses corrections qui m’ont permis, je l’espère, d’écrire un manuscrit à la hauteur de tes exigences.

Je souhaite ensuite remercier Matthieu Plu mon co-directeur de thèse. Tu as été le premier à me faire confiance dans la sphère *Météo-France* en m’accompagnant lors du stage de Master 2 à La Réunion et ça je ne l’oublierais jamais. Sans tes encouragements et ta proposition de thèse en 2012, il ne m’aurait sans doute été jamais possible de côtoyer le monde de la recherche au CNRM. De plus, malgré le fait que tes activités se soient largement éloignées de mon sujet de recherche après ton retour en métropole peu de temps après le début de ma thèse, tu as sans cesse recherché des moyens pour m’aider d’une façon ou d’une autre, notamment pour cette fameuse dernière ligne droite qu’est la rédaction du manuscrit.

Je remercie maintenant l’équipe du GMAP sans qui cette thèse n’aurait pas été aussi agréable. J’ai une pensée toute particulière pour celle qui a partagé des journées entières à mes côtés : ma co-bureau Françoise Taillefer. Ton dynamisme et ton humour ont fait du bureau A313 un lieu où il a fait bon vivre. De plus, tes nombreux conseils sur la “boîte noire Olive” m’ont été d’une grande aide. Un clin d’œil à Philippe Chambon qui est arrivé peu de temps après moi dans l’équipe mais qui, bien plus armé que moi face à la problématique des micro-ondes, m’a apporté de précieuses connaissances dans le domaine. Merci à Yves Bouteloup pour son aide sur la microphysique du modèle ALADIN-Réunion. Je remercie plus largement toutes les personnes du couloir qui m’auront, à un moment ou un autre, donné un conseil sur la façon de mener mes travaux de recherche.

Qu’auraient été mes journées sans le passage de Raphaël Legrand et Alexandre Mary chaque matin devant mon bureau pour m’arracher du clavier et boire un bon café à la tisanerie ? Merci à tous les amis du CNRM pour vos sorties festives ainsi qu’aux nombreux thésards du GMAP pour les repas du midi partagés à la SODEX. Enfin, un grand coup de chapeau à Jean Maziejewski pour avoir mené le secrétariat du GMAP avec autant de dévouement et de professionnalisme. Ton départ au CIC va lais-

ser un grand vide et compliquer à plusieurs égards la gestion administrative de l'équipe.

Je voudrais également remercier plus généralement le CNES et Météo-France qui m'ont permis de partir en mission à travers le monde : Inde, Angleterre, Autriche et île de la Réunion. Ces destinations auront fait de mes 3 années de thèse un extraordinaire voyage aussi bien professionnellement qu'humainement. La dernière destination, l'île de la Réunion, aura été sans doute la plus belle. Je remercie pour cela l'équipe de la CRC où l'ambiance de travail est sans égale. Je tiens à saluer tout particulièrement deux personnes : Rémy Lee-Ah-Siem pour sa joie de vivre et sa très grande disponibilité qui a su répondre à mes exigences informatiques ; et Marie-Dominique Leroux pour son dévouement dans ses activités de recherches sur les cyclones tropicaux qui m'a donné un peu plus le goût d'aller de l'avant dans ce domaine, et enfin pour son accueil à la case avec son mari Nico.

La rédaction de ce manuscrit ne se serait pas faite avec autant d'insouciance si mon avenir professionnel n'avait pas été assuré. Pour cela, je remercie grandement ma famille, mes amis et collègues du GMAP qui m'ont soutenu pour la plus belle de mes réussites jusqu'à ce jour : l'obtention du concours spécial Master en tant qu'ingénieur de la Météorologie. Un rêve de gamin qui s'est concrétisé le 4 Juillet 2014. Les connaissances dans le domaine de la météorologie qui m'ont permis cette réussite n'auraient pas été aussi importantes sans le travail acharné de quelques professeurs de l'Université Paul Sabatier : Frank Roux, Sylvain Coquillat et Dominique Lambert.

Enfin, puisque l'on termine toujours par le meilleur, merci Fanny. Je tiens à te dire à quel point ton soutien au cours de mes études auront été d'une aide précieuse. Nos vies auront évolué aux côtés de mes travaux de recherche puisqu'elles ont commencé alors que tu étais ma petite amie, puis ont évolué alors que tu devenais ma fiancée et enfin sont arrivés à maturité alors que tu devenais ma femme. Enfin merci à mes parents Pascal et Brigitte, à mon frère Olivier et ma tante Catherine pour leur réconfort à travers leur nombreux appels téléphoniques tout au long de ces années.

# Résumé

Cette thèse s'inscrit dans la problématique de l'utilisation des observations satellitaires pour l'assimilation en prévision numérique du temps dans les régions nuageuses pluvieuses. Les travaux sont abordés en lien avec l'amélioration de la prévision des cyclones tropicaux et s'appuient sur la mission satellitaire innovante MEGHA-TROPIQUES couvrant les zones tropicales avec une répétitivité temporelle inégalée et en particulier sur le sondeur micro-ondes d'humidité SAPHIR à 183 GHz. Nous avons utilisé le modèle de prévision numérique du temps *ALADIN-Réunion* opérationnel à Météo-France depuis 2006 dont le domaine couvre une large partie de l'océan Indien avec une résolution horizontale de 8 km, ainsi que le modèle de transfert radiatif RTTOV-SCATT qui offre un bon compromis entre sa précision pour décrire les atmosphères diffusantes et sa rapidité d'exécution.

Dans un premier temps nous avons optimisé le choix des propriétés radiatives des précipitations solides afin de simuler au mieux les températures de brillance SAPHIR avec les modèles *ALADIN-Réunion* et RTTOV-SCATT. Nous avons ensuite proposé une méthode d'inversion des températures de brillance SAPHIR en zones nuageuses basée sur une méthode bayésienne permettant de restituer des profils atmosphériques corrigés. Ces profils inversés ont été validés pour une situation particulière associée au cyclone *Benilde* (Décembre 2011). Les profils d'humidité spécifique ont alors été introduits comme de nouvelles observations dans l'assimilation variationnelle tridimensionnelle (3D-Var) du modèle *ALADIN-Réunion*. La capacité du système 3D-Var à contraindre le champ d'humidité analysé vers les profils inversés est démontrée, ainsi que l'amélioration des prévisions de précipitations à courte échéance. Toutefois, la prévision du cyclone *Benilde* est de moins bonne qualité avec ces observations additionnelles. Plusieurs pistes sont proposées pour expliquer et améliorer ces premiers résultats.

Finalement, une étude a été réalisée pour préparer les évolutions des modèles de prévision numérique. Nous avons examiné la capacité d'une version d'*ALADIN-Réunion* avec un schéma de convection profonde pronostique à simuler le cycle de vie du cyclone *Bejisa* (Décembre 2013 - Janvier 2014). Des améliorations significatives sont notées à la fois sur la trajectoire et l'intensification de ce système tropical. De manière cohérente, la simulation des températures de brillance SAPHIR en zones nuageuses est en meilleur accord avec les observations. Un modèle à plus fine échelle (AROME) résolvant explicitement la convection profonde (résolution horizontale de 2.5 km) est appelé à remplacer le modèle *ALADIN-Réunion*. Sa capacité à décrire le système *Bejisa* est démontrée. Toutefois il apparaît que le choix optimal pour le type de particule décrivant les précipitations solides fait pour *ALADIN-Réunion* n'est pas adapté à la simulation des températures de brillance SAPHIR avec AROME et RTTOV-SCATT. Les causes de cette incohérence sont expliquées.

# Abstract

This thesis is focused on the use of satellite observations within cloudy and rainy areas for assimilation in numerical weather prediction models. The activities have been undertaken in the context of tropical cyclone forecasting. They have taken advantage of the recent satellite mission MEGHA-TROPIQUES covering tropical regions with an unprecedented temporal revisit with a focus on the humidity sounder SAPHIR at 183 GHz. We have used the numerical weather prediction model *ALADIN-Réunion* that is operational at Météo-France since 2006 and covers a large fraction of the Indian ocean with a 8 km horizontal resolution. The radiative transfer model RTTOV-SCATT has also been considered, since it provides a good compromise between its accuracy to simulate scattering atmospheres and its computational cost.

In a first step, the choice of the radiative properties for solid precipitating particles has been optimized in order to improve the simulation of SAPHIR brightness temperatures with *ALADIN-Réunion* and RTTOV-SCATT models. Then, an inversion method of cloudy SAPHIR brightness temperatures based on the bayesian technique has been chosen in order to retrieve improved atmospheric profiles. The retrieved profiles have been validated for a case study corresponding to the tropical cyclone *Benilde* (December 2011). Profiles of specific humidity have been introduced as new observations in the tridimensional variational assimilation (3D-Var) system of the *ALADIN-Réunion* model. The capacity of the 3D-Var system to constrain the humidity analysis towards the retrieved profiles is demonstrated, together with improved short-range precipitation forecasts. On the other hand, the prediction of the tropical cyclone *Benilde* is degraded with these additional observations. A number of reasons are provided to explain and improve these first results.

Finally, a study has been done to prepare future evolutions of numerical weather prediction models. We have examined the skill of a version of the *ALADIN-Réunion* model with a prognostic deep moist convection scheme to simulate the life cycle of tropical cyclone *Bejisa* (December 2013 - January 2014). Significant improvements have been noticed on the trajectory and on the intensification of this tropical system. Consistently, the simulation of SAPHIR brightness temperatures is in better agreement with observations. A fine scale model (AROME) describing explicitly deep moist convection is planned to replace the *ALADIN-Réunion* model. Its ability to describe the cyclone *Bejisa* is demonstrated. However, it appears that the optimal choice of the solid particle made for *ALADIN-Réunion* is not suited for the simulation of SAPHIR brightness temperatures with AROME and RTTOV-SCATT. Explanations are given of such inconsistency.

# Table des matières

<b>Introduction</b>	<b>1</b>
<b>1 Contexte de l'étude</b>	<b>7</b>
1.1 Surveillance des systèmes dépressionnaires tropicaux . . . . .	7
1.1.1 Météorologie tropicale . . . . .	7
1.1.2 Cyclones tropicaux . . . . .	10
1.1.3 Le Centre Météorologique Régional Spécialisé de La Réunion . .	14
1.2 Les moyens d'observations . . . . .	15
1.2.1 Les observations conventionnelles . . . . .	15
1.2.2 Les observations satellitaires . . . . .	17
1.3 Les modèles de prévision . . . . .	20
1.3.1 Les modèles statistiques : climatologie et persistance . . . . .	20
1.3.2 Les modèles de prévision numérique . . . . .	21
1.4 Performances de quelques modèles numériques opérationnels . . . . .	23
<b>2 Outils numériques et sources de données</b>	<b>29</b>
2.1 Le modèle ALADIN-Réunion . . . . .	30
2.1.1 Dynamique . . . . .	30
2.1.2 Description des paramétrisations physiques . . . . .	31
2.1.3 Le système d'assimilation de données . . . . .	34
2.2 Modélisation du transfert radiatif . . . . .	40
2.2.1 Principe . . . . .	40
2.2.2 Théorie du corps noir . . . . .	41
2.2.3 Equation du transfert radiatif . . . . .	42
2.2.4 Propriétés du spectre micro-ondes . . . . .	43
2.2.5 RTTOV-SCATT : modèle de transfert radiatif en ciel précipitant	47
2.3 La mission MEGHA-TROPIQUES . . . . .	50
2.3.1 Enjeux scientifiques . . . . .	50
2.3.2 L'instrument SAPHIR . . . . .	51
2.3.3 L'instrument MADRAS . . . . .	52
<b>3 Sensibilité des radiances SAPHIR aux variables du modèle ALADIN-Réunion</b>	<b>56</b>
3.1 Période d'intérêt . . . . .	56
3.1.1 L'océan Indien en Février 2012 . . . . .	56
3.1.2 Le système dépressionnaire tropical Giovanna . . . . .	57
3.2 Méthodologie utilisée . . . . .	58
3.2.1 Examen d'un profil au sein du cyclone Giovanna . . . . .	58

3.2.2	Analyse de sensibilité linéaire . . . . .	59
3.3	Résultats de l'étude de sensibilité . . . . .	61
3.3.1	Sensibilité des canaux de SAPHIR en ciel clair . . . . .	61
3.3.2	Sensibilité des canaux de SAPHIR en ciel précipitant . . . . .	62
<b>4</b>	<b>Evaluation et amélioration des radiances SAPHIR simulées par RTTOV-SCATT</b>	<b>66</b>
4.1	Les radiances SAPHIR simulées . . . . .	67
4.1.1	Sensibilité aux hydrométéores . . . . .	67
4.1.2	Simulation dans le cyclone <i>Giovanna</i> . . . . .	67
4.2	Définition d'un critère d'occurrence de pluie . . . . .	71
4.2.1	Les produits TMPA . . . . .	71
4.2.2	Méthodologie . . . . .	72
4.2.3	Résultats . . . . .	73
4.3	Nouvelles propriétés radiatives pour la neige . . . . .	79
4.3.1	Description de la méthodologie . . . . .	79
4.3.2	Choix optimal des propriétés radiatives de la neige . . . . .	82
4.3.3	Sensibilité des radiances simulées au contenu en neige . . . . .	85
<b>5</b>	<b>Inversion bayésienne des radiances SAPHIR</b>	<b>89</b>
5.1	Choix d'une méthodologie . . . . .	89
5.2	Description de l'inversion . . . . .	92
5.3	Cas d'étude : le cyclone Benilde . . . . .	94
5.4	Résultats de l'inversion bayésienne . . . . .	96
5.5	Impact de l'inversion bayésienne sur la vapeur d'eau . . . . .	99
5.6	Validation de l'inversion bayésienne avec MADRAS . . . . .	100
<b>6</b>	<b>Assimilation de profils inversés dans le 3D-Var ALADIN-Réunion</b>	<b>106</b>
6.1	Méthodologie . . . . .	107
6.2	Impact des profils assimilés sur l'analyse . . . . .	108
6.2.1	Evaluation dans l'espace des observations . . . . .	108
6.2.2	Evaluation dans l'espace du modèle . . . . .	109
6.3	Impact des profils assimilés sur la prévision . . . . .	112
6.3.1	Les températures de brillance SAPHIR . . . . .	112
6.3.2	Les précipitations en surface . . . . .	115
6.3.3	Trajectoire et intensité du cyclone . . . . .	116
<b>7</b>	<b>Sensibilité des simulations RTTOV-SCATT aux schémas de convection</b>	<b>122</b>
7.1	Le cyclone tropical Bejisa . . . . .	123
7.2	Les schémas de convection profonde . . . . .	126
7.3	Comparaison des prévisions longues avec <i>ALADIN-Réunion</i> . . . . .	129
7.4	Simulation des radiances SAPHIR avec les prévisions courte échéance . . . . .	131
7.4.1	Simulation avec le modèle <i>ALADIN-Réunion</i> . . . . .	131
7.4.2	Simulation avec le modèle AROME . . . . .	135
	<b>Conclusion et perspectives</b>	<b>142</b>



Références	145
Glossaire	155
Copie de l'article soumis dans la revue <i>Natural Hazards and Earth System Sciences</i>	159
Liste des figures	169
Liste des tableaux	175



# Introduction

## Contexte de la thèse

Les cyclones tropicaux comptent parmi les phénomènes météorologiques les plus destructeurs de la planète par les pluies torrentielles et les violentes rafales de vent qu'ils génèrent. Ils représentent une menace majeure pour l'homme dans certaines régions côtières du monde. Pour ces raisons, la prévision de ces géants des mers est d'une importance cruciale. La communauté scientifique est ainsi très active dans leur étude. Elle cherche à mieux comprendre ces phénomènes afin de mieux prévoir leur trajectoire et intensité. Toutefois, les divers bassins cycloniques restent inégalement étudiés. Probablement avez-vous entendu parler du cyclone *Katrina* qui a touché la Nouvelle Orléans en 2005, causant plus de 100 milliards de dollars de dégâts aux Etats Unis d'Amérique. Mais avez-vous entendu parler du cyclone *Galifo* qui a frappé Madagascar de plein fouet en 2004, causant 363 victimes ?

L'océan Indien est la zone du monde où les cyclones restent les moins médiatisés et étudiés. Et pour cause, les pays le bordant sont en majeure partie économiquement pauvres et les dégâts que les cyclones provoquent dans cette région du monde n'ont que peu d'impact sur l'économie mondiale. Le centre Météo-France de la Réunion a été désigné Centre Météorologique Régional Spécialisé (CMRS) par l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) en 1993 afin d'aider les pays de cette zone. Il est responsable de la surveillance et de la prévision des systèmes dépressionnaires, de leur formation à leur dissipation sur toute la zone de l'océan Indien. Il a également un rôle d'information et de prévention auprès des pays limitrophes ainsi qu'un rôle de formation et de recherche à travers l'équipe "Cyclones" du Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones (LACy), Unité Mixte de Recherche entre le CNRS, Météo-France et l'Université de la Réunion. On comprend donc aisément pourquoi Météo-France porte un intérêt tout particulier à cette zone pour la prévision cyclonique.

La prévision cyclonique s'appuie sur des modèles de Prévision Numérique du Temps (PNT) pour lesquels l'assimilation des observations satellitaires joue un rôle majeur dans l'amélioration de leur état initial. Ceci est particulièrement vrai dans les régions du monde où les observations conventionnelles (stations au sol, radiosondages, mesures par avions, etc) sont rares comme dans l'océan Indien. Les observations disponibles sur les océans pour documenter l'état de l'atmosphère proviennent majoritairement des données satellitaires qui permettent une bonne couverture spatio-temporelle de ces zones. En règle générale, on estime donc les caractéristiques des cyclones (position, intensité et taille) à partir de l'imagerie visible et infrarouge des satellites géostationnaires et micro-ondes des satellites défilants. Les instruments à bord des

---

satellites fournissent des “images” mais également des “sondages” de l’atmosphère. Pour cela, ils utilisent plusieurs canaux à des fréquences particulières permettant d’estimer de façon indirecte des profils atmosphériques en humidité et température principalement. C’est le cas par exemple du sondeur micro-ondes SAPHIR, lancé en 2011 à bord du satellite MEGHA-TROPIQUES, qui permet d’effectuer un sondage de l’atmosphère en humidité à partir de 6 canaux. Le satellite possède une orbite particulière (inclinaison de 20° par rapport à l’Equateur) conduisant à une observation des régions tropicales avec une fréquence temporelle plus importante que les satellites en orbite polaire et donc plus appropriée à la caractérisation des systèmes tropicaux.

Ce travail de thèse s’inscrit dans les recherches visant à améliorer la prévision cyclonique. L’angle abordé dans ce vaste thème sera celui de l’amélioration des conditions initiales du modèle de prévision numérique du temps *ALADIN-Réunion* grâce à de nouvelles observations, dont nous chercherons à exploiter l’information pertinente. Pour cela, les informations contenues dans les radiances micro-ondes du sondeur SAPHIR à 183 GHz dans les zones nuageuses et pluvieuses seront extraites et utilisées par le système d’assimilation 3D-Var (schéma variationnel tri-dimensionnel) du modèle. Si l’assimilation des radiances micro-ondes dans de telles conditions a connu des progrès significatifs ces dix dernières années pour les canaux basses fréquences ( $< 37$  GHz), en particulier au Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMET), elle reste un défi pour les canaux hautes fréquences ( $> 85$  GHz), pour des raisons que nous détaillerons par la suite. Signalons qu’à Météo-France, aucune radiance affectée par les nuages précipitants n’est aujourd’hui assimilée opérationnellement dans ses modèles de prévision numérique.

## Motivation des travaux et cadre d’étude

De récentes études ont montré qu’à l’échelle globale (avec une résolution des modèles comprise entre 15 et 50 km), il est possible d’améliorer l’analyse d’humidité grâce à l’utilisation de radiomètres micro-ondes (SSM/I<sup>1</sup>, AMSU<sup>2</sup>-B, TMI<sup>3</sup>), comme rapporté par Kelly et al. (2008), en particulier par le biais de l’assimilation des observations micro-ondes en ciel précipitant (Bauer et al., 2006b; Geer et al., 2010; Geer & Baordo, 2014). A l’échelle convective (résolution  $< 3$  km) où la dynamique des nuages est essentiellement résolue, l’utilisation de données radars a permis de contraindre à la fois les champs dynamiques et physiques des modèles menant à l’amélioration des prévisions d’événements météorologiques extrêmes. De telles performances ont été possibles sur les Etats-Unis ainsi que sur l’Europe où des réseaux de radars existent (Wattrelot et al., 2014). Dans les régions tropicales, les phénomènes météorologiques les plus critiques à prévoir, à la fois en termes d’intensité et de localisation, sont les cyclones tropicaux. La structure interne de tels systèmes est mieux décrite par des modèles d’échelle convective. Cependant, la taille de leur domaine géographique ne peut englober la totalité de la trajectoire des cyclones durant leur cycle de vie (plusieurs milliers de kilomètres) car les ressources informatiques nécessaires seraient trop importantes. D’autre part, les modèles globaux ont une bonne capacité à prévoir leur trajectoire mais ont des

---

1. Special Sensor Microwave Imager/Sounder  
2. Advanced Microwave Sounding Unit  
3. TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) Microwave Imager

difficultés à simuler correctement leur intensité du fait du manque de finesse dans la représentation de la dynamique et de la physique.

A Météo-France, le modèle régional *ALADIN-Réunion* a été développé sur un vaste domaine couvrant une part significative du Sud de l’océan Indien (Figure 1) avec une résolution de 8 km qui, même si elle reste insuffisante pour résoudre explicitement la convection, décrit les mouvements et processus de méso-échelle qui ont lieu dans les cyclones (Faure et al., 2008). Ceci représente un compromis intéressant entre les modèles d’échelles globale ( $\sim 15$  à  $30$  km) et convective ( $\sim 2$  km). Les prévisions de trajectoire et d’intensité des cyclones tropicaux peuvent être améliorées de plusieurs manières : une meilleure description des interactions océan-atmosphère (à travers les échanges turbulents), une meilleure connaissance de la température de surface de la mer (par le biais des analyses de surface ou par le couplage à un modèle de couche de mélange océanique), plus de précision sur les champs des vents de surface (assimilation de données de diffusiomètres, création d’un *bogus*), plus de finesse dans la description du champ 3D de l’humidité. Les travaux de thèse se concentrent sur ce dernier point avec le modèle régional de prévision numérique du temps (PNT) *ALADIN-Réunion*.

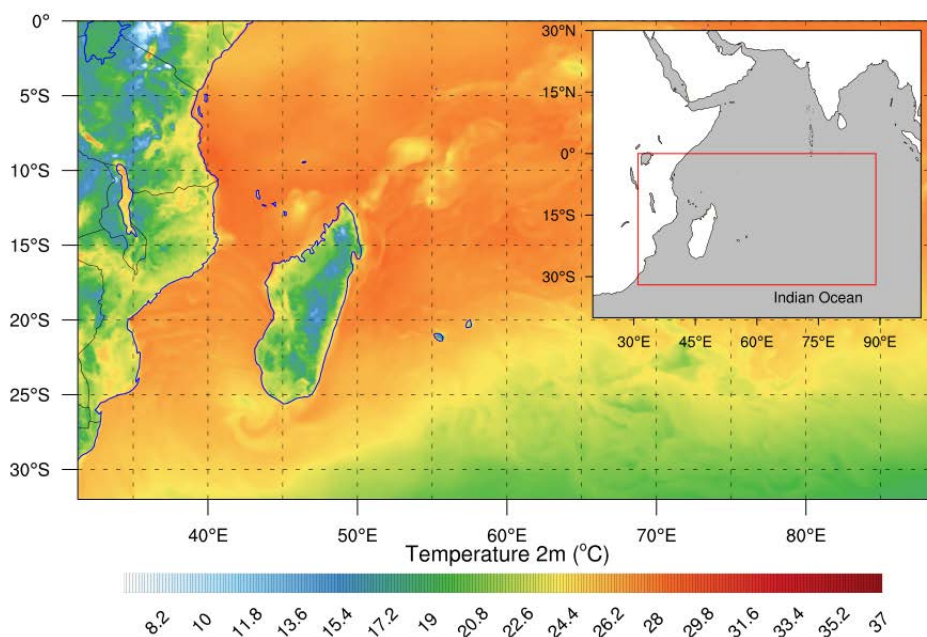


FIG. 1 – Domaine *ALADIN-Réunion* avec le champ de prévision 6h de température à 2m pour le 15 janvier 2012 à 00UTC. Visualisation au sein d’un domaine plus large sur la carte en haut à droite (matérialisé par le rectangle rouge).

Une thèse précédente (Montroty et al., 2008) a montré l’intérêt de l’assimilation du contenu intégré en vapeur d’eau (TCWV pour “Total Column Water Vapour” en anglais) dans des régions précipitantes pour la prévision des cyclones tropicaux avec le modèle *ALADIN-Réunion*. Des pseudo-observations de TCWV dans des régions pluvieuses ont été générées à partir de régressions statistiques entre les observations de 5 canaux SSM/I et les analyses du CEPMMT ayant assimilé des observations micro-ondes dans les régions précipitantes. Cette approche présente l’avantage de ne pas nécessiter d’opérateur d’observation complexe pour simuler les radiances en régions

---

pluvieuses. Cependant, la méthode est basée sur les champs de vapeur d'eau du modèle du CEPMMT et sur les radiances micro-ondes pluvieuses que ce modèle assimile, rendant difficile la maintenance ainsi que l'évolution d'un tel système pour des applications opérationnelles.

Dans cette étude, nous proposons une méthode alternative : nous examinons la capacité du modèle *ALADIN-Réunion* à simuler les radiances micro-ondes SAPHIR à 183 GHz en ciel nuageux et pluvieux en utilisant un modèle de transfert radiatif rapide et nous définissons une technique d'inversion indépendante des champs du CEPMMT mais compatible avec le système d'assimilation 3D-Var d'*ALADIN-Réunion*.

## Questions et problématiques abordées

Les questions scientifiques traitées dans ce travail de thèse sont les suivantes :

- A : *Le modèle de transfert radiatif est-il capable de simuler précisément les radiances micro-ondes SAPHIR à 183 GHz en zones nuageuses et précipitantes en utilisant les profils du modèle ALADIN-Réunion ?*
- B : *Si ce n'est pas le cas, comment est-il possible d'améliorer ces simulations à un niveau suffisant ?*
- C : *Quelle méthode d'inversion des radiances SAPHIR permettant de restituer des profils de variables atmosphériques est la plus appropriée à notre étude ?*
- D : *L'assimilation des observations du sondeur d'humidité micro-ondes SAPHIR est-elle pertinente pour contraindre l'analyse d'humidité du modèle ALADIN-Réunion en zones précipitantes ?*
- E : *Est-il possible d'améliorer la prévision cyclonique en appliquant nos travaux à un système tropical en particulier ?*
- F : *Quelle est la dépendance de la simulation des radiances micro-ondes à la description des nuages et des précipitations du modèle de prévision numérique ?*

Nous examinerons la question C à la suite des résultats obtenus en A et B. Par ailleurs, la pertinence ainsi que la performance des méthodes développées en C et D seront évaluées en E. La question F sera abordée en comparant la simulation numérique d'un système tropical particulier dans l'espace des radiances micro-ondes au moyen de plusieurs versions d'un modèle de prévision numérique.

## Outils et approches

La simulation des radiances du sondeur micro-ondes SAPHIR est réalisée à partir du modèle de transfert radiatif rapide RTTOV. Opérationnel dans les modèles de PNT à Météo-France, ce dernier possède le module RTTOV-SCATT qui permet de simuler des radiances micro-ondes en atmosphère diffusante, c'est à dire en présence d'hydrométéores (précipitants ou non). Ces hydrométéores sont simulés par le modèle de PNT *ALADIN-Réunion* qui est opérationnel sur le Sud-Ouest de l'Océan Indien depuis 2006. Afin de restituer une information sur les profils d'humidité à partir des radiances SAPHIR observées et simulées, une méthode d'inversion *bayésienne* a été choisie. Elle permet de fournir des profils atmosphériques au système d'assimilation 3D-Var d'*ALADIN-Réunion*. Les profils inversés ont été considérés dans le système d'assimilation comme des "pseudo-observations" de type *radiosondages*.

---

## Plan du manuscrit

Le manuscrit est composé de sept chapitres étroitement liés les uns aux autres. Les deux premiers sont les chapitres descriptifs de l'étude, et les cinq suivants présentent les résultats obtenus.

Le chapitre 1 s'attache à présenter le contexte de l'étude. Il donnera au lecteur un regard sur la façon dont les cyclones tropicaux sont surveillés et les moyens disponibles pour les prévoir.

Le chapitre 2 décrit les sources de données et les outils exploités : le modèle *ALADIN-Réunion* et la manière dont sont produits les hydrométéores, le modèle de transfert radiatif RTTOV-SCATT permettant la prise en compte de la diffusion par les hydrométéores et enfin les enjeux scientifiques de la mission MEGHA-TROPIQUES et de ses instruments.

Le chapitre 3 évalue la sensibilité des radiances SAPHIR simulées à partir du modèle de transfert radiatif RTTOV-SCATT. Pour cela, on considère un système cyclonique en particulier, le cyclone *Giovanna*, d'où on extrait un profil vertical en zone précipitante. Ceci nous permet d'introduire les différents types d'hydrométéores produits par le modèle *ALADIN-Réunion* et de montrer la sensibilité des canaux SAPHIR à leur présence dans la colonne atmosphérique.

Au chapitre 4, les difficultés à simuler les radiances SAPHIR sont mises en exergue. Pour corriger ce problème, de nouvelles propriétés radiatives pour les particules solides précipitantes sont utilisées. A cette occasion, un critère d'occurrence de la pluie extrait de la littérature est adapté de manière objective aux canaux SAPHIR afin de ne sélectionner que les simulations et observations SAPHIR en conditions nuageuses et pluvieuses.

Enfin, les résultats encourageants obtenus sur les simulations SAPHIR nous ont permis d'envisager le développement d'une méthode d'inversion *bayésienne* au chapitre 5. Le but est de restituer des profils atmosphériques en régions pluvieuses.

Ces profils ont été introduits au chapitre 6 dans le système d'assimilation de données du modèle *ALADIN-Réunion* et leur impact sur l'analyse et la prévision du cyclone *Benilde* a été évalué en termes d'intensité et de trajectoire.

Le dernier chapitre s'intéresse à l'impact de la description des processus nuageux et précipitants sur la simulation des radiances SAPHIR observées dans le cyclone tropical *Bejisa*, préparant ainsi certaines évolutions prévues dans les modèles de PNT de Météo-France.





# Chapitre 1

## Contexte de l'étude

### Sommaire

---

<b>1.1</b>	<b>Surveillance des systèmes dépressionnaires tropicaux . . .</b>	<b>7</b>
1.1.1	Météorologie tropicale . . . . .	7
1.1.2	Cyclones tropicaux . . . . .	10
1.1.3	Le Centre Météorologique Régional Spécialisé de La Réunion	14
<b>1.2</b>	<b>Les moyens d'observations . . . . .</b>	<b>15</b>
1.2.1	Les observations conventionnelles . . . . .	15
1.2.2	Les observations satellitaires . . . . .	17
<b>1.3</b>	<b>Les modèles de prévision . . . . .</b>	<b>20</b>
1.3.1	Les modèles statistiques : climatologie et persistance . . . . .	20
1.3.2	Les modèles de prévision numérique . . . . .	21
<b>1.4</b>	<b>Performances de quelques modèles numériques opération-</b>	
	<b>nels . . . . .</b>	<b>23</b>

---

La surveillance et la prévision des phénomènes dangereux sont deux missions importantes utiles à la sécurité des personnes et des biens. Les stations à la surface terrestre et les satellites permettent d'observer les systèmes météorologiques tels que les cyclones tropicaux afin d'étudier leur évolution dans l'espace et dans le temps. Les prévisions météorologiques sont établies dans la plupart des cas par des modèles de prévision numérique du temps capables de décrire la dynamique et la physique des mouvements atmosphériques. Ces outils utilisent aussi des observations.

## 1.1 Surveillance des systèmes dépressionnaires tropicaux

### 1.1.1 Météorologie tropicale

La météorologie tropicale concerne l'étude de l'atmosphère et de ses phénomènes dans la "zone tropicale" que l'on peut considérer comme la ceinture comprise entre les axes des anticyclones subtropicaux de surface des deux hémisphères, situés en moyenne annuelle vers 30° Nord et 30° Sud. La "zone tropicale" représente approximativement

la moitié de la superficie de la Terre et n'est pas figée dans le temps ni dans l'espace car elle se déplace avec le mouvement apparent du soleil au cours de l'année. Du fait de la position inclinée de l'axe de rotation de la Terre par rapport à son plan de rotation autour du Soleil (inclinaison maximale de  $23.44^\circ$ ), les surfaces terrestres et océaniques de la ceinture tropicale reçoivent une quantité d'énergie plus importante qu'aux moyennes et hautes latitudes, provoquant un déséquilibre radiatif. Ce contraste, aussi appelé "chauffage différentiel" du système "Terre-Atmosphère" (Figure 1.1) génère des circulations atmosphériques d'échelle planétaire, et en particulier la "cellule de Hadley" (Beucher et al., 2010).

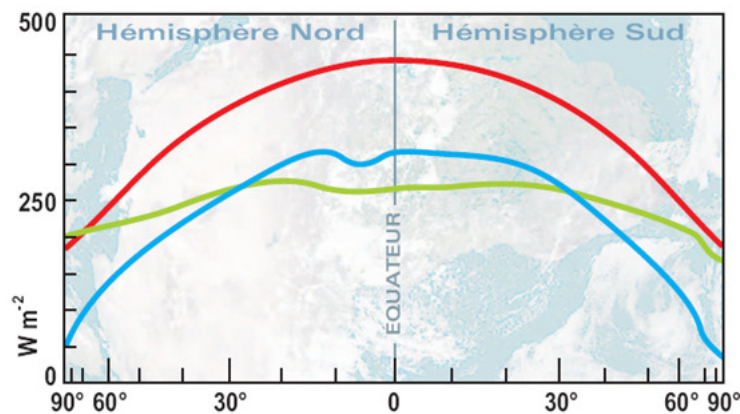


FIG. 1.1 – Coupe zonale du bilan radiatif global moyen annuel. Courbe rouge : rayonnement solaire arrivant au sommet de l'atmosphère. Courbe bleue : rayonnement solaire absorbé par le système Terre-atmosphère (gain d'énergie). Courbe verte : rayonnement infra-rouge émis vers l'espace par le système Terre-Atmosphère (perte d'énergie). [Source : Malardel (2005)].

Comme l'illustre la Figure 1.2, la cellule de Hadley est animée par deux mouvements atmosphériques distincts (Malardel, 2005) :

- circulation méridienne : elle est la conséquence du fort différentiel énergétique entre les tropiques et le reste du globe. D'échelle planétaire, elle s'étend de part et d'autre de l'équateur jusqu'à environ  $30^\circ$  de latitude et permet de transporter l'excédent d'énergie des régions tropicales vers les plus hautes latitudes.
- circulation verticale : elle est une réponse au déséquilibre radiatif entre la surface de la Terre et le sommet de l'atmosphère, particulièrement marqué dans les tropiques. La redistribution de l'excédent d'énergie en surface s'effectue par le biais des mouvements verticaux de grande échelle qui donnent naissance à la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT).

La ZCIT illustrée sur la Figure 1.3 caractérise l'atmosphère tropicale par la présence permanente de nuages convectifs orageux répartis tout autour du globe au niveau de l'Equateur. Elle est particulièrement pertinente pour notre étude car elle constitue une zone privilégiée pour la formation de perturbations tropicales à l'origine des cyclones tropicaux lorsque les conditions environnementales le permettent. La ZCIT est constamment alimentée par un vent de basses couches dont l'orientation est de Nord-Est dans l'hémisphère Nord et de Sud-Est dans l'hémisphère Sud. Nommé "alizé", ce vent conduit à la convergence de masses atmosphériques à l'origine des mouvements verticaux de grande échelle.

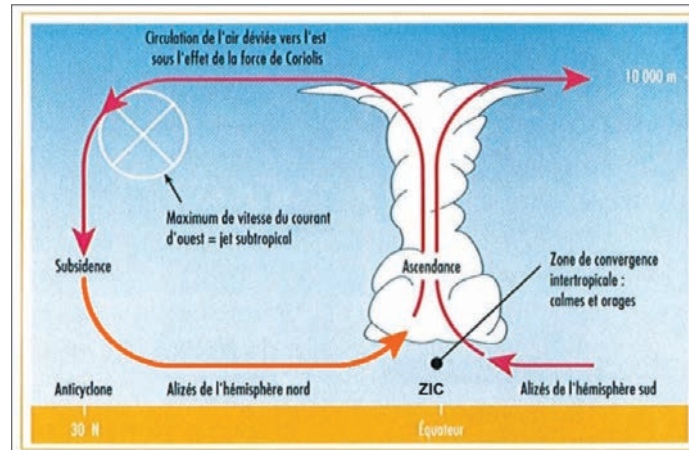


FIG. 1.2 – Schéma conceptuel de la cellule de Hadley en coupe zonale.  
[Source : [www.paysagesdeguaadeloupe.com](http://www.paysagesdeguaadeloupe.com)].

C'est dans ce contexte de forts courants ascendants que de vastes foyers convectifs se développent. Caractérisés par une importante activité électrique ainsi que par d'intenses précipitations, la convection se développe de façon isolée (orage unicellulaire ou multicellulaire) ou s'organise pour former des systèmes convectifs à méso-échelle (ou MCS pour "Mesoscale Convective Systems" en anglais). Les MCS peuvent atteindre des dimensions remarquables de l'ordre de 1000 km et s'organiser en circulation cyclonique. De plus, les contours de la ZCIT peuvent facilement être identifiés par l'observation des amas convectifs à partir des images obtenues par les satellites géostationnaires. On peut noter que la ZCIT oscille de part et d'autre de l'équateur selon la saison (lignes rouges sur la Figure 1.3). Plus particulièrement, dans l'océan Indien qui sera la zone d'intérêt de notre étude, la position de la ZCIT oscille entre  $25^{\circ}N$  en juillet et  $15^{\circ}S$  en janvier.

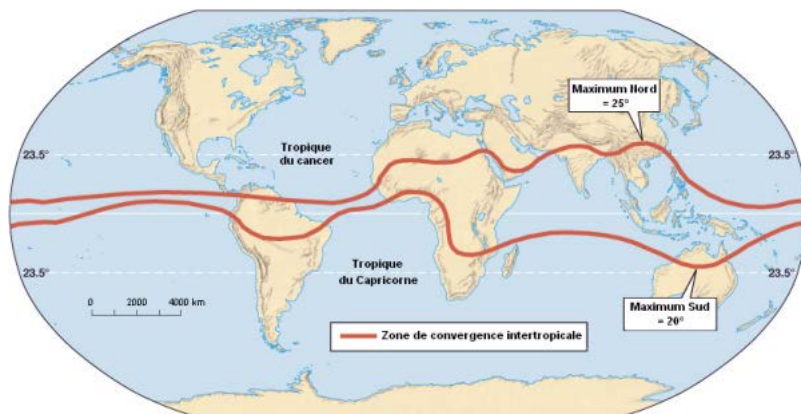


FIG. 1.3 – Illustration de l'extension de la ZCIT (lignes rouges) et de son oscillation de part et d'autre de l'équateur en fonction de la saison. [Source : [www.cnrs.fr](http://www.cnrs.fr)].

La ZCIT peut être particulièrement active lors de passages d'ondes tropicales atmosphériques comme c'est le cas par exemple de l'oscillation de Madden-Julian (MJO) (Madden & Julian, 1971; Zhang, 2005). La MJO est une onde atmosphérique d'échelle planétaire qui se déplace vers l'Est au dessus de la bande équatoriale avec une période

de 30 à 90 jours. Lors de son passage au dessus des océans, l'oscillation permet de renforcer la convection ainsi que l'anomalie négative de pression dans la troposphère. La phase active de la MJO contribue donc à l'augmentation de la convection profonde pouvant être à l'origine de l'initiation et/ou du renforcement de tourbillons cycloniques de grande échelle.

Des travaux menés dans le cadre de mon stage de Master 2 ont mis en évidence le rôle d'une phase active de la MJO sur l'évolution d'un système convectif de meso-échelle menant à l'initiation d'une dépression tropicale au dessus du Sud-Ouest de l'océan Indien en Novembre 2011. La structure du jet équatorial associé au passage de la MJO a joué un rôle important sur le développement du tourbillon par l'augmentation de son énergie cinétique induite par le processus de conversion barotrope. Ces travaux ont mis en évidence le rôle de la dynamique de grande échelle dans l'initiation d'un système dépressionnaire tropical, lors d'une phase active de la MJO. Les résultats de l'étude ont fait l'objet d'un article édité dans la revue *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions* (Guerbette et al., 2015) et présenté en Annexe 1 (page 159).

## 1.1.2 Cyclones tropicaux

Les cyclones tropicaux sont parmi les phénomènes météorologiques les plus dévastateurs sur Terre et sont donc de ce fait très étudiés. En moyenne annuelle sur le globe, 84 tempêtes tropicales, dont 45 évoluent en cyclones (Neumann, 1993), se forment à la surface des océans dans la ZCIT et sont à l'origine de milliers de victimes chaque année avec des dégâts matériels pouvant dépasser 5 milliards d'euros.

La machine thermique que constitue le cyclone tropical permet d'évacuer l'excédent d'énergie accumulé dans les 50 premiers mètres des océans tropicaux vers l'atmosphère. Cette énergie est extraite de l'océan vers l'atmosphère sous forme de chaleur latente (flux d'évaporation en surface) avant d'être transformée en énergie sensible dans la troposphère lors des processus de condensation à l'origine de la formation des nuages et des amas convectifs nuageux (on parle de libération de chaleur latente).

### 1.1.2.1 La cyclogenèse tropicale

La cyclogenèse tropicale désigne le développement des cyclones tropicaux. Pour que ce processus ait lieu, l'atmosphère doit présenter certaines caractéristiques thermodynamiques sur des échelles de temps et d'espace suffisantes. Selon Gray (1968), sept conditions sont nécessaires à la cyclogenèse tropicale.

#### **Les conditions thermodynamiques**

- *Une source d'énergie suffisante* : une température élevée de la surface de l'océan et de la couche de mélange sous-jacente provoque un transfert de chaleur et d'humidité de l'océan vers l'atmosphère par mélange turbulent à la surface de l'océan. La forte évaporation de l'eau de surface produit une augmentation de l'humidité de l'air qui par la suite est condensée en eau liquide. Pour que cette énergie soit suffisante, la température moyenne de la couche de surface de l'océan doit être supérieure à  $26,5^{\circ}\text{C}$  sur au moins 50 mètres de profondeur.

- *Une atmosphère conditionnellement instable* : les particules d'air doivent pouvoir s'élever facilement en altitude et sur une grande surface, ce qui implique une instabilité convective potentielle suffisamment forte entre la surface et la moyenne troposphère. Cette activité convective est facilement détectable à travers la signature des nuages dans les images satellitaires (domaines visible, infra-rouge et micro-ondes).
- *Une humidité troposphérique élevée* : l'humidité de moyenne troposphère (entre les niveaux 700 et 500 hPa) doit être suffisamment élevée afin de minimiser l'évaporation de l'eau liquide condensée qui pourrait générer des courants subsidents froids interférant avec l'air instable des basses couches, et inhiber les mouvements verticaux ascendants.

### Les conditions dynamiques

- *La pré-existence d'un tourbillon* : un tourbillon relatif cyclonique important dans les basses couches est indispensable pour le déclenchement d'instabilités et la mise en place de mouvements ascendants de grande échelle induits par le flux convergent cyclonique.
- *Un paramètre de Coriolis suffisant* : la force de Coriolis doit être assez forte afin de permettre la formation d'un tourbillon. Sans ce dernier, l'alimentation en vapeur d'eau, la convection ainsi que le renforcement de la convergence ne peuvent s'établir. Pédélaborde (1957) a montré à partir du théorème du tourbillon qu'un éloignement de  $5^\circ$  de l'Equateur est nécessaire à la formation d'un vortex d'intensité suffisante. Le paramètre de Coriolis fixe donc la limite théorique de la zone de cyclogenèse en direction de l'Equateur.
- *Un faible cisaillement vertical de vent* : un cisaillement vertical de vent trop fort inhibe le développement d'une circulation cyclonique en inclinant les structures convectives. Ce paramètre doit être faible (inférieur à  $10 \text{ m.s}^{-1}$  entre les niveaux 850 et 200 hPa) pour que la cyclogenèse puisse avoir lieu.
- *La présence d'une circulation anticyclonique en haute troposphère* : cette dernière permet la mise en place d'un mouvement divergent conduisant à l'évacuation en altitude du surplus d'énergie emmagasinée lors de la convection profonde. Ce processus évite un effondrement de la structure, provoque une baisse de la pression de surface et favorise le développement de la convection.

Durant chaque été austral, le Sud-Ouest de l'océan Indien réunit les trois conditions thermodynamiques sur une grande partie de sa surface, et les conditions dynamiques semblent alors jouer un rôle déterminant dans le processus de cyclogenèse. Cependant, si ces conditions se trouvent être nécessaires, elles ne sont pas suffisantes au développement de systèmes dépressionnaires tropicaux. La compréhension des conditions suffisantes est à l'origine de théories et de tentatives d'explications de la part de la communauté scientifique et reste une question ouverte (Meetoo, 2014; Guerbette et al., 2015).

### 1.1.2.2 Climatologie des trajectoires cycloniques

L'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM) a mis en place une norme internationale pour quantifier l'intensité d'un système dépressionnaire tropical. Ainsi, la vitesse du vent est considérée à 10 mètres et moyennée sur 10 minutes. Dès que les vents dépassent 34 nœuds ( $1kt = 1,852 km.h^{-1} = 0,5144 m.s^{-1}$ ), le système dépressionnaire tropical passe au stade de tempête tropicale. C'est alors qu'on lui attribue un nom, on dit que l'on "baptise" le système. Lorsque les vents se renforcent près du centre du système jusqu'à atteindre 64 nœuds, il devient un "ouragan" (Atlantique Nord et Pacifique Nord-est), un "typhon" (Pacifique Nord-Ouest) ou un "cyclone" (Pacifique Sud et Océan Indien) selon le bassin océanique.

Les systèmes tropicaux sont classés en catégories afin d'avoir une idée des dommages et risques d'inondations potentiels qu'ils peuvent causer en atteignant les continents. La classification n'est pas universelle et fluctue d'un bassin cyclonique à un autre, ce qui peut être source de confusion. Le Tableau 1.1 montre la terminologie employée pour le bassin d'intérêt de notre travail (Sud-Ouest de l'océan Indien : SOOI).

Vitesse vents ( <i>kt</i> )	Vitesse vents ( <i>m.s</i> <sup>-1</sup> )	Vitesse vents ( <i>km.h</i> <sup>-1</sup> )	Echelle de Beaufort	Sud-Ouest Océan Indien
< 28	< 14	< 50	0 – 6	Perturbation Tropicale
28 – 33	14 – 16	50 – 59	7	Dépression Tropicale
34 – 47	17 – 24	60 – 89	8 – 9	Tempête Tropicale (TT) modérée
48 – 63	25 – 33	90 – 119	10 – 11	Forte TT
64 – 83	34 – 42	120 – 154	12	Cyclone Tropical (CT)
84 – 89	43 – 45	155 – 164		
90 – 114	46 – 59	165 – 214		CT intense
115 – 129	60 – 66	215 – 239		CT très intense
130 – 136	67 – 70	240 – 250		
> 136	> 71	> 250		

TABLEAU 1.1 – Terminologie et classification des cyclones tropicaux dans le Sud-Ouest de l'océan Indien. La correspondance est donnée avec la vitesse du vent en nœuds (*kt*), *m.s*<sup>-1</sup> et *km.h*<sup>-1</sup> ainsi qu'avec l'échelle de Beaufort. Les vents maximum sont moyennés sur une période de 10 minutes.

Au cours de leur vie, les systèmes tropicaux se déplacent à la surface des océans et atteignent parfois les continents, ce qui fait de ce dernier scénario une préoccupation majeure des prévisionnistes. Pour comprendre le comportement de la trajectoire d'un

cyclone tropical, il faut le considérer dans son environnement de grande échelle. En effet, c'est le flux de grande échelle (dit "flux directeur") dans lequel évolue le système tropical qui influence en grande partie sa trajectoire. Ainsi, le flux directeur aura d'autant plus d'impact sur la trajectoire du système que son extension verticale sera importante et donc que le système sera intense (Velden, 1993).

Cependant, même si le flux directeur permet d'expliquer une partie de la trajectoire du système, celle observée s'écarte du flux directeur moyen calculé. En effet, Holland (1983) a montré qu'il existait une interaction entre le cyclone et le gradient méridien de tourbillon planétaire  $f$  (force de Coriolis) appelé *effet beta*. Ainsi, la variation méridienne du paramètre de Coriolis est à l'origine de la déviation de la trajectoire des cyclones vers le Nord-Ouest dans l'hémisphère Nord et vers le Sud-Ouest dans l'hémisphère Sud.

Au final, la trajectoire type d'un cyclone tropical se décrit de la manière suivante :

- Déplacement du cyclone vers l'Ouest poussé par des vents d'Est (Alizés) dans toute la troposphère (hémisphère d'été). Ces vents proviennent de la circulation des anticyclones subtropicaux sur leur façade équatoriale ;
- Par *effet beta*, le vortex se dirige vers les latitudes plus élevées jusqu'à atteindre les zones tempérées ;
- Dissipation ou reprise du tourbillon dans la circulation d'ouest des latitudes moyennes.

Il s'agit de la description d'un comportement moyen. En effet, les trajectoires peuvent être soumises à des évolutions de l'environnement et donc être moins prévisibles, en particulier dans le SOOI. Les observations montrent que la vitesse de déplacement d'un système tropical au cours de son stade de formation et de développement est en général faible et inférieure à  $5 \text{ m.s}^{-1}$ . Par la suite, elle peut rapidement augmenter pour atteindre voire même dépasser  $10 \text{ m.s}^{-1}$  au delà de la latitude  $30^\circ$  (Leroux, 2012).

Pour illustrer notre propos, la Figure 1.4 montre les trajectoires des dépressions, tempêtes et cyclones tropicaux à la surface du globe sur la période 1856-2006 dont on peut noter les caractéristiques suivantes :

- La cyclogenèse ainsi que le déplacement de cyclones aux abords de l'Equateur n'a pas lieu du fait de la force de Coriolis nulle ou insuffisante ;
- Les eaux froides à la surface du Pacifique Sud-Est ne permettent pas le développement de cyclones ;
- Dans l'Atlantique Sud, les conditions thermodynamiques et dynamiques de la cyclogenèse vues précédemment ne sont que très rarement réunies et donc la probabilité d'occurrence de systèmes tropicaux est faible. Un seul cyclone a été répertorié à ce jour dans cette zone, il s'agit de *Catarina* (2004) ;
- Les trajectoires moyennes observées sont dirigées vers l'ouest et vers les pôles. Cependant, dans certaines régions comme le SOOI, elles sont très irrégulières ;
- L'existence de "transitions extra-tropicales" correspondant à la transformation du système tropical en système extra-tropical barocline repris dans la circulation des latitudes moyennes ;
- La durée de vie des systèmes tropicaux est réduite sur certaines régions par la présence de terres (Nord de l'océan Indien : mer d'Oman et golfe du Bengale)

## Trajets et intensités des cyclones tropicaux

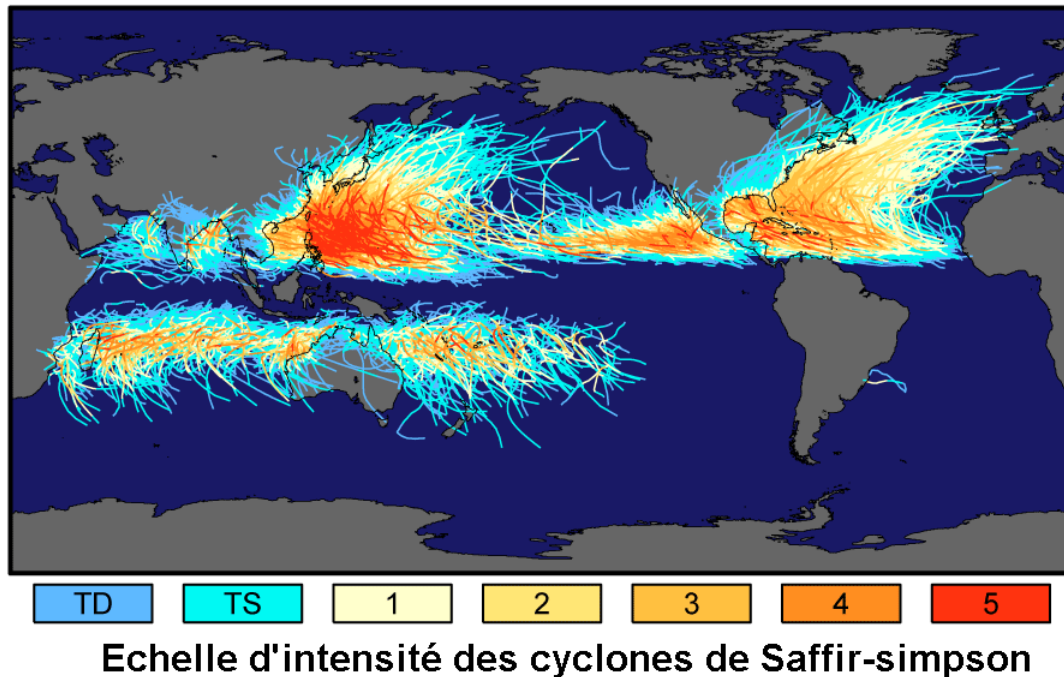


FIG. 1.4 – Trajectoires des dépressions, tempêtes et cyclones tropicaux à la surface terrestre sur la période 1856-2006. L'échelle d'intensité de Saffir-Simpson est employée par les centres de prévisions américains. L'intensité des systèmes est fonction du code couleur. [Source : le programme COMET].

et d'eaux froides (Pacifique Nord-Est), qui annihilent l'alimentation en énergie.

### 1.1.3 Le Centre Météorologique Régional Spécialisé de La Réunion

L'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM) a sélectionné six Centres Météorologiques Régionaux Spécialisés (CMRS) ainsi que six centres de prévision d'alerte cyclonique (TCWC en anglais pour "Tropical Cyclone Warning Centres") répartis sur les 7 bassins du globe. Leur mission concerne le suivi et la prévision de systèmes dépressionnaires tropicaux afin d'alerter les populations de leur présence. La zone de responsabilité de chacun des centres est illustrée sur la Figure 1.5.

Parmi les bassins cycloniques, celui du Sud-Ouest de l'océan Indien (SOOI) va particulièrement nous intéresser dans cette étude. L'océan Indien est la zone du monde où les cyclones restent le moins médiatisés et étudiés comparé à l'Atlantique Nord et au Pacifique Nord-Ouest. En effet, le bassin est longtemps resté dans l'anonymat malgré sa forte activité cyclonique. Le SOOI connaît en moyenne 10,5 tempêtes tropicales par saison cyclonique (Novembre-Avril) dont 4,5 atteignent le stade de cyclone (Neumann, 1993), ce qui représente 10 à 12% de l'activité annuelle mondiale.

Pour mieux surveiller et prévoir les cyclones de ce bassin, le centre météorologique régional de Météo-France à La Réunion a été désigné CMRS par l'OMM en 1993 afin d'aider les pays de la zone à se prémunir contre le risque cyclonique. La zone de



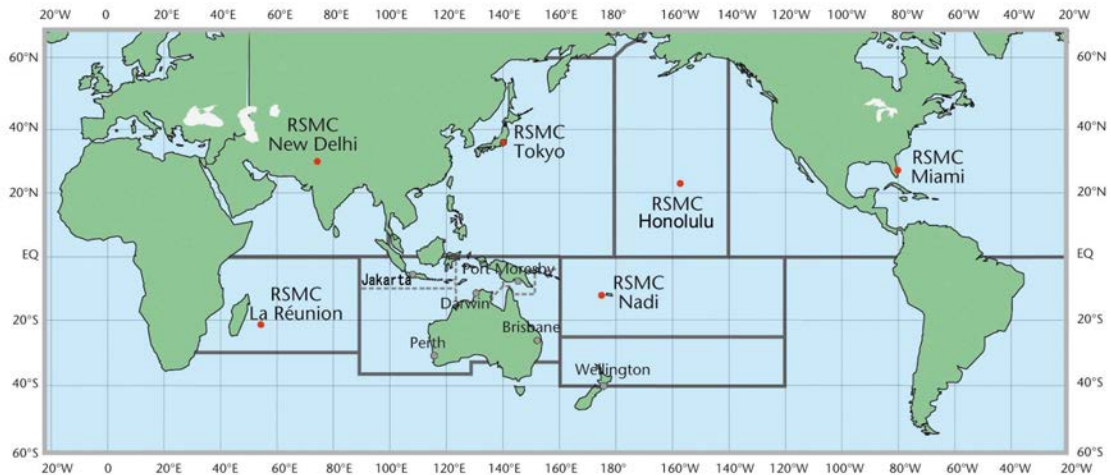


FIG. 1.5 – Organisation mondiale de la veille cyclonique. Les 6 CMRS (RSMC en anglais pour Regional Specialized Meteorological Centres) sont désignés par des points rouges avec leur zone de responsabilité respective. Les 6 TCWC sont indiqués par des villes [Source : <http://www.wmo.int/pages/prog/www/tcp/Advisories-RSMCs.html>].

surveillance s'étend depuis les côtes africaines du Sud-Est (30° Est) jusqu'à 90° Est de longitude et de l'Equateur à 40° Sud de latitude. Le CMRS de La Réunion est donc responsable de la surveillance et de la prévision des systèmes dépressionnaires, de leur formation à leur dissipation sur toute la zone de l'océan Indien. Il a également un rôle d'information et de prévention auprès des pays limitrophes ainsi qu'un rôle de formation et de recherche à travers l'équipe *Cyclones* du Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones (LACy<sup>1</sup>).

## 1.2 Les moyens d'observations

Les observations (in-situ ou télédetectées) sont indispensables pour caractériser l'évolution et la puissance des cyclones tropicaux, mais en raison des conditions extrêmes qui règnent dans ces systèmes, certaines observations in-situ sont difficiles à réaliser. Nous faisons dans cette partie une revue des instruments de mesures disponibles pour l'observation des paramètres atmosphériques de l'environnement dans lequel évoluent les cyclones tropicaux.

### 1.2.1 Les observations conventionnelles

Les observations conventionnelles sont des mesures ponctuelles dans l'espace et généralement précises. Parmi ces observations, on peut distinguer les 3 types suivants (Figure 1.6) :

- Observations de surface : elles proviennent des stations météorologiques terrestres, des bateaux et des bouées dérivantes ou fixes en mer. Elles donnent principalement des mesures de pression, de vent à 10 mètres, de température et

1. Unité Mixte de Recherche (UMR) affiliée au CNRS, Météo-France et l'Université de La Réunion

d'humidité à 2 mètres au-dessus de la surface à des fréquences allant de quelques minutes à quelques heures ;

- Observations de radiosondages : il s'agit de ballons gonflés à l'hélium ou à l'hydrogène au bout desquels sont fixés les instruments de mesures. Les lâchers sont généralement effectués à heure fixe une ou deux fois par jour (00 et 12 UTC) et fournissent des profils de température, humidité et vent jusqu'à 20 ou 30 km d'altitude ;
- Observations d'avions : les systèmes de mesures sont embarqués à bord des avions commerciaux. Ils fournissent des données de température et de vent à leur niveau de vol tout au long du trajet et aussi durant les phases de décollage et d'atterrissage.

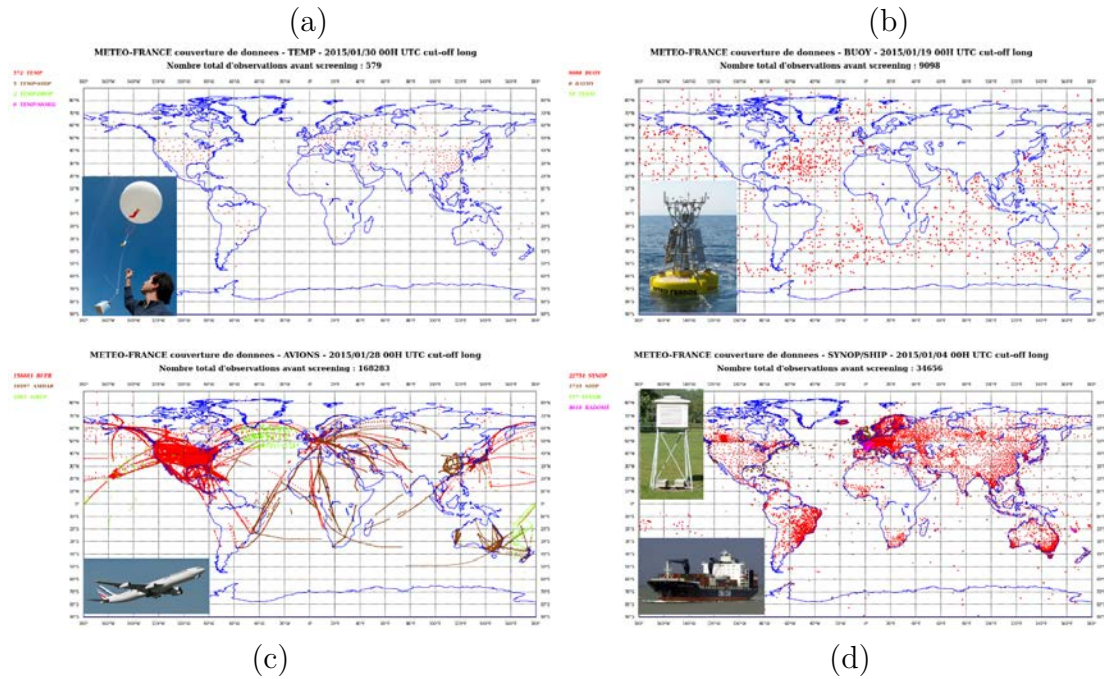


FIG. 1.6 – Couverture géographique globale des radiosondages (a), des bouées (b), des données avions (c) ; et des stations terrestres et bateaux (d). Observations reçues en temps réel à Météo-France au cours d'une période de 6 heures centrée autour du 28 Janvier 2015 à 00 UTC. [Source : Météo-France].

Parmi les observations décrites, on peut constater leur faible couverture géographique dans l'océan Indien. De plus, certaines observations comme les radiosondages, bateaux et avions ne peuvent se faire dans les cyclones tropicaux car les conditions météorologiques peuvent mettre en danger les observateurs. Cependant, elles sont possibles dans l'environnement du système (quelques centaines de kilomètres pour les avions et les bateaux) et permettent de fournir des informations sur les conditions atmosphériques de grande échelle.

## 1.2.2 Les observations satellitaires

Le satellite TIROS-1<sup>1</sup> fut le premier satellite dédié à l'observation météorologique de la Terre. Lancé par la NASA<sup>2</sup> le 1er avril 1960, il transmet ses données durant 78 jours. Les satellites fournissent des informations sur l'état de l'atmosphère de jour et aussi de nuit (pour les instruments IR et micro-ondes) avec une répartition relativement uniforme des points d'observations sur Terre. Cette caractéristique est importante car comme le montre la Figure 1.6, le réseau d'observations par les instruments météorologiques conventionnels est très inégal sur le globe. Ainsi, en plus d'être indispensables pour le suivi des phénomènes météorologiques, les données satellitaires le sont aussi pour la prévision numérique du temps. Elles sont particulièrement cruciales dans l'hémisphère Sud où le manque de données *in-situ* est le plus important.

Deux types d'instruments sont disponibles à bord des satellites météorologiques : l'instrument est dit "passif" lorsqu'il mesure le rayonnement électromagnétique réfléchi par la surface et par l'atmosphère éclairées par le Soleil ou émis par la surface et l'atmosphère ; et l'instrument est dit "actif" lorsque qu'il émet un rayonnement électromagnétique et mesure la fraction réfléchie par la surface et l'atmosphère. Les gammes de longueur d'ondes mesurées par les instruments en orbite vont de l'ultra-violet (faibles fréquences) aux micro-ondes (hautes fréquences). Les instruments sont lancés à bord de deux grands groupes de satellites positionnées sur différentes orbites : les satellites géostationnaires et les satellites défilants.

### 1.2.2.1 Les satellites géostationnaires

Placés sur une orbite à environ 36000 km d'altitude sur le plan de l'Equateur, les satellites géostationnaires possèdent une période de révolution de leur orbite égale à la durée de la rotation de la Terre. Ceci leur permet de fournir une large vue d'une région du globe exploitable entre environ 60 degrés de latitude Nord et Sud, qui est toujours la même permettant de suivre l'évolution temporelle des phénomènes météorologiques. La résolution des observations, par exemple de l'instrument SEVIRI<sup>3</sup> à bord de METEOSAT-10, est d'environ 1 km dans le visible et 3 km dans l'infra-rouge au point équatorial à la verticale du satellite (nadir) et diminue en s'approchant des bords du disque terrestre.

Comme l'illustre la Figure 1.7 (a), afin d'avoir une couverture complète et permanente du globe, à l'exception des pôles situés au delà des limites d'observations, au moins 5 satellites géostationnaires régulièrement espacés à la verticale de l'Equateur sont nécessaires. Les satellites météorologiques géostationnaires actuellement opérationnels sont : *GOES*<sup>4</sup> *West* et *GOES East* pour les Etats-Unis, *METEOSAT-7* (position IODC<sup>5</sup>) et *METEOSAT-10* pour l'Europe avec *EUMETSAT* et *MTSAT-2* (récemment remplacé par *HIMAWARI-8*) pour le Japon. De plus, il convient d'ajouter ceux lancés par la Russie (*Electro-L N1*), l'Inde (*INSAT-3D*), la Chine (*FY-2*) et la Corée du Sud (*COMS*<sup>6</sup>) dont les observations ne sont pas encore partagées dans la communauté scientifique

- 
1. Television InfraRed Observation Satellite
  2. National Aeronautics and Space Administration
  3. Spinning Enhanced Visible and Infra-Red Imager
  4. Geostationary Operational Environmental Satellite
  5. Indian Ocean Data Coverage
  6. Communication, Ocean and Meteorological Satellite
-

internationale.

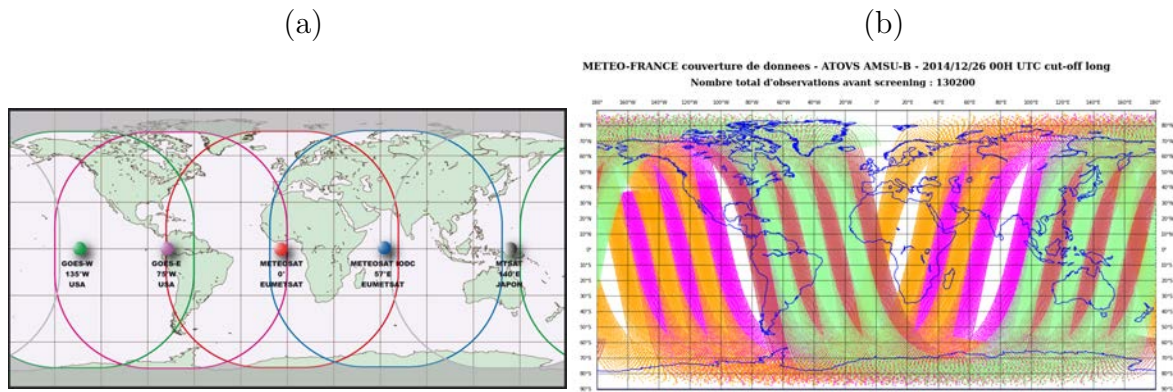


FIG. 1.7 – Répartition géographique globale des 5 zones terrestres couvertes par les principaux satellites géostationnaires actuellement en service (a) [Source : education.meteofrance.fr] et par 4 satellites défilants en 6 h, à savoir MetOp-A et B ainsi que NOAA 18 et 19 (b) [Source : site interne].

Le satellite METEOSAT-7 actuellement opérationnel au dessus de l'océan Indien embarque le radiomètre MVIRI<sup>1</sup>. Cet instrument se compose de 3 bandes spectrales : canal visible ( $0,7 \mu\text{m}$ ), canal IR ( $11,5 \mu\text{m}$ ) et canal sensible à la vapeur d'eau ( $6,4 \mu\text{m}$ ).

### 1.2.2.2 Les satellites défilants

Placés à basse altitude à environ 800 km de la surface de la Terre, les satellites défilants sont le plus fréquemment en orbite dite "héliosynchrone". D'une inclinaison généralement d'environ  $98^\circ$  par rapport à l'Equateur, cette orbite permet aux satellites de passer au-dessus de la surface terrestre à la même heure solaire locale et d'obtenir ainsi un éclairage solaire du lieu observé peu variable d'une observation à l'autre pour le domaine spectral du visible. De plus, cette orbite permet d'observer les pôles qui échappent à la vue des satellites géostationnaires (Figure 1.7 (b)) et donne la possibilité d'obtenir une résolution spatiale suffisante pour les fréquences micro-ondes. Par exemple, l'imagerieur micro-ondes SSMI/S<sup>2</sup> à bord des satellites américains DMSP<sup>3</sup> possède des résolutions au sol allant de 13 à 47 km selon les fréquences utilisées. Avec une période de révolution de leur orbite d'environ 1 h 40, ils couvrent la totalité du globe, en 12 h. De plus, chaque point de la surface est observé au moins deux fois par jour à 12 heures d'intervalle par un satellite défilant : une fois lors d'un passage ascendant et une fois lors d'un passage descendant. Pour obtenir des données toutes les 6 heures (une périodicité adaptée au suivi des phénomènes météorologiques), ils fonctionnent par paires, avec des passages décalés de 6 heures. Ainsi, les satellites européens MetOp-A et MetOp-B, qui ont des orbites légèrement décalées et descendantes sur l'Atlantique le matin, sont complétés par les satellites américains NOAA<sup>4</sup>-18 et NOAA-19, qui couvrent 6 heures plus tard la même zone.

1. METEOSAT Visible and Infrared Imager
2. Special Sensor Microwave Imager/Sounder
3. Defence Meteorological Satellite Program
4. National Oceanic and Atmospheric Administration



### 1.2.2.3 Observation d'un cyclone par satellites

La Figure 1.8 montre un exemple de la complémentarité des différents instruments embarqués sur satellites pour l'observation d'un phénomène météorologique extrême. Il s'agit du cyclone intense *Bansi* le 15 Janvier 2015 entre 06 et 13 UTC (selon la plateforme) passant au nord de l'archipel des Mascareignes (La Réunion, Maurice et Rodrigues). A cet instant, les vents maximums sont estimés par le CMRS de La Réunion à  $180 \text{ km.h}^{-1}$  avec une pression au centre du cyclone d'environ 940 hPa.

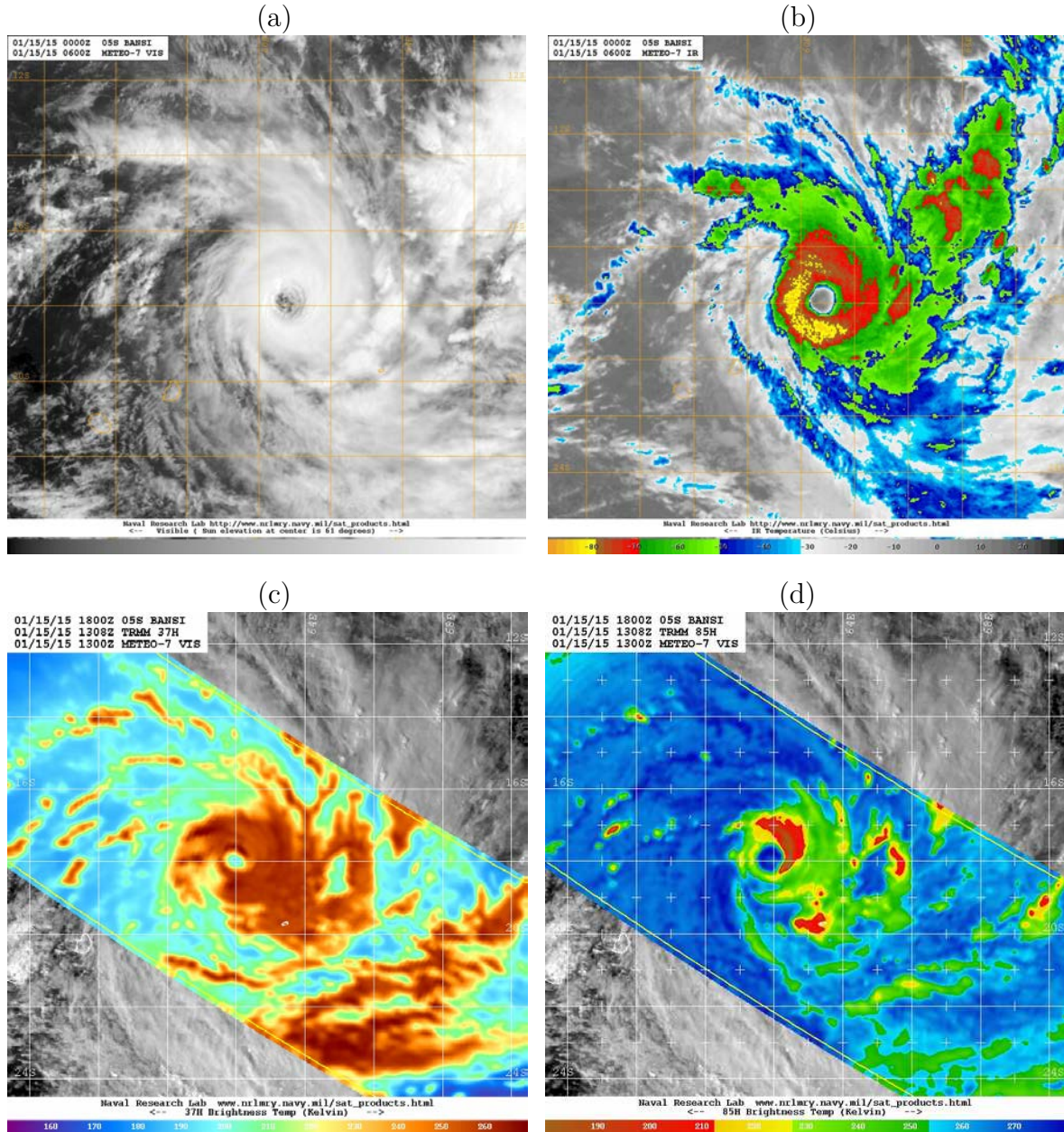


FIG. 1.8 – Images satellitaires du cyclone *Bansi* au nord de l'archipel des Mascareignes le 15 Janvier 2015 à 06 et 13 UTC. (a) Canal visible [ $0,7 \mu\text{m}$ ] et (b) Canal IR [ $11,5 \mu\text{m}$ ] de METEOSAT-7 à 06 UTC. Canaux micro-ondes (c) à 37 GHz et (d) 85 GHz en polarisation horizontale de TMI (TRMM) à 13 UTC. [Source : [www.nrlmry.navy.mil](http://www.nrlmry.navy.mil)].

Les radiances dans un canal visible de METEOSAT-7 donnent une vue générale

d'assez fine échelle de la structure du cyclone avec son œil et ses bandes nuageuses. Les radiances dans un canal infra-rouge (IR) “coloré” sur ce même satellite montrent les sommets nuageux et permettent d'estimer approximativement leur altitude, les températures les plus froides étant associées aux nuages les plus élevés. Ces deux informations (visible + IR) en Figures 1.8 (a) et (b) sont disponibles toutes les 30 minutes et sont très utiles aux prévisionnistes pour estimer l'intensité d'un cyclone ainsi que pour identifier sa structure et son évolution dans le temps. Cependant, elles renseignent uniquement sur la structure générale “apparente” du sommet des nuages car les radiances visible et IR fournissent très peu d'information au sein des nuages.

Le lancement en 1987 du premier instrument micro-ondes radiomètre passif opérationnel SSM/I<sup>1</sup> a permis d'apporter des informations supplémentaires sur la structure interne des cyclones et, depuis cette date, de nombreux autres instruments du même type ont été lancés. En effet, le rayonnement reçu dans la gamme de fréquence des micro-ondes fournit des renseignements sur la composition des nuages : pluie et eau nuageuse par émission ainsi que neige et glace nuageuse par diffusion, mais aussi sur la vapeur d'eau et le vent de surface. Les Figures 1.8 (c) et (d) montrent les radiances micro-ondes en polarisation horizontale mesurées par l'instrument TMI<sup>2</sup> à bord du satellite TRMM<sup>3</sup> respectivement à la fréquence 37 GHz sensibles à la pluie (valeurs élevées par émission) et à la fréquence 85 GHz sensibles à la glace nuageuse et à la neige (valeurs faibles par diffusion). Ces deux observations permettent donc de différencier les zones plus ou moins affectées par la pluie (37 GHz) ou par la glace nuageuse et la neige (85 GHz) dans le cyclone *Bansi*, et de déduire des informations sur la structure interne du cyclone. Une description plus détaillée de la gamme des fréquences micro-ondes sera donnée dans une prochaine partie.

## 1.3 Les modèles de prévision

Depuis les années 1960, les systèmes de prévision (communément appelés “modèles”) sont capables d'anticiper, avec plus ou moins de précision, l'évolution des trajectoires, ainsi que l'intensité et la structure des systèmes tropicaux (en particulier la taille du phénomène et la répartition des vents de basses couches). L'objectif de ces prévisions est bien évidemment d'alerter les populations des zones concernées des dommages potentiels pouvant les affecter. Nous allons passer en revue les deux types de modèles capables d'établir des prévisions cycloniques.

### 1.3.1 Les modèles statistiques : climatologie et persistance

Les premiers modèles de prévisions cycloniques étaient basés sur des données statistiques. Une première méthode consistait à déterminer la trajectoire future d'un cyclone à partir des caractéristiques observées de cyclones antérieurs (climatologie). Le modèle HURRAN<sup>4</sup> développé au National Hurricane Center (NHC) aux États-Unis en 1969 (Hope & Neumann, 1970) recherchait dans une base de données des cyclones s'étant

---

1. Special Sensor Microwave Imager  
2. TRMM Microwave Imager  
3. Tropical Rainfall Measuring Mission  
4. HURRicanE ANalog

développés avec des caractéristiques proches du cyclone dont il fallait prévoir la trajectoire. Les analogues portaient sur l'intensité, la position, le mouvement (direction et vitesse de déplacement) et la période de l'année.

Une deuxième méthode supposait que le déplacement observé du cyclone allait se poursuivre dans le temps à la même vitesse et sur la même trajectoire : c'est la prévision par persistance. Comme le flux de grande échelle dans lequel se déplace le système évolue lentement, cette méthode est une approximation raisonnable à courte échéance. Cependant, pour obtenir des prévisions pertinentes à long terme, les changements de structure du tourbillon cyclonique ainsi que son interaction avec l'environnement doivent être pris en compte.

Le modèle CLIPER<sup>1</sup> développé au NHC utilisait une combinaison statistique des deux méthodes présentées (climatologie + persistance) pour établir une prévision de trajectoire (Neumann, 1972). Disponible pour tous les bassins cycloniques, il fut aussi performant que les modèles de prévision numérique du temps (PNT) jusqu'aux années 1980. Aujourd'hui, la version opérationnelle CLIPER5 (réalisant des prévisions jusqu'à 5 jours d'échéance) est uniquement utilisée comme référence par rapport à laquelle les modèles de PNT sont évalués. Dans le même esprit, le modèle SHIFOR5<sup>2</sup> est utilisé comme modèle de référence pour la prévision d'intensité des cyclones.

### 1.3.2 Les modèles de prévision numérique

Développés depuis les années 1970, les modèles de PNT ont connu un essor de plus en plus important notamment grâce à l'augmentation de la puissance de calcul des ordinateurs. La PNT permet de résoudre, avec des méthodes de calcul numérique, les équations physiques décrivant l'évolution des paramètres atmosphériques caractérisant les phénomènes météorologiques : vent, température, humidité et pression.

Les modèles de PNT représentent aussi les interactions des processus physiques avec l'environnement (rayonnement, processus de surface, etc) et les transports sous-maille (turbulence, convection, ondes de gravité, etc) au moyen de paramétrisations physiques. Les modèles peuvent résoudre les équations dans l'espace physique en points de grille (Figure 1.9) (points régulièrement répartis dans l'espace selon une grille fixe ou variable) ou dans l'espace spectral où les paramètres atmosphériques sont représentés sous forme d'harmoniques sphériques ou de séries de Fourier (en fonction de la géométrie du modèle).

L'évolution des variables pronostiques du modèle est calculée à partir d'un état initial nommé *analyse*. Il est estimé par une combinaison optimale entre les observations disponibles et une prévision antérieure de courte échéance (c'est l'ébauche : généralement prévision à 6h pour les modèles globaux) dans un algorithme appelé *assimilation de données*. Ainsi, l'analyse représente, à un instant donné, l'état de l'atmosphère le plus probable. La qualité de l'analyse est ainsi très dépendante du réseau d'observations (quantités et précisions) mais aussi de la région du monde considérée. Par exemple, dans l'océan Indien, les observations conventionnelles en mer étant peu nombreuses, les données satellitaires sont la première source d'information, même si ces données sont encore peu exploitées en présence de nuages et de précipitations pour des raisons qui seront détaillées par la suite. L'incertitude des analyses et les erreurs de modélisation

---

1. CLImatology and PERSistence

2. Statistical Hurricane Intensity FORecast

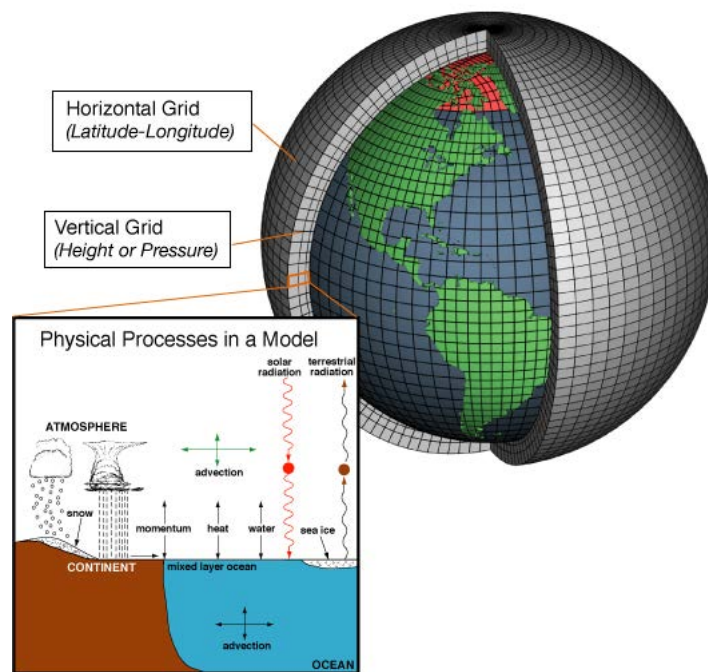


FIG. 1.9 – Représentation schématique de la grille de calcul d'un modèle de prévision numérique global ainsi que des processus dynamiques et physiques décrits. [Source : celebrating200years.noaa.gov]

sont les deux principales sources d'erreurs de prévision.

Les modèles numériques peuvent être de deux types :

- déterministe : l'analyse est utilisée pour faire une prévision partant d'un instant donné. Ainsi, il n'existe qu'une seule solution des variables pronostiques à chaque échéance de prévision. La prévision cyclonique déterministe donne une trajectoire (courbe rouge sur la Figure 1.10), une vitesse de déplacement, la structure des vents ainsi que la quantité de précipitations la plus probable lors du passage du cyclone.
- ensembliste : cette méthode consiste à réaliser plusieurs prévisions à un réseau donné avec des états initiaux légèrement différents. Ceci permet d'échantillonner l'incertitude sur la connaissance de l'état de l'atmosphère (Toth & Kalnay, 1993; Molteni et al., 1996; Plu, 2008). Pour une échéance de prévision donnée, plus la dispersion est importante et plus l'incertitude sur cet état futur de l'atmosphère sera grande. Comme l'illustre la Figure 1.10 en prévision cyclonique, la méthode ensembliste donne lieu à un cône d'incertitude de trajectoire (Dupont et al., 2011) dans lequel il est probable (avec un risque de 75 %) que le système tropical évolue dans le temps.

Citons quelques modèles de prévision numérique globaux utilisés pour la prévision cyclonique : le modèle IFS<sup>1</sup> du CEPMMT (15 km de résolution spatiale<sup>2</sup>), le modèle du

1. Integrated Forecast System

2. Résolution utilisée en début des travaux de thèse



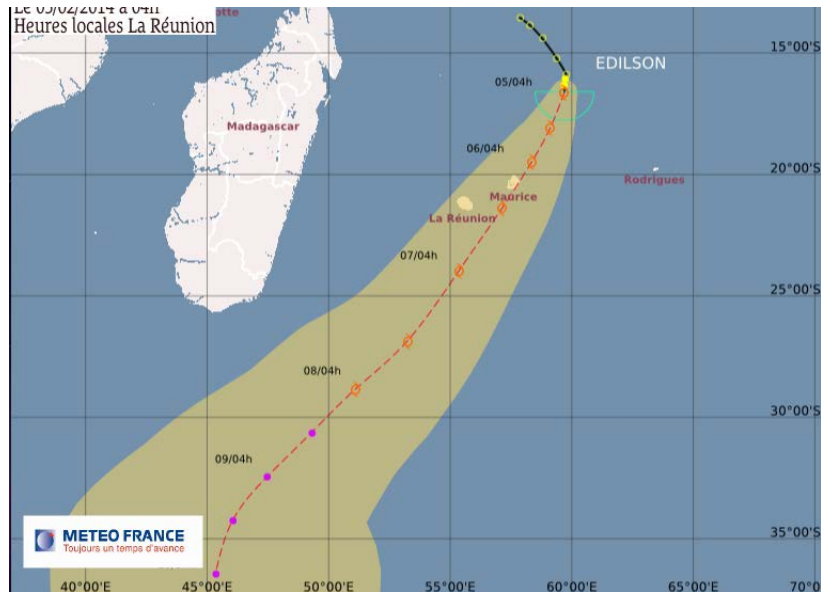


FIG. 1.10 – Prévion de trajectoire de la tempête tropicale *Edilson* par le modèle *ALADIN-Réunion* dans le Sud-Ouest de l’océan Indien le 3 Février 2014 à 00 UTC par la méthode déterministe (courbe rouge) et la méthode ensablste (cône jaune). [Source : Météo-France]

Met Office<sup>1</sup> (Royaume-Uni - 17 km de résolution spatiale), le modèle GFS<sup>2</sup> du NCEP<sup>3</sup> (USA - 30 km de résolution spatiale) et le modèle à maille variable ARPEGE<sup>4</sup> de Météo-France (entre 10 et 50 km). Quant aux modèles régionaux (à aire limitée), citons ALADIN<sup>5</sup>-Réunion de Météo-France dont nous décrions les caractéristiques plus en détail dans une prochaine partie, et le “Hurricane Prediction System” du GFDL<sup>6</sup>, tous deux adaptés spécifiquement pour la prévion cyclonique.

## 1.4 Performances de quelques modèles numériques opérationnels

Tous les CMRS du globe réalisent leurs propres prévions à partir des modèles numériques à leur disposition sur les bassins les concernant. Il s’agit d’interpréter les comportements de chacun des modèles sur une situation météorologique donnée et de choisir le scénario le plus probable. Le CMRS de La Réunion utilise principalement 3 modèles : *ALADIN-Réunion* (régional), ARPEGE et IFS (tous deux globaux). Afin de simplifier la comparaison entre les prévions des différents modèles numériques, on évalue la prévion opérationnelle d’un CMRS en calculant l’erreur absolue d’intensité et de trajectoire par rapport à la “Best Track”. La “Best Track” d’un cyclone représente la meilleure analyse de son intensité et de sa trajectoire au cours de son cycle de vie. Elle est estimée de façon plus ou moins subjective par les prévionnistes

1. Service météorologique du Royaume-Uni
2. Global Forecast System
3. National Centers for Environmental Prediction
4. Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle
5. Aire Limitée, Adaptation dynamique, Développement InterNational
6. Geophysical Fluid Dynamics Laboratory. Laboratoire de la NOAA

des CMRS à partir des analyses et des observations satellites disponibles a posteriori.

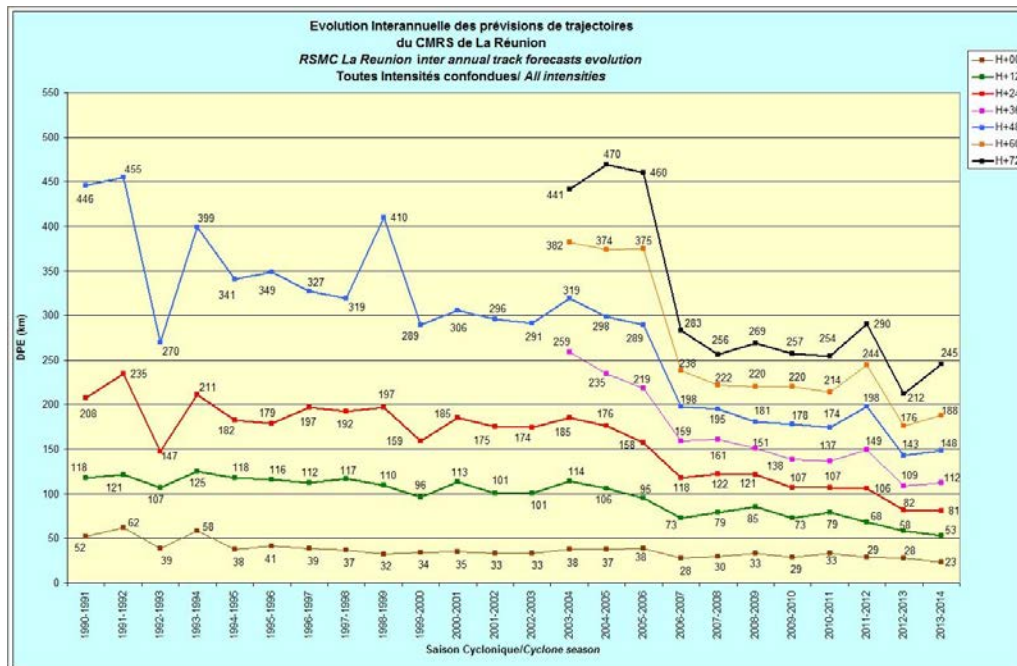


FIG. 1.11 – Evolution de la prévision opérationnelle de trajectoires de cyclones produites par le CMRS de La Réunion sur le SOOI de 1990 à 2014. Les erreurs moyennes annuelles de trajectoire (en km) sont représentées pour différentes échéances de prévision allant de l'analyse à 3 jours (+72h). [Source : CMRS de La Réunion].

La Figure 1.11 donne un exemple de l'évolution moyenne annuelle de l'erreur sur la trajectoire de la prévision opérationnelle du CMRS de La Réunion. Il s'agit de moyennes annuelles qui mettent en évidence une variabilité interannuelle pouvant être causée par : les différences de prévisibilité de l'atmosphère, les modifications apportées aux modèles et à leur méthode d'assimilation ainsi qu'aux systèmes d'observations. La période 1990-2014 montre une diminution quasi-continue de l'erreur de prévision sur la position du centre du tourbillon cyclonique et ce quelque soit l'échéance. L'erreur de position sur l'analyse (H+00) passe de 50 à 20 km et celle des prévisions à 24 et 48 h ont été diminuées d'environ 65%. Cette tendance est observée pour tous les autres CMRS du monde (exemple avec le bassin Atlantique en Figure 1.12a).

Les améliorations constatées sont le fruit de plus de deux décennies de recherches des équipes scientifiques du monde qui ont permis d'augmenter la résolution des modèles, de mieux représenter les processus physiques et dynamiques, d'apporter toujours plus d'observations, notamment satellitaires, et de développer des méthodes d'assimilation toujours plus performantes. Ainsi, on est actuellement capable d'estimer la position d'un cyclone à 2 jours (48 h) avec une erreur inférieure à 150 km en moyenne.

Le constat est plus mitigé concernant la prévision de l'intensité des systèmes tropicaux. En effet, la Figure 1.12 (b) illustre les erreurs annuelles de prévisions de l'intensité du NHC pour les systèmes de l'Atlantique Nord (Franklin, 2008). Durant la période 1990-2010, pratiquement aucune amélioration n'a été apportée aux prévisions d'intensité des cyclones et ce, quelque soit l'échéance. C'est seulement à partir de 2010 que l'on voit un net changement pour toutes les échéances. Entre 2010 et 2013, l'erreur de prévision de l'intensité a été réduite de 30 à 50% selon l'échéance. Cette

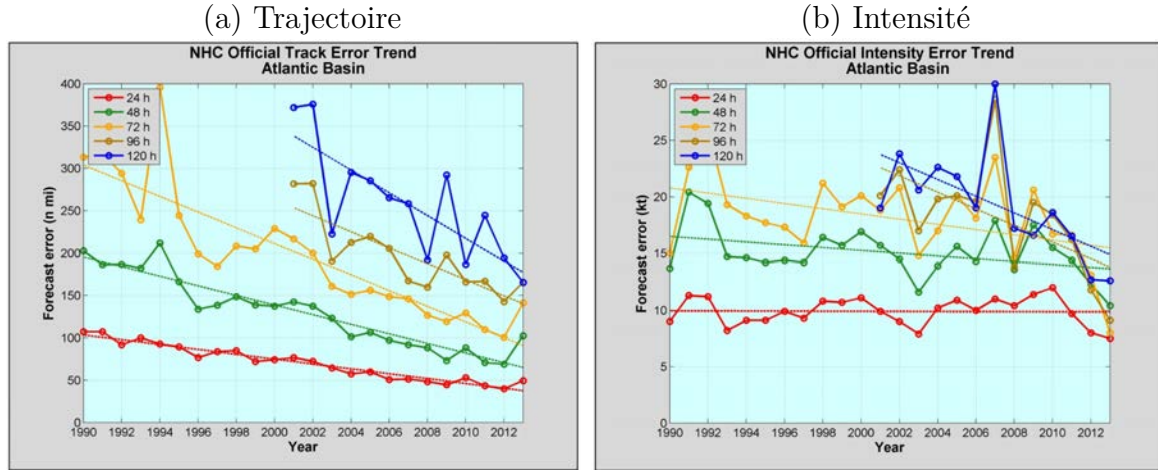


FIG. 1.12 – Evolution de la qualité des prévisions opérationnelles du NHC sur l'Atlantique Nord entre 1990 et 2013. Sont représentées les erreurs moyennes annuelles de la trajectoire (a) (en mille nautique : 1nmi = 1 852m) et l'intensité (b) (en nœuds : 1kt = 0.514 m.s<sup>-1</sup>) prévues des cyclones. [Source : Cangialosi & Franklin (2013)].

évolution très importante permet même d'obtenir une erreur à l'échéance 72 h très proche de celle à 24 h. Cette soudaine amélioration des performances fait suite au projet *Hurricane Forecast Improvement Project* (HFIP) (Rogers et al., 2013) qui met à disposition d'importants moyens de calcul ainsi que la possibilité aux équipes scientifiques américaines de réaliser des campagnes de mesures afin d'étudier la dynamique et la physique de l'atmosphère en conditions cycloniques. Lancé en 2009 par les Etats-Unis, ce projet a pour objectif de diminuer de façon significative les erreurs de prévision de trajectoire et d'intensité des cyclones tropicaux de l'ordre de 20% en 5 ans et de 50% en 10 ans (Gall et al., 2013), principalement sur le Pacifique Nord-Est et l'Atlantique Nord. Un pari ambitieux qu'ils sont en voie de remporter, notamment concernant les erreurs de prévisions d'intensité.

Concernant les erreurs moyennes annuelles de prévision d'intensité des cyclones du CMRS de La Réunion de 2005 à 2014 (Figure 1.13), on ne constate aucune amélioration, même après 2010. En effet, les prévisions se sont légèrement dégradées pour les échéances 12 h et 24 h et améliorées aux échéances supérieures (48 h et 72 h). Les réductions d'erreurs de prévisions d'intensité des cyclones n'ont donc pas eu lieu sur le SOOI par le CMRS de La Réunion comme cela a été le cas pour le NHC sur l'Atlantique Nord depuis 2010. On voit donc la nécessité de travailler sur ce bassin afin de faire évoluer la tendance des prévisions d'intensité et de trajectoire des cyclones. L'une des pistes que nous explorerons dans ces travaux concernera l'utilisation d'observations micro-ondes en ciel nuageux et pluvieux afin de mieux contraindre les conditions initiales des variables du modèle *ALADIN-Réunion* en conditions cycloniques.

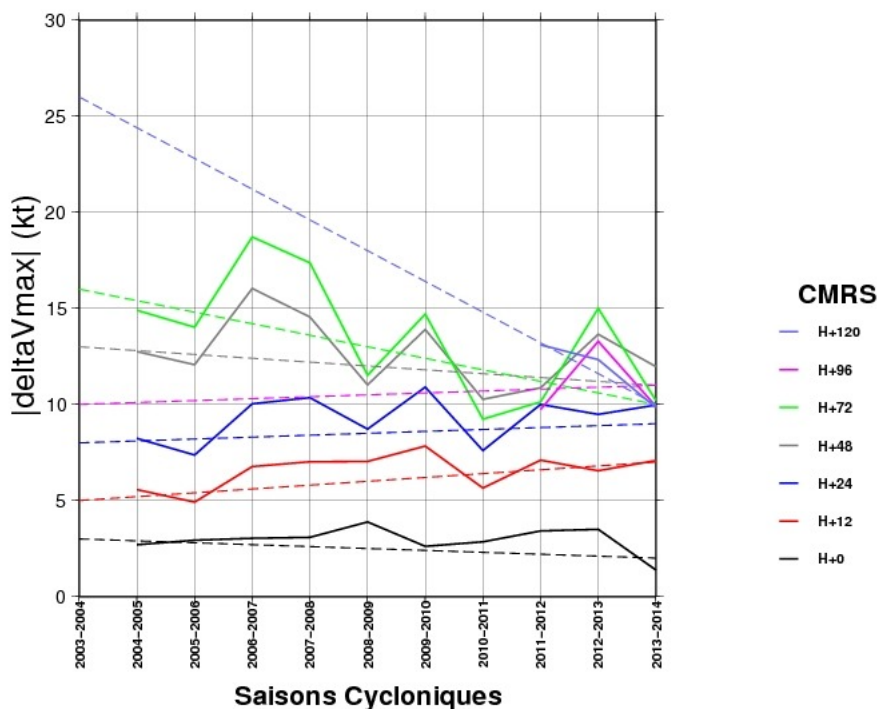


FIG. 1.13 – Evolution de la qualité des prévisions opérationnelles du CMRS de La Réunion entre 2005 et 2014. Sont présentées les erreurs moyennes annuelles des intensités prévues des cyclones. Intensité en nœuds ( $1\text{kt} = 0.514 \text{ m.s}^{-1}$ ).

## Conclusions du chapitre 1

Les conditions météorologiques dans la Zone de Convergence Intertropicale permettent la création de cyclones tropicaux dont les processus de génèse sont complexes. L'étude de la cyclogénèse et l'évolution des cyclones jusqu'à leur stade de maturité et de dissipation est une discipline à part entière de la météorologie. Malgré l'identification de nombreux paramètres thermodynamiques et dynamiques nécessaires à la formation des systèmes tropicaux, de nombreuses interrogations subsistent, notamment concernant l'impact d'ondes tropicales de type MJO sur leur genèse.

La compréhension des processus dynamiques et physiques en jeux dans les cyclones tropicaux peut être améliorée grâce au réseau mondial d'observations conventionnelles. Cependant, ces observations sont moins bien réparties spatialement sur les océans que sur les continents, du fait de l'isolement géographique des océans. Les satellites météorologiques permettent de pallier ce problème par leur couverture d'observations régulièrement réparties spatialement et temporellement. Leur capacité à observer les phénomènes météorologiques dans différentes longueurs d'ondes (infra-rouge, visible et micro-ondes) en font un atout essentiel pour l'étude des cyclones.

Le développement des modèles de prévision numérique du temps par les centres météorologiques permet de prévoir la trajectoire ainsi que l'intensité des cyclones tropicaux à la surface des océans du monde. Les modèles peuvent être globaux ou régionaux avec des paramétrisations physiques et dynamiques ainsi que des résolutions différentes. Le

CMRS de La Réunion utilise par exemple les modèles globaux ARPEGE et IFS ainsi que le modèle régional *ALADIN-Réunion* pour la prévision des systèmes tropicaux dans le Sud-Ouest de l’océan Indien. L’amélioration continue des modèles bénéficie à la qualité des prévisions cycloniques, même si la prévision des intensités demeure un défi.



# Chapitre 2

## Outils numériques et sources de données

### Sommaire

---

<b>2.1</b>	<b>Le modèle ALADIN-Réunion . . . . .</b>	<b>30</b>
2.1.1	Dynamique . . . . .	30
2.1.2	Description des paramétrisations physiques . . . . .	31
2.1.3	Le système d'assimilation de données . . . . .	34
<b>2.2</b>	<b>Modélisation du transfert radiatif . . . . .</b>	<b>40</b>
2.2.1	Principe . . . . .	40
2.2.2	Théorie du corps noir . . . . .	41
2.2.3	Equation du transfert radiatif . . . . .	42
2.2.4	Propriétés du spectre micro-ondes . . . . .	43
2.2.5	RTTOV-SCATT : modèle de transfert radiatif en ciel précipitant . . . . .	47
<b>2.3</b>	<b>La mission MEGHA-TROPIQUES . . . . .</b>	<b>50</b>
2.3.1	Enjeux scientifiques . . . . .	50
2.3.2	L'instrument SAPHIR . . . . .	51
2.3.3	L'instrument MADRAS . . . . .	52

---

L'objectif de nos travaux est de préparer l'assimilation d'observations satellitaires micro-ondes dans les systèmes dépressionnaires tropicaux. Lorsqu'elles sont affectées par les nuages, les observations satellitaires sont massivement rejetées des systèmes d'assimilation pour la prévision numérique du temps (PNT). Une utilisation accrue dans ces conditions constitue une piste pouvant permettre d'améliorer la prévision des cyclones. Le modèle pour lequel on souhaite utiliser les radiances micro-ondes en ciel pluvieux est le modèle *ALADIN-Réunion* qui possède un système d'assimilation de données variationnel tridimensionnel (3D-Var). Ce modèle à aire limitée positionné sur le Sud-Ouest de l'océan Indien est capable de modéliser les systèmes dépressionnaires tropicaux (Faure et al., 2008). L'assimilation de radiances micro-ondes pluvieuses dans un modèle requiert qu'il soit capable de simuler de manière suffisamment réaliste ces observations. Pour cela, nous utiliserons le modèle de transfert radiatif RTTOV-SCATT qui permet de simuler des radiances au sommet de l'atmosphère à partir de profils

de température, d'humidité spécifique et de condensats nuageux et précipitants. Sa version en ciel clair est intégrée à tous les systèmes d'assimilation opérationnels de Météo-France pour simuler les radiances micro-ondes et infra-rouges de nombreux capteurs. Nous avons choisi d'exploiter principalement les radiances du sondeur d'humidité SAPHIR à bord du satellite MEGHA-TROPIQUES auxquelles les simulations seront comparées. En effet, la mission MEGHA-TROPIQUES permet, depuis son lancement fin 2011, d'avoir une nouvelle vision du cycle de l'eau dans les régions tropicales depuis l'espace grâce à ses instruments complémentaires (visible, infra-rouge et micro-ondes) et à son orbite très inclinée.

## 2.1 Le modèle ALADIN-Réunion

### 2.1.1 Dynamique

Opérationnel à Météo-France depuis 2006, *ALADIN-Réunion* (Faure et al., 2008) est un modèle de prévision numérique régional positionné sur le Sud-Ouest de l'océan Indien (Figure 1). Son domaine s'étend de 0 à 32°S et de 31 à 89°E, couvrant ainsi la quasi totalité de la zone de responsabilité du Centre Météorologique Régional Spécialisé (CMRS) de La Réunion.

Ce modèle est une version à aire limitée du modèle global de PNT ARPEGE (Courtier et al., 1991) de Météo-France dont il partage l'essentiel des processus dynamiques et physiques. L'ensemble des modèles ALADIN (France métropolitaine, outre-mer, pays européens, etc) a été développé dans le cadre d'un consortium européen depuis 1992 avec une géométrie adaptée depuis celle d'ARPEGE par Bubnová et al. (1995). *ALADIN-Réunion* est un modèle *spectral bi-Fourier* (avec une troncature elliptique au nombre d'onde 249) correspondant à une résolution spatiale horizontale uniforme de 8 km (810 x 500 points de grille) avec une projection de Mercator. La résolution horizontale d'*ALADIN-Réunion* est un atout face aux deux modèles globaux les plus utilisés par les prévisionnistes de la Réunion : ARPEGE dont la résolution est d'environ 30 km et le modèle IFS du CEPMMT avec une résolution d'environ 15 km<sup>1</sup>. sur le Sud-Ouest de l'océan Indien. De plus, il dispose de son propre système d'assimilation 3D-Var (Fischer et al., 2005, 2006) dont nous décrirons les spécificités dans une prochaine partie.

Couplé aux limites latérales par des prévisions du modèle ARPEGE interpolées linéairement toutes les 3 heures, ce modèle réalise des prévisions deux fois par jour à 00 et 12 UTC jusqu'à 84 h d'échéance. Jusqu'en Avril 2015, il possédait 70 niveaux verticaux (105 niveaux désormais) de la surface à 1 hPa. Le cœur dynamique du modèle peut résoudre les équations d'Euler à partir d'un système de coordonnées verticale basé sur la pression hydrostatique proposé par Laprise (1992). Dans sa version hydrostatique, les équations pronostiques sont résolues pour les variables suivantes : la pression de surface, les composantes du vent, la température, l'énergie cinétique turbulente (TKE<sup>2</sup>), la vapeur d'eau  $q$  et quatre espèces d'hydrométéores (eau nuageuse  $q_l$ , cristaux de glace nuageux  $q_i$ , pluie  $q_r$  et neige  $q_s$ ). Un schéma temporel semi-implicite semi-Lagrangien autorise un pas de temps de 450 secondes. Dans notre étude, nous utiliserons la version

---

1. Cette résolution correspond à celle qui était utilisée au moment du démarrage des travaux

2. Turbulent Kinetic Energy



CY38T1 du modèle qui a été opérationnelle à Météo-France de Juillet 2013 à Avril 2015.

### 2.1.2 Description des paramétrisations physiques

Les paramétrisations physiques permettent de décrire les processus d'échelle inférieure à la maille du modèle ayant une influence sur les variables résolues à travers des transferts de chaleur, d'eau et de quantité de mouvement. Les flux turbulents dans la couche limite sont représentés par une fermeture en diffusion turbulente dépendante de la TKE suivant la formulation de Bougeault & Lacarrère (1989) pour les longueurs de mélange. Les interactions entre les particules atmosphériques (molécules, hydrométéores) et le rayonnement sont décrites par le schéma RRTM<sup>1</sup> (Mlawer et al., 1997) pour les grandes longueurs d'ondes du spectre électromagnétique (infra-rouge thermique) et utilise le schéma de Fouquart & Bonnel (1980) pour les courtes longueurs d'ondes (solaire). Les échanges entre la surface et l'atmosphère sont décrits par le module SURFEX<sup>2</sup> (Masson et al., 2013) incluant une paramétrisation des flux turbulents à l'interface océan-atmosphère basée sur le modèle ECUME<sup>3</sup> (Belamari, 2005). Ce dernier module est largement utilisé dans *ALADIN-Réunion* puisque le domaine est couvert à 80% d'océan.

Dans le modèle *ALADIN-Réunion*, les nuages et les précipitations sont décrits au moyen de trois schémas distincts : Bougeault (1985) pour la convection profonde, Bechtold et al. (2001) pour la convection peu profonde et Lopez (2002) pour les échelles résolues. Ces schémas permettent de décrire la libération de chaleur latente par condensation, le transport par les mouvements convectifs non résolus, ainsi que les interactions des condensats nuageux avec le rayonnement. Toutefois, le détail des processus microphysiques conduisant à la formation des nuages et des précipitations est très variable en fonction du schéma considéré.

#### Paramétrisation de la convection

Les schémas de convection permettent de représenter l'influence des nuages convectifs non résolus sur les variables pronostiques du modèle. Les transports verticaux d'humidité, d'énergie et de quantité de mouvement s'expriment au moyen d'un flux de masse convectif diagnostiqué suivant la formulation de Bougeault (1985) pour la convection profonde (précipitante) et de Bechtold et al. (2001) pour la convection peu profonde (non précipitante). Une hypothèse de fermeture permet de relier d'intensité de la convection aux variables de grande échelle résolues par le modèle. Elle s'appuie sur une hypothèse de quasi-équilibre entre le forçage de grande échelle et la réponse de la convection. Elle est formulée en fonction de la convergence d'humidité pour la convection profonde et en fonction de la "CAPE"<sup>4</sup> pour la convection peu profonde. Lorsque des conditions de déclenchement de la convection sont satisfaites (instabilité de basses couches), un "updraft" est généré dans lequel va se produire de la condensation. Il va s'élever par flottabilité suivant une adiabatique humide en entraînant de l'air de l'environnement et en détrainant de l'air nuageux dans l'environnement. Dans

---

1. Rapid Radiative Transfer Model

2. SURFace EXternalisée

3. Exchange Coefficients from Unified Multi-campaigns Estimates

4. Convective Available Potential Energy

le schéma de Bougeault, le transport d'humidité par le flux de masse convectif et le taux de déentraînement dans l'environnement permettent de diagnostiquer les précipitations convectives, qui atteignent le sol en un pas de temps. Une description très simple de la microphysique permet d'évaporer, de fondre ou geler les précipitations au cours d'un même pas de temps. Pour pouvoir décrire les interactions avec le rayonnement, des condensats nuageux sont diagnostiqués à partir d'une relation empirique qui dépend du gradient vertical du flux de précipitation. De même, une fraction nuageuse convective est diagnostiquée par une fonction linéaire de la quantité de condensats nuageux. Dans le schéma de convection peu profonde, les taux de formation des condensats nuageux sont utilisés pour diagnostiquer à la fois la fraction nuageuse et le contenu en eau nuageuse.

Nous verrons dans le chapitre 7 qu'il existe d'autres manières de représenter la convection dans les modèles de prévision numérique du temps. Dans un premier temps nous examinerons avec le modèle ALADIN-Réunion, un schéma de convection différent de celui de Bougeault, à savoir le schéma PCMT<sup>1</sup> (Piriou et al., 2007) qui est en cours de développement à Météo-France. Les condensats nuageux et précipitants sont des variables pronostiques dans la fraction convective de la maille du modèle. Le transport vertical ainsi que les processus microphysiques y sont décrits de manière explicite. Dans un second temps, nous utiliserons le modèle AROME, qui grâce à une résolution horizontale de 2,5 km permet de s'affranchir d'une paramétrisation de la convection profonde.

### Paramétrisation des nuages et précipitations résolus

Les processus de condensation résolue sont décrits avec un schéma statistique permettant la formation de condensats nuageux avant la saturation à l'échelle de la maille du modèle. Ce schéma statistique utilise une fonction de densité de probabilité (PDF) symétrique triangulaire pour la fluctuation sous-maille d'une saturation locale à l'intérieur de la maille (Smith, 1990). Il permet de diagnostiquer la fraction nuageuse ainsi que le contenu en condensats nuageux. Les condensats nuageux entre les phases liquide et solide sont séparés par un critère en température (avec une phase mixte entre approximativement -25 et 0°C). Les différentes phases de l'eau sont décrites par un ensemble de cinq variables pronostiques caractérisées par leur concentration en masse (kg d'une espèce par kg d'air humide) : la vapeur d'eau  $q$ , l'eau nuageuse  $q_l$ , les cristaux de glace nuageux  $q_i$ , la pluie  $q_r$  et la neige<sup>2</sup>  $q_s$ . Les conversions entre les différentes espèces sont décrites par le schéma microphysique de Lopez (2002) (Figure 2.1) nécessitant diverses hypothèses sur la distribution en taille des condensats ainsi que sur les vitesses terminales des particules précipitantes. Contrairement au schéma de convection de Bougeault, les hydrométéores précipitants étant gérés par des variables pronostiques, ils peuvent être advectés par la dynamique et n'atteignent pas nécessairement le sol en un pas de temps.

Les processus d'*autoconversion* sont décrits par la formulation de Kessler (1969). Ils expriment la transformation des condensats nuageux en hydrométéores précipitants<sup>3</sup>.

---

1. Prognostic Condensates Microphysics and Transport

2. On parle ici de "neige" de manière générique pour désigner les particules solides précipitantes. Nous verrons par la suite que des informations autres que la concentration en masse sont nécessaires pour caractériser les propriétés microphysiques et radiatives de ces particules dont la variabilité en forme et en densité est très importante dans la nature.

3. La distinction entre gouttelettes de nuage et gouttes de pluie se fait dans la nature sur un critère

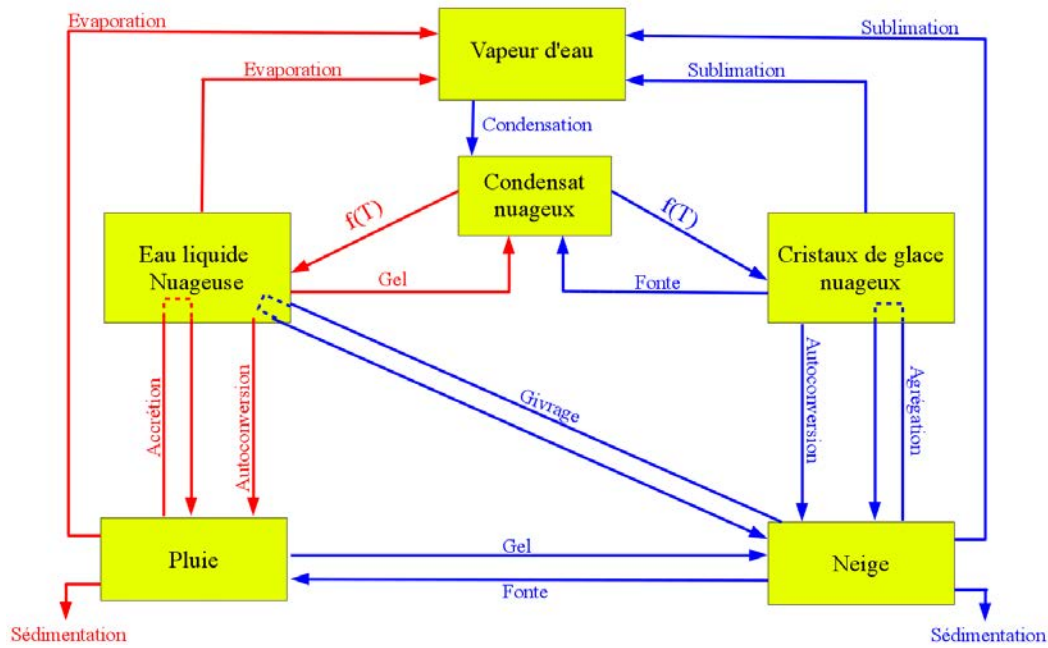


FIG. 2.1 – Diagramme représentant les processus de conversion entre les différentes phases de l'eau dans le schéma de Lopez (2002).

Sont décrits la génération de précipitations liquides (pluie) à partir de gouttelettes nuageuses et la génération de précipitations solides (neige) à partir de cristaux de glace nuageux. Les processus de *collection* (Kessler, 1969) décrivent la croissance des gouttes de pluie et des particules de neige lors de leur chute aux dépens des condensats nuageux liquides et/ou solides. Trois processus de collection sont représentés par une formulation identique mais avec des coefficients et des efficacités spécifiques à chacun d'eux :

- *Coalescence* : accrétion de gouttelettes nuageuses par collision avec des gouttes de pluie ;
- *Givrage* : accrétion de plusieurs gouttelettes nuageuses surfondues par collision sur une particule de neige. Une fois en contact avec la particule, l'eau surfondue givrera, permettant sa croissance ;
- *Agrégation* : accrétion de plusieurs cristaux de glace non précipitants entre eux et/ou sur une particule de neige.

Les processus d'autoconversion et de collection dépendent de la forme et de la densité des particules, ainsi que des distributions en taille des particules choisies de type *Gamma généralisée* pour les hydrométéores nuageux et de type *Marshall-Palmer* pour les hydrométéores précipitants. La représentation des processus de collection nécessite une dépendance de la vitesse de chute des hydrométéores avec leur taille et la densité de l'air. Finalement, le processus de *sédimentation* des hydrométéores précipitants est décrit par un schéma statistique proposé par Bouteloup et al. (2011) permettant d'être compatible avec les pas de temps des modèles ALADIN et ARPEGE. Contrairement aux hypothèses faites pour décrire les processus de collection, ce schéma suppose que

de taille au voisinage de 0.1 mm de rayon.

la vitesse de chute est constante pour la pluie ( $V_r=5 \text{ m.s}^{-1}$ ) et la neige ( $V_s=1.5 \text{ m.s}^{-1}$ ).

Les trois schémas décrits ci-dessus permettent de produire des condensats nuageux ainsi que des précipitations (convectives pour le schéma de Bougeault et stratiformes pour le schéma de Lopez). Ces quantités sont ensuite combinées pour fournir des valeurs totales dans chaque maille du modèle comme illustré sur la Figure 2.2. Les contenus en hydrométéores issus de chacun des schémas sont sommés alors que la fraction nuageuse est égale au maximum de chacune des contributions. Pour les hydrométéores précipitants, le schéma de Bougeault générant des flux, les contenus  $q_r$  et  $q_s$  du schéma de Lopez sont convertis en flux  $R_r$  et  $R_s$ , au moyen des relations :  $R_r = \rho_a V_r q_r$  et  $R_s = \rho_a V_s q_s$  où  $\rho_a$  est la densité de l'air. On fait ici la même hypothèse de vitesse de chute constante que pour décrire la sédimentation. Les valeurs totales des contenus, des flux et de la fraction nuageuse sont ensuite utilisées par les paramétrisations du transfert radiatif du modèle *ALADIN-Réunion* mais aussi, comme nous le verrons plus en détail dans la suite de ce chapitre, par le modèle de transfert radiatif RTTOV-SCATT pour simuler les radiances SAPHIR en ciel nuageux et précipitant.

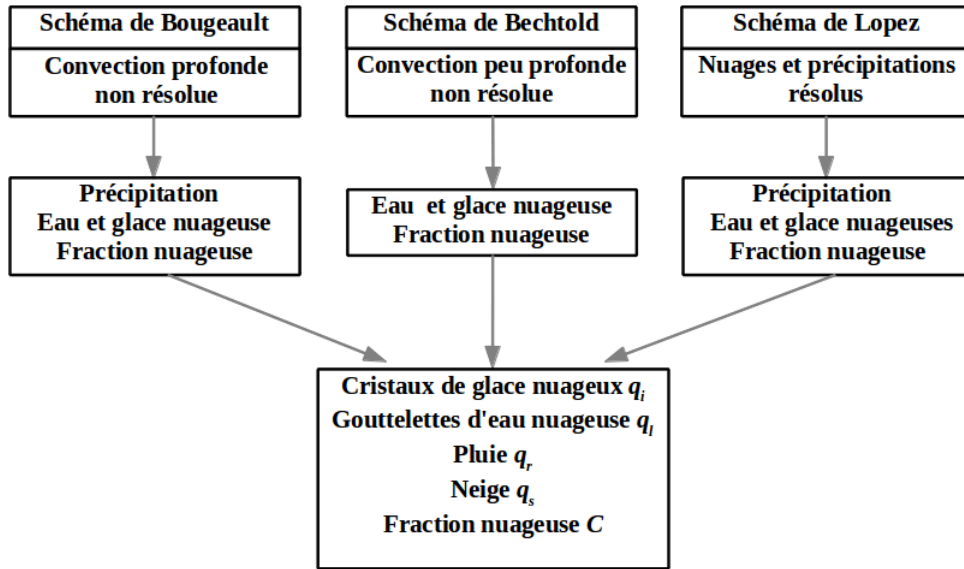


FIG. 2.2 – Représentation schématique de la contribution des trois schémas de nuages et de précipitations aux quantités totales d'hydrométéores dans le modèle *ALADIN-Réunion*, à savoir Bougeault (convection profonde), Bechtold (convection peu profonde) et Lopez (nuages résolus).

### 2.1.3 Le système d'assimilation de données

Le système d'assimilation du modèle *ALADIN-Réunion* repose sur une approche dite *variationnelle tri-dimensionnelle* (3D-Var) qui fournit à ce modèle ses conditions initiales (nommées *analyses*) de manière cyclée quatre fois par jour. Le cyclage signifie que chaque analyse est produite à partir d'une prévision 6 h (ébauche) issue de l'analyse précédente.

### 2.1.3.1 Calcul de l'analyse

Le calcul de l'analyse repose sur la théorie de l'estimation optimale qui s'appuie sur le théorème de Bayes. Elle consiste à chercher l'état de l'atmosphère le plus probable  $\mathbf{x}$  connaissant les observations  $\mathbf{y}^o$ , ce qui se traduit par la probabilité conditionnelle  $p(\mathbf{x}|\mathbf{y}^o)$  (Lorenc, 1986). Pour appliquer ce théorème, il faut aussi connaître une information *a priori* sur l'état de l'atmosphère nommée *ébauche*. Le théorème de Bayes permet de résoudre la probabilité conditionnelle selon :

$$p(\mathbf{x}|\mathbf{y}^o) = \frac{p(\mathbf{y}^o|\mathbf{x})p(\mathbf{x})}{p(\mathbf{y}^o)} \propto p(\mathbf{y}^o|\mathbf{x})p(\mathbf{x}) \quad (2.1)$$

Ainsi, l'état le plus probable  $\mathbf{x}$  de l'atmosphère peut être considéré comme celui qui maximise cette densité de probabilité.

On peut exprimer les deux termes de l'expression (2.1) en faisant une hypothèse de lois de distributions gaussiennes sans biais :

- $p(\mathbf{y}^o|\mathbf{x}) \Rightarrow$  densité de probabilité des observations ( $\mathbf{y}^o$ ) connaissant l'état de l'atmosphère  $\mathbf{x}$  :

$$p(\mathbf{y}^o|\mathbf{x}) \propto e^{-\frac{1}{2}(\mathbf{y}^o - H(\mathbf{x}))^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y}^o - H(\mathbf{x}))}$$

où  $\mathbf{R}$  est la matrice de covariances d'erreurs d'observation et  $H$  est un opérateur projetant l'état de l'atmosphère  $\mathbf{x}$  sur les observations  $\mathbf{y}^o$  ;

- $p(\mathbf{x}) \Rightarrow$  densité de probabilité *a priori* de l'état de l'atmosphère ( $\mathbf{x}$ ) s'exprimant comme la probabilité d'un écart à l'ébauche  $\mathbf{x}_b$  :

$$p(\mathbf{x}) \propto e^{-\frac{1}{2}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b)^T \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b)}$$

où  $\mathbf{B}$  est la matrice de covariances d'erreurs d'ébauche.

Au lieu de maximiser la densité de probabilité  $p(\mathbf{x}|\mathbf{y}^o)$ , on préfère minimiser la quantité  $-\log[p(\mathbf{x}|\mathbf{y}^o)]$  qui s'écrit sous la forme d'une fonction coût  $J$  :

$$J(\mathbf{x}) = \underbrace{\frac{1}{2}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b)^T \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b)}_{J_b} + \underbrace{\frac{1}{2}(\mathbf{y}^o - H(\mathbf{x}))^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y}^o - H(\mathbf{x}))}_{J_o}$$

La fonction coût  $J$  permet de quantifier les distances respectives de l'état estimé à l'ébauche ( $J_b$ ) et aux observations ( $J_o$ ). La méthode dite de “**l'approche incrémentale**” introduite par Courtier et al. (1994) permet de ne plus travailler sur les vecteurs d'états en entiers mais sur la perturbation à ajouter aux vecteurs de l'ébauche. Cette perturbation que l'on nomme **incrément**  $\delta\mathbf{x}$  est représentée par la différence entre l'état de l'atmosphère  $\mathbf{x}$  que l'on cherche à déterminer et l'ébauche  $\mathbf{x}_b$ . Elle s'écrit :

$$\delta\mathbf{x} = \mathbf{x} - \mathbf{x}_b$$

Après avoir linéarisé l'opérateur d'observation  $H$  (c'est à dire  $H(x) \approx H(\mathbf{x}_b) + \mathbf{H}\delta\mathbf{x}$ ), on peut réécrire la fonction coût sous la forme incrémentale :

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

où  $\mathbf{d} = \mathbf{y}^o - H(\mathbf{x}_b)$  est le vecteur d'innovation représentant les écarts entre les observations et l'ébauche dans l'espace des observations ; et  $\mathbf{H}$  représente le **tangent linéaire** de l'opérateur d'observation. Nous verrons plus loin que cet opérateur est aussi utile à notre étude car il nous permettra de calculer la sensibilité des radiances micro-ondes simulées aux perturbations des différents types d'hydrométéores. On constate que dans l'approche incrémentale, la fonction-coût à minimiser est quadratique conduisant à une solution unique. De plus, il est possible d'effectuer la minimisation de  $\delta\mathbf{x}$  dans un espace de dimension réduite par rapport à la dimension de  $\mathbf{x}$ , et dans les approches de type 4D-Var (où la dimension temporelle des observations intervient), de propager l'incrément avec un modèle simplifié à plus basse résolution.

La Figure 2.3 illustre le processus de minimisation de la fonction coût  $J$  dans un espace de 2 variables du modèle. La fonction quadratique a la forme d'un paraboloïde. La minimisation s'effectue par itérations successives (flèches sur la figure) pour faire évoluer la variable de contrôle  $\delta\mathbf{x}$ . Ainsi la valeur de l'état  $\delta\mathbf{x}$  à l'itération  $n$  s'écrit en fonction de sa valeur à l'itération  $(n - 1)$  et de son gradient  $\nabla J(\delta\mathbf{x})_{n-1}$  :

$$\delta\mathbf{x}_n = \delta\mathbf{x}_{n-1} + \alpha_n \nabla J(\delta\mathbf{x})_{n-1}$$

où  $\alpha_n$  est un pas de descente dans la direction du gradient. Le gradient  $\nabla J$  s'écrit de la manière suivante :

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

où  $\mathbf{H}^T$  représente l'**adjoint** du tangent linéaire  $\mathbf{H}$  de l'opérateur d'observation. Cet opérateur permet donc d'estimer efficacement le gradient de la fonction coût à minimiser.

Lorsque le gradient de la fonction  $J$  est suffisamment petit et que la fonction  $J$  a suffisamment décréu, le processus s'arrête et le vecteur d'analyse du modèle est trouvé. Il est intéressant de noter que la théorie de l'estimation optimale utilisée ici pour obtenir l'état le plus probable de l'atmosphère, permet également de fournir son erreur associée. Ainsi, si les deux sources d'informations (observations et ébauche) combinées optimalement sont caractérisées par des matrices de covariances d'erreurs  $\mathbf{R}$  et  $\mathbf{B}$ , on peut montrer que l'état analysé est caractérisé par une matrice de covariances d'erreurs  $\mathbf{A}$  s'écrivant :

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

Cette matrice est également l'inverse de la matrice Hessienne de la fonction coût  $J$  au minimum.

Les variables du modèle sur lesquelles des corrections  $\delta\mathbf{x}$  sont faites à l'ébauche durant l'assimilation des observations sont appelées *variables d'analyse*. Dans le modèle *ALADIN-Réunion*, elles sont au nombre de 5, à savoir : le tourbillon  $\zeta$ , la divergence  $\eta$ , la température  $T$ , l'humidité spécifique  $q$  et la pression de surface  $P_s$ . Toutes les autres variables issues de la prévision 6 h sont reportées dans l'analyse sans être modifiées.

La matrice de covariance d'erreurs d'ébauche (matrice  $\mathbf{B}$ ) permet de filtrer et spatialiser les innovations. Elle permet également de prendre en compte les contraintes physiques de l'écoulement (e.g. hydrostatisme, géostrophisme) à travers des corrélations d'erreurs entre les variables d'analyse. Elle a été calculée spécifiquement sur le domaine du modèle à partir d'un ensemble de 6 assimilations (Brousseau et al., 2011) sur une période de 9 jours en Février 2009 (période d'été) sans activité cyclonique. La matrice  $\mathbf{B}$  est

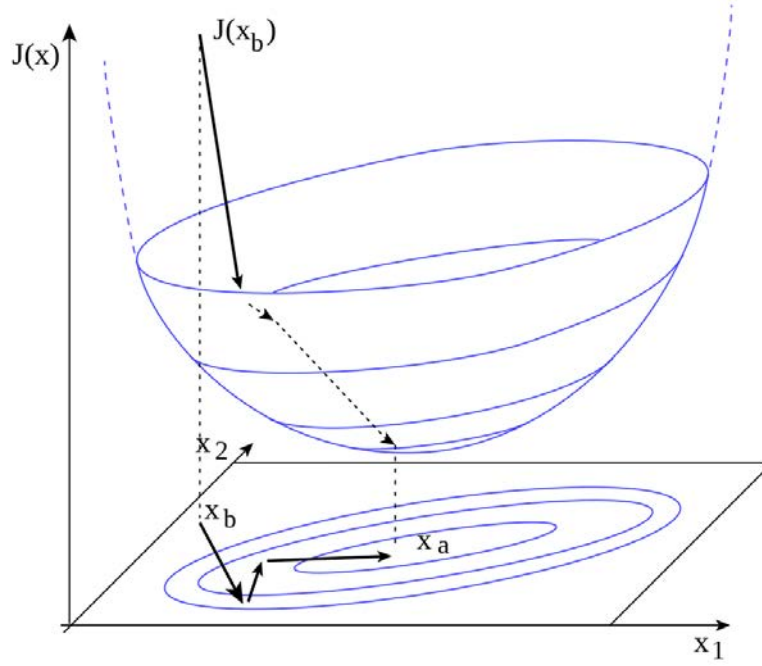


FIG. 2.3 – Représentation schématique du processus de minimisation de la fonction coût  $J$  (exemple dans un espace de 2 variables du modèle  $\mathbf{x}_1$  et  $\mathbf{x}_2$ ) : la fonction quadratique a la forme d'un paraboloïde avec un minimum correspondant à l'analyse optimale  $\mathbf{x}_a$ . Chaque flèche correspond à une itération. [Source : Bouttier (2004)]

modélisée selon la formulation de Derber & Bouttier (1999) dans laquelle on estime des régressions linéaires multiples entre les erreurs de prévision des variables et où on prend en compte les équilibres entre elles en les décomposant en une partie balancée (dont les erreurs sont expliquées par celles du tourbillon  $\zeta$ ) et une partie “non-balancée” (qui est le résidu avec l'indice “u” pour “unbalanced”). Cette approche permet d'avoir un ensemble de variables de contrôle qui sont plus indépendantes que les variables d'analyse. Cette modélisation est réalisée dans l'espace spectral (Berre, 2000) conduisant à une formulation simple sous les hypothèses d'isotropie et d'homogénéité des statistiques, tout en étant non-séparable (dépendance des corrélations horizontales sur la verticale et variation des corrélations verticales en fonction du nombre d'onde). Les erreurs de prévision des différentes variables sont donc reliées de la manière suivante :

$$\begin{aligned}
 \zeta &= \zeta \\
 \eta &= \mathbf{M}P_b + \eta_u \\
 (T, Ps) &= \mathbf{N}P_b + \mathbf{P}\eta_u + (T, Ps)_u \\
 q &= \mathbf{Q}P_b + \mathbf{R}\eta_u + \mathbf{S}(T, Ps)_u + q_u
 \end{aligned} \tag{2.2}$$

Les matrices  $\mathbf{M}$ ,  $\mathbf{N}$ ,  $\mathbf{P}$ ,  $\mathbf{Q}$ ,  $\mathbf{R}$  et  $\mathbf{S}$  représentent des opérateurs de balance verticaux (matrices de coefficients de régression). Ce sont des matrices diagonales par blocs reliant les profils verticaux des coefficients spectraux des prédicteurs à ceux des prédicands. Le champ de masse  $P_b$  (géopotentiel balancé) est lié au champ de tourbillon  $\zeta$ , soit par l'équilibre géostrophique (relation linéaire), soit par la relation de balance non-linéaire suivante (Fisher, 2003) :

$$\nabla^2 P_b = -\nabla \cdot (\mathbf{v}_\psi \cdot \nabla \mathbf{v}_\psi + f \mathbf{k} \times \mathbf{v}_\psi)$$

où  $\mathbf{v}_\psi$  est le vent rotationnel (linéairement lié à  $\zeta$ ). La matrice  $\mathbf{B}$  du 3D-Var d'*ALADIN-Réunion* emploie cette relation de balance linéarisée, mieux adaptée aux régions tropicales. Ainsi les variables de contrôle de l'assimilation sont :  $\zeta$ ,  $\eta_u$ ,  $T_u$ ,  $Ps_u$  et  $q_u$ , conduisant à une matrice  $\mathbf{B}$  diagonale par blocs.

La Figure 2.4 montre le pourcentage de variance expliquée de l'humidité spécifique  $q$  par les corrélations avec les autres variables de contrôle pour la matrice  $\mathbf{B}$  opérationnelle (c'est à dire la partie balancée des erreurs). On remarque que la variance de  $q$  sous le niveau 50 (pression  $> 700$  hPa et altitude  $< 3000$  m) s'explique à hauteur de 60% par les autres variables de contrôle dont une part importante provient de la température (40%). La variance de  $q$  au dessus du niveau 40 (pression  $< 300$  hPa et altitude  $> 8000$  m) est moins expliquée par les autres variables ( $\approx 20\%$ ), c'est donc la partie non-balancée  $q_u$  qui domine. Les corrections induites par le tourbillon  $\zeta$  et la divergence  $\eta_u$  ont des impacts plus modérés dans les basses couches, par rapport à la température, puisqu'elles n'expliquent qu'entre 5 et 15% de la variance de l'humidité spécifique  $q$  sur toute la verticale. En l'absence de systèmes cycloniques sur la période choisie pour calculer la matrice  $\mathbf{B}$ , le constat que la variance d'humidité spécifique est davantage reliée à la température qu'à la divergence est cohérent avec les résultats obtenus sur la France et sur l'Afrique de l'Ouest (Montmerle et al., 2006).

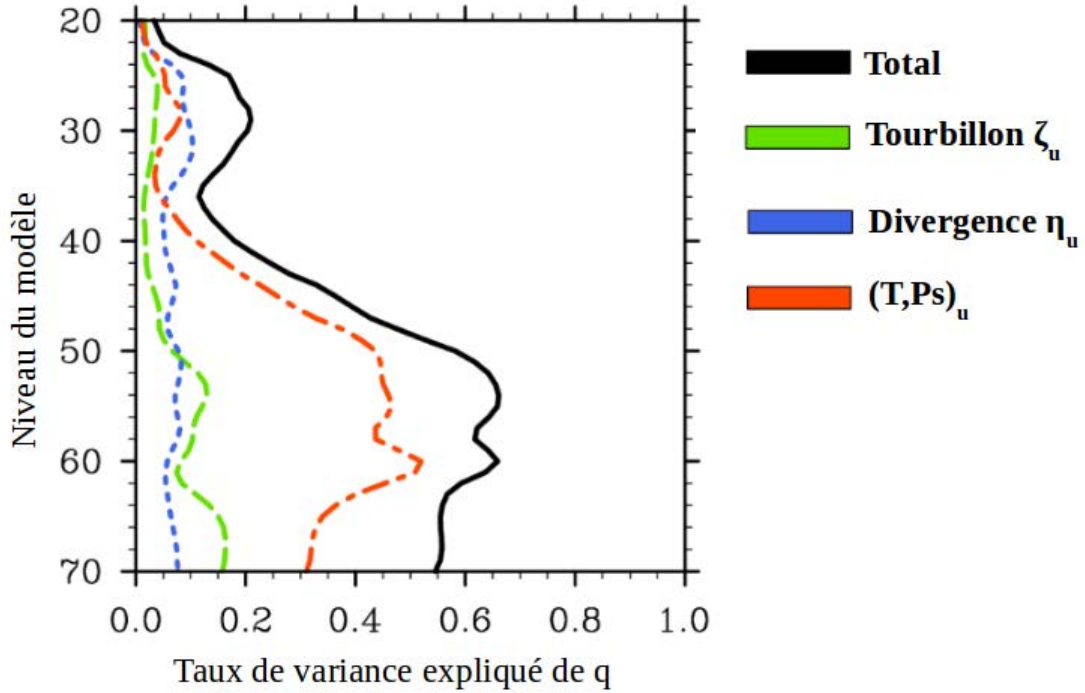


FIG. 2.4 – Pourcentage de variance expliquée de l'humidité spécifique  $q$  par les autres variables de contrôle : le tourbillon  $\zeta$ , la divergence non-balancée  $\eta_u$ , la température non-balancée  $T_u$  et la pression de surface non-balancée  $Ps_u$ . Calculé pour la matrice  $\mathbf{B}$  opérationnelle dans le modèle *ALADIN-Réunion* durant la période du 13 au 22 Février 2009.

### 2.1.3.2 Les observations assimilées

Les observations assimilées dans le 3D-Var d'*ALADIN-Réunion* sont présentées pour la journée du 30 Janvier 2015 sur la Figure 2.5 (colonnes noires). Elles sont constituées



des radiances satellitaires provenant de plateformes en orbite polaire (HIRS<sup>1</sup>, AMSU-A, AMSU-B/MHS<sup>2</sup>, SSMI/S, ATMS<sup>3</sup>, IASI<sup>4</sup>, CrIS<sup>5</sup>, AIRS<sup>6</sup>), des vecteurs vents nuageux de METEOSAT-7, des vents de surface issus des diffusiomètres de surface ASCAT<sup>7</sup> (MetOp<sup>8</sup>-A et B) et aussi de quelques observations conventionnelles (réseaux de surface, mesures avions, bouées et bateaux). En plus de ces observations, lorsqu'un cyclone est présent dans le domaine, des "pseudo-observations" de vent sont ajoutées et régulièrement réparties autour du centre cyclonique sur deux cercles concentriques de rayons 100 et 200 km localisés à la surface ainsi qu'aux niveaux 850, 700 et 500 hPa (Montroty et al., 2008). Chaque cercle contient 8 vecteurs vents répartis régulièrement. Ce type d'observation appelé *bogus* est estimé de manière subjective à partir d'images satellites (Dvorak, 1975).

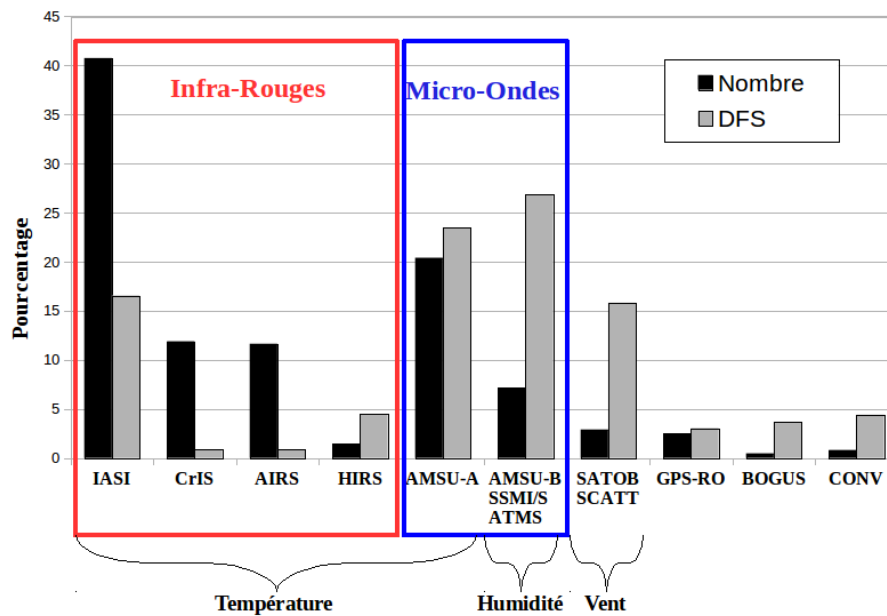


FIG. 2.5 – Pourcentage de chaque type d’observations assimilées dans *ALADIN-Réunion* pour la journée du 30 Janvier 2015 (4 cycles d’assimilation) avec le pourcentage de contenu en information correspondant (*DFS*). Le nombre total d’observations est de 437 691. La valeur du *DFS* total est de 26 585.

A chaque analyse, les observations disponibles 3 h avant et 3 h après l’ébauche sont assimilées et considérées comme valides à l’heure d’analyse. Le système d’observations est dominé par les données satellites, représentant 99% du total des observations. Les données infra-rouges de quatre instruments hyperspectraux (IASI, CrIS, AIRS et HIRS) contribuent à 66% des observations. Celles des sondeurs micro-ondes en température AMSU-A (6 instruments) représentent 20%. Ces observations fournissent surtout une

1. High resolution Infrared Radiation Sounder
2. Microwave Humidity Sounder
3. Advanced Technology Microwave Sounder
4. Infrared Atmospheric Sounding Interferometer
5. Cross-track Infrared Sounder
6. Atmospheric InfraRed Sounder
7. Advanced SCATterometer
8. Meteorological Operational

information sur la température en ciel clair. Les principaux instruments permettant de fournir une information sur l’humidité atmosphérique, à savoir les sondeurs et imageurs micro-ondes (SSM/I-S, AMSU-B, ATMS), représentent seulement 7% du total des observations. Ceci montre le fort intérêt des radiomètres micro-ondes pour des modèles tels que *ALADIN-Réunion* afin d’apporter des informations supplémentaires sur la vapeur d’eau.

La Figure 2.5 (colonnes grises) présente aussi le contenu d’information des observations sur l’analyse à partir de la méthode du  $DFS^1$  (Chapnik et al., 2006). Cette méthode permet de quantifier (sous des hypothèses de linéarité) la capacité de chaque observation à réduire l’erreur de l’ébauche dans l’analyse. Si  $\mathbf{B}$  et  $\mathbf{A}$  sont respectivement les matrices de covariances d’erreur de l’ébauche et de l’analyse, le  $DFS$  s’exprime comme :

$$DFS = Tr[(\mathbf{B} - \mathbf{A})\mathbf{B}^{-1}]$$

où  $Tr[\ ]$  est la trace de la matrice exprimant la réduction relative de variance d’erreur. D’un point de vue pratique, le  $DFS$  est estimé à partir d’un petit ensemble d’assimilations 3D-Var dans lesquelles les observations ont été perturbées aléatoirement en suivant la distribution de la matrice  $\mathbf{R}^2$ .

Les sondeurs de température contribuent à 46% au  $DFS$  alors que les instruments informatifs sur la vapeur d’eau y contribuent à 27%. La contribution au  $DFS$  des instruments informatifs sur le vent (diffusiomètres de surface et vecteurs vents nuageux) atteint une valeur de 16%. Il est aussi intéressant de noter que les données de bogus représentent 0.5% du total des observations mais atteignent pratiquement 4% en terme de  $DFS$ , montrant ainsi leur importance sur l’analyse finale.

Toutes les 6 heures, une analyse de la température de surface de la mer (SST pour *Sea-Surface Temperature* en anglais) est produite. Effectuée sur la grille du modèle *ALADIN-Réunion*, elle est basée sur une interpolation optimale bidimensionnelle et utilise les observations des bouées et bateaux avec une relaxation vers l’analyse journalière globale de SST OSTIA<sup>3</sup>. Comme le modèle atmosphérique n’est pas couplé à un modèle d’océan, la température de surface de la mer n’évolue pas au cours d’une prévision. Ceci est une des améliorations à apporter aux futurs modèles car la température de surface des océans conditionne fortement l’apport énergétique des systèmes tropicaux. Ainsi, ne pas prendre en compte le refroidissement de la température de surface de l’océan induit par le passage d’un cyclone peut avoir des conséquences notables sur sa propre prévision (Jullien et al., 2014).

## 2.2 Modélisation du transfert radiatif

### 2.2.1 Principe

Les modèles de transfert radiatif simulent les interactions entre le rayonnement électromagnétique (dans différentes gammes de longueur d’onde allant de l’ultra-violet aux

---

1. Degree of Freedom for Signal

2. Cette matrice est dans la pratique opérationnelle considérée comme diagonale. Les observations sont donc choisies de manière à réduire au maximum les corrélations d’erreurs

3. Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis

micro-ondes), les constituants atmosphériques (gaz, nuages, précipitations, aérosols) et la surface terrestre. L'énergie radiative provenant de l'atmosphère et de la surface peut être mesurée par des capteurs placés à bord de satellites en orbite au delà de la couche atmosphérique. Selon la longueur d'onde du rayonnement, la mesure renseigne sur la nature du milieu (surface et atmosphère).

L'équation du transfert radiatif permet d'exprimer l'énergie radiative reçue par le capteur en fonction des milieux traversés par le rayonnement depuis la surface, à savoir la surface elle-même, les gaz atmosphériques, les aérosols, les nuages ainsi que les précipitations liquides et solides. Les instruments à bord des satellites mesurent une quantité d'énergie par unité de temps, de surface, de longueur d'onde et d'angle solide ( $W.m^{-2}.\mu m^{-1}.sr^{-1}$ ) et se note  $L_\lambda$ . Cette grandeur est appelée *luminance* ou *radiance* par abus de langage (anglicisme). Des opérateurs d'observations résolvant l'équation du transfert radiatif sont utilisés pour projeter les variables des modèles de PNT dans l'espace des radiances. Ainsi, il devient possible de comparer directement les radiances observées avec celles simulées à partir des profils du modèle de prévision numérique dans l'assimilation, ce qui facilite les contrôles de qualité sur les observations ainsi que la spécification de leurs erreurs (instrumentales, représentativité, modélisation du transfert radiatif).

## 2.2.2 Théorie du corps noir

Un corps noir est un objet "idéal" qui absorbe toute l'énergie qu'il reçoit et qui émet le maximum d'énergie possible dans toutes les longueurs d'ondes. Etablie par Planck (1901), cette théorie montre que pour un corps noir en équilibre thermodynamique, la distribution spectrale du rayonnement émis ne dépend que de la température  $T$  et de la longueur d'onde  $\lambda$  du rayonnement. L'intensité du rayonnement émis par un corps noir à la température  $T$  et à la longueur d'onde  $\lambda$  est donnée par la loi de Planck :

$$B_\lambda(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \left( \exp \left[ \frac{hc}{k\lambda T} \right] - 1 \right)} \quad (2.3)$$

où  $c = 2,998 \times 10^8 \text{ m.s}^{-1}$  est la vitesse de la lumière,  $h = 6,62 \times 10^{-34} \text{ m}^2.kg.s^{-1}$  la constante de Planck et  $k = 1,38 \times 10^{-23} \text{ J.K}^{-1}$  la constante de Boltzmann.

Cependant, le concept de "corps noir" est rarement observé dans la nature. La radiance monochromatique  $L_\lambda$  émise par un corps quelconque (corps gris) est inférieure à celle d'un corps noir et s'écrit :

$$L_\lambda = \epsilon_\lambda B_\lambda(T)$$

où  $\epsilon_\lambda$  représente l'**émissivité monochromatique** du corps gris dont la valeur est comprise entre 0 et 1. La notion de corps noir permet d'introduire la *température de brillance* ( $T_b$ ) d'un corps gris qui est définie comme la température qu'aurait un corps noir émettant la même quantité d'énergie  $B_\lambda$  que celle du corps gris  $L_\lambda$ . Ainsi, nous pouvons poser la relation implicite suivante :

$$L_\lambda = B_\lambda(T_b)$$

De cette relation, la température de brillance peut être directement obtenue en faisant intervenir l'opérateur inverse  $B_\lambda^{-1}$  :

$$T_b = B_\lambda^{-1}(L_\lambda)$$

La relation ci-dessus permet d'exprimer les observations satellitaires en *Kelvin* ( $K$ ) et non pas en  $W.m^{-2}.sr^{-1}.cm^{-1}$ , ce qui simplifie l'utilisation des quantités d'énergie mesurées.

Dans le domaine des micro-ondes, la relation (2.3) peut être simplifiée grâce à l'approximation de *Rayleigh-Jeans* :

$$\frac{hc}{k\lambda T} \ll 1 \quad \Rightarrow \quad \exp\left[\frac{hc}{k\lambda T}\right] - 1 \approx \frac{hc}{k\lambda T}$$

Finalement, la relation de Planck devient :

$$B_\lambda(T) = \frac{2ckT}{\lambda^4} \quad \Rightarrow \quad B_\lambda(T) \propto T$$

Ainsi, dans la gamme des micro-ondes, la radiance  $B_\lambda(T)$  est proportionnelle à la température physique  $T$ .

### 2.2.3 Equation du transfert radiatif

Lorsqu'un satellite observe une scène en direction de la surface terrestre, le rayonnement de longueur d'onde  $\lambda$  arrivant au niveau de l'instrument a traversé des couches atmosphériques avec un angle d'incidence  $\theta$  (Figure 2.6).

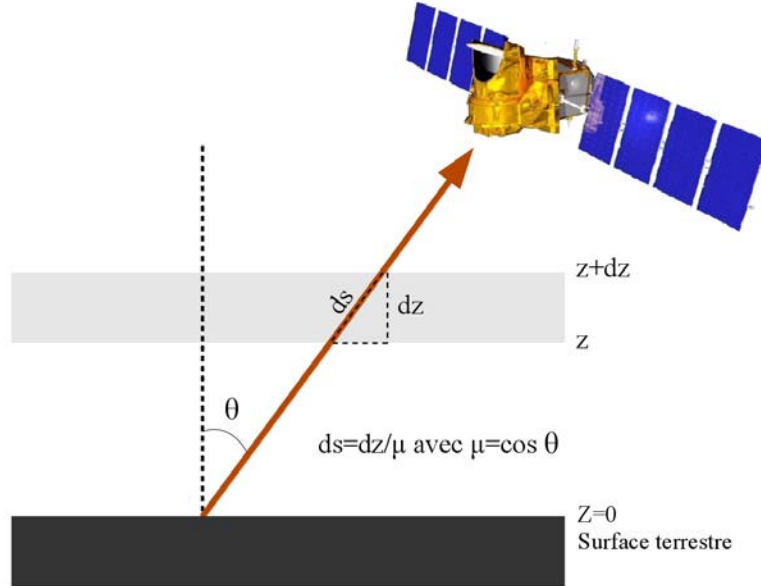


FIG. 2.6 – Relation entre la coordonnée verticale  $z$  et la coordonnée  $s$  dans la direction du satellite. L'angle  $\theta$  représente l'angle zénithal. Exemple pour une couche atmosphérique plane.

L'équation du transfert radiatif en atmosphère plan parallèle diffusante s'écrit :

$$\mu \frac{dL_\lambda(z, \mu)}{dz} = -\beta_e^\lambda (L_\lambda(z, \mu) - J_\lambda(z, \mu)) \quad (2.4)$$

avec  $\beta_e$  le coefficient d'extinction qui s'écrit  $\beta_e^\lambda = \beta_a^\lambda + \beta_s^\lambda$  où  $\beta_a^\lambda$  représente le coefficient d'absorption et  $\beta_s^\lambda$  le coefficient de diffusion. Le facteur  $\mu$  vaut  $\cos \theta$  où  $\theta$  est l'angle entre la verticale et la position du satellite. Le terme  $J_\lambda(z, \mu)$  est la fonction source et s'exprime de la manière suivante :

$$J_\lambda(z, \mu) = (1 - \omega_o^\lambda) B_{\lambda,z}(T) + \frac{\omega_o^\lambda}{2} \int_{-1}^1 P(\mu, \mu') L_\lambda(z, \mu') d\mu' \quad (2.5)$$

où l'albédo de diffusion simple  $\omega_o^\lambda = \frac{\beta_s^\lambda}{\beta_e^\lambda}$  renseigne sur la nature de l'extinction.

La fonction  $P(\mu, \mu')$  représente la fonction de phase et donne la fraction du rayonnement en provenance de la direction  $\mu'$  qui est diffusé dans la direction  $\mu$  du satellite. Ainsi, le premier terme de l'Eq. (2.5) représente l'émission propre de la couche alors que le second terme représente la contribution du rayonnement en provenance de toutes les directions  $\mu'$  et diffusé dans la direction  $\mu$ .

Il existe de nombreuses méthodes pour résoudre cette équation avec des niveaux de complexité et de précision variés (e.g. méthode de Monte-Carlo, méthode "N-stream", ...). Nous présentons ici l'approximation d'Eddington utilisée dans le modèle de transfert radiatif RTTOV-SCATT. Cette méthode relativement simple pour résoudre l'équation du transfert radiatif en atmosphère diffusante a été comparée dans le domaine des micro-ondes à des méthodes plus complexes, montrant qu'elle constituait un bon compromis entre rapidité d'exécution et précision des calculs (Bauer et al., 2006b). Elle consiste à effectuer un développement à l'ordre 1 de la radianse  $L_\lambda$  et de la fonction de phase sous forme de polynômes de Legendre selon :

$$L_\lambda(z, \mu) = L_\lambda^0(z) + \mu L_\lambda^1(z) \quad (2.6)$$

$$P(\mu, \mu') = P(\Theta) = 1 + \frac{g}{3} \cos \Theta$$

où  $g$  est le facteur d'asymétrie et  $\Theta$  l'angle entre les directions  $\mu$  et  $\mu'$ .

Deux équations pour  $L^0$  et  $L^1$  peuvent être obtenues en injectant les Eqs. (2.5) et (2.6) dans l'Eq. (2.4) :

$$\frac{dL_\lambda^0(z)}{dz} = -\beta_e^\lambda (1 - \omega_o^\lambda g) L_\lambda^1(z) \quad (2.7)$$

$$\frac{dL_\lambda^1(z)}{dz} = -3\beta_e^\lambda (1 - \omega_o^\lambda) (L_\lambda^0(z) - B_\lambda(T)(z)) \quad (2.8)$$

Au final, trois paramètres doivent être spécifiés dans chaque couche d'atmosphère pour résoudre ce système d'équations : le coefficient d'extinction  $\beta_e$ , l'albédo de diffusion simple  $\omega_o$  et le facteur d'asymétrie  $g$ . Ces paramètres définissent les *propriétés radiatives* des gaz et des hydrométéores (gouttelettes d'eau nuageuse, cristaux de glace, particules de neige et pluie) que l'on peut rencontrer dans l'atmosphère.

## 2.2.4 Propriétés du spectre micro-ondes

Le spectre des micro-ondes s'étend de 1 à 300 GHz environ et correspond au domaine des hautes fréquences pour l'observation de la Terre depuis l'espace. La Figure

2.7 montre les spectres de transmittance atmosphérique<sup>1</sup> de la vapeur d'eau  $H_2O$  et de l'oxygène  $O_2$  dans le domaine des micro-ondes. Les bandes d'absorption des gaz sont utilisées pour obtenir des informations sur les profils atmosphériques en température (pour les gaz à concentration constante comme le gaz carbonique ou l'oxygène) et en vapeur d'eau (dans les bandes d'absorption de cette molécule). En effet, plus on examine une fréquence proche du centre de la raie d'absorption, plus l'atmosphère devient opaque et la radiance mesurée devient alors informative des plus hautes couches de l'atmosphère. Le phénomène inverse se produit en s'éloignant du centre de la raie, l'atmosphère devenant plus transparente, la radiance informe donc sur les plus basses couches. Lorsqu'on s'intéresse à la surface ou aux hydrométéores (nuages, pluie), l'atmosphère est le plus souvent examinée dans des régions spectrales où l'absorption par les gaz est faible : ce sont les fenêtres atmosphériques.

On note deux bandes d'absorption de la vapeur d'eau : une première à 22.235 GHz, et une seconde à 183.31 GHz. Entre ces deux bandes, l'absorption par la vapeur d'eau augmente graduellement (baisse de la transmittance induite par le continuum de vapeur d'eau) et il existe deux bandes d'absorption de l'oxygène, à 57 et 118 GHz qui sont utilisées pour restituer des profils de température atmosphérique (principalement à 57 GHz car l'atmosphère y est moins opaque). La première bande d'absorption  $H_2O$  est de trop faible amplitude pour permettre un sondage de la troposphère mais elle peut être utilisée pour obtenir le contenu intégré en vapeur d'eau de l'atmosphère. La seconde bande d'absorption est assez opaque pour permettre un sondage de l'atmosphère jusqu'à environ 12 km.

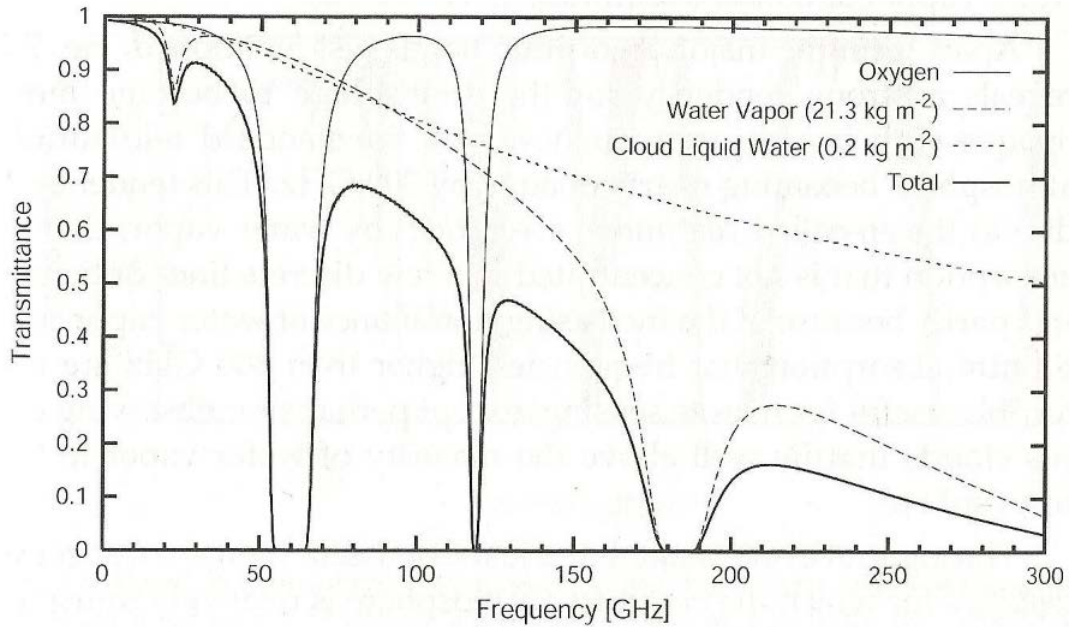


FIG. 2.7 – Spectre de transmittance pour l'oxygène et la vapeur d'eau atmosphérique dans la gamme des micro-ondes entre 1 et 300 GHz. L'absorption par l'eau liquide est également représentée (courbe en pointillés). La courbe en trait plein épais représente la contribution des trois absorbants à la transmittance atmosphérique. Figure 7.7 de Petty (2006).

1. Elle est définie comme  $T = \exp(-\tau/\mu)$  où  $\tau$  est l'épaisseur optique sur toute l'atmosphère, soit  $\int_0^\infty \beta_e(z) dz$

Lorsque les radiances micro-ondes sont affectées par les hydrométéores nuageux et précipitants, l'interprétation des observations devient assez complexe. En effet, selon la fréquence considérée dans la gamme des micro-ondes, le rayonnement est influencé par différents types d'hydrométéores, à savoir la glace et l'eau nuageuse ainsi que les hydrométéores précipitants liquides et solides. Le Tableau 2.1 résume la sensibilité des fréquences micro-ondes (les plus utilisées) aux différents types d'hydrométéores. Les hydrométéores présents dans l'atmosphère peuvent absorber et/ou diffuser le rayonnement incident. Les processus de diffusion dépendent à la fois de la taille des particules et de la longueur d'onde du rayonnement.

Fréquences (GHz)	$\lambda$ (cm)	Instruments	Paramètres	$r$ (cm) pour $x = 0.2$
10.7	2.80	TMI, GMI <sup>1</sup>	Pluie sur mer (E)	8.9
18.7	1.60	MADRAS, GMI	Pluie sur mer (E)	5.1
23.8	1.26	MADRAS, GMI	Vapeur d'eau (E)	4.0
36.5	0.82	MADRAS, GMI	Eau nuageuse et pluie sur mer (E)	2.6
89	0.33	MADRAS, GMI, MHS	Neige et grêle (D)	1.1
150-157	0.2	MADRAS, MHS	Neige et grêle (D)	0.6
183.31	0.16	SAPHIR, GMI, MHS	Neige et grêle (D)	0.5

TABLEAU 2.1 – Exemples de fréquences micro-ondes et équivalences en longueur d'onde  $\lambda$  les plus utilisées pour différents instruments ainsi que les paramètres auxquels est sensible le rayonnement et la valeur du rayon  $r$  de la particule pour un paramètre en taille  $x = 0.2$ . Le processus dominant dans chaque gamme de fréquence est l'émission (E) ou la diffusion (D).

Le régime de diffusion auquel est soumis un rayonnement de longueur d'onde  $\lambda$  se détermine à partir du *paramètre en taille*  $x$  :

$$x = \frac{2\pi r}{\lambda} \quad (2.9)$$

où  $r$  est le rayon de la particule. La Figure 2.8 montre que pour des valeurs de  $x < 0.2$ , le régime de diffusion est de type *Rayleigh*, voire même négligeable, et que pour  $x \geq 0.2$  il est de type *Mie*. La diffusion de *Rayleigh* ne dépend pas de la forme des particules. Par contre, dans le régime de *Mie*, la diffusion devient fortement dépendante de la forme des particules ainsi que de leurs propriétés diélectriques. C'est le cas par exemple des gouttes de pluie ainsi que des flocons de neige et la grêle<sup>2</sup> à la fréquence 183 GHz (Figure 2.8). Le régime de diffusion dans un domaine de fréquence donné est crucial car il détermine la façon de calculer les propriétés radiatives des hydrométéores. La théorie de *Mie* est utilisée dans le domaine des micro-ondes pour calculer les propriétés radiatives des précipitations liquides et solides en considérant les hydrométéores de formes sphériques. Si cette condition est valable pour les gouttes de pluie, elle l'est beaucoup moins pour les précipitations solides où les formes rencontrées dans la nature peuvent être multiples.

2. La taille de ces particules varie entre 0.1 mm et environ 1 cm de diamètre.

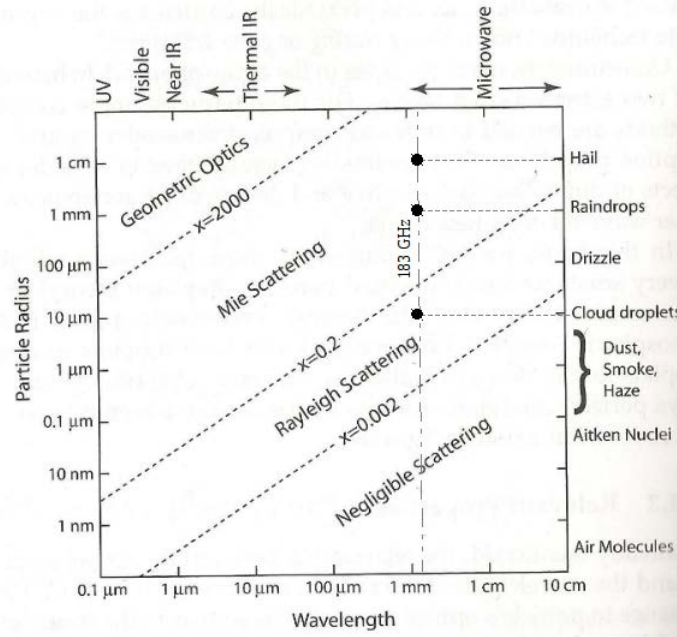


FIG. 2.8 – Relation entre la taille des particules, la longueur d'onde du rayonnement et le type de diffusion pour les particules atmosphériques. Les lignes diagonales représentent les limites entre les régimes de diffusion. Figures 12.1 de Petty (2006).

Lorsque le rayonnement micro-ondes, émis par la surface terrestre (et par les gaz si on est loin d'une fenêtre atmosphérique), rencontre des hydrométéores nuageux et précipitants sur son trajet dans l'atmosphère, ce dernier est perturbé de plusieurs manières. Ces perturbations sont fonction de la fréquence du rayonnement ainsi que des propriétés radiatives des hydrométéores (essentiellement leur taille). La Figure 2.9 (a) illustre que pour des fréquences inférieures à 37 GHz, le processus dominant est l'émission par les hydrométéores liquides (eau nuageuse et pluie). Ainsi, l'énergie micro-ondes en direction d'un satellite (ici placé au nadir) est plus importante au sommet de l'atmosphère qu'elle ne le serait au dessus de la surface<sup>1</sup> en ciel clair. La conséquence est une hausse de la température de brillance mesurée par le capteur à bord du satellite. A l'inverse, la Figure 2.9 (b) illustre que pour des fréquences supérieures à 85 GHz, le processus dominant est la diffusion par les hydrométéores solides (principalement précipitants). Ainsi, l'énergie micro-ondes est moins importante au sommet de l'atmosphère qu'elle ne le serait au dessus de la surface en ciel clair. La conséquence est une baisse de la température de brillance mesurée par l'instrument à bord du satellite. Entre les deux fréquences, le processus d'émission par les hydrométéores liquides dominant à 37 GHz diminue avec l'augmentation de la fréquence au profit du processus de diffusion par les hydrométéores précipitants solides jusqu'à 85 GHz. Ces comportements informatifs sur les différents types d'hydrométéores en fonction de la fréquence expliquent l'intérêt des micro-ondes pour l'observation des cyclones tropicaux (Figures 1.8).

1. Cette signature apparaît surtout au dessus des surfaces océaniques qui sont caractérisées par de faibles valeurs de l'émissivité  $\epsilon_\lambda$  (proches de 0.5) dans le domaine des micro-ondes. Ainsi les surfaces océaniques sont vues comme des surfaces froides avec des valeurs de température de brillance généralement inférieures à 200 K.



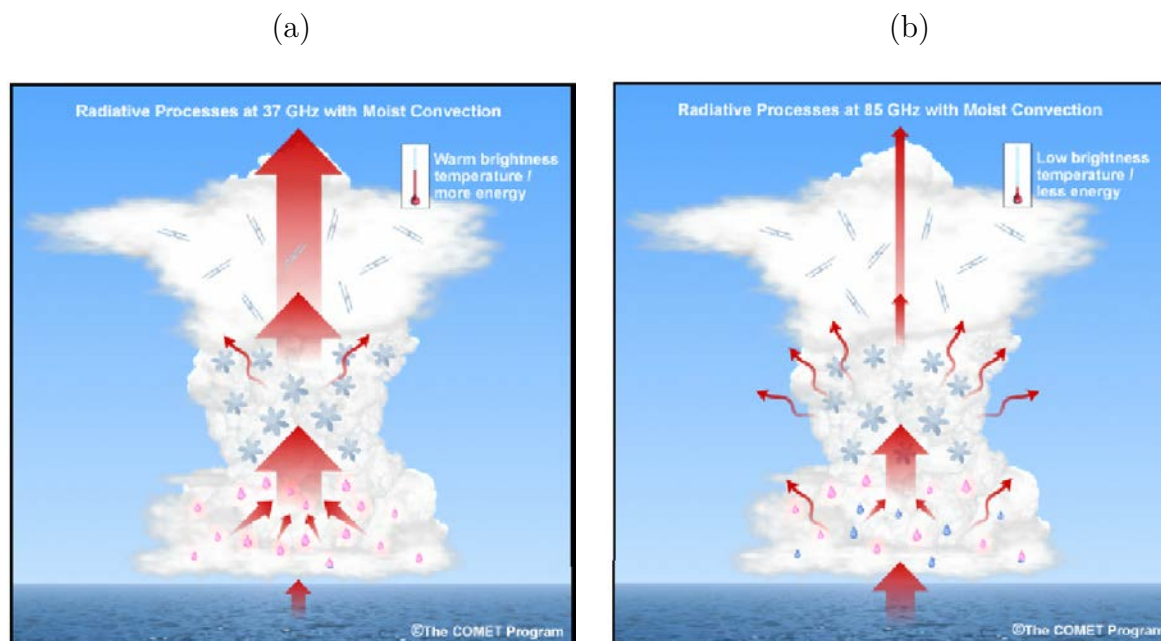


FIG. 2.9 – Représentation des perturbations du rayonnement micro-ondes émis par la surface terrestre lors de sa traversée d'un nuage. (a) : Pour des fréquences  $< 37$  GHz, le processus dominant est l'émission par les hydrométéores liquides. (b) : Pour des fréquences  $> 85$  GHz, le processus dominant est la diffusion par les hydrométéores solides précipitants. [source : Le programme COMET]

### 2.2.5 RTTOV-SCATT : modèle de transfert radiatif en ciel précipitant

Le modèle de transfert radiatif RTTOV initialement développé pour les instruments du sondeur TOVS<sup>1</sup> dans les années 1990 est maintenu et amélioré par le SAF<sup>2</sup> “prévision numérique” de l'organisation EUMETSAT<sup>3</sup>. Il est utilisé comme opérateur d'observation dans les systèmes d'assimilation variationnelle de nombreux centres météorologiques, comme par exemple le CEPMMT, le MetOffice, la JMA<sup>4</sup> et Météo-France. L'un des atouts de RTTOV est sa capacité à calculer de manière précise et rapide des radiances observées dans les domaines infra-rouge et micro-ondes à partir de profils de température et d'humidité, de contenus en gaz variables et des paramètres de la surface. Les transmittances gazeuses sont calculées sur une grille en niveaux pression prédéfinie (44 niveaux dans la version utilisée) qui sont estimées à partir de régressions linéaires multiples des épaisseurs optiques avec un ensemble de prédicteurs pertinents. Ces régressions sont établies à l'aide des transmittances obtenues sur divers profils atmosphériques par des modèles raie-par-raie<sup>5</sup> incluant la réponse spectrale des instruments dont on veut simuler la radiance au sommet de l'atmosphère. Ainsi dans le domaine des micro-ondes couvert par RTTOV (1 à 200 GHz), le modèle raie-par-raie

---

1. TIROS (Television InfraRed Observing System) Operational Vertical Sounder  
 2. Satellite Application Facility  
 3. EUropean METeorological SATellite  
 4. Japan Meteorological Agency  
 5. Les modèles raie-par-raie ont besoin de bases de données spectroscopiques précises sur la forme et la position des raies d'absorption des gaz atmosphériques

MPM<sup>1</sup> (Liebe, 1989) est utilisé pour la calibration des régressions statistiques. L'émissivité sur océans est calculée par le module FASTEM-4 (Bormann et al., 2012) utilisant la vitesse de vent à 10 mètres pour caractériser l'état de la mer. L'émissivité sur continents peut être spécifiée à partir de divers atlas mensuels. De plus, les versions *tangente linéaire* et *adjointe* du modèle de transfert radiatif sont disponibles pour permettre son utilisation comme opérateur d'observation dans l'assimilation variationnelle.

La prise en compte des hydrométéores dans le modèle de transfert radiatif RTTOV pour la gamme de fréquences des micro-ondes est possible grâce à un module supplémentaire nommé RTTOV-SCATT. Il permet de simuler les températures de brillance ( $T_b$ ) affectées par les nuages et les précipitations (Bauer et al., 2006c) en résolvant les équations du transfert radiatif en atmosphère diffusante (2.7) et (2.8) présentées précédemment. L'approximation Delta-Eddington (Joseph et al., 1976) est utilisée pour prendre en compte de manière simple le pic de diffusion vers l'avant de la fonction de phase. Ainsi RTTOV-SCATT utilise le code de RTTOV pour l'absorption gazeuse dans la fraction "ciel clair" de la maille et ajoute les effets de la diffusion, absorption et émission par les hydrométéores et les gaz dans la fraction nuageuse de la maille. La température de brillance au sommet de l'atmosphère s'écrit alors comme une pondération linéaire des contributions claire et nuageuse :

$$T_b = (1 - C^*)T_b^{clear} + C^*T_b^{cloud} \quad (2.10)$$

où  $C^*$  est la fraction nuageuse effective définie par Geer et al. (2010) comme :

$$C^* = \frac{\sum_k [q_l(k) + q_i(k) + q_r(k) + q_s(k)] \Delta z(k) C(k)}{\sum_k [q_l(k) + q_i(k) + q_r(k) + q_s(k)] \Delta z(k)}$$

où  $\Delta z(k)$  est l'épaisseur de la couche  $k$ . Cette pondération par le contenu total en hydrométéores permet de mieux décrire les effets non-linéaires entre les parties claire et nuageuse ("beam filling effect" en anglais) sur la température de brillance et conduit à un meilleur accord avec des simulations multi-colonnes indépendantes (plus réalistes mais beaucoup plus coûteuses).

Pour calculer la valeur de  $T_b^{cloud}$ , RTTOV-SCATT utilise des tables de correspondance ("look-up tables" en anglais) contenant les valeurs précalculées des sections efficaces d'extinction  $\sigma_e$  et de diffusion  $\sigma_s$  ainsi que du paramètre d'asymétrie  $g^*$  pour des hydrométéores sphériques de diverses tailles, dans un ensemble de plages de fréquences et de températures. Les propriétés radiatives des hydrométéores individuels sont calculées à partir de la théorie de *Mie* supposant une forme sphérique avec une densité de 1000 kg/m<sup>3</sup> pour les gouttelettes de nuages et les gouttes de pluie, une densité de 917 kg/m<sup>3</sup> pour les cristaux de glace et une densité de 50 kg/m<sup>3</sup> pour la neige (supposée être composée d'air et de glace en utilisant la théorie de Maxwell-Garnett). L'équation de transfert radiatif a besoin de connaître des propriétés radiatives "globales" pour chaque couche d'atmosphère. Ainsi, les propriétés radiatives au niveau d'une particule de diamètre  $D$  sont intégrées sur leur distribution en taille  $N(D)$  sur le volume d'intérêt et pour chaque type d'hydrométéores (gouttelettes d'eau nuageuse, cristaux de glace, neige et pluie), où  $N(D)dD$  représente le nombre de particules ayant un diamètre

---

1. Millimeter-wave Propagation Model

compris entre  $D$  et  $D + dD$  :

$$\beta_e = \int_0^\infty \sigma_e(D) \frac{\pi D^2}{4} N(D) dD \quad (2.11)$$

$$\beta_s = \int_0^\infty \sigma_s(D) \frac{\pi D^2}{4} N(D) dD \quad (2.12)$$

$$g = \frac{1}{\beta_s} \int_0^\infty \sigma_s(D) \frac{\pi D^2}{4} g^*(D) N(D) dD \quad (2.13)$$

Pour estimer ces intégrales, il faut spécifier la distribution  $N(D)$  en taille des particules. Pour les hydrométéores précipitants, la distribution est de type *Marshall-Palmer* :

$$N_{r,s}(D) = N_{0,r,s} \exp(-\Lambda_{r,s} D) \quad (2.14)$$

où  $N_{0,r}$  et  $N_{0,s}$  sont les paramètres d'interception avec des valeurs fixes,  $\Lambda_r$  et  $\Lambda_s$  sont les paramètres de pente et sont contraints grâce à la valeur du moment d'ordre 3 de la distribution que sont les concentrations en masse  $q_r$  et  $q_s$  simulées par le modèle *ALADIN-Réunion* (voir section 2.1.2). En effet, le contenu en hydrométéores  $q_x$  ( $x$  valant  $r$ ,  $s$ ,  $l$  ou  $i$ ) s'écrit en fonction de la loi de distribution  $N(D)$  comme :

$$q_x = \int_0^\infty m(D) N(D) dD \quad (2.15)$$

où  $m(D)$  est la masse d'une particule de diamètre  $D$  dont l'expression dans le cas d'une sphère s'écrit (relation masse-diamètre) :

$$m(D) = \rho_x \frac{\pi}{6} D^3 \quad (2.16)$$

où  $\rho_x$  représente la densité de chaque type d'hydrométéores considéré dans RTTOV-SCATT et dont les valeurs sont rassemblées dans le Tableau 2.2. Dans le cas de particules sphériques,  $q_x$  est donc proportionnel au moment d'ordre 3 de la distribution en taille<sup>1</sup>.

La distribution en taille  $N(D)$  pour les hydrométéores non précipitants est de type *Gamma généralisée* et s'exprime comme :

$$N_{l,i}(D) = N_{0,l,i} D^2 \exp(-\Lambda_{l,i} D)$$

où  $\Lambda$  pour l'eau ( $\Lambda_l$ ) et la glace ( $\Lambda_i$ ) nuageuse sont fixés. De manière similaire aux hydrométéores précipitants, la valeur de  $N_0$  est contrainte par les contenus en eau liquide ( $q_l$ ) et en glace ( $q_i$ ) nuageux générés par le modèle *ALADIN-Réunion*.

De cette manière, peuvent être obtenus les coefficients d'extinction  $\beta_e$  et de diffusion  $\beta_s$  ainsi que le facteur d'asymétrie  $g$  qui représentent les propriétés radiatives pour chacun des hydrométéores à l'échelle d'un volume (ex : couche atmosphérique).

---

1. Dans la version du modèle RTTOV-SCATT utilisée, ce sont les flux de précipitations  $R_x$  qui sont des variables d'entrée plutôt que les contenus  $q_x$ . Une conversion est faite au sein du code par une relation du type :  $R_x = a_x q_x^{b_x}$  qui suppose une certaine loi de dépendance de la vitesse de chute des hydrométéores avec leur taille. Les valeurs numériques  $a_x$  et  $b_x$  sont présentées dans l'article de Geer et al. (2009)

Pour résoudre les équations du transfert radiatif en atmosphère diffusante, RTTOV-SCATT utilise un coefficient d'extinction  $\beta_e$ , un albédo de diffusion simple  $\omega_o = \frac{\beta_s}{\beta_e}$ , et un facteur d'asymétrie  $g$  moyennés à partir des valeurs des quatre types d'hydrométéores :

$$\begin{aligned}\beta_e &= \beta_{e,l} + \beta_{e,i} + \beta_{e,r} + \beta_{e,s} \\ \omega_o &= \frac{\omega_{o,l}\beta_{e,l} + \omega_{o,i}\beta_{e,i} + \omega_{o,r}\beta_{e,r} + \omega_{o,s}\beta_{e,s}}{\beta_{e,l} + \beta_{e,i} + \beta_{e,r} + \beta_{e,s}} \\ g &= \frac{g_l\omega_{o,l}\beta_{e,l} + g_i\omega_{o,i}\beta_{e,i} + g_r\omega_{o,r}\beta_{e,r} + g_s\omega_{o,s}\beta_{e,s}}{\omega_{o,l}\beta_{e,l} + \omega_{o,i}\beta_{e,i} + \omega_{o,r}\beta_{e,r} + \omega_{o,s}\beta_{e,s}}\end{aligned}$$

Finalement pour simuler des températures de brillance micro-ondes en atmosphère nuageuse et précipitante, le modèle de transfert radiatif RTTOV-SCATT a besoin des profils de température  $T$ , d'humidité spécifique  $q$ , de la fraction nuageuse  $C$ , des contenus en eau  $q_l$  et glace nuageuse  $q_i$ , ainsi que les profils des précipitations liquides  $q_r$  (pluie) et solides  $q_s$  (neige), qui sont produits par les différents schémas de paramétrisations du modèle *ALADIN-Réunion* (Figure 2.2).

Hydrométéore	Densité $\rho_x$ (kg.m <sup>-3</sup> )
Eau nuageuse $q_l$ et pluie $q_r$	1000
Glace nuageuse $q_i$	917
Neige $q_s$	50

TABLEAU 2.2 – Densités des particules nuageuses et précipitantes supposées de forme sphérique dans la version initiale du modèle de transfert radiatif RTTOV-SCATT.

## 2.3 La mission MEGHA-TROPIQUES

### 2.3.1 Enjeux scientifiques

La mission MEGHA-TROPIQUES (Desbois et al. (2007) ; Roca et al. (2015)) a été développée conjointement entre les agences spatiales française CNES<sup>1</sup> et indienne ISRO<sup>2</sup>. L'exploitation scientifique de la mission a commencé après le lancement du satellite le 12 Octobre 2011. D'une inclinaison de 20° par rapport à l'Equateur (Figure 2.10), l'orbite de ce dernier située à une altitude de 865 km permet une fréquence d'observations des régions tropicales importante pouvant atteindre 6 passages par jour alors que les satellites avec une orbite polaire ne font que 2 passages par jour au dessus d'un même point d'observation. La mission MEGHA-TROPIQUES a pour objectif principal d'améliorer la compréhension du cycle de l'eau et des échanges d'énergie dans l'atmosphère ainsi que l'étude de la formation et de l'évolution des événements extrêmes dans les régions tropicales.

La charge utile du satellite est composée de 3 instruments principaux :

1. Centre National d'Etude Spatiale
2. Indian Space Research Organisation

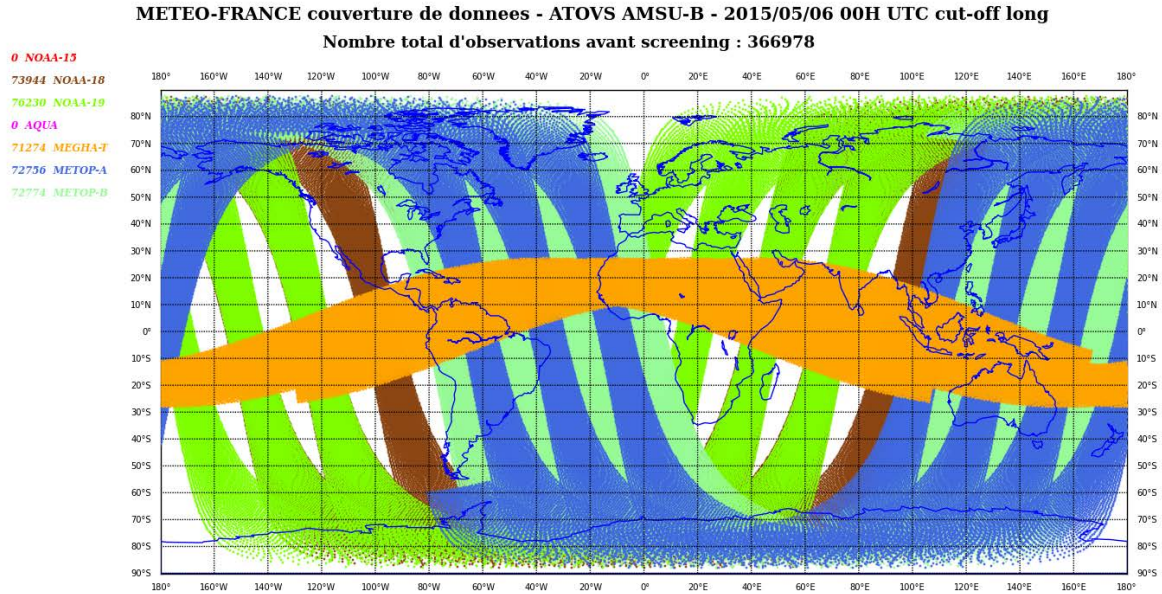


FIG. 2.10 — Trace au sol des observations du sondeur micro-ondes SAPHIR (orange) à bord du satellite MEGHA-TROPIQUES utilisées dans la chaîne d’assimilation du 4D-Var du modèle ARPEGE le 6 Mai 2015. Les autres couleurs représentent les sondeurs micro-ondes AMSU-B/MHS en orbite polaire à bord de diverses plateformes (voir légende). [Source : Météo-France].

- SAPHIR : un sondeur d’humidité micro-ondes ayant 6 canaux centrés sur le pic d’absorption de la vapeur d’eau à 183 GHz ;
- MADRAS : un imageur micro-ondes ayant 9 fréquences entre 18.7 et 157.0 GHz ;
- SCARAB : un radiomètre dédié à la mesure des flux radiatifs solaire et infra-rouge au sommet de l’atmosphère.

Dans le cadre de notre étude, nous nous intéresserons aux instruments SAPHIR et MADRAS (dans une moindre mesure) fournissant des informations quantitatives sur la vapeur d’eau, les nuages et les précipitations.

### 2.3.2 L’instrument SAPHIR

L’instrument SAPHIR<sup>1</sup> est un sondeur micro-ondes passif mesurant des radiances informatives sur la distribution verticale de la vapeur d’eau dans la troposphère tropicale avec deux objectifs scientifiques principaux :

- l’analyse du cycle diurne de la distribution de la vapeur d’eau pour évaluer les transports verticaux associés aux structures convectives de méso-échelle ;
- l’étude du rôle des différentes échelles spatiales et temporelles de la distribution de l’humidité sur le développement de la convection profonde en région tropicale.

La méthode de sondage consiste à sélectionner un ensemble de canaux à différentes fréquences autour de la bande d’absorption de la vapeur d’eau, afin d’obtenir une sensibilité maximale de la mesure à l’humidité à différentes altitudes. La Figure 2.11

1. Sondeur Atmosphérique du Profil d’Humidité Intertropicale par Radiométrie

montre la localisation des 6 canaux SAPHIR autour de la bande d'absorption à 183.31 GHz, permettant un sondage allant de la basse atmosphère (H6) à la tropopause (H1) en passant par 4 autres niveaux intermédiaires (de H2 à H5). Les caractéristiques des 6 canaux SAPHIR sont résumées dans le Tableau 2.3. SAPHIR n'est pas le premier sondeur d'humidité micro-ondes. Les premiers instruments de ce type ont été les sondeurs AMSU-B sur les satellites de la NOAA<sup>1</sup> à partir de 1998. D'autres sondeurs micro-ondes ont été lancés depuis avec les satellites MetOp (MHS) et Suomi-NPP<sup>2</sup> (ATMS), mais avec moins de canaux de sondages (3 pour AMSU-B/MHS et 5 pour ATMS), limitant les capacités de sondages sur toute la troposphère. Les canaux supplémentaires de SAPHIR permettent d'affiner la résolution verticale du sondage d'humidité. La fauchée au sol a une largeur d'environ 1700 km et est composée de lignes de scans à balayage linéaire ayant chacun 130 pixels. Les pixels ont une résolution d'environ 10 km au nadir et se déforment selon une ellipse avec l'augmentation de l'angle d'incidence pouvant atteindre 22 km sur les bords de la fauchée.

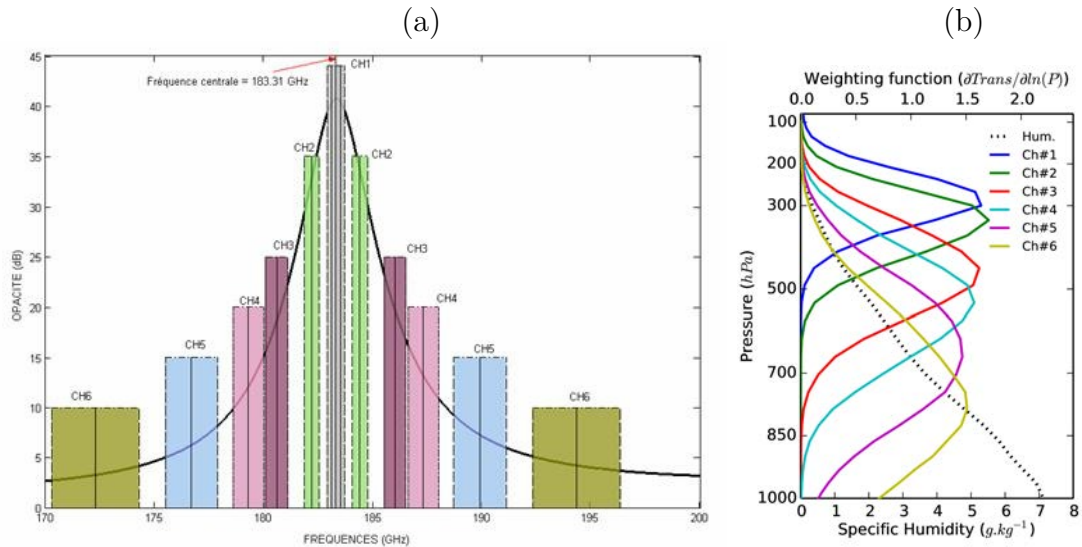


FIG. 2.11 – (a) : Localisation des 6 canaux de SAPHIR dans la raie d'absorption de la vapeur d'eau centrée sur 183.31 GHz [Source : [mirs.nesdis.noaa.gov](http://mirs.nesdis.noaa.gov)]. (b) : Fonctions de poids (dérivée de la transmittance par rapport à la pression) des 6 canaux SAPHIR du canal 1 (haut) au canal 6 (bas) entre les niveaux pressions 100 et 1000 hPa. Le profil d'humidité spécifique utilisé pour le calcul des fonctions de poids est représenté en pointillés noirs. Figure 1b de Chambon et al. (2014).

### 2.3.3 L'instrument MADRAS

MADRAS<sup>3</sup> est un imageur micro-ondes qui mesure le rayonnement terrestre dans 5 bandes de fréquences : 18.7, 23.8, 36.5, 89 et 157 GHz. C'est un instrument à balayage conique visant la surface toujours sous le même angle (56°) permettant ainsi de tirer parti des polarisations horizontales (H) et verticales (V) pour tous les canaux, excepté

1. National Oceanic and Atmospheric Administration

2. Suomi National Polar-orbiting Partnership

3. Microwave Analysis and Detection of Rain and Atmospheric Structures



Numéro du canal	Fréquence (GHz)	Largeur spectrale (MHz)	Ne $\Delta$ T1 (K)	Ne $\Delta$ T2 (K)
H1	183.31 $\pm$ 0.2	200	1.82	1.44
H2	183.31 $\pm$ 1.1	350	1.01	1.05
H3	183.31 $\pm$ 2.7	500	0.93	0.91
H4	183.31 $\pm$ 4.0	700	0.88	0.77
H5	183.31 $\pm$ 6.6	1200	0.81	0.63
H6	183.31 $\pm$ 11.0	2000	0.73	0.54

TABLEAU 2.3 – Caractéristiques des canaux du sondeur micro-ondes SAPHIR autour de la bande d’absorption de la vapeur d’eau à 183 GHz, en terme de fréquence, largeur spectrale et bruit radiométrique. Les deux valeurs de bruit radiométrique (Ne $\Delta$ T) correspondent aux estimations théoriques (1) et aux valeurs mesurées en orbite (2).

pour le canal à 23.8 GHz (V seulement)<sup>1</sup>. La résolution du pixel est de 40 x 67 km pour les 3 plus basses fréquences, 10 x 17 km pour le canal à 89 GHz et 6 x 10 km à la fréquence 157 GHz. Les résolutions sont constantes sur la largeur de la fauchée de 1700 km et le nombre de pixels par ligne de scan est de 54 aux trois plus basses fréquences, 214 à 89 GHz et 356 pour le 157 GHz. Contrairement à SAPHIR, l’instru-

Numéro du canal	Fréquence (GHz)	Polarisation	Résolution (km)
H1 et H2	18.7	H + V	40 x 67
H3	23.8	V	40 x 67
H4 et H5	36.5	H + V	40 x 67
H6 et H7	89.0	H + V	10 x 17
H8	157.0	H + V	6 x 10

TABLEAU 2.4 – Spécification des canaux de l’imageur MADRAS en termes de fréquence, polarisation et résolution.

ment MADRAS ne concentre pas ses observations autour d’une seule raie d’absorption de la vapeur d’eau, mais plutôt dans les fenêtres atmosphériques, ce qui lui permet de fournir des informations complémentaires caractérisant les nuages et les précipitations. Le Tableau 2.4 résume les principales caractéristiques des canaux MADRAS. Le canal 3 est positionné sur la première raie d’absorption de la vapeur d’eau à 22.235 GHz (Figure 2.7) alors que les autres canaux se concentrent dans des fenêtres atmosphériques assez éloignées des bandes d’absorption gazeuses ( $O_2$  et  $H_2O$ ). Ceci permet aux canaux MADRAS d’être sensibles à la présence dans l’atmosphère de condensats nuageux liquide et solide ainsi qu’à la pluie et aux précipitations solides selon le choix du canal. L’instrument MADRAS sera peu exploité par la suite, même si c’est celui qui avait été initialement conçu pour fournir le plus d’informations sur les nuages et les

1. Les surfaces océaniques ont une émission micro-ondes fortement polarisée (différences importantes entre les canaux H et V) et les hydrométéores dépolarisent le signal venant de la surface. Cette propriété permet donc d’identifier leur signature dans les radiances au sommet de l’atmosphère

précipitations. En effet, des problèmes techniques apparus dès le début de la mission MEGHA-TROPIQUES ont conduit à son arrêt définitif après un peu plus d'un an de fonctionnement.

## Conclusions du chapitre 2

Le modèle de prévision numérique du temps *ALADIN-Réunion*, dont le domaine à aire limitée est positionné dans le Sud-Ouest de l'océan Indien, est capable de prévoir les systèmes dépressionnaires tropicaux tels que les cyclones. Ses paramétrisations physiques permettent de simuler des hydrométéores nuageux et précipitants, produits par la convection non résolue et les systèmes stratiformes résolus. Son système d'assimilation de type 3D-Var considère déjà des radiances satellitaires micro-ondes pour améliorer la qualité de l'analyse mais essentiellement en ciel clair. En effet, le modèle de transfert radiatif RTTOV utilisé opérationnellement ne permet pas de simuler les radiances micro-ondes affectées par les hydrométéores et ces derniers ne font pas partie des variables analysées.

Afin de pouvoir simuler des radiances micro-ondes en présence d'hydrométéores avec les profils du modèle *ALADIN-Réunion*, le module RTTOV-SCATT du modèle RTTOV va être utilisé. Il s'appuie sur une table de correspondance pour estimer les propriétés radiatives des hydrométéores. Ces propriétés sont calculées à partir de la théorie de *Mie* pour tous les hydrométéores et suppose des particules de forme sphérique. Les simulations porteront sur les radiances du sondeur d'humidité micro-ondes SAPHIR à bord du satellite MEGHA-TROPIQUES couvrant la bande tropicale et dont les 6 canaux se situent dans la bande d'absorption de la vapeur d'eau à 183 GHz.





# Chapitre 3

## Sensibilité des radiances SAPHIR aux variables du modèle ALADIN-Réunion

### Sommaire

<b>3.1</b>	<b>Période d'intérêt . . . . .</b>	<b>56</b>
3.1.1	L'océan Indien en Février 2012 . . . . .	56
3.1.2	Le système dépressionnaire tropical Giovanna . . . . .	57
<b>3.2</b>	<b>Méthodologie utilisée . . . . .</b>	<b>58</b>
3.2.1	Examen d'un profil au sein du cyclone Giovanna . . . . .	58
3.2.2	Analyse de sensibilité linéaire . . . . .	59
<b>3.3</b>	<b>Résultats de l'étude de sensibilité . . . . .</b>	<b>61</b>
3.3.1	Sensibilité des canaux de SAPHIR en ciel clair . . . . .	61
3.3.2	Sensibilité des canaux de SAPHIR en ciel précipitant . . . . .	62

L'objectif de cette partie est de caractériser la sensibilité du rayonnement micro-ondes à 183 GHz aux différents constituants atmosphériques. Pour cela, un profil vertical au sein du cyclone tropical *Giovanna* du 10 Février 2012 à 06 UTC est extrait d'une prévision 6 h du modèle *ALADIN-Réunion*. Ce profil est utilisé en entrée du modèle de transfert radiatif RTTOV-SCATT avec et sans hydrométéores dans la colonne atmosphérique.

### 3.1 Période d'intérêt

#### 3.1.1 L'océan Indien en Février 2012

Le mois de Février 2012 a été retenu pour notre étude car il est caractérisé par une forte activité convective sur l'océan Indien. Ainsi, de nombreux systèmes précipitants ont été observés, dont la genèse de trois systèmes tropicaux, à savoir le cyclone intense *Giovanna*, la tempête tropicale modérée *Hilwa* et la forte tempête tropicale *Irina*. La Figure 3.1 montre la trajectoire des systèmes sur le bassin ainsi que l'évolution de leur intensité. De plus, le passage d'une phase active de l'oscillation de Madden-Julian

(MJO<sup>1</sup>) (Madden & Julian, 1971; Zhang, 2005) a été observé sur l'ouest de l'océan Indien du 16 au 27 Février 2012.

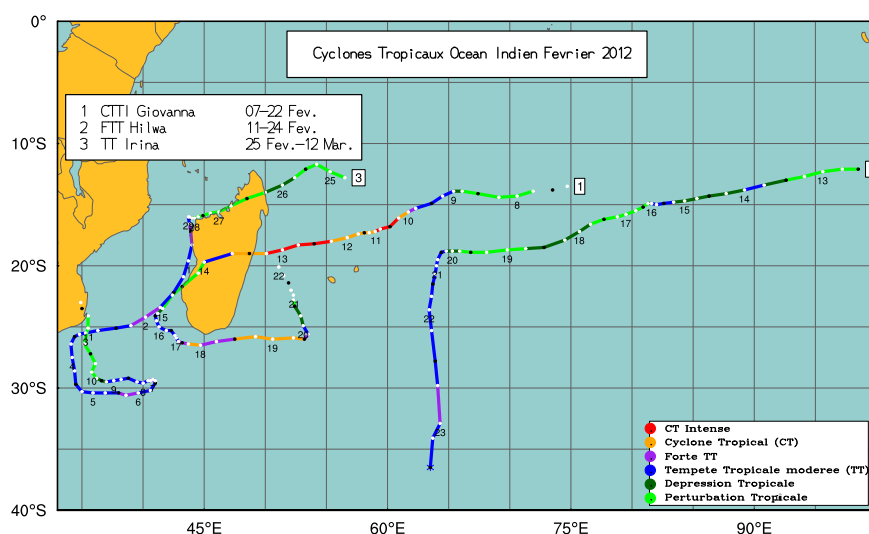


FIG. 3.1 – Trajectoires des systèmes dépressionnaires tropicaux *Giovanna*, *Hilwa*, *Irina* ainsi que l'évolution de leur intensité (code couleur) sur le Sud-Ouest de l'océan Indien en Février 2012. Indication des jours à 12 UTC.

### 3.1.2 Le système dépressionnaire tropical Giovanna

Le système *Giovanna* a été choisi car il est le seul à avoir atteint le stade maximal de cyclone tropical au cours de la période et le satellite MEGHA-TROPIQUES a permis d'obtenir des observations SAPHIR à plusieurs reprises au cours de son cycle de vie. Les observations infra-rouges à  $11.5 \mu\text{m}$  de METEOSAT-7 (Figure 3.2) permettent de se rendre compte de la taille du système ( $\sim 800 \text{ km}$  de diamètre) et de l'importance de la convection ( $T_b$  minimale à  $180 \text{ K}$ ) le 10 Février à 2012 à 06 UTC, alors même qu'il n'est qu'au stade de forte tempête tropicale. A cette date, le Centre Météorologique Régional Spécialisé (CMRS) de La Réunion a estimé la pression minimale de surface à  $986 \text{ hPa}$  et les vents moyens (sur 10 min) à  $100 \text{ km.h}^{-1}$  dans un rayon de  $50 \text{ km}$  autour du centre.

Le cyclone connaît une phase d'intensification rapide le même jour et atteint le stade de cyclone tropical intense dans la soirée tout en se déplaçant vers le Sud-Ouest en direction de Madagascar. Le 13 Février en fin de journée, *Giovanna* frappe la côte Est malgache au stade de cyclone tropical intense. La pression centrale est alors de  $935 \text{ hPa}$  avec des maxima de vents moyens à  $160 \text{ km.h}^{-1}$  et des rafales à plus de  $230 \text{ km.h}^{-1}$  sans compter les pluies torrentielles à l'origine de 33 morts sur la grande île. Sur sa trajectoire, le cyclone aura aussi généré une forte houle de plusieurs mètres de haut sur les côtes des îles de la Réunion et de Maurice.

1. Historique et prévision des MJOs disponibles sur le site du [www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/MJO/mjo.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/MJO/mjo.shtml)

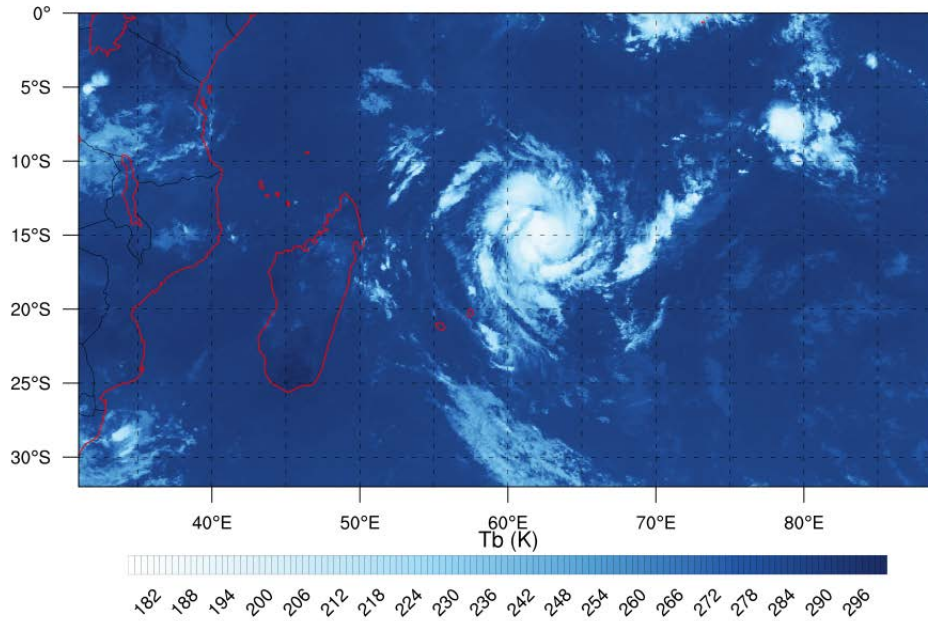


FIG. 3.2 – Température de brillance infra-rouge à  $11.5 \mu\text{m}$  par METEOSAT-7 au-dessus du Sud-Ouest de l’océan Indien le 10 Février 2012 à 06 UTC. On distingue le cyclone *Giovanna* au centre du domaine.

## 3.2 Méthodologie utilisée

### 3.2.1 Examen d’un profil au sein du cyclone Giovanna

Un profil précipitant situé dans le système tropical *Giovanna* le 10 février 2012 à 06 UTC a permis de réaliser les premiers tests de sensibilité des radiances SAPHIR aux différents hydrométéores. Le profil est extrait d’une prévision 6 h du modèle *ALADIN-Réunion* (réseau du 10 Février 00 UTC). Les conditions en surface sont caractérisées par de fortes précipitations (Figure 3.3a) avec des valeurs atteignant  $21 \text{ mm.h}^{-1}$  au Sud-Ouest du système. Les plus fortes valeurs de vent (Figure 3.3b) sont quant à elles présentes au Sud-Est de *Giovanna* avec un maximum de  $20 \text{ m.s}^{-1}$  ( $72 \text{ km.h}^{-1}$ ) et une pression minimale au centre de 997 hPa, signe que le système est au stade de tempête tropicale modérée selon la prévision 6 h du modèle *ALADIN-Réunion*. Ainsi, même si le modèle localise correctement la position du centre de *Giovanna*, il sous-estime son intensité en termes de vent maximal ( $100 \text{ km.h}^{-1}$  estimé) et de pression minimale (986 hPa estimée).

Le profil présenté sur la Figure 3.4 est extrait d’une zone située au Sud du système tropical *Giovanna* (point noir sur la Figure 3.3). Il est caractérisé par un taux de précipitations en surface estimé à  $15 \text{ mm.h}^{-1}$  et des vents à  $19 \text{ m.s}^{-1}$ .

La fraction nuageuse montre la présence d’une épaisse couche nuageuse entre 950 et 100 hPa. Le nuage peut être divisé en 3 couches distinctes :

- phase solide (glace nuageuse) entre 100 et 500 hPa ;
- phase mixte (glace et eau nuageuses) entre 400 et 500 hPa ;
- phase liquide (eau nuageuse) entre 400 et 950 hPa.

Les précipitations solide et liquide sont de type :

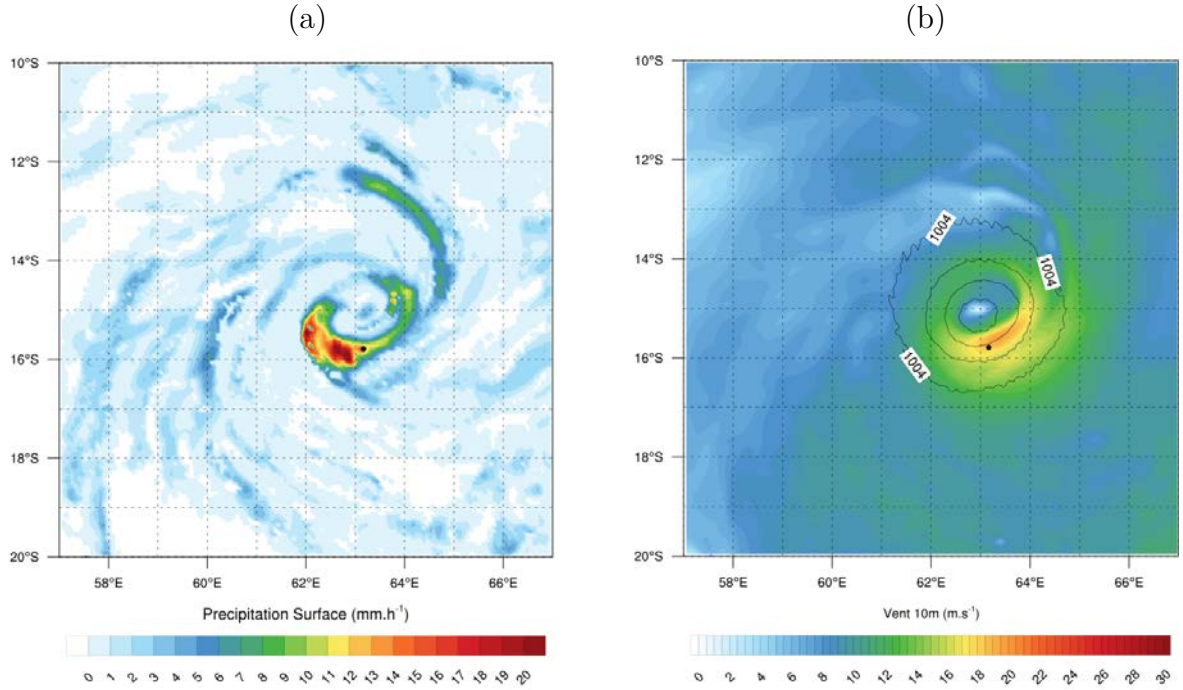


FIG. 3.3 – Cyclone *Giovanna* résultant d’une prévision 6 h le 10 Février 2012 à 06 UTC du modèle *ALADIN-Réunion* : (a) taux de précipitations en surface et (b) module du vent à 10 mètres et pression de surface (isobares en lignes continues noires toutes les 2 hPa). Le point noir localise le profil étudié.

- neige entre 200 et 600 hPa ;
- phase mixte entre 550 et 600 hPa dans laquelle le processus de fonte de la neige intervient. Ce niveau matérialise l’isotherme 0°C ;
- pluie entre 550 hPa et la surface.

Les flux de précipitations convectives solide et liquide représentent respectivement environ 90 et 75% des précipitations totales. Le régime de précipitations est donc principalement de type convectif. En ce qui concerne les condensats nuageux, la proportion issue du régime stratiforme est plus élevée que pour celle des précipitations. En effet, les hydrométéores nuageux solides et liquides issus du schéma convectif représentent respectivement environ 60 et 55% des condensats nuageux. L’humidité spécifique est quant à elle maximale en surface et décroît avec l’altitude jusqu’à devenir très faible au delà de 200 hPa. Enfin, le profil de température indique la position de l’isotherme 0°C vers 550 hPa et une inversion du gradient vertical vers 100 hPa, matérialisant la tropopause.

Les profils présentés ont été utilisés pour examiner la sensibilité des températures de brillance SAPHIR simulées par RTTOV-SCATT aux différents constituants atmosphériques à l’aide de sa version linéarisée.

### 3.2.2 Analyse de sensibilité linéaire

Afin d’étudier la sensibilité des températures de brillance ( $T_b$ ) SAPHIR aux profils de température, d’humidité et d’hydrométéores, nous utilisons le modèle *linéaire*

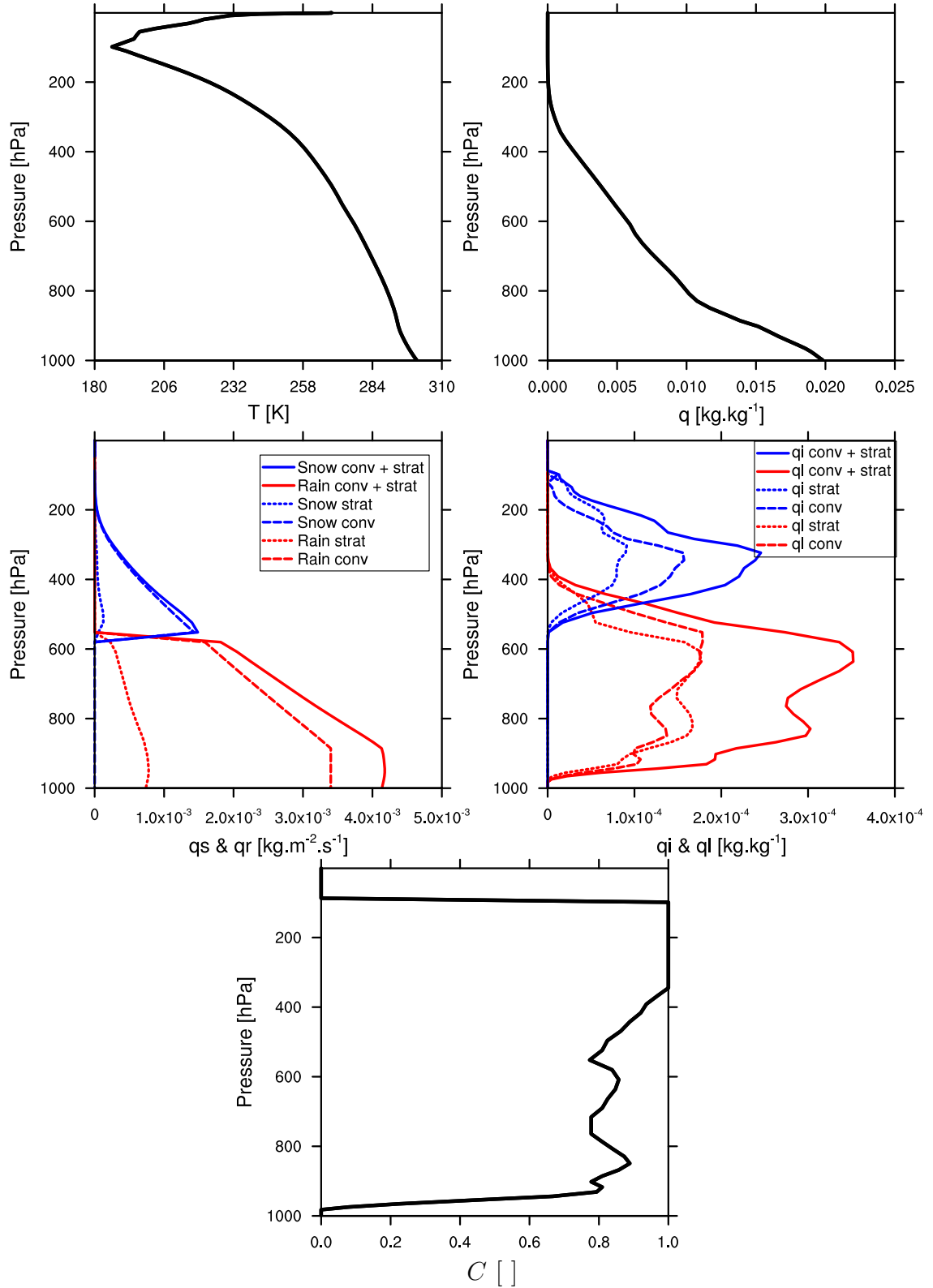


FIG. 3.4 – Profils de température  $T$ , d'humidité spécifique  $q$ , de flux de neige ( $q_s$ ) et pluie ( $q_r$ ), de quantités de glace ( $q_i$ ) et eau ( $q_l$ ) nuageuses ainsi que de la fraction nuageuse  $C$ . Pour un point de grille (point noir sur la Figure 3.3) extrait d'une prévision 6 h le 10 Février 2012 à 06 UTC du modèle *ALADIN-Réunion* dans le cyclone *Giovanna*.

*tangent*  $\mathbf{H}$  de RTTOV-SCATT qui donne accès aux Jacobiens ( $\partial T_b / \partial x$ ). Ces quantités sont multipliées par une perturbation  $\sigma_x$  du contenu de la variable afin de produire une sensibilité en Kelvin :

$$\delta T_b = \left( \frac{\partial T_b}{\partial x} \right) \times \sigma_x \quad (3.1)$$

où  $x$  correspond aux variables  $T$ ,  $q$ ,  $q_i$ ,  $q_l$ ,  $q_r$  et  $q_s$ . La perturbation pour la température est fixée à  $\sigma_T=1$  K et celle pour les autres variables vaut 10% de leur valeur à chaque niveau du modèle.

Les Jacobiens informent sur la capacité d'une variable du modèle à modifier la  $T_b$  simulée pour une perturbation donnée. Ainsi, grâce à cette méthode il est possible d'identifier les variables du modèle ( $T$ ,  $q$  ou hydrométéores) qui contribuent le plus aux variations de la température de brillance simulée pour une fréquence donnée. La simulation est réalisée pour un angle de visée de l'instrument au nadir.

### 3.3 Résultats de l'étude de sensibilité

#### 3.3.1 Sensibilité des canaux de SAPHIR en ciel clair

Avant d'étudier la sensibilité des canaux de SAPHIR au profil décrit précédemment, nous avons dans un premier temps réalisé un test sur un profil fictif dépourvu d'hydrométéores. Pour cela, les quantités d'hydrométéores du profil en Figure 3.4 ont été initialisées à des valeurs nulles et le profil d'humidité a été asséché de 20%. Ceci permet d'obtenir un profil clair sans nuages. Cette première approche permet d'étudier la sensibilité des radiances micro-ondes SAPHIR en l'absence de processus diffusants et de confronter les Jacobiens obtenus à ceux présentés dans la littérature.

Les Jacobiens des profils de température (Figure 3.5a) révèlent la capacité de l'instrument SAPHIR à sonder l'atmosphère avec une valeur maximale de 0.08 K pour le canal 6 à 600 hPa et une valeur maximale de 0.14 K pour le canal 1 à 250 hPa. Les Jacobiens étant positifs à tous les niveaux, un accroissement de température contribue à l'augmentation de l'émission du rayonnement micro-ondes (augmentation de la  $T_b$ ). Les valeurs sont cohérentes avec des instruments similaires tels que AMSU-B/MHS (Kleespies & Watts, 2006) mais aussi AMSU-A dans la bande d'absorption de l'oxygène à 50 GHz (Garand et al., 2001). Cependant, du fait de leur dépendance fortement non-linéaire à l'humidité spécifique, les sondeurs d'humidité ne peuvent pas être utilisés pour une restitution indépendante des profils de température.

Les Jacobiens des profils d'humidité spécifique (Figure 3.5 (b)) révèlent aussi la capacité de sondage dans la bande d'absorption à 183 GHz avec des valeurs maximales à différents niveaux cohérentes avec les divers canaux. Les Jacobiens étant négatifs à tous les niveaux, l'humidité spécifique participe à l'augmentation de l'opacité de la couche atmosphérique (diminution de la  $T_b$ ) en réduisant la contribution du rayonnement issu des couches inférieures plus chaudes. Ce résultat est cohérent avec l'étude de Bauer et al. (2006c) et confirme la capacité de l'instrument SAPHIR à sonder l'humidité atmosphérique.

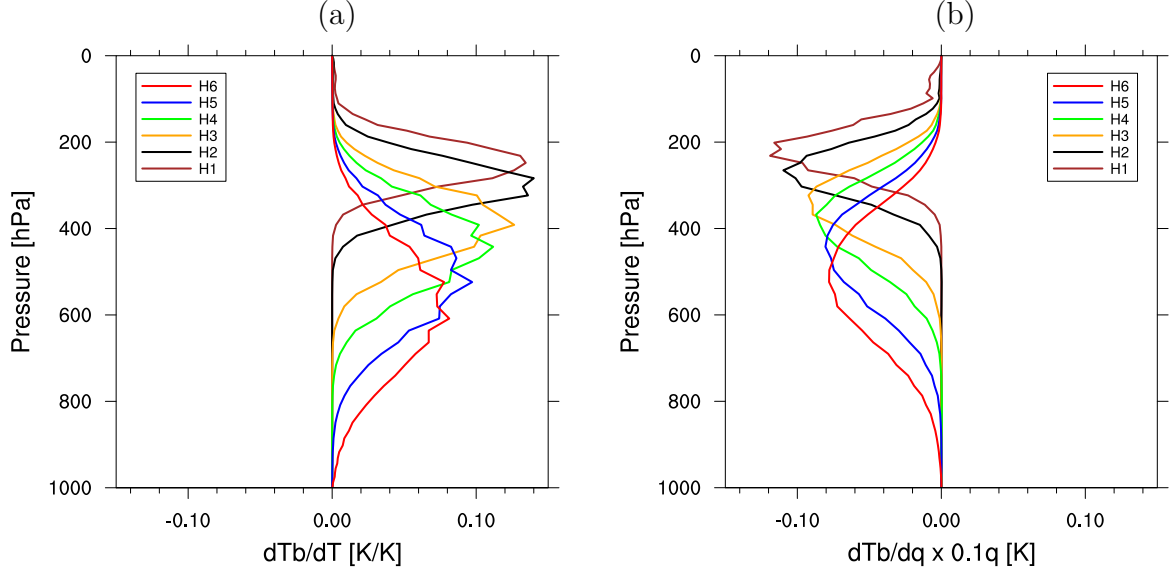


FIG. 3.5 – Jacobiens normalisés (Eq. 3.1) des 6 canaux de SAPHIR calculés avec RTTOV pour les profils de température et d’humidité représentés en Figure 3.4. Les profils des hydrométéores ont été initialisés à des valeurs nulles et le profil d’humidité a été asséché de 20% afin d’obtenir un profil clair sans nuages.

### 3.3.2 Sensibilité des canaux de SAPHIR en ciel précipitant

Les hydrométéores sont ici considérés (Figure 3.4) afin d’étudier la sensibilité des canaux de SAPHIR aux profils nuageux et précipitants. Les Jacobiens des profils de température  $T$ , d’humidité spécifique  $q$ , de la glace ( $q_i$ ) et de l’eau liquide ( $q_l$ ) nuageuses, de la neige ( $q_s$ ) et de la pluie ( $q_r$ ) sont représentés en Figure 3.6.

Les Jacobiens des profils de température montrent que la capacité de sondage de l’instrument est réduite en ciel précipitant puisque même si la valeur et la position du canal 1 sont inchangées, la valeur maximale au canal 6 est de 0.1 K et se situe à 500 hPa contre 600 hPa précédemment en ciel clair. Ceci est dû aux effets de non linéarité induits par l’augmentation de la quantité d’humidité spécifique (en ciel clair, le profil de  $q$  a été réduit de 20%).

Les Jacobiens pour l’humidité spécifique en présence d’hydrométéores révèlent une diminution de la capacité de sondage de SAPHIR avec des valeurs maximales situées autour de 400 hPa pour les canaux 5 et 6 contre respectivement 450 et 500 hPa en ciel clair. La forte concentration de neige au-dessus de 550 hPa modifie significativement la structure des Jacobiens rencontrés en conditions de ciel clair. En effet, alors que les Jacobiens étaient négatifs pour les 6 canaux en ciel clair, ils deviennent positifs pour les trois canaux les plus bas entre 300 et 500 hPa. Ceci est dû au processus d’émission de la vapeur d’eau au-dessus de la couche de neige fortement diffusante. La valeur significative et négative du Jacobien de l’humidité spécifique autour de 200 hPa pour le canal 1 tend à montrer la capacité de l’instrument à fournir aussi une information sur la vapeur d’eau en haute troposphère.



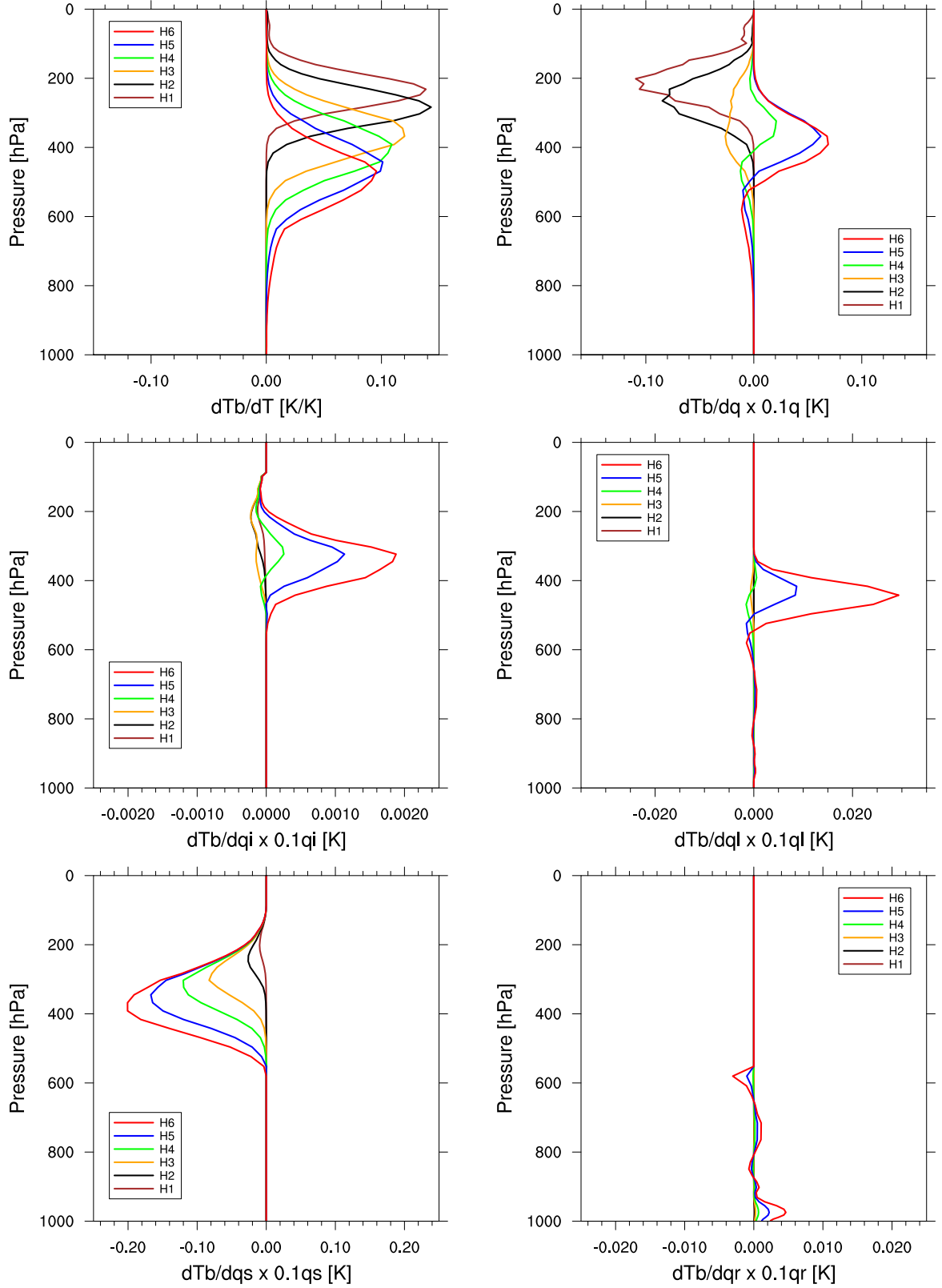


FIG. 3.6 – Jacobiens normalisés (Eq. 3.1) des 6 températures de brillance de SAPHIR calculés avec RTTOV-SCATT pour les variables du profil représenté en Figure 3.4 : température  $T$ , humidité spécifique  $q$ , glace ( $q_i$ ) et eau liquide ( $q_l$ ) nuageuse, neige ( $q_s$ ) et pluie ( $q_r$ ).

Concernant les hydrométéores, il apparaît que les Jacobiens pour la neige  $q_s$  dominant

largement ceux des autres hydrométéores avec des valeurs supérieures d'un ordre de grandeur : - 0.2 K pour le Jacobien de la neige contre 0.03 K pour celui de l'eau liquide nuageuse  $q_l$ . Les hydrométéores nuageux (eau et glace) contribuent à une augmentation de la température de brillance par émission (Jacobien positif). Cependant, les faibles valeurs des Jacobiens pour la glace nuageuse  $q_i$  et les précipitations liquides  $q_r$  ( $< 0.05$  K) indiquent que les températures de brillance SAPHIR sont très peu sensibles à ces hydrométéores.

Au contraire, la neige représente la principale contribution à la sensibilité de la  $T_b$  induite par les processus de diffusion et qui se traduit par une diminution lorsque les concentrations augmentent. De plus, on peut remarquer une capacité de sondage des 6 canaux de SAPHIR sur les Jacobiens des profils de neige avec des extensions verticales plus prononcées pour les canaux sensibles aux plus basses couches. Ceci s'explique par le fait que le canal 1 (plus proche du centre de la bande d'absorption à 183 GHz) est plutôt sensible au contenu en neige au sommet du nuage, alors que le canal 6 (plus éloigné du centre de la bande) est sensible à la colonne de neige intégrée sur son épaisseur. Ainsi, les plus fortes valeurs de Jacobiens sont obtenues au canal 6 et les plus faibles au canal 1.

## Conclusions du chapitre 3

Un profil précipitant du cyclone tropical *Giovanna* le 10 Février 2012 à 06 UTC a été extrait d'une prévision 6 h du modèle *ALADIN-Réunion*. Le modèle *tangent linéaire H* de RTTOV-SCATT a été utilisé pour calculer les Jacobiens des canaux de SAPHIR à 183.31 GHz afin d'obtenir la sensibilité des températures de brillance aux différentes variables atmosphériques. Une première étape vers la compréhension de la sensibilité des  $T_b$  du sondeur micro-ondes SAPHIR a été d'examiner une situation de ciel clair. Cela nous a conduit à réduire les contenus en hydrométéores du profil et à l'assécher de 20%. Il apparaît alors que les canaux de SAPHIR sont capables de sonder la température dans la troposphère. Cependant, du fait de leur dépendance fortement non-linéaire à l'humidité spécifique, les sondeurs d'humidité ne permettent pas de restituer une information sur les profils de température de manière indépendante. Comme attendu, les canaux de SAPHIR sont particulièrement bien adaptés au sondage des profils d'humidité atmosphérique en ciel clair.

En considérant les hydrométéores nuageux et précipitants pour le profil choisi, la capacité de sondage de l'humidité atmosphérique par SAPHIR devient limitée et ne s'applique plus qu'à la haute troposphère. Il s'avère que les radiances SAPHIR sont fortement dépendantes aux hydrométéores précipitants solides à travers une importante diffusion du rayonnement micro-ondes à la fréquence 183 GHz, alors que la sensibilité aux autres hydrométéores est très faible.



# Chapitre 4

## Evaluation et amélioration des radiances SAPHIR simulées par RTTOV-SCATT

### Sommaire

---

<b>4.1</b>	<b>Les radiances SAPHIR simulées . . . . .</b>	<b>67</b>
4.1.1	Sensibilité aux hydrométéores . . . . .	67
4.1.2	Simulation dans le cyclone <i>Giovanna</i> . . . . .	67
<b>4.2</b>	<b>Définition d'un critère d'occurrence de pluie . . . . .</b>	<b>71</b>
4.2.1	Les produits TMPA . . . . .	71
4.2.2	Méthodologie . . . . .	72
4.2.3	Résultats . . . . .	73
<b>4.3</b>	<b>Nouvelles propriétés radiatives pour la neige . . . . .</b>	<b>79</b>
4.3.1	Description de la méthodologie . . . . .	79
4.3.2	Choix optimal des propriétés radiatives de la neige . . . . .	82
4.3.3	Sensibilité des radiances simulées au contenu en neige . . . . .	85

---

Dans cette partie, l'impact des hydrométéores sur la simulation des radiances SAPHIR est évalué sur un ensemble de profils précipitants issus de prévisions 6 h du modèle *ALADIN-Réunion* sur toute la période de Février 2012. Les températures de brillance sont ensuite comparées qualitativement à celles observées pour le cyclone *Giovanna* afin d'évaluer la capacité de RTTOV-SCATT à simuler des radiances observées dans les systèmes nuageux et précipitants.

Les propriétés radiatives des hydrométéores solides devront être améliorées et dans ce but, une comparaison quantitative systématique entre  $T_b$  observées et simulées en conditions pluvieuses sur toute la période de Février 2012 et sur le domaine *ALADIN-Réunion* est réalisée. Pour cela, un critère est défini afin de ne retenir que les observations SAPHIR ayant lieu en ciel précipitant. Ainsi, six critères d'occurrence de pluie basés sur les canaux du sondeur en humidité AMSU-B sont adaptés aux canaux de SAPHIR. Ces critères sont comparés aux taux de précipitations en surface fournis par l'algorithme TRMM 3B40RT s'appuyant sur un ensemble d'instruments satellitaires

micro-ondes. Au final, un critère est retenu pour sa capacité à détecter les scènes pluvieuses à partir des canaux de SAPHIR.

Enfin, les  $T_b$  observées et simulées en conditions pluvieuses sur toute la période de Février 2012 et sur le domaine *ALADIN-Réunion* sont comparées pour différentes propriétés radiatives des hydrométéores solides précipitants. Un choix optimal de ces propriétés est fait et son impact sur les  $T_b$  simulées pour le cyclone *Giovanna* est évalué.

## 4.1 Les radiances SAPHIR simulées

### 4.1.1 Sensibilité aux hydrométéores

Afin de confirmer les résultats de l'étude de sensibilité au chapitre 3 basée sur les Jacobiens de RTTOV-SCATT montrant la forte dépendance des radiances SAPHIR à la neige pour un profil particulier, des simulations ont été effectuées sur tout le mois de Février 2012. Les profils en entrée du modèle de transfert radiatif sont issus de prévisions 6 h du modèle *ALADIN-Réunion* aux réseaux 00, 06, 12 et 18UTC. Seuls les profils sur océan avec un taux de précipitations en surface supérieur ou égal à  $1 \text{ mm.h}^{-1}$  ont été retenus, conduisant à un ensemble de 1 440 000 profils. Comme précédemment on suppose une géométrie au nadir de l'instrument.

On considère une méthode cumulative (Chevallier & Bauer, 2003; Burlaud et al., 2007) en ajoutant les différents types d'hydrométéores les uns après les autres et en effectuant des simulations de  $T_b$  à chaque ajout pour examiner leur impact. La Figure 4.1 montre l'impact cumulatif de la vapeur d'eau (ciel clair), la glace nuageuse ( $q_i$ ), l'eau liquide nuageuse ( $q_l$ ), la pluie ( $q_r$ ) et la neige ( $q_s$ ) sur les distributions des  $T_b$  simulées du canal 6 de SAPHIR.

L'impact de la glace nuageuse  $q_i$  est négligeable et le mode de la distribution reste proche de 272 K avec une dispersion d'environ 25 K. Ceci est cohérent avec les faibles valeurs des Jacobiens montrés dans la Figure 3.6. L'ajout des hydrométéores liquides ( $q_l + q_r$ ) provoque une légère diminution des valeurs des  $T_b$  d'environ 5 K. Finalement, la présence de la neige dans les profils induit un déplacement significatif des températures froides vers des valeurs beaucoup plus faibles par le processus de diffusion. Les valeurs minimales atteignent 150 K (pour 10 profils) contre 250 K en l'absence de neige dans la colonne atmosphérique.

Cette étude de sensibilité sur la simulation de  $T_b$  pour le canal 6 de SAPHIR confirme l'importance des précipitations solides sur les températures de brillance à 183 GHz examinées sur un profil dans le cadre linéaire au chapitre précédent. C'est la raison pour laquelle plusieurs études ont utilisé les observations du sondeur micro-ondes AMSU-B à 183 GHz afin d'évaluer les taux de précipitations solides aux moyennes latitudes (Kongoli et al., 2003; Noh et al., 2006; Kim et al., 2008).

### 4.1.2 Simulation dans le cyclone Giovanna

Afin de comparer les radiances simulées par RTTOV-SCATT aux observations, nous avons considéré l'ensemble des observations SAPHIR du cyclone *Giovanna*. Les profils utilisés en entrée du modèle de transfert radiatif sont extraits d'une prévision 6 h du modèle *ALADIN-Réunion* et valides le 10 Février 2012 à 06 UTC (champs 2D du taux de précipitation en surface, vent à 10 mètres et pression de surface présentés en Figure

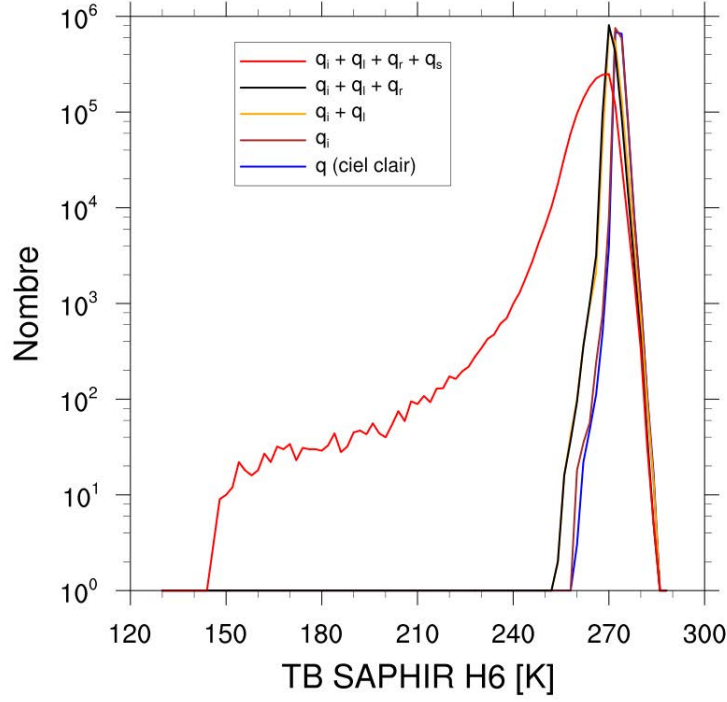


FIG. 4.1 – Impact cumulatif de la vapeur d’eau (ciel clair), la glace nuageuse ( $q_i$ ), l’eau nuageuse ( $q_l$ ), la pluie ( $q_r$ ) et la neige ( $q_s$ ) sur la distribution des  $T_b$  simulées du canal 6 SAPHIR à  $183.31 \pm 11$  GHz. Etude sur 1 440 000 profils précipitants simulés par le modèle *ALADIN-Réunion* (prévisions 6 h) et le schéma de transfert radiatif RTTOV-SCATT sur la période de Février 2012. Intervalle de 2 K.

3.3). Les profils sont projetés dans l’espace des  $T_b$  en considérant le point de grille le plus proche de l’observation et en lui appliquant le modèle de transfert radiatif.

La Figure 4.2 montre les  $T_b$  observées (a) et simulées pour des hydrométéores solides de forme sphérique (b) avec la théorie de *Mie* pour les 6 canaux de SAPHIR (du canal 1 à 6, de haut en bas). En comparant canal par canal, on remarque que pour les 6 canaux, les  $T_b$  observées sont plus faibles que celles simulées. En effet, alors que les observations du canal 6 montrent des  $T_b$  pouvant atteindre 120 K, les  $T_b$  simulées atteignent seulement 230 K, soit une différence de 110 K. Ce constat est le même pour les 5 autres canaux.

Ces résultats semblent indiquer que les propriétés radiatives des précipitations solides à 183 GHz sont mal spécifiées dans le modèle RTTOV-SCATT. Afin d’optimiser ces propriétés par une méthode décrite plus tard, une comparaison quantitative systématique entre les  $T_b$  SAPHIR observées et simulées est nécessaire. Afin de restreindre cette comparaison aux profils atmosphériques diffusants et donc précipitants, les profils issus du modèle *ALADIN-Réunion* doivent être précipitants et les observations SAPHIR doivent avoir lieu pour des conditions aussi précipitantes. Si cette information est disponible dans le modèle, elle n’est cependant pas directement accessible à partir des observations SAPHIR. Pour cette raison, nous devons définir un critère d’occurrence de pluie à partir des observations.

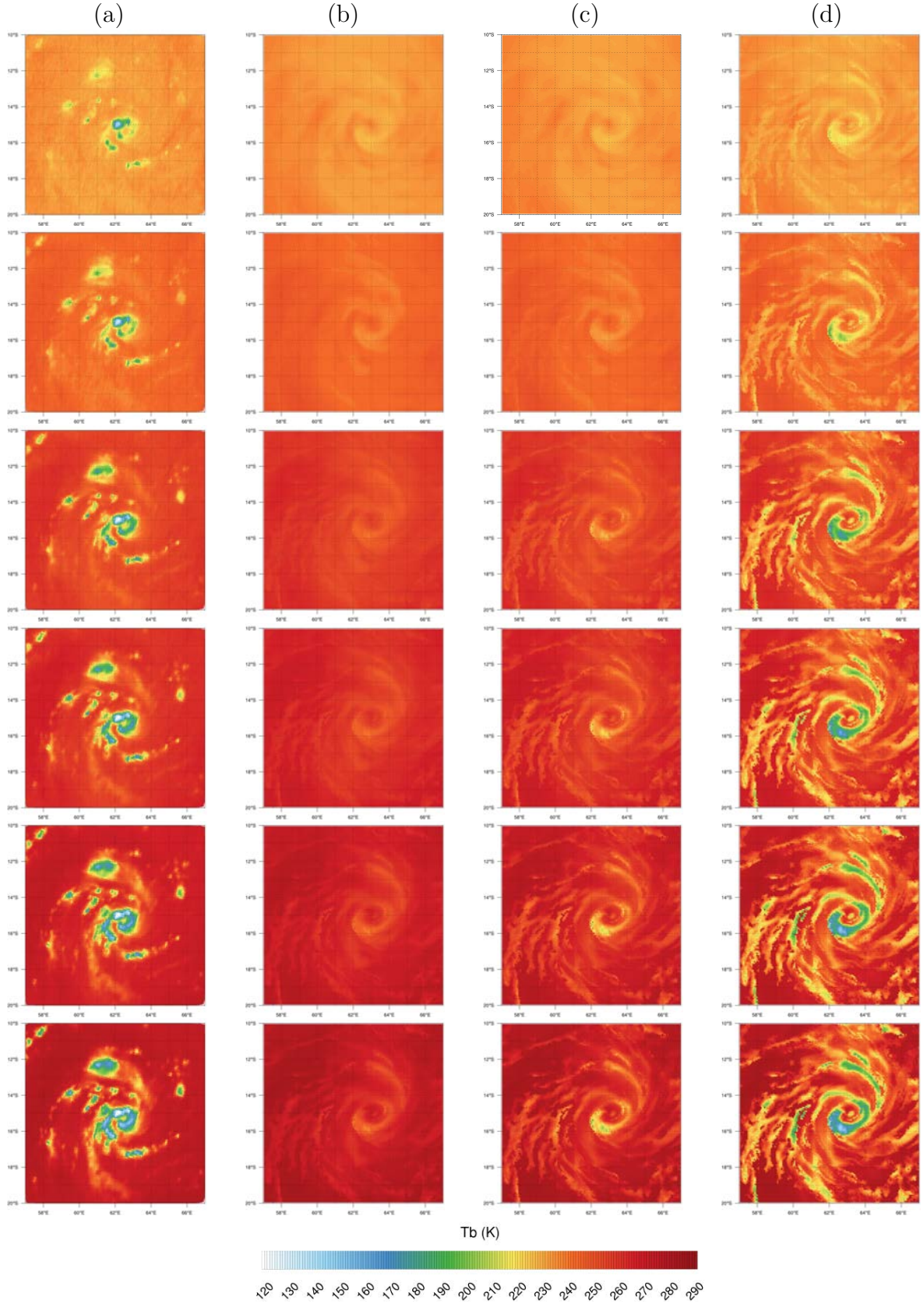


FIG. 4.2 – Températures de brillance SAPHIR du canal 1 à 6 (de haut en bas) observées (a) et simulées par RTTOV-SCATT et ALADIN-Réunion (prévision 6 h) en supposant les hydrométéores précipitants solides comme des particules sphériques (b), de forme “*flocons en secteur*” (c) et de forme “*colonnes hexagonales en bloc*” (d). Cas du cyclone *Giovanna* le 10 Février 2012 à 06 UTC.

## 4.2 Définition d'un critère d'occurrence de pluie

### 4.2.1 Les produits TMPA

Les produits TMPA<sup>1</sup> (Huffman et al., 2007) sont des estimations des taux de précipitations à la surface terrestre entre 50°N et 50°S à partir de la combinaison d'observations satellitaires micro-ondes et infra-rouges (IR). Disponibles depuis le 1<sup>er</sup> Janvier 1998, plusieurs versions existent selon le type d'observations utilisé ainsi que la fréquence de disponibilité des données. La résolution des données est de 0.25° x 0.25°. Un ensemble de quatre produits est disponible :

- 3B40RT : utilisation des observations micro-ondes passives de 6 instruments embarqués sur des satellites défilants. Taux instantané toutes les 3 heures ;
- 3B41RT : utilisation des observations IR de la constellation des 5 satellites géostationnaires opérationnels. Taux moyen toutes les 3 heures ;
- 3B42RT : combinaison des observations micro-ondes et IR. Données moyennes tri-horaires ;
- 3B42RT Daily : même produit que le 3B42RT mais pour un cumul journalier.

Le produit 3B40RT est considéré comme étant de “bonne qualité” puisqu’il n’utilise que des observations issues d’instruments micro-ondes permettant une meilleure estimation des précipitations de surface que les trois autres produits cités utilisant en plus des observations infra-rouges (IR). En effet, les observations IR sont informatives sur la température du sommet des nuages et permettent surtout de faire une estimation de leur altitude. Ainsi, les observations IR ne sont pas directement sensibles aux hydrométéores précipitants. Pour cette raison, nous utiliserons uniquement le produit 3B40RT dans la suite de notre étude.

L’utilisation exclusive de satellites défilants par le produit 3B40RT lui confère certaines particularités. En effet, le taux de précipitations étant estimé toutes les 3 heures, la couverture géographique entre 50°N et 50°S n’est pas totale, contrairement au produit 3B42RT où les observations IR viennent compléter les régions sans observations micro-ondes. De plus, si plusieurs observations micro-ondes de différents instruments sont disponibles dans une fenêtre de 3 heures ( $\pm 90$  min aux réseaux 00 à 21 h par pas de 3 h), seule la fauchée estimée comme étant de meilleure qualité est conservée. Enfin, même si l’estimation du taux de précipitations est disponible toutes les 3 h, les données sont valides à l’instant d’observation du satellite et non pas moyennées comme proposé par les produits 3B41RT et 3B42RT. Ceci permet d’obtenir une meilleure correspondance temporelle avec les observations SAPHIR. La version 7 de 3B40RT combine les observations micro-ondes à partir de deux algorithmes (Huffman, 2013). L’algorithme GPROF<sup>2</sup> (Kummerow et al., 1996, 2001; Olson et al., 1999) pour les imageurs micro-ondes à balayage conique et l’algorithme NESDIS<sup>3</sup> (Ferraro & Marks, 1995) pour les sondeurs micro-ondes à balayage linéaire.

L’algorithme GPROF utilise les imageurs micro-ondes passifs à balayage conique :

- 7 canaux de SSMI/S (sur DMSP F16, F17 et F18) ;

---

1. TRMM Multisatellite Precipitation Analysis

2. Goddard PROFiling

3. National Environmental Satellite, Data, and Information Service



- 9 canaux de TMI et AMSR-E<sup>1</sup> (respectivement sur TRMM et Aqua).

L'algorithme NESDIS utilise les canaux du sondeur en température AMSU-A (55 GHz) ainsi que 5 canaux à 183 GHz des sondeurs micro-ondes en humidité à balayage linéaire :

- AMSU-B à bord de la série des NOAA ;
- MHS (embarqué sur NOAA-18, NOAA-19 et MetOp).

Munchak & Skofronick-Jackson (2013) ont montré que les taux minimums de détection des précipitations liquides par TMI et la combinaison AMSU-A + AMSU-B/MHS sur océans étaient respectivement de 0.19 et 0.91 mm.h<sup>-1</sup> et sur continents respectivement de 0.99 et 0.26 mm.h<sup>-1</sup>. En associant ces taux minimums de détection, nous supposons par la suite qu'une scène sera dite "pluvieuse" au dessus des océans lorsque le taux de précipitations estimé par le produit 3B40RT sera supérieur ou égal à 1 mm.h<sup>-1</sup> ( $RR_{3B40RT} \geq 1 \text{ mm.h}^{-1}$ ).

## 4.2.2 Méthodologie

La littérature offre une grande variété de critères de détection des précipitations à partir d'observations satellitaires infra-rouge et micro-ondes. Les méthodes d'identification de nuages convectifs tropicaux utilisant les mesures IR sont en général basées sur divers seuils de température du sommet des nuages, pouvant varier entre -38° et -65°C (Mapes & Houze Jr, 1993). Dans le domaine des micro-ondes, Goodberlet et al. (1989) utilisent les  $T_b$  observées aux fréquences 37 GHz en polarisation verticale (V) et horizontale (H) sur SSM/I. Ainsi, si  $[T_b(37V) - T_b(37H)] < 10K$ , la zone observée est considérée comme très précipitante du fait de la dépolarisation du signal de surface par les précipitations liquides. Cependant, les fréquences les plus utilisées pour cet exercice sont celles des 3 canaux du sondeur AMSU-B à  $183.31 \pm 1$ ,  $183.31 \pm 3$  et  $183.31 \pm 7$  GHz, numérotés de 3 à 5.

Le Tableau 4.1 rassemble les définitions de six critères de détection des précipitations basés sur 3 canaux de SAPHIR et qui seront étudiés par la suite.

Critère	Définition
Staelin	$H5 < 260K$
Funatsu	$(H5 - H2) \leq 8K$
Hong DCT	$(H2 - H5) \geq 0K$ et $(H2 - H3) \geq 0K$ et $(H3 - H5) \geq 0K$
Hong DCO	$(H2 - H5) > (H2 - H3) > (H3 - H5) > 0K$
Qiu CI1	$(H3 - H5) > -2K$ et $(H3 - H5) > (H2 - H5)$ et $(H3 - H5) > (H2 - H3)$
Qiu CI2	$(H3 - H5) > (H2 - H3)$ et Hong DCT

TABLEAU 4.1 – Définition de six critères d'occurrence de pluie proposés par Staelin & Chen (2000), Funatsu et al. (2007), Hong et al. (2005) et Qiu et al. (2005) basés sur divers seuils appliqués à 3 canaux de SAPHIR (H2, H3 et H5) et adaptés des canaux AMSU-B dont la correspondance est donnée dans le Tableau 4.2.

---

1. Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System

Les 3 canaux de SAPHIR utilisés dans la définition des six critères d'occurrence de pluie présentés dans le Tableau 4.1 ont été adaptés des canaux de AMSU-B dont la correspondance est donnée dans le Tableau 4.2.

Canaux et fréquences (GHz) SAPHIR		Canaux et fréquences (GHz) AMSU-B
Canal 2 : $183.31 \pm 1.1$	$\Rightarrow$	Canal 3 : $183.31 \pm 1$
Canal 3 : $183.31 \pm 2.7$	$\Rightarrow$	Canal 4 : $183.31 \pm 3$
Canal 5 : $183.31 \pm 6.6$	$\Rightarrow$	Canal 5 : $183.31 \pm 7$

TABLEAU 4.2 – Correspondance entre les canaux de SAPHIR et d'AMSU-B dans l'utilisation des critères d'occurrence de pluie du Tableau 4.1.

L'objectif est de croiser les observations SAPHIR et 3B40RT disponibles en Février 2012 sur le domaine *ALADIN-Réunion* afin de déterminer le critère permettant la meilleure détection des observations SAPHIR en ciel précipitant. Pour comparer les observations SAPHIR et 3B40RT, nous réalisons une colocalisation à la fois spatiale et temporelle. La fenêtre temporelle maximale choisie est de 30 minutes. Elle vise à obtenir une bonne colocalisation temporelle des phénomènes pluvieux qui évoluent rapidement dans le temps. La colocalisation spatiale est quant à elle plus difficile à déterminer. En effet, les deux observations (3B40RT et SAPHIR) ont des résolutions variables en fonction de leur localisation géographique :

- La résolution du produit 3B40RT est de  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ . La résolution en latitude passe de 27.7 km ( $0^\circ$ ) à 24.5 km ( $28^\circ\text{S}$ ). Dans le domaine *ALADIN-Réunion*, nous considérons que la résolution du pixel 3B40RT a une taille moyenne de  $26 \times 26 \text{ km}^2$ .
- La résolution du pixel SAPHIR est de 10 km au nadir mais augmente avec l'angle d'observation. En moyenne sur la ligne de scan, nous considérons une résolution de 12.3 km (Eymard et al., 2002) avec des pixels circulaires.

La Figure 4.3 schématise la manière de procéder afin d'obtenir une colocalisation spatiale pour laquelle le pixel 3B40RT contient celui de SAPHIR. De cette manière, en ne retenant que le pixel SAPHIR pour lequel son centre est éloigné au maximum de 6.85 km du centre du pixel de 3B40RT, on s'assure de limiter le recouvrement du pixel SAPHIR sur plusieurs pixels 3B40RT pour faciliter l'interprétation des résultats.

## 4.2.3 Résultats

### 4.2.3.1 Echantillon

L'échantillon initial pour la période de Février 2012 dans le domaine *ALADIN-Réunion* était de 12 028 975 observations SAPHIR et 6 083 040 observations 3B40RT. En appliquant les critères de colocalisations spatiale et temporelle décrits précédemment, nous obtenons un échantillon final composé de 811 472 observations SAPHIR/3B40RT colocalisées. Cet échantillon est utilisé pour comparer la pertinence des différents critères d'occurrence de pluie présentés au Tableau 4.1 et choisir le plus adapté à l'instrument SAPHIR.

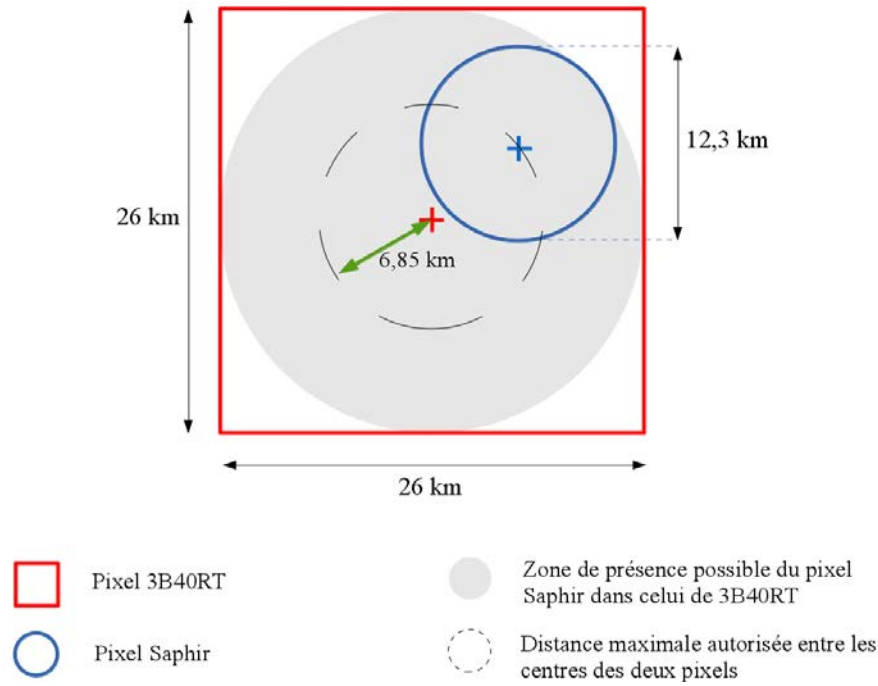


FIG. 4.3 – Représentation schématique des pixels SAPHIR et 3B40RT illustrant la méthode de colocalisation spatiale des observations.

#### 4.2.3.2 Etude statistique : tables de contingence

L'utilisation de tables de contingence 2x2 permet d'évaluer la qualité d'un critère estimé par rapport au même critère observé sur un échantillon suffisamment grand pour permettre d'établir des scores par catégories. Dans notre cas, il s'agit de quantifier la pertinence de critères de détection de pluie, appliqués aux observations SAPHIR, à détecter les scènes pluvieuses définies par  $RR_{3B40RT} \geq 1 \text{ mm.h}^{-1}$ .

Les différents cas possibles sont reportés dans la table de contingence de la Figure 4.4 :

- $X$  : le critère de détection SAPHIR est vérifié lorsque 3B40RT détecte de la pluie ;
- $Y$  : le critère de détection SAPHIR n'est pas vérifié alors que 3B40RT détecte de la pluie ;
- $Z$  : le critère de détection SAPHIR est vérifié alors que 3B40RT ne détecte pas de pluie ;
- $W$  : le critère de détection SAPHIR n'est pas vérifié lorsque 3B40RT ne détecte pas de pluie.

Les données contenues dans la table de contingence  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$  et  $W$  représentent le nombre de fois où chacune des conditions décrite ci-dessus est satisfaite et permettent de définir les critères suivants :

- la *probabilité de détection* ( $POD^1$ ) décrit la fraction d'événements pluvieux 3B40RT détectés avec le critère SAPHIR :  $POD = X/(X + Y)$ . Le  $POD$  varie entre 0 et 1 ; 0 indique que le critère ne détecte aucune pluie lorsqu'elle est détectée par 3B40RT et 1 indique un score parfait pour lequel le critère détecte

1. Probability Of Detection

		Pluie 3B40RT	
		Oui	Non
Critère de détection SAPHIR	Oui	X	Z
	Non	Y	W

FIG. 4.4 – Table de contingence 2x2 permettant de quantifier la pertinence de critères de détection de pluie SAPHIR pour des scènes pluvieuses définies par  $RR_{3B40RT} \geq 1 \text{ mm.h}^{-1}$ .

tous les événements pluvieux 3B40RT.

- le *rapport de fausse alarme* ( $FAR^1$ ) correspond à la fraction des situations où le critère détecte des pluies alors que l'événement est non précipitant selon 3B40RT :  $FAR = Z/(X + Z)$ . Le FAR s'échelonne entre 0 et 1 ; 0 indique un score parfait.
- l'*indice de biais en fréquence* ( $FBI^2$ ) indique si le critère a tendance à sous estimer ( $FBI < 1$ ) ou surestimer ( $FBI > 1$ ) le nombre d'événements pluvieux 3B40RT :  $FBI = (X + Z)/(X + Y)$ . Le FBI s'échelonne de 0 à l'infini ; 1 indique un score parfait.
- le *score de menace équitable* ( $ETS^3$ ) combine les informations contenues dans le POD et le FAR :

$$ETS = \frac{X - R(a)}{X + Y + Z - R(a)} \quad (4.1)$$

$$\text{avec } R(a) = \frac{(X + Z)(X + Y)}{X + Y + Z + W}$$

Le terme  $R(a)$  représente le nombre d'événements pouvant être correctement prévus de manière aléatoire. La valeur de l'ETS varie entre 0 et 1 ; 1 indique un comportement parfait.

Le Tableau 4.3 résume les résultats obtenus à partir des tables de contingence pour les six critères de détection de pluies étudiés (Tableau 4.1). Le critère optimal est celui pour lequel le POD et l'ETS sont les plus élevés, le FAR le plus faible et le FBI le plus proche de 1.

Les critères de *Staelin* et *Funatsu* possèdent les POD les plus élevés à 0.65 mais aussi des FAR élevés respectivement à 0.50 et 0.47. Une forte valeur du FAR n'est évidemment pas souhaitée car elle signifie que le critère de détection a tendance à donner de fausses

---

1. False Alarm Ratio  
2. Frequency Bias Index  
3. Equitable Threat Score

alarmes. Toutefois, ce résultat s'explique par le fait que les températures de brillance à 183 GHz sont plus sensibles à la précipitation solide en altitude (particules diffusantes) que directement à la précipitation en surface. Un signal en diffusion peut donc exister (glace/neige) en altitude sans que de la pluie soit présente en surface. De manière similaire, des nuages chauds précipitants n'auront pas de signature à 183 GHz.

Critère	POD	FAR	FBI	ETS
Staelin	<b>0.64</b>	0.50	1.27	0.36
Funatsu	<b>0.64</b>	0.47	<b>1.19</b>	<b>0.38</b>
Hong DCT	0.19	<b>0.19</b>	0.23	0.17
Hong DCO	0.04	0.20	0.06	0.04
Qiu CI1	0.22	0.35	0.34	0.18
Qiu CI2	0.14	<b>0.19</b>	0.18	0.13

TABLEAU 4.3 – Scores par catégorie calculés à partir de tables de contingence pour différents critères de détection d'événements pluvieux à partir des  $T_b$  SAPHIR et comparés à celui du produit TMPA 3B40RT. La taille de l'échantillon est de 811 472 observations (Période Février 2012 sur le domaine ALADIN-Réunion).

Les critères *Hong DCT* et *DCO* ainsi que *Qiu CI2* possèdent les valeurs FAR les plus faibles à environ 0.20. Or, même si ce comportement est favorable, ces critères ont aussi un faible POD (entre 0.04 et 0.19). Un faible POD conduit à une sélection du nombre d'événements pluvieux ( $X$ ) trop restrictif.

Le FBI qui se rapproche le plus de l'unité 1 correspond au critère de *Funatsu* avec une valeur de 1.19. Ce score indique que le critère surestime légèrement le nombre d'événements précipitants. Ceci est dû au fait que certains nuages fortement développés sur la verticale et détectés par un critère à 183 GHz peuvent ne pas produire de précipitations au sol.

A la vue des scores présentés ci-dessus, la capacité des hautes fréquences micro-ondes à pouvoir détecter les précipitations de surface présente certaines limites. Cependant, le produit 3B40RT n'a pas d'équivalent pour les précipitations solides et il semble raisonnable de faire l'hypothèse d'une certaine cohérence entre les précipitations solides en altitude (Figure 4.2) et les précipitations liquides en surface (Figure 3.3) (la neige en altitude fond au dessous de l'isotherme  $0^\circ$  et se transforme en pluie avant d'atteindre le sol dans les régions tropicales au dessus des océans).

La valeur de l'ETS permet de trouver le meilleur compromis entre les valeurs du POD et du FAR. Le critère de *Funatsu* possède la valeur la plus élevée à 0.38, non loin devant le critère de *Staelin* (ETS=0.36) mais assez éloignée des autres critères (ETS<0.20). L'interprétation de la table de contingence indique que le critère de *Funatsu* appliqué aux températures de brillance SAPHIR permet d'avoir le meilleur accord avec les précipitations du produit 3B40RT.

#### 4.2.3.3 Les radiances SAPHIR en fonction des critères d'occurrence de pluie

Afin de représenter la distribution des températures de brillance observées par les 6 canaux de SAPHIR sur l'échantillon complet et pour les six critères de détection

d'événements pluvieux étudiés et définis dans le Tableau 4.1, nous avons utilisé toutes les observations SAPHIR durant le mois de Février 2012 sur le domaine *ALADIN-Réunion*. Nous ne nous intéressons plus ici à la colocalisation entre les observations SAPHIR et TMPA 3B40RT. Le nombre d'observations considéré est de 12 028 975. La Figure 4.5 montre les histogrammes utilisant l'échantillon complet des  $T_b$  observées par les 6 canaux de SAPHIR pour tous les critères. Plusieurs constats peuvent être faits :

- le mode de la distribution de toutes les  $T_b$  (“All” : sans critère appliqué sur les  $T_b$ ) se situe vers les valeurs les plus chaudes. Par exemple, les valeurs autour du mode de la distribution du canal 6 sont principalement comprises entre 270 et 295 K et représentent 86% des observations totales. Cet intervalle correspond donc à des atmosphères peu diffusantes puisque les valeurs sont élevées.
- parmi toutes les distributions de la Figure 4.5, seules celles satisfaisant aux critères de *Staelin* et *Funatsu* sont capables de couvrir la totalité des basses  $T_b$  observées par SAPHIR à tous les canaux. Ce comportement est intéressant car il permet de retenir la plus grande diversité de  $T_b$  SAPHIR en conditions pluvieuses. De plus, même si le critère de *Staelin* permet de retenir beaucoup plus d'observations que celui de *Funatsu* (par un facteur deux), le mode de sa distribution pour le canal 6 est élevé (260 K) comparé à celui de *Funatsu* (240 K). Enfin, l'étude menée précédemment à partir d'une table de contingence a montré que le critère de *Funatsu* était le plus pertinent pour la détection des événements précipitants.
- un second mode apparaît dans les distributions des  $T_b$  avec les critères *Qiu CI1* et *Funatsu*, et ce pour tous les canaux. Localisé vers des  $T_b$  élevées à environ 280 K pour le canal 6, il ne représente qu'une faible partie de la distribution. En effet, le second mode de la distribution des  $T_b$  du canal 6 du critère de *Funatsu*, est associé à 288 observations ayant des  $T_b > 270$  K (0,07% de la totalité des observations).

Notre étude montre que le critère de *Funatsu* initialement utilisé pour détecter les systèmes précipitants modérés et intenses en Méditerranée (Funatsu et al., 2007) peut s'appliquer aux observations SAPHIR pour détecter les systèmes précipitants tropicaux sur le domaine *ALADIN-Réunion*. De plus, afin de supprimer toute ambiguïté concernant le second mode de la distribution situé vers les valeurs élevées de  $T_b$  (environ 280 K pour le canal 6) et donc pouvant être associées à des observations non pluvieuses (4 fausses alarmes sur les 5 colocalisations SAPHIR/3B40RT disponibles dans le second mode), nous ajoutons une contrainte supplémentaire à ce critère. En effet, comme le montre la Figure 4.6, en combinant le critère de *Funatsu* avec le rejet de toutes les  $T_b > 270$  K du canal 6 de SAPHIR, le second mode de la distribution du critère n'apparaît plus, et ce pour tous les canaux.

Désormais, nous considérerons que les observations SAPHIR sont effectuées en conditions pluvieuses lorsque les critères suivants seront réunis :

$$(H5 - H2) \leq 8 \text{ K et } H6 \leq 270 \text{ K}$$

Ce critère sera par la suite dénommé “critère *S256*”, en référence aux canaux 2, 5 et 6 de SAPHIR (S) utilisés.

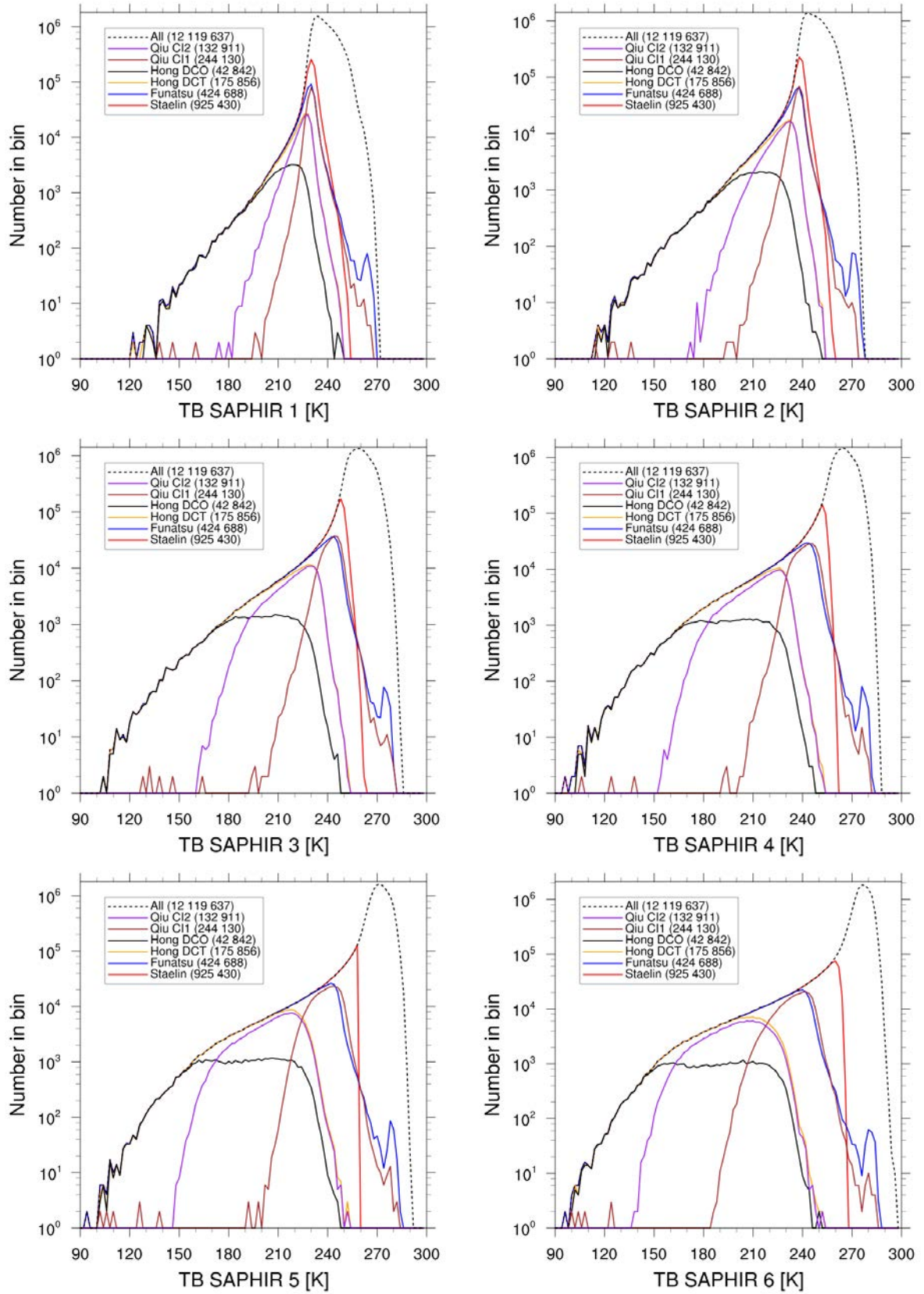


FIG. 4.5 – Histogrammes des températures de brillance observées par les 6 canaux de SAPHIR pour six critères de détection d'événements pluvieux, basés sur les canaux de SAPHIR et présentés au Tableau 4.1. Intervalle de 2 K. L'échantillon correspond à toutes les observations SAPHIR durant le mois de Février 2012 présentes dans le domaine *ALADIN-Réunion*. La taille de l'échantillon est de 12 119 637 observations.

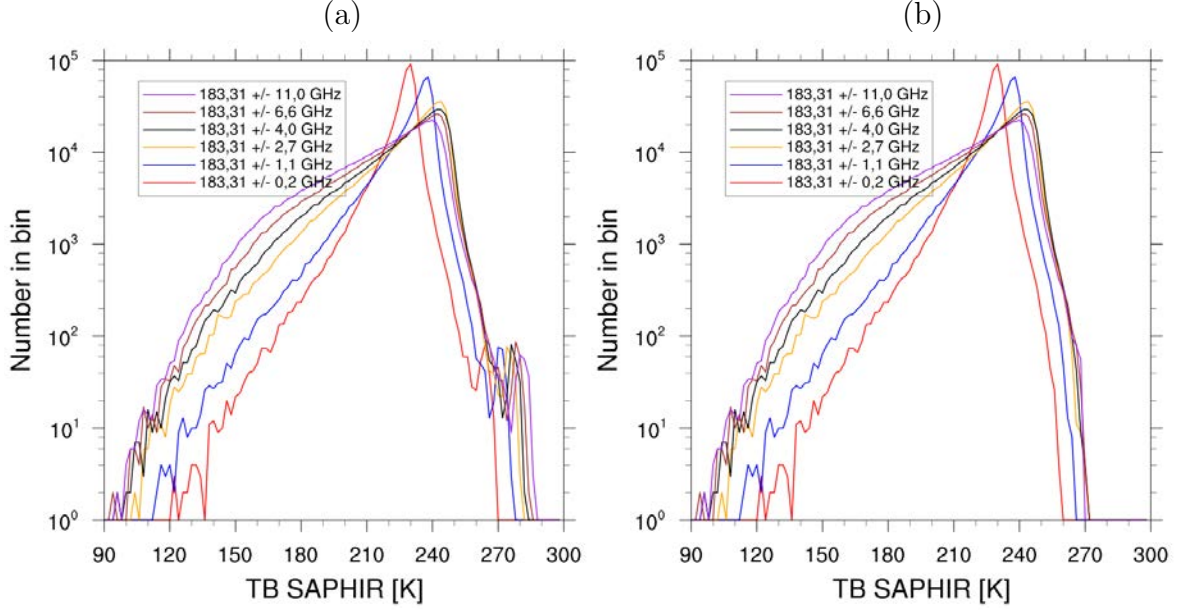


FIG. 4.6 – Histogrammes des températures de brillance observées par les 6 canaux de SAPHIR. (a) : avec le critère de *Funatsu* uniquement et (b) : avec le critère de *Funatsu* et avec rejet des  $T_b$   $H_6 > 270$  K : critère *S256*. Intervalle de 2 K. L'échantillon correspond à toutes les observations SAPHIR durant le mois de Février 2012 présentes dans le domaine *ALADIN-Réunion*. La taille de l'échantillon est de 12 119 637 observations.

## 4.3 Nouvelles propriétés radiatives pour la neige

### 4.3.1 Description de la méthodologie

Les difficultés à simuler des  $T_b$  réalistes en conditions nuageuses et pluvieuses à 183.31 GHz (Figure 4.2b) ont aussi été rapportées par Geer & Baordo (2014). Dans leur étude, ils ont constaté que les propriétés radiatives des hydrométéores précipitants solides calculées en supposant leur forme sphérique et constitués d'un mélange d'air et de glace (modèle de Maxwell-Garnett) surestimaient la diffusion aux moyennes fréquences (30-50 GHz) et la sous-estimaient aux hautes fréquences (150-183 GHz), ce que nous avons aussi mis en évidence pour les radiances SAPHIR autour de 183 GHz. Depuis les travaux de Liu (2008), il est possible de disposer d'une base de données contenant les sections efficaces d'extinction  $\sigma_e$  et de diffusion  $\sigma_s$  ainsi que le paramètre d'asymétrie  $g^*$  pour 11 types d'hydrométéores non sphériques de densités variées (Figure 4.7) pour diverses tailles, fréquences et températures. Les propriétés radiatives pour des particules de forme quelconque peuvent être calculées à partir de l'approximation de type “*dipole discret*” (Draine & Flatau, 1994) connue sous le nom de la “méthode DDA” (pour *Discrete-Dipole Approximation* en anglais). Dans cette méthode numérique, la particule est considérée comme un ensemble de dipôles électriques où sont résolues numériquement les équations de Maxwell afin de calculer la modification du champ électromagnétique provoquée par cette particule. La base de données de Liu (2008) contient les propriétés radiatives des fréquences de 15 à 340 GHz, de température de 0° à -40°C et des tailles de particules (dimensions maximales) de 50 à 12000  $\mu m$  pour 11 particules de glace et de neige de formes diverses.



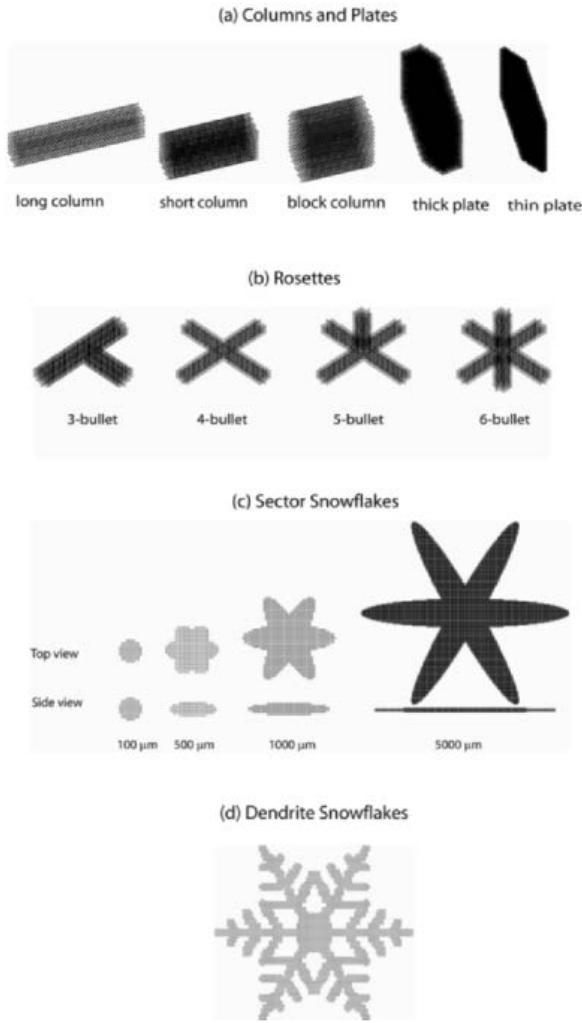


FIG. 4.7 – Formes des particules de glace et de neige : (a) hexagones en colonne et plat, (b) rosettes, (c) flocon en secteur et (d) flocon en dendrite définies par Liu (2008).

Les propriétés radiatives à l'échelle de la particule sont ensuite intégrées sur la distribution en taille  $N(D)$  comme décrit dans les Eqs. 2.11, 2.12 et 2.13. De cette manière, nous obtenons le coefficient d'extinction  $\beta_e$ , le facteur d'asymétrie  $g$  et l'albédo de diffusion simple  $\omega_o$  qui représentent les propriétés radiatives des hydrométéores à l'échelle d'un volume (ex : couche atmosphérique) calculées à partir de la "méthode DDA".

Geer & Baordo (2014) ont utilisé les travaux de Liu (2008) pour améliorer la simulation des  $T_b$  pour les canaux des instruments SSMI/S et TMI. De plus, ils ont modifié la forme de la distribution en taille des particules  $N(D)$  pour la neige, passant de la loi de Marshall & Palmer (1948) à celle de Field et al. (2007). La loi de Field, récemment utilisée dans plusieurs études (Doherty et al., 2007; Kulie et al., 2010; Di Michele et al., 2012), a été établie à partir de données expérimentales in-situ (vols avions) et satellitaires récentes pour des régimes de précipitations des zones tropicales et des moyennes latitudes. Elle repose sur le concept de distribution normalisée permettant de définir des formes analytiques "universelles" à partir de la connaissance de deux de ses moments (Testud et al., 2001). Dans notre étude, la version "tropicale" sera utilisée dans le domaine *ALADIN-Réunion*. Enfin, les particules étudiées n'étant plus de formes sphériques, la relation masse-diamètre  $m(D)$  de l'expression 2.15 (page 49)

ne peut plus s'appliquer. Dans le cas de particules non sphériques, la masse d'une particule de diamètre équivalent  $D$  est donnée par une relation plus générale proposée par Brown & Francis (1995) :

$$m(D) = aD^b \quad (4.2)$$

où les coefficients  $a$  et  $b$  ont été fixés pour chacune des 11 formes de particules de neige de la base de Liu avec des valeurs proposées par Kulie et al. (2010), et reportées dans le Tableau 4.4. Le coefficient  $a$  renseigne sur la densité de la particule et le coefficient  $b$  sur sa forme. Ainsi, plus  $a$  est élevé et plus la particule est dense, de même qu'une valeur de  $b = 3$  indique une particule "volumique" alors qu'avec  $b = 2$ , elle sera considérée comme une surface plane.

Forme de la particule	Coefficient a	Coefficient b
Colonne hexagonale longue	37.09	3.00
Colonne hexagonale courte	116.12	3.00
Colonne hexagonale en bloc	229.66	3.00
Hexagone plat et épais	122.66	3.00
Hexagone plat et mince	32.36	3.00
Rosette à 3 branches	0.32	2.37
Rosette à 4 branches	0.06	2.12
Rosette à 5 branches	0.07	2.12
Rosette à 6 branches	0.09	2.13
Flocon en secteur	0.002	1.58
Flocon en dendrite	0.01	1.90

TABLEAU 4.4 – Coefficients  $a$  et  $b$  proposés par Kulie et al. (2010) et utilisés dans la relation masse-diamètre (Eq. 4.2) pour des particules non sphériques de la base de Liu.

Après avoir adapté le modèle de transfert radiatif RTTOV-SCATT à cette nouvelle description des propriétés radiatives de la neige, Geer & Baordo (2014) ont réalisé une étude statistique dans laquelle étaient comparées les  $T_b$  micro-ondes SSMI/S et TMI observées et simulées à partir de prévisions à courte échéance du modèle global IFS du CEPMMT. Ils ont montré que les propriétés radiatives de la particule de neige "*flocon en secteur*" permettaient de simuler des  $T_b$  les plus proches des observations pour les fréquences comprises entre 10 et 183 GHz.

Nous avons appliqué les paramètres  $\beta_e$ ,  $\omega_o$  et  $g$  du "*flocon en secteur*" issus de la base de Liu (2008) pour simuler les  $T_b$  des 6 canaux de SAPHIR dans le cas du cyclone *Giovanna* le 10 Février 2012 à 06 UTC. La Figure 4.2 (c) montre les  $T_b$  simulées obtenues en considérant les propriétés radiatives du "*flocon en secteur*". On remarque une nette amélioration de la simulation des  $T_b$  SAPHIR par rapport aux observations en comparaison des  $T_b$  simulées précédemment en considérant la neige comme des sphères poreuses (mélange d'air et de glace) (Figure 4.2b). Cette amélioration devient significative à partir du canal 3 et s'accroît jusqu'au canal 6. En effet, alors que les  $T_b$  minimales simulées étaient de 230 K avec des particules sphériques, les  $T_b$  atteignent désormais 200 K avec le "*flocon en secteur*" pour le canal 6. La baisse importante des  $T_b$  simulées par RTTOV-SCATT en considérant les "*flocons en secteur*" montre que

les propriétés radiatives pour ce type de particule permettent d’augmenter l’intensité de la diffusion du rayonnement micro-ondes autour de 183 GHz.

Cependant, les différences avec les observations restent significatives puisqu’elles atteignent localement 85 K pour le canal 6. Nous pouvons alors nous interroger sur la pertinence d’utiliser le “*flocon en secteur*” dans nos travaux, plutôt qu’une autre forme de particule. En effet, le contexte dans lequel Geer & Baordo (2014) ont effectué ce choix de particule est différent du notre. Le modèle utilisé (IFS) a une résolution plus faible (15 km) que celle d’*ALADIN-Réunion* (8 km) et ne simule donc pas de la même manière les systèmes nuageux. De plus, leur étude a été menée à l’échelle globale avec des systèmes précipitants des régions tropicales mais aussi des systèmes des moyennes latitudes dont les caractéristiques micro-physiques sont différentes, notamment en terme de régime de précipitations. Enfin, le choix de la particule a été fait pour des fréquences allant de 10 à 183 GHz alors que notre étude se focalise uniquement sur le 183 GHz. Pour ces raisons, nous avons réalisé une étude statistique afin de déterminer la pertinence du choix du “*flocon en secteur*” et d’examiner si un autre type de particule solide précipitante permettrait de réduire encore les écarts entre valeurs de  $T_b$  observées et simulées à partir des profils du modèle *ALADIN-Réunion*.

### 4.3.2 Choix optimal des propriétés radiatives de la neige

Pour cette étude, une colocalisation spatio-temporelle des  $T_b$  simulées et observées en ciel nuageux/pluvieux sur la période de Février 2012 a été réalisée et la géométrie de l’instrument a été prise en compte dans les simulations. Afin de sélectionner les observations en conditions nuageuses/pluvieuses, le critère de détection des pluies *S256* défini précédemment a été appliqué. Ensuite, une fois les profils du modèle *ALADIN-Réunion* extraits et colocalisés spatialement (point de grille le plus proche pour chaque observation) et temporellement ( $\pm 3$  h aux 4 réseaux d’assimilation) avec les observations, nous avons appliqué un critère de sélection sur les profils pour obtenir une base de 68 381 profils *ALADIN-Réunion* colocalisés avec autant d’observations SAPHIR sur océan. Pour ne considérer que des profils pluvieux, nous avons conservé ceux pour lesquels le taux de précipitations en surface était supérieur ou égal à  $1 \text{ mm.h}^{-1}$ . Ce seuil a été choisi afin d’être cohérent avec celui du produit TMPA 3B42 qui correspond au seuil minimal théorique de détection des précipitations de surface (Munchak & Skofronick-Jackson, 2013). De cette manière, les  $T_b$  simulées et observées par SAPHIR peuvent être considérées en zones nuageuses/pluvieuses même si nous avons vu précédemment que cette méthode ne permettait de détecter que la moitié des événements précipitants liquides.

Les  $T_b$  des 6 canaux de SAPHIR ont été simulées pour les profils *ALADIN-Réunion* sélectionnés et pour l’ensemble des formes des particules de neige définies par Liu (2008) ainsi que pour les sphères de Mie avec les distributions de Marshall-Palmer et de Field (au total 13 configurations). Les  $T_b$  simulées sont comparées à celles observées sur la Figure 4.8 présentant les biais (a) et les coefficients d’asymétrie (b) moyens en fonction du choix de particule.

Le biais moyen pour chaque particule et canal a été calculé selon :

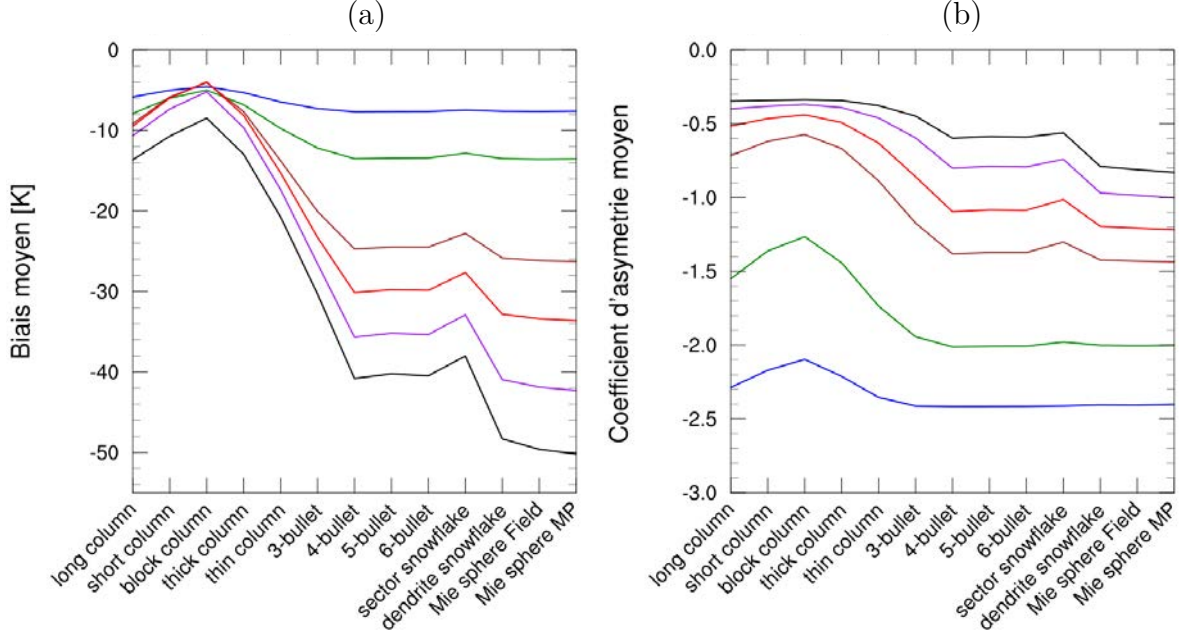


FIG. 4.8 – Biais (a) et coefficients d’asymétrie (b) moyens en fonction du choix de particule pour les canaux 1 (bleu), 2 (vert), 3 (marron), 4 (rouge), 5 (violet) et 6 (noir) de SAPHIR. Le critère *S256* a été appliqué sur les observations et les profils *ALADIN-Réunion* ont un taux de précipitations de surface supérieur ou égal à  $1 \text{ mm.h}^{-1}$  pour la période de Février 2012. La taille de l’échantillon est de 68 381 profils *ALADIN-Réunion* colocalisés avec autant d’observations SAPHIR.

$$\bar{T}_{b\text{Biais}} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (T_{b_i}^o - T_{b_i}^s)$$

où  $N$  est le nombre de profils simulés,  $T_{b_i}^o$  la valeur observée et  $T_{b_i}^s$  la valeur simulée. On remarque sur la Figure 4.8 (a) que la particule nommée “*colonne hexagonale en bloc*” (voir sa forme sur la Figure 4.7) est celle pour laquelle le biais moyen est le plus faible, particulièrement pour les canaux 2 à 6 puisque cette différence est bien moindre selon la particule pour le canal 1. Ainsi, le biais moyen pour cette particule est minimum aux canaux 3 et 4 avec des valeurs de -4 K contre respectivement -23 K et -28 K pour la particule de neige “*flocon en secteur*” adoptée par Geer & Baordo (2014). On peut noter que le biais moyen évolue peu, entre -5 et -8 K, selon la particule pour le canal 1 alors qu’il connaît une amplitude pouvant aller jusqu’à 42 K selon la particule pour le canal 6. De plus, le biais moyen du canal 6 est toujours plus important qu’aux autres canaux quelque soit la particule. Enfin, le biais moyen pour des propriétés radiatives calculées à partir de la théorie de Mie (sphères poreuses) est le plus élevé, montrant ainsi que ce sont les propriétés radiatives issues de la “méthode DDA” (particules non sphériques) qui permettent de faire diminuer le biais moyen, même si la distribution de Field pour des sphères réduit légèrement le biais par rapport à la distribution de Marshall-Palmer (MP).

Le coefficient d’asymétrie moyen de la distribution ( $T_b^o - T_b^s$ ) (*skewness* en anglais) pour chaque particule et canal a été calculé selon :

$$Skewness = \frac{\sum_{i=1}^N ((T_{b_i}^o - T_{b_i}^s) - \bar{T}_{bBiais})^3}{(N - 1)\sigma^3}$$

où  $\bar{T}_{bBiais}$  le biais moyen et  $\sigma$  l'écart-type de la distribution. Le coefficient d'asymétrie renseigne sur la forme de la distribution par rapport à une gaussienne. Ainsi, un coefficient d'asymétrie nul indique une distribution non biaisée. On remarque sur la Figure 4.8b que la particule nommée “*colonne hexagonale en bloc*” est celle pour qui le coefficient d'asymétrie moyen est le plus faible pour les 6 canaux. Ainsi, le coefficient d'asymétrie moyen pour cette particule est minimum au canal 6 avec une valeur de -0.34 contre -0.56 pour la particule “*flocon en secteur*” considérée dans l'étude de Geer & Baordo (2014). Ainsi, la distribution des biais moyens des  $T_b$  se rapproche le plus d'une gaussienne en considérant la particule “*colonne hexagonale en bloc*”. A noter que plus le sondage se fait à des niveaux élevés dans la troposphère, plus le coefficient d'asymétrie moyen est important, quelque soit la particule. De plus, les valeurs des coefficients d'asymétrie pour les particules de types “*colonne*” ont des valeurs de coefficient d'asymétrie significativement plus faibles qu'en considérant les sphères de Mie ou les autres particules. Ce constat est le même concernant les biais moyens.

Cette étude montre que la catégorie des “*colonnes*” et plus spécifiquement celle de la “*colonne hexagonale en bloc*”, permet d'améliorer significativement la simulation des  $T_b$  SAPHIR dans les systèmes précipitants de l'océan Indien prévus par *ALADIN-Réunion*. La densité de cette particule peut être déduite à partir de la loi Masse-Diamètre définie par la relation 4.2 dans le cas de la particule “*colonne hexagonale en bloc*”. La forme est hexagonale et le coefficient  $b = 3$  indique qu'il s'agit d'un volume. On peut donc écrire :

$$m(D) = \rho_s^* \frac{3\sqrt{3}}{8} D^3 = aD^b \quad \Rightarrow \quad \rho_s^* = \frac{8a}{3\sqrt{3}}$$

Le coefficient  $a$  pour la particule valant 229.66 (voir Tableau 4.4) et avec une densité  $\rho_s^* = 353 \text{ kg.m}^{-3}$ . Cette valeur est beaucoup plus importante que celle initialement utilisée dans RTTOV-SCATT où  $\rho_s = 50 \text{ kg.m}^{-3}$  (Tableau 2.2). Milbrandt & Morrison (2013) indiquent que la densité moyenne de particules givrées (graupel et grêle) a été établie par de nombreuses études à environ  $400 \text{ kg.m}^{-3}$  et donc très proche de la densité  $\rho_s^*$  de la particule “*colonne hexagonale en bloc*”. Dans ce cas, les hydrométéores solides précipitants considérés pour le calcul des propriétés radiatives correspondent à des particules givrées, ce qui semble cohérent avec le régime de précipitations rencontré dans les régions tropicales majoritairement de type *convectives* (Figure 3.4) dans lesquelles les forts courants ascendants donnent lieu à la formation de telles particules. Au contraire, l'étude de Geer & Baordo (2014) dont la particule optimale a été identifiée au “*flocon en secteur*” est plus représentative de systèmes précipitants stratiformes rencontrés dans les régions des moyennes latitudes (croissance par déposition de vapeur) dont la forme ressemble plus à un flocon classique avec une faible densité ( $a = 0.002$ ). Ceci plaide en faveur d'un choix de particule pour chaque régime de précipitation : flocons de neige pour le régime stratiforme et graupels ou grêlons pour le régime convectif. Actuellement, il n'est pas possible dans RTTOV-SCATT d'appliquer des propriétés radiatives différentes en fonction du régime de précipitations, mais une telle évolution pourrait être envisagée à l'avenir. Enfin, la sélection optimale d'un type de particule pourrait masquer certaines faiblesses de la modélisation des précipitations solides dans

le modèle *ALADIN-Réunion*. En effet, la sélection se faisant sur un critère de  $T_b$  simulées et donc sur la capacité des particules à diffuser le rayonnement micro-ondes, la méthode portant à choisir des propriétés radiatives fortement diffusantes pourrait contrebalancer le manque d'hydrométéores solides précipitants dans le profil. Ce point sera examiné plus attentivement au chapitre 7.

Les propriétés radiatives de la particule “*colonne hexagonale en bloc*” ont été appliquées au cyclone *Giovanna*. On remarque que les  $T_b$  simulées minimales (Figure 4.2d page 70) se rapprochent significativement de celles observées. En effet les différences entre les  $T_b$  minimales sont d'environ 10 K aux canaux 5 et 6 et s'amplifient en sondant à des niveaux plus élevés pour atteindre 40 K au canal 1. Cette simulation montre l'intérêt d'utiliser les propriétés radiatives de la particule précipitante solide “*colonne hexagonale en bloc*” pour simuler des  $T_b$  froides réalistes. Cependant, ce constat est plus mitigé aux canaux 1 et 2 et vient conforter la possibilité d'un manque d'hydrométéores solides précipitants au dessus de 300 hPa (voir Jacobiens des profils de la neige sur la Figure 3.6 page 63). Ceci pourrait s'expliquer par le fait que, comme le modèle *ALADIN-Réunion* sous-estime l'intensité du cyclone dans la prévision 6 h le 10 Février 2012 à 06 UTC (voir partie 3.2.1 en page 58), la convection paramétrisée ne produirait pas assez de précipitations solides dans les profils de *Giovanna* au-dessus de 300 hPa.

### 4.3.3 Sensibilité des radiances simulées au contenu en neige

Malgré les nouvelles propriétés radiatives (particule “*colonne hexagonale en bloc*”) utilisées pour simuler les  $T_b$  SAPHIR, la Figure 4.2d montre encore d'importantes différences comparées aux observations, particulièrement pour les canaux sondant les couches supérieures. Ces différences de  $T_b$  pourraient être réduites en ajustant les contenus en hydrométéores solides précipitants. Afin d'évaluer la sensibilité des  $T_b$  simulées, dans un cadre non linéaire (par rapport aux Jacobiens présentés précédemment sur la Figure 3.6 page 63), à la quantité de neige dans les profils *ALADIN-Réunion*, diverses quantités ont été ajoutées à des profils initiaux. La Figure 4.9 montre la distribution du biais des  $T_b$  pour des ajouts de neige à chaque niveau de chaque profil vertical compris entre 0 et 200% par rapport à la quantité initiale (0%).

Dans un premier temps, on remarque deux populations distinctes à l'origine (0% d'ajout de neige), à savoir les canaux 3, 4 et 5 pour lesquels les biais sont compris entre -0,5 et + 0,5 K et de l'autre, les canaux 1, 2 et 6 pour lesquels les biais sont compris entre -3 et -4 K. Pour les canaux 1, 2 et 6, afin d'obtenir des biais nuls, il faut ajouter des quantités de neige dans les profils verticaux respectivement de 125%, 47% et 21%. Les sensibilités des canaux 3, 4, 5 et 6 à l'ajout de neige sont quasiment similaires (pentes équivalentes) avec des différences qui commencent à apparaître vers un ajout de 60% de neige. Ainsi, le canal 4 semble plus sensible que le canal 6 à l'ajout de neige au delà de 60%. Quant aux canaux 1 et 2, ils sont les moins sensibles à l'ajout de neige dans les profils verticaux. De cette manière, on remarque clairement que la sensibilité des  $T_b$  simulées à l'ajout de neige est plus importante pour les canaux 3, 4, 5 et 6 que pour les canaux 1 et 2. Ceci s'explique par le fait que les canaux qui sondent l'atmosphère à des niveaux plus bas sont plus affectés par la neige du fait que la quantité intégrée “vue” par le satellite augmente. Finalement, l'ajout de neige dans les profils verticaux agit comme un “intensificateur” de la diffusion du rayonnement micro-ondes, ce qui équivaut à augmenter les propriétés diffusantes des particules.

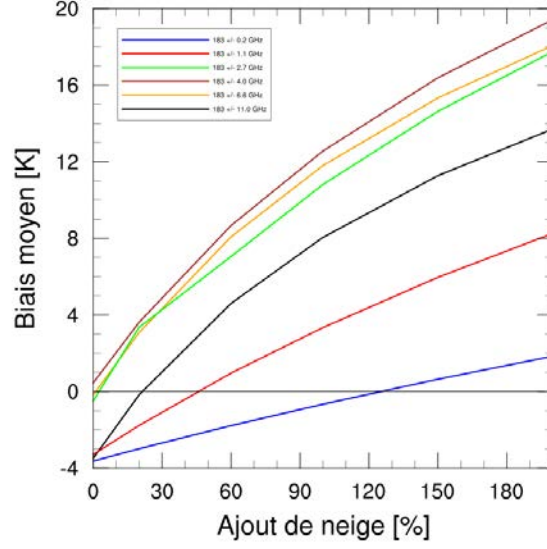


FIG. 4.9 – Différences moyennes entre  $T_b$  observées et simulées pour les canaux H1 à H6 de SAPHIR en fonction d’une augmentation du contenu en neige dans la colonne atmosphérique (entre 0 et 200 %). Le critère *S256* a été appliqué sur les observations et les profils *ALADIN-Réunion* ont un taux de précipitations de surface supérieur ou égal à  $1\text{mm.h}^{-1}$ . Période de Février 2012 sur le domaine *ALADIN-Réunion*. La taille de l’échantillon est de 101 120 profils *ALADIN-Réunion* colocalisés avec autant d’observations SAPHIR.

## Conclusions du chapitre 4

L’impact des hydrométéores sur la simulation des radiances SAPHIR a été évalué sur les profils précipitants du modèle *ALADIN-Réunion* sur la période de Février 2012. Il a permis de confirmer l’importante sensibilité des hautes fréquences micro-ondes à 183 GHz aux hydrométéores précipitants solides, confortant ainsi les résultats du chapitre 2 obtenus dans un cadre linéaire avec un seul profil. Cependant, la comparaison entre les radiances observées et simulées pour le cyclone *Giovanna* a montré que la capacité de RTTOV-SCATT à simuler des  $T_b$  froides était limitée, révélant un manque de diffusion par les particules solides précipitantes. En considérant ces particules comme des sphères poreuses (théorie de Mie et modèle de Maxwell-Garnett), la diffusion du rayonnement micro-ondes autour de 183 GHz est insuffisante.

Dans le but d’améliorer les propriétés radiatives des hydrométéores solides en conditions pluvieuses sur toute la période de Février 2012 et sur le domaine *ALADIN-Réunion*, six critères d’occurrence de pluie basés sur les canaux d’AMSU-B ont été adaptés aux canaux de SAPHIR. Leur comparaison avec les taux de précipitations en surface fournis par l’algorithme TRMM 3B40RT a montré que le critère de *Funatsu* était le plus approprié parmi les 5 autres pour détecter les scènes pluvieuses à partir des canaux de SAPHIR. Pour cela, une étude statistique a été menée à partir d’une table de contingence.

Enfin, les  $T_b$  SAPHIR observées et simulées en conditions pluvieuses sur toute la période de Février et sur le domaine *ALADIN-Réunion* ont été comparées pour différentes propriétés radiatives d’hydrométéores solides précipitants. Ces propriétés radiatives cal-

culées à partir de la "méthode DDA" et extraites de la base de Liu (2008) ont permis de montrer que la particule de type "*colonne hexagonale en bloc*" permettait la meilleure simulation des  $T_b$  SAPHIR comparées à celles observées. Ces nouvelles propriétés radiatives ont aussi permis de mieux simuler les  $T_b$  froides observées dans le cyclone *Giovanna*. La densité élevée de cette particule apparaît compatible avec des hydrométéores dont la croissance serait produite par givrage (graupels et grêle) comme c'est le cas dans de nombreux systèmes convectifs. Cependant, malgré les progrès réalisés, il subsiste d'importantes différences entre les températures de brillance observées et simulées, particulièrement pour les canaux de SAPHIR sondant les couches supérieures de la troposphère. En augmentant arbitrairement les quantités de neige dans les profils précipitants, il a été montré qu'il était possible de réduire de manière significative les  $T_b$  simulées conduisant à une diffusion plus intense du rayonnement dans la colonne atmosphérique.





# Chapitre 5

## Inversion bayésienne des radiances SAPHIR

### Sommaire

5.1	Choix d'une méthodologie . . . . .	89
5.2	Description de l'inversion . . . . .	92
5.3	Cas d'étude : le cyclone Benilde . . . . .	94
5.4	Résultats de l'inversion bayésienne . . . . .	96
5.5	Impact de l'inversion bayésienne sur la vapeur d'eau . . .	99
5.6	Validation de l'inversion bayésienne avec MADRAS . . .	100

Au chapitre précédent nous avons utilisé et optimisé le schéma de transfert radiatif RTTOV-SCATT afin de pouvoir simuler au mieux les températures de brillance ( $T_b$ ) SAPHIR en ciel précipitant avec les profils atmosphériques du modèle *ALADIN-Réunion*. Nous examinons ici comment les différences entre les valeurs de  $T_b$  observées et simulées peuvent permettre de corriger les profils atmosphériques du modèle *ALADIN-Réunion*. Nous devons tout d'abord faire le choix d'une méthodologie.

### 5.1 Choix d'une méthodologie

La correction de profils atmosphériques à partir de la connaissance d'observations est un problème inverse que l'on résout de manière classique en PNT au sein d'un système d'assimilation de données. En effet, en reprenant les notations du chapitre 2, la minimisation de la fonction coût  $J$  dans une assimilation variationnelle incrémentale, revient à exprimer les incréments d'analyse  $\delta \mathbf{x}_a = \mathbf{x}_a - \mathbf{x}_b$  comme une fonction linéaire des innovations  $\mathbf{d} = \mathbf{y}^o - H(\mathbf{x}_b)$ , soit :

$$\mathbf{x}_a - \mathbf{x}_b = \mathbf{K} [\mathbf{y}^o - H(\mathbf{x}_b)]$$

où  $\mathbf{K}$  est la matrice de gain (dans la théorie de l'estimation optimale linéaire). Si on se place dans le cadre du 3D-Var d'*ALADIN-Réunion* présenté précédemment dans lequel on voudrait assimiler les  $T_b$  SAPHIR en ciel précipitant, l'équation d'analyse précédente conduit à une incohérence. Dans le membre de gauche, les variables

d'analyse du 3D-Var représentées par le vecteur  $\mathbf{x}_a$  ou  $\mathbf{x}_b$  considèrent uniquement la température, les composantes du vent, l'humidité spécifique et la pression de surface. Si on se reporte au membre de droite, l'opérateur d'observation  $H$ , qui va être ici le modèle RTTOV-SCATT ne peut pas se contenter des variables d'analyse (ici  $\mathbf{x}_b$ ) du membre gauche pour simuler des  $T_b$  en ciel précipitant. Comme nous l'avons vu au chapitre 2, les profils des condensats nuageux et précipitants ainsi que la nébulosité fractionnaire sont également nécessaires au modèle RTTOV-SCATT. C'est en effet, ce qui distingue le code RTTOV en ciel clair du code RTTOV-SCATT. Forts de ce constat, plusieurs solutions sont possibles.

Une première approche est de considérer une extension du vecteur d'analyse  $\mathbf{x}_a$  pour y inclure les variables manquantes dont le schéma RTTOV-SCATT a besoin. Elle nécessite le calcul d'une matrice de covariances d'erreurs de l'ébauche  $\mathbf{B}$  étendue aux nouvelles variables. Une telle approche a déjà été proposée avec des systèmes d'assimilation d'ensemble qui permettent d'avoir une matrice  $\mathbf{B}$  dépendante de l'écoulement pour des modèles résolvant la convection profonde de manière explicite (comme par exemple dans Chambon et al. (2013)). Dans le 3D-Var d'*ALADIN-Réunion*, la matrice  $\mathbf{B}$  est homogène horizontalement et constante dans le temps en étant calculée sur une période particulière : elle peut donc être considérée comme "climatologique". Une telle approximation est raisonnable pour les variables température, vent, humidité et pression de surface, même si Montmerle & Berre (2010) ont montré des comportements contrastés entre les régions de ciel clair et de ciel précipitant. Pour les hydrométéores, Michel et al. (2011) ont montré une forte dépendance avec le régime de pluie considéré et une approche "climatologique" apparaît peu adaptée pour caractériser les erreurs de prévision dans les systèmes nuageux et précipitants. La deuxième difficulté que présente cette approche est le fait que la convection soit paramétrisée, c'est à dire que les hydrométéores précipitants ne sont pas des variables pronostiques du modèle et donc ne nécessitent pas d'initialisation. Ils ne peuvent donc pas faire partie du vecteur d'analyse, même si pour le schéma de précipitations résolues (Lopez, 2002) cette extension serait possible (c'est du reste ce qui avait motivé sa formulation initiale pour préparer l'assimilation des condensats nuageux et précipitants). C'est ce qui explique que toutes les expérimentations réalisées avec cette première solution l'ont été avec des modèles numériques de fine échelle résolvant explicitement la convection.

La seconde approche consiste à garder le vecteur d'analyse  $\mathbf{x}_a$  inchangé, mais à modifier l'opérateur d'observations. Ainsi on écrit l'opérateur  $H$  comme la combinaison d'un premier opérateur  $H_p$  qui va, à partir du vecteur d'analyse  $\mathbf{x}$ , produire de manière diagnostique des condensats nuageux et précipitants conduisant à un vecteur étendu  $\mathbf{x}_e$  qui pourra être appliqué en entrée du code de transfert radiatif noté  $H_{rt}$ , soit :

$$H(\mathbf{x}) = H_{rt}(\mathbf{x}_e) = H_{rt}[H_p(\mathbf{x})]$$

Cette approche a été adoptée au CEPMMT par Geer et Bauer (2011) pour l'assimilation des radiances micro-ondes nuageuses pluvieuses dans leur système 4D-Var. L'opérateur  $H_p$  est constitué d'un ensemble de paramétrisations physiques pour décrire de manière diagnostique les nuages et les précipitations stratiformes (Tompkins & Janisková, 2004) ainsi que la convection humide (Lopez & Moreau, 2005). Ces schémas de paramétrisations ont été développés spécifiquement pour l'assimilation de données

avec comme contraintes d’être assez proches des schémas utilisés dans le modèle pour la prévision, tout en étant suffisamment simples pour pouvoir être linéarisés et avoir des gradients utiles pour l’assimilation. En effet, nous avons vu au chapitre 2 que la minimisation de la fonction coût du problème variationnel nécessitait de disposer de l’adjoint de l’opérateur d’observations  $\mathbf{H}^T$  (transposée de sa version linéaire tangente) pour résoudre efficacement ce problème. Ainsi les versions linéarisées des opérateurs  $H_p$  ont été développées en s’assurant que les dérivées obtenues étaient utiles (dans la mesure où les paramétrisations physiques sont caractérisées par des processus à seuil et fortement non-linéaires, une dérivation sans précaution peut conduire à des comportements irréalistes des versions linéarisées : de tels comportements doivent être filtrés). Ne disposant pas d’un tel opérateur  $H_p$  ni de ses versions linéarisées pour le 3D-Var d’*ALADIN-Réunion*, une telle approche ne pas être considérée ici.

La dernière approche consiste à modifier le vecteur d’observations  $\mathbf{y}^o$  en procédant en deux étapes. Il s’agit d’une approche historique qui a été utilisée en assimilation de données lorsqu’on ne savait pas simuler les variables observées ou les inverser au sein de l’assimilation. C’est typiquement ce qui s’est passé avec les radiances satellitaires en ciel clair. Avant l’arrivée de modèles de transfert radiatifs rapides et précis comme RTTOV, leur simulation au sein de systèmes d’assimilation demandait trop de ressources informatiques. De même, avant le développement des systèmes d’assimilation variationnelle, les systèmes d’analyse pour la PNT étaient basés sur une interpolation optimale qui ne permettait pas de prendre en compte des relations non-linéaires entre les observations et les variables à initialiser. Dans ce cas, une inversion était faite avant assimilation, permettant de passer de l’espace des radiances à celui du modèle (profils de température et d’humidité). Ces profils étaient ensuite introduits avec les autres observations au sein d’un système d’assimilation de données (qui pouvait ne pas être variationnel). Une des difficultés de cette approche en deux étapes est la caractérisation des erreurs sur les profils inversés ainsi que les contrôles de qualité sur les observations. L’impact positif sur la qualité des prévisions en assimilant des radiances satellitaires a pu être montré de façon probante lorsque les inversions ont été réalisées par les centres de PNT eux mêmes, plutôt que par des centres externes (agences spatiales) dont l’utilisation de l’information a priori (profils climatologiques) et la qualification des données étaient mal connues. Cette approche a été notamment utilisée au CEPMMT pour commencer à assimiler les températures de brillances de l’imageur SSM/I (Gérard & Saunders, 1999), ainsi que les radiances micro-ondes en ciel nuageux (Bauer et al. (2006a) ; Bauer et al. (2006b)). Elle est aussi proposée par Janisková (2015) pour l’assimilation des instruments actifs (radar, lidar) de la future mission EarthCARE des agences spatiales ESA<sup>1</sup> et JAXA<sup>2</sup>. Dans ces exemples, l’inversion est réalisée par une approche de type 1D-Var en utilisant comme ébauche les profils d’une prévision à courte échéance du modèle. Elles nécessitent donc les versions linéarisées des opérateurs d’observations ainsi qu’une matrice  $\mathbf{B}$  adaptée au problème uni-dimensionnel. Une approche similaire a été développée à Météo-France pour l’assimilation des réflectivités radar mais pour laquelle seul l’opérateur d’observations direct est nécessaire (ni ses versions linéarisées ni une matrice  $\mathbf{B}$  ne sont requises). Il s’agit d’une approche bayésienne dans laquelle les profils analysés sont des pondérations linéaires de profils présents dans une

---

1. European Space Agency

2. Japan Aerospace eXploitation Agency

base de données, la pondération reposant sur un maximum de vraisemblance. Elle est utilisée opérationnellement à Météo-France depuis 2010 pour assimiler les réflectivités radar, inversées en profils d'humidité relative par une méthode bayésienne, dans le système 3D-Var du modèle à échelle convective AROME (Wattrelot et al., 2014). Elle est également utilisée dans l'algorithme GPROF (Kummerow et al., 2001) pour fournir des profils d'hydrométéores par l'inversion des températures de brillance d'instruments micro-ondes. La différence principale concerne la base de données qui en PNT va consister en des profils simulés autour des observations et qui pour GPROF correspondent à des observations colocalisées du radar de la mission TRMM avec celles de l'imageur sur ce même satellite. La simplicité de la méthode bayésienne ainsi que sa compatibilité avec les outils dont nous disposons : le modèle de transfert radiatif RTTOV-SCATT et le système d'assimilation 3D-Var du modèle *ALADIN-Réunion*, nous ont conduit à la choisir pour permettre une première évaluation d'une information contenue dans les radiances SAPHIR en ciel précipitant sur les analyses et les prévisions du modèle *ALADIN-Réunion*. Montrotty et al. (2008) ont également examiné le problème de l'assimilation des radiances micro-ondes pluvieuses issues de l'imageur SSM/I dans le 3D-Var d'*ALADIN-Réunion*. N'ayant pas utilisé de modèle de transfert radiatif pour simuler les observations, ils se sont appuyés sur les analyses d'humidité du CEPMMT (qui avaient utilisé les radiances pluvieuses SSM/I) pour bâtir des régressions statistiques entre la vapeur d'eau intégrée du CEPMMT et les températures de brillance SSM/I. La vapeur d'eau intégrée restituée a ensuite été assimilée dans le 3D-Var d'*ALADIN-Réunion* avec des résultats encourageants sur la prévision cyclonique. La forte dépendance de cette méthodologie vis à vis du système d'assimilation du CEPMMT a empêché son utilisation opérationnelle. L'approche bayésienne proposée ici s'affranchit de cette contrainte.

Nous explorons dans ce chapitre l'intérêt de l'inversion bayésienne pour le cas particulier du cyclone *Benilde* le 31 Décembre 2011 à 00 UTC, date à laquelle les radiances SAPHIR sont disponibles, ainsi que les radiances MADRAS pour effectuer une validation indépendante. Les propriétés radiatives des particules solides utilisées dans RTTOV-SCATT correspondent à celles de la particule "colonne hexagonale en bloc" optimisées au chapitre précédent.

## 5.2 Description de l'inversion

L'inversion bayésienne permet de produire un état optimal  $\mathbf{x}_a$  de l'atmosphère (dans notre cas particulier des profils verticaux) à partir de la connaissance d'un ensemble d'observations  $\mathbf{y}_o$  (ici les températures de brillance SAPHIR). Il est donné par l'espérance mathématique de la densité de probabilité  $P(\mathbf{x}|\mathbf{y})$  (Lorenc, 1986), soit :

$$\mathbf{x}_a = \int \mathbf{x} P(\mathbf{x}|\mathbf{y}) d\mathbf{x}$$

En utilisant le théorème de Bayes déjà présenté au chapitre 2 ( $P(\mathbf{x}|\mathbf{y}) = P(\mathbf{y}|\mathbf{x})P(\mathbf{x})/P(\mathbf{y})$ ) et en supposant des lois de probabilité gaussiennes, il est possible d'écrire :

$$\mathbf{x}_a \propto \int \mathbf{x} \exp \left[ -\frac{1}{2}(\mathbf{y}_o - H(\mathbf{x}))^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y}_o - H(\mathbf{x})) \right] P(\mathbf{x} = \mathbf{x}_t) d\mathbf{x} \quad (5.1)$$

où  $H(\mathbf{x})$  sont les observations simulées à partir de l'état atmosphérique  $\mathbf{x}$  (opérateur d'observations) et  $\mathbf{R}$  la matrice de covariances d'erreur d'observations.

Comme présenté au chapitre 2, la densité de probabilité a priori que l'état  $\mathbf{x}$  soit l'état vrai de l'atmosphère  $\mathbf{x}_t$  s'exprime comme un écart à une ébauche  $\mathbf{x}_b$ , qui en supposant la densité de probabilité  $P(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b)$  de forme gaussienne, s'écrit comme :

$$P(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b) = \exp \left[ -\frac{1}{2}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b)^T \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b) \right]$$

où  $\mathbf{B}$  est la matrice de covariances d'erreurs de l'ébauche.

Cette approche est donc jusqu'ici très similaire à l'assimilation variationnelle présentée au chapitre 2, où la solution optimale  $\mathbf{x}_a$ , considérée comme un maximum de vraisemblance, conduit à la minimisation d'une fonction coût. Olson et al. (1996) ont souligné un certain nombre de difficultés à utiliser l'approche variationnelle pour la restitution de profils atmosphériques (incluant les hydrométéores) à partir de températures de brillance micro-ondes. En effet, le coût numérique associé à l'estimation du gradient à chaque itération de la minimisation peut être assez élevé s'il doit être effectué par une méthode de perturbations en différences finies. De même, les non-linéarités peuvent conduire à des minima multiples de la fonction coût et la spécification des erreurs de l'ébauche qui sont a priori non gaussiennes n'est pas triviale. Pour ces raisons, ils ont proposé une approche alternative permettant d'avoir une évaluation approximative de l'intégrale de l'Eq. 5.1, qui s'appuie sur une base de données de profils atmosphériques  $\mathbf{x}_j$ . Ainsi, les intégrales dans l'Eq. 5.1 sont remplacées par des sommations sur les profils présents dans la base de données, soit :

$$\mathbf{x}^a = \frac{1}{A} \sum_{j=1}^N \mathbf{x}_j \exp \left[ -\frac{1}{2}(\mathbf{y}_o - H(\mathbf{x}_j))^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y}_o - H(\mathbf{x}_j)) \right] \quad (5.2)$$

où  $A$  est un facteur de normalisation :

$$A = \sum_{j=1}^N \exp \left[ -\frac{1}{2}(\mathbf{y}_o - H(\mathbf{x}_j))^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y}_o - H(\mathbf{x}_j)) \right] = \sum_{j=1}^N w_j \quad (5.3)$$

Cette expression montre que l'analyse est une moyenne pondérée des profils dans la base de données, avec un poids plus important pour ceux qui permettent une simulation proche des observations. Olson et al. (1996) ont noté que l'hypothèse principale sur laquelle repose cette approche est que les profils de la base de données aient une fréquence d'apparition proche de celle trouvée dans la région où la méthode d'inversion est appliquée. Dans ce cas, la pondération par  $P(\mathbf{x} = \mathbf{x}_t)$  dans l'Eq. 5.1 représente le nombre relatif d'occurrences d'un profil donné  $\mathbf{x}_j$  dans la sommation de l'Eq. (5.2). Par conséquent, la fréquence relative des profils simulés doit être à peu près la même que celle des profils apparaissant dans la nature. De manière pratique, la base de données de profils provient d'une prévision 6 h du modèle *ALADIN-Réunion*, en cohérence avec Caumont et al. (2010) et Wattrelot et al. (2014) pour l'assimilation de réflectivités radar avec la même méthode dans le modèle AROME. Les observations sont constituées par l'ensemble des températures de brillance des 6 canaux de SAPHIR. Elles sont simulées avec le modèle de transfert radiatif RTTOV-SCATT et les profils atmosphériques du modèle *ALADIN-Réunion*. Pour chaque observation, un nombre restreint de profils atmosphériques ( $N$ ) est considéré dans son voisinage pour effectuer les sommations dans les Eqs. 5.2 et 5.3. Une correction de biais statique est appliquée pour

prendre en compte les biais induits par le modèle de transfert radiatif en conditions de ciel clair (Chambon et al., 2014). Toutefois, cette correction qui varie entre -1 K pour le canal H1 jusqu'à 2 K pour le canal H6 est relativement faible en atmosphères nuageuses au regard des autres sources d'erreurs. Nous considérons ici une matrice de covariances d'erreur d'observations  $\mathbf{R}$  diagonale avec valeur  $\sigma_o^2$  égale à la variance des erreurs d'observations (égale pour tous les canaux).

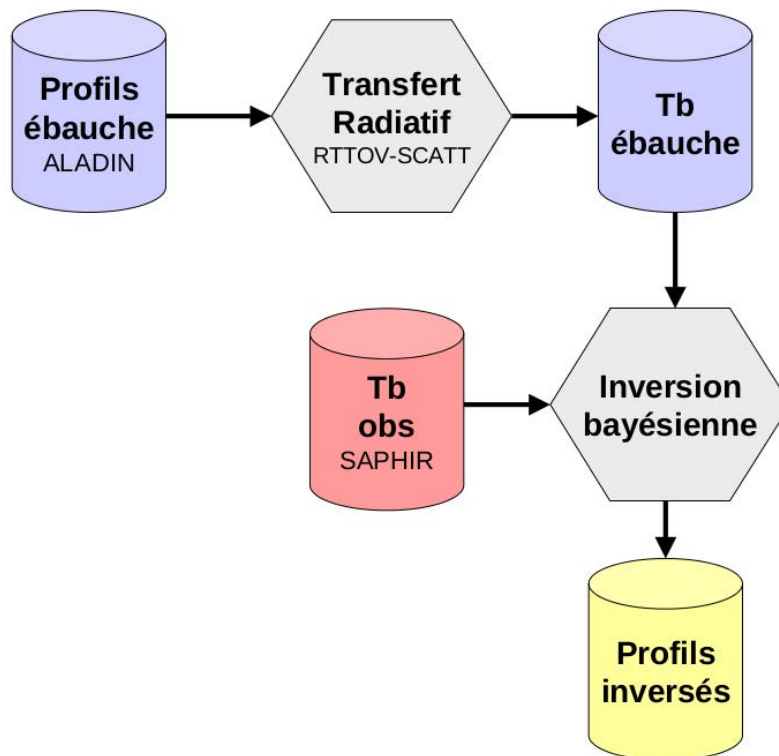


FIG. 5.1 – Diagramme présentant l'inversion bayésienne de profils atmosphériques à partir d'observations de températures de brillance SAPHIR et de profils issus d'une prévision du modèle *ALADIN-Réunion* (ébauche). Le modèle de transfert radiatif RTTOV-SCATT permet de projeter les profils dans l'espace des observations

### 5.3 Cas d'étude : le cyclone Benilde

La méthode d'inversion bayésienne va être mise en œuvre et évaluée pour une journée particulière du cycle de vie du système tropical *Benilde*. Ce système a vu le jour le 27 Décembre 2011 vers 9°S et 95°E puis s'est déplacé vers le Ouest de l'océan Indien jusqu'au 30 Décembre avant de connaître une courte phase d'intensification rapide le même jour (Figure 5.2). Il atteint son intensité maximale le 31 Décembre à 12 UTC au stade de cyclone tropical tout en se déplaçant vers le Sud. Il s'est ensuite affaibli jusqu'à son comblement le 9 Janvier 2012 sans toucher de terres émergées au cours de son cycle de vie.

La date choisie est le 31 Décembre 2011 à 00 UTC. A ce moment, le cœur de *Benilde* est localisé à 14°S et 77°E comme montré en Figure 5.3a par les températures de brillance infra-rouge (IR) à 11,5  $\mu\text{m}$  de METEOSAT-7 et en Figure 5.3b par les températures

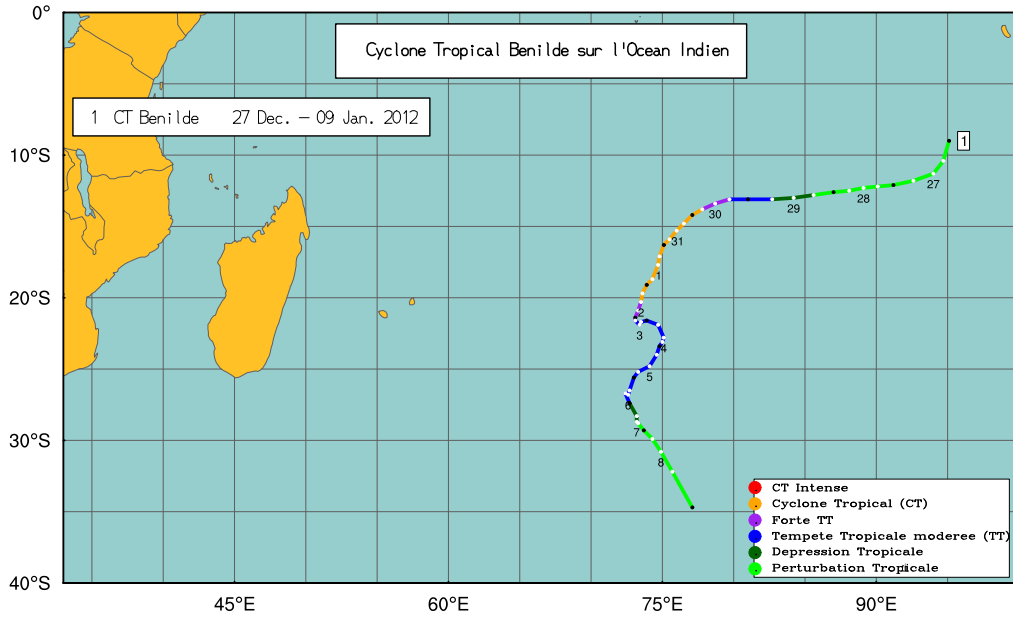


FIG. 5.2 – Trajectoire du système dépressionnaire tropical *Benilde* ainsi que l'évolution de son intensité (code couleur) sur le Sud-Ouest de l'océan Indien entre le 27 Décembre 2011 et le 9 Janvier 2012. Indication de la date à 12 UTC.

de brillance micro-ondes SAPHIR du canal 6. Le système *Benilde* est alors au stade de cyclone tropical avec une pression minimale de surface de 972 hPa estimée par le CMRS de La Réunion et des vents moyens de  $140 \text{ km.h}^{-1}$  dans un rayon de 50 km autour du centre.

De plus, un système convectif à méso-échelle est positionné vers 12°S et 63°E. Il est caractérisé par une extension horizontale plus réduite que celle de *Benilde* avec des valeurs de  $T_b$  faibles (environ 150 K pour SAPHIR et 190 K pour METEOSAT-7). Un autre système convectif intense (signature à la fois en IR et micro-ondes) de petite taille est localisé au Nord-Ouest de l'île de Madagascar.

La simulation des  $T_b$  SAPHIR au canal 6 (Figure 5.3c) par RTTOV-SCATT à partir d'une prévision 6 h du modèle *ALADIN-Réunion* montre la capacité du modèle régional à prévoir la position des principaux systèmes convectifs présents dans le domaine et identifiés par les images IR et micro-ondes. Les  $T_b$  SAPHIR simulées avec des valeurs intermédiaires autour de 210 K ont une extension spatiale trop importante en comparaison des observations, même si elles sont associées à des régions nuageuses ayant des  $T_b$  IR atteignant 230 K comparées aux zones plus chaudes à 290 K dépourvues de nuages. Autour de Madagascar, le système convectif intense de petite échelle situé au Nord-Ouest dans les observations est absent dans le modèle alors que le système à méso-échelle localisé sur la façade Est de l'île a une trop forte signature avec la simulation micro-ondes malgré l'existence d'une signature dans les observations IR. Le centre de *Benilde* est caractérisé par un œil bien visible à la fois dans les  $T_b$  SAPHIR observées et simulées du canal 6 avec une position bien estimée par *ALADIN-Réunion*. L'utilisation de l'inversion bayésienne avec les simulations et les observations SAPHIR devrait permettre une meilleure représentation des différents systèmes convectifs qui viennent d'être décrits.



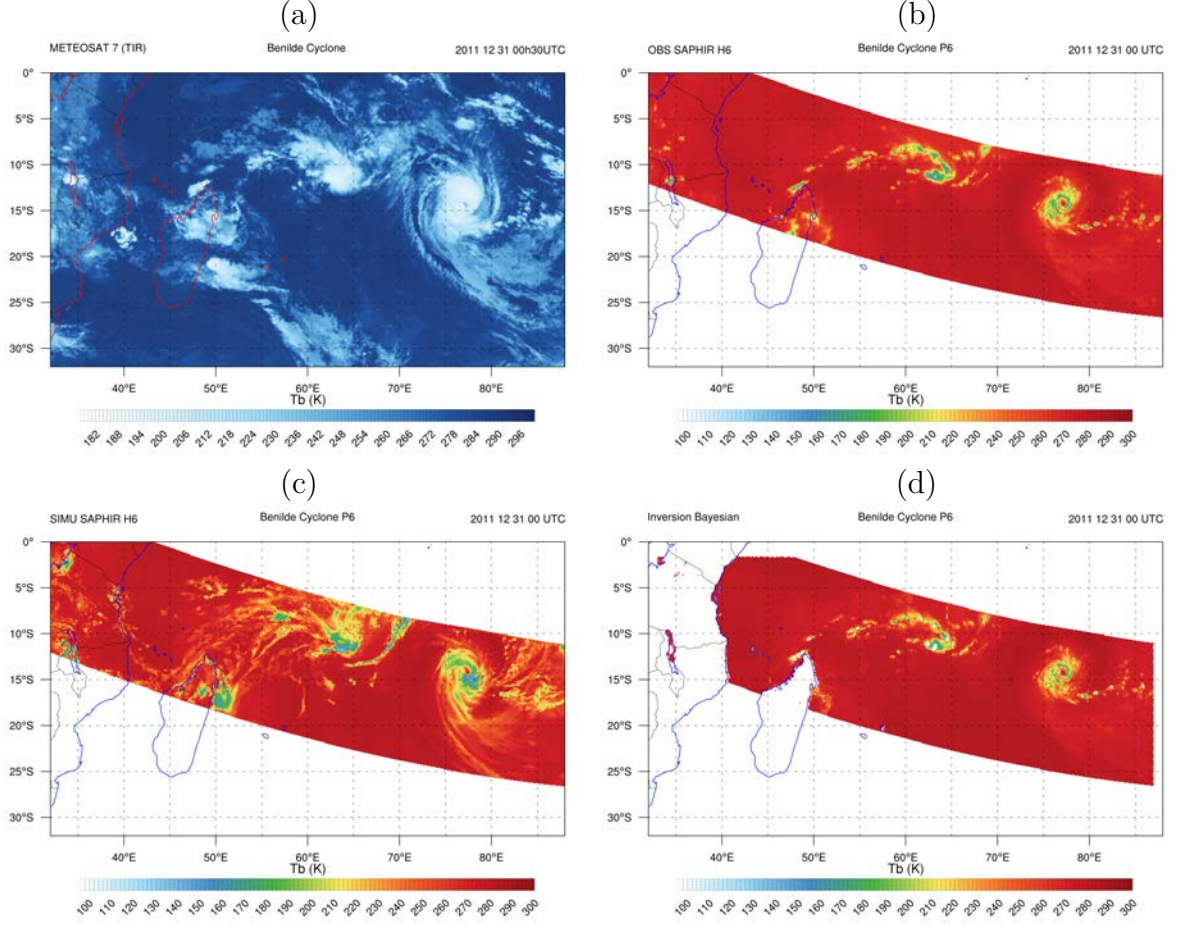


FIG. 5.3 – Températures de brillance infra-rouge de METEOSAT-7 à  $11,5 \mu\text{m}$  (a) le 31 Décembre 2011 à 00 UTC du cyclone tropical *Benilde* sur le Sud-Ouest de l’océan Indien. Températures de brillance micro-ondes SAPHIR au canal 6 observées (b), simulées avant (c) et après (d) inversion des radiances avec la méthode Bayésienne.

## 5.4 Résultats de l’inversion bayésienne

Dans un premier temps, les radiances SAPHIR sont projetées sur la grille du modèle *ALADIN-Réunion* en utilisant le point de grille le plus proche de chaque observation et les profils du modèle sont inversés à partir de l’Eq. 5.2. Autour de chaque observation, on considère un ensemble de points de grille du modèle où les  $T_b$  sont simulées dans un domaine carré de dimension  $50 \times 50$  points de grille ( $400 \times 400 \text{ km}^2$ ), soit la taille approximative du système cyclonique *Benilde* et des autres structures convectives identifiées. Le nombre  $N$  dans la somme de l’Eq. 5.2 varie entre 400 et 1500 points (valeur moyenne à 1178). Avec une boîte plus petite (ex :  $20 \times 20$  points), l’inversion bayésienne est plus efficace en temps de calcul mais la probabilité de trouver des radiances simulées  $T_b$  proches de celles observées  $T_b^o$  est réduite, conduisant à des poids  $w_i$  plus petits. Or, lorsque les poids sont trop petits, l’inversion des profils perd son sens d’un point de vue physique (ce qui signifie que les observations simulées sont trop éloignées des valeurs observées et que donc les profils correspondants ne sont pas pertinents) et aussi d’un point de vue numérique (conduisant dans l’Eq. 5.2 à la division de deux nombres très petits).

L'erreur d'observation a été fixée à  $\sigma_o = 1$  K avec la même valeur pour tous les canaux et sans corrélations d'erreurs. Une telle spécification est cohérente avec les valeurs de bruit du radiomètre SAPHIR présentées dans le Tableau 2.3 à la page 53 ainsi qu'avec les choix faits dans les assimilations variationnelles opérationnelles à Météo-France. En particulier, Wattrelot et al. (2014) ont montré qu'il était préférable d'imposer une valeur de  $\sigma_o$  suffisamment petite afin d'obtenir des inversions qui soient proches des observations, réduisant ainsi des corrélations entre les profils de l'ébauche et ceux restitués. Le choix de la valeur de 1 K pour l'erreur d'observations  $\sigma_o$  a résulté d'une étude de sensibilité. Pour cela, l'impact de  $\sigma_o$  sur les  $T_b$  SAPHIR inversées a été examiné pour la situation du 31 Décembre 2011 à 00 UTC en incrémentant ses valeurs par pas de 0,1 de 0,1 à 1 puis par pas de 1 de 1 à 10 (Figure 5.4). Les fractions de profils pouvant être restituées et les écarts-types entre les  $T_b$  observées et inversées ont été calculés pour chaque valeur de  $\sigma_o$ . Dans cette étude de sensibilité, nous avons considéré une approche simplifiée pour calculer les températures de brillance analysées  $T_b^a$ , soit :

$$T_b^a = \frac{\sum_{j=1}^N w_j (T_b^p)_j}{\sum_{j=1}^N w_j} \quad (5.4)$$

où  $T_b^p$  sont les températures de brillance de la base de données (prévision 6 h). Cette approche évite un recalcul des températures de brillance par le modèle RTTOV-SCATT  $H$  à partir des profils inversés  $\mathbf{x}_a$ , soit :

$$T_b^{a*} = H \left[ \frac{\sum_{j=1}^N w_j (\mathbf{x}_b)_j}{\sum_{j=1}^N w_j} \right] \quad (5.5)$$

C'est toutefois cette dernière expression que sera utilisée une fois les paramètres de l'inversion bayésienne ajustés, car elle ne suppose plus implicitement que l'opérateur  $H$  est linéaire.

La Figure 5.4 montre qu'avec une valeur de  $\sigma_o$  inférieure à 1, la fraction de profils pouvant être inversés est réduite (40% avec  $\sigma_o = 0.1$  K). Avec une valeur de l'erreur d'observation supérieure à un, les valeurs de températures de brillance inversées  $T_b^a$  sont trop éloignées de celles observées  $T_b^o$ . Par exemple, l'écart-type  $(T_b^o - T_b^a)$  atteint 2.7 K pour  $\sigma_o=10$  K alors qu'il est seulement de 1.2 K pour  $\sigma_o=1$  K.

Tous les profils de température, d'humidité et d'hydrométéores du modèle *ALADIN-Réunion* inversés à partir de la méthode bayésienne ont été utilisés dans le modèle de transfert radiatif RTTOV-SCATT afin de simuler des températures de brillance "inversées"  $T_b^{a*}$ , comme le montre l'Eq. 5.5. L'objectif est de comparer les  $T_b$  simulées à partir des profils avant et après l'inversion bayésienne afin de vérifier que la technique d'inversion permet de simuler des  $T_b$  SAPHIR plus proches de celles observées, constituant ainsi une première évaluation des profils inversés. La Figure 5.3d montre la capacité de l'inversion bayésienne à restituer des profils qui permettent de simuler des  $T_b^{a*}$  très proches de celles observées par SAPHIR pour le canal 6. L'étendue des

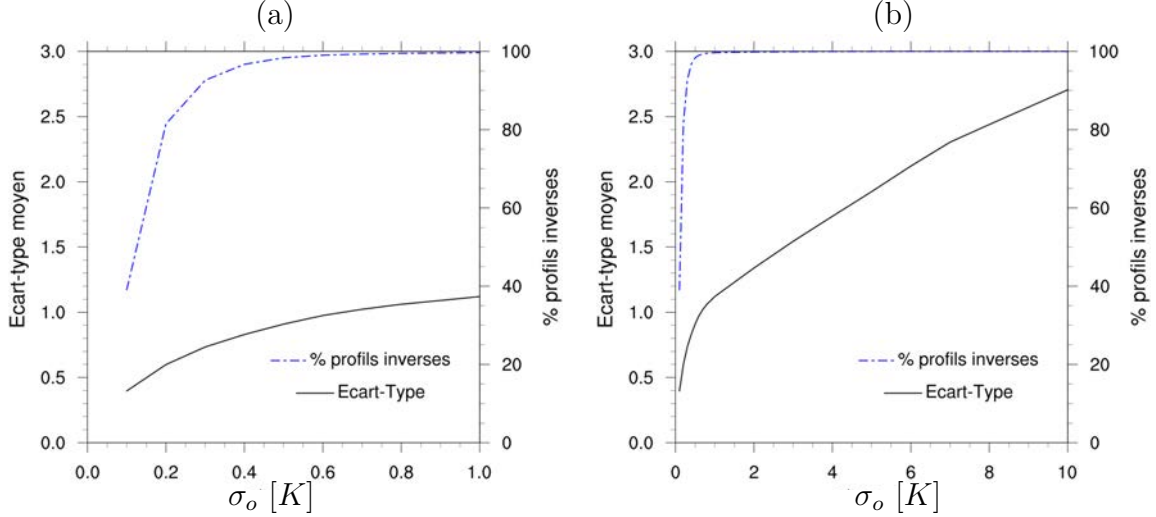


FIG. 5.4 – Sensibilité de l'inversion bayésienne à la spécification de l'erreur d'observation  $\sigma_o$  sur les  $T_b$  SAPHIR inversées pour le cyclone *Benilde* (31 Décembre 2011 à 00 UTC). Elle est estimée par la fraction de profils qui peuvent être restitués et par l'écart-type entre les  $T_b$  observées et inversées (Eq. 5.4), pour des valeurs de  $\sigma_o$  comprises entre 0.1 et 1 K (a) et entre 0.1 et 10 K (b).

zones avec des valeurs de  $T_b$  autour de 210 K ont été considérablement réduites. À l'inverse, certaines régions avec des valeurs trop basses ont vu leurs valeurs fortement augmenter après l'inversion, comme c'est le cas par exemple pour le système convectif à l'Est de Madagascar. Ces améliorations visibles sur le canal 6 sont aussi présentes pour les autres canaux (non montré).

On peut noter que la simulation de basses valeurs de  $T_b^{a*}$  (après inversion des profils) dans des zones où les  $T_b^p$  (prévues avant inversion) étaient élevées reste difficile lorsque l'étendue spatiale des structures précipitantes est petite. C'est le cas par exemple pour le système convectif au Nord-Ouest de Madagascar où il existe une zone blanche montrant que l'inversion n'a pas fonctionné. C'est le cas aussi pour quelques points de grille dans le système convectif entre Madagascar et *Benilde*. Dans ces zones, l'inversion telle que nous l'avons définie ne donne pas de résultat car les  $T_b^p$  autour de chaque observation ont des différences de températures de brillance trop importantes avec les observations. Au final, 214 profils n'ont pas été inversés sur un total de 66 569 observations SAPHIR sur le domaine, soit un taux de 0.32% de profils non restitués. Une façon assez simple de permettre l'inversion de la totalité des profils (mais qui n'est pas recommandée dans la pratique) serait d'augmenter la valeur de  $\sigma_o$  puisque le taux d'inversion atteint alors 100% pour une valeur de 7 K mais au détriment d'augmentation de l'écart-type ( $T_b^a - T_b^p$ ) pour le canal 6 de 1.2 à 2.3 K, dégradant ainsi la qualité globale de l'inversion.

Malgré les quelques cas où l'inversion bayésienne ne permet pas de restituer de profils pour une valeur de  $\sigma_o=1$  K, la méthode fonctionne de manière satisfaisante pour les autres profils. Le Tableau 5.1 montre que les écarts-types entre les  $T_b$  observées  $T_b^o$  et simulées avec les profils inversés  $T_b^{a*}$  sont significativement réduits pour les 6 canaux SAPHIR par rapport aux écarts-types entre les valeurs observées  $T_b^o$  et simulées avec les profils non inversés  $T_b^p$ . La différence entre les valeurs des deux écarts-types s'amplifie avec le numéro du canal puisqu'elle est de 1.32 K au canal 1 et atteint 15.75 K au canal

6.

Numéro du canal	Ecart Type (K)	Ecart Type (K)
	$T_b^o - T_b^p$	$T_b^o - T_b^{a*}$
H1	3.44	2.12
H2	5.23	1.98
H3	10.61	2.42
H4	13.60	2.69
H5	16.90	3.06
H6	19.31	3.56

TABLEAU 5.1 – Ecarts-types entre les températures de brillance des canaux SAPHIR observées  $T_b^o$  et simulées en utilisant les profils avant ( $T_b^p$ ) (2ème colonne) et après l'inversion ( $T_b^{a*}$ ) (3ème colonne) pour un ensemble de 66 355 profils restitués dans le domaine *ALADIN-Réunion* le 31 Décembre 2011 à 00 UTC.

## 5.5 Impact de l'inversion bayésienne sur la vapeur d'eau

Dans la mesure où on envisage d'utiliser les profils inversés de vapeur d'eau comme de nouvelles observations dans le 3D-Var d'*ALADIN-Réunion* (voir Chapitre 6), il est important d'examiner comment cette variable atmosphérique a été modifiée par l'inversion bayésienne. Les changements sur le contenu intégré en vapeur d'eau (TCWV) sont représentés en Figure 5.5c, avec les champs de l'ébauche (Figure 5.5a) et de l'inversion (Figure 5.5b). Les régions associées à une importante diminution de TCWV (assèchement  $> 20$  mm : zones rouges sur la Figure 5.5c) telle que la bande située dans la partie Nord du cyclone, correspondaient à des zones où les températures de brillance simulées avant inversion étaient sous-estimées de plus de 60 K. Cette diminution de la vapeur d'eau par l'inversion est cohérente avec celle des hydrométéores solides précipitants à ces endroits et conduisent ainsi à une réduction significative des effets de diffusion. De même, les structures pluvieuses de petite échelle créées au Sud-Est du cyclone *Benilde* où les  $T_b$  inversées sont fortement réduites (Figure 5.3d) correspondent à une augmentation de la vapeur d'eau intégrée d'environ 15 mm (humidification : couleur bleue sur la Figure 5.5c).

Malgré la cohérence spatiale du champ de TCWV inversé, on peut noter de nombreuses structures de plus petite échelle que celles présentes dans le champ de l'ébauche. En effet, l'inversion bayésienne est capable de restituer des structures à l'échelle de la maille du modèle alors que les plus petites échelles résolues par le modèle est de l'ordre de 5 à 7 points de grille (Ricard et al., 2013). Lors de l'utilisation de profils inversés dans une assimilation 3D-Var, ces structures de petite échelle seront filtrées, à la fois par une étape d'échantillonnage spatial (processus d'*écrémage*) pour éviter que les erreurs d'observations soient corrélées, mais aussi par la matrice de covariance d'erreurs de l'ébauche **B**. Ce point sera examiné plus en détails au chapitre 6.

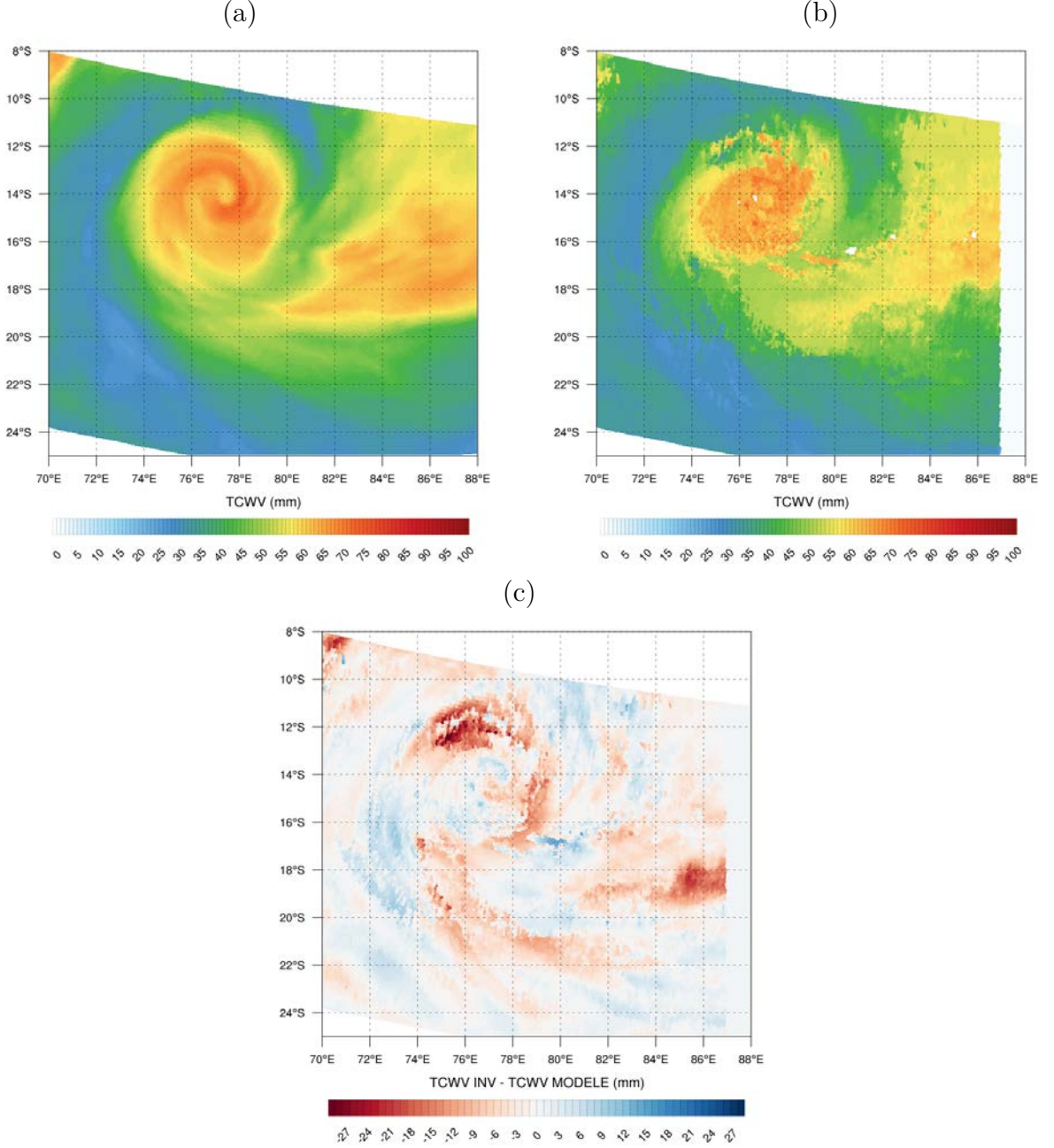


FIG. 5.5 – Contenu intégré en vapeur d'eau (exprimé en mm) issu d'une prévision 6 h du modèle *ALADIN-Réunion* (a), résultant de l'inversion bayésienne des  $T_b$  SAPHIR (b) ainsi que la différence entre ces deux champs (c) autour du cyclone tropical *Benilde* le 31 Décembre 2011 à 00 UTC.

## 5.6 Validation de l'inversion bayésienne avec MADRAS

La qualité des profils inversés à partir de la méthode bayésienne en utilisant les 6 canaux SAPHIR a été évaluée en simulant les températures de brillance des neuf canaux de l'imageur micro-ondes MADRAS (dont les caractéristiques ont été présentées page 52), cet instrument étant disponible à la date du 31 Décembre 2011 à 00 UTC.



Les  $T_b$  sont projetées sur la grille du modèle *ALADIN-Réunion* en utilisant le point de grille le plus proche de chaque observation, comme cela a été fait avec les observations SAPHIR. Les biais et les écarts quadratiques moyens (RMS) des différences entre valeurs observées et simulées en ciel clair et nuageux/pluvieux à partir des profils de l'ébauche et des profils inversés sur tout le domaine *ALADIN-Réunion* sont présentés respectivement en Figure 5.6a et b. Le biais moyen pour chaque canal de MADRAS a été calculé de la manière suivante :

$$\bar{T}_{bBiais} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (T_{b_i}^o - T_{b_i}^s)$$

où  $n$  est le nombre de profils simulés,  $T_{b_i}^o$  la  $T_b$  observée et  $T_{b_i}^s$  la  $T_b$  simulée. L'écart quadratique moyen (RMS en anglais : *Root Mean Square*) informe sur la dispersion de la distribution des différences et sur le biais. Il s'écrit :

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (T_{b_i}^o - T_{b_i}^s)^2}$$

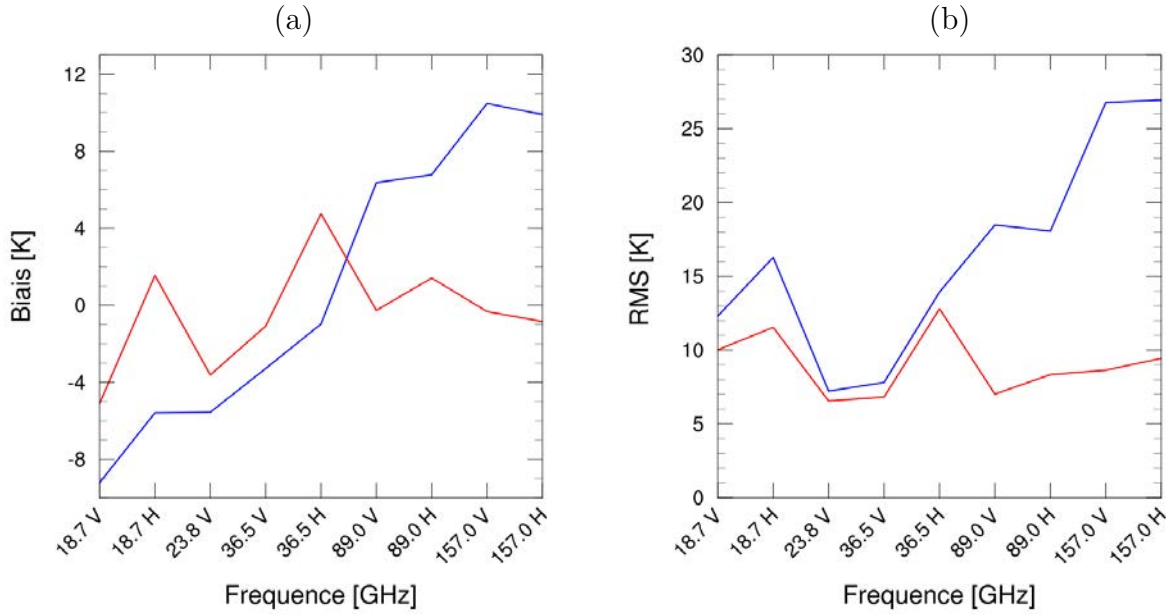


FIG. 5.6 – Biais (a) et écarts quadratiques moyens (RMS) (b) des différences entre les températures de brillance des 9 canaux de l'instrument MADRAS observées et simulées en ciel clair et nuageux/pluvieux à partir des profils atmosphériques issus d'une prévision 6 h du modèle *ALADIN-Réunion* (courbe bleue) et à partir des profils inversés par une méthode bayésienne ayant utilisé les températures de brillance des 6 canaux de SAPHIR (courbe rouge). Situation du 31 Décembre 2011 à 00 UTC.

Les biais entre les  $T_b$  observées et simulées à partir des profils de la prévision 6 h du modèle augmentent progressivement des basses aux hautes fréquences depuis -9 K à 18.7 GHz jusqu'à +10 K à 157 GHz. Ces biais estimés à partir des profils inversés, bien que légèrement négatifs pour les basses fréquences (entre -5 et 2 K pour les fréquences <36.5 GHz), sont proches de zéro aux fréquences 89 et 157 GHz. Les RMS sont systématiquement plus petites avec les profils inversés, ce qui montre que l'inversion bayésienne produit un état plus réaliste de l'atmosphère en terme de température, de

vapeur d'eau et d'hydrométéores. L'amélioration est plus importante pour les canaux au dessus de 36.5 GHz avec des RMS réduites entre 10 et 20 K aux fréquences 89 et 157 GHz. En effet, les Jacobiens des canaux MADRAS (Figure 5.7) indiquent que les fréquences 89 et 157 GHz ont plutôt une sensibilité aux hydrométéores solides précipitants comme c'est le cas pour SAPHIR à 172 GHz (183 - 11 GHz) (Figure 3.6). Les canaux à 18.7 GHz sont particulièrement sensibles aux précipitations liquides ( $q_r$ ) et à la vapeur d'eau ( $q$ ). La cohérence physique du modèle entre les précipitations liquides et solides conduit à une réduction non négligeable de la RMS aux basses fréquences (précipitations liquides) avec les profils inversés à partir d'une information sur les hautes fréquences (précipitations solides). Toutefois, les réductions de RMS pour les canaux à 23.8 V et 36.5 V/H GHz avec les profils inversés, aussi sensibles aux précipitations liquides ( $q_r$ ) et à la vapeur d'eau ( $q$ ), sont plus faibles qu'à 18.7 GHz.

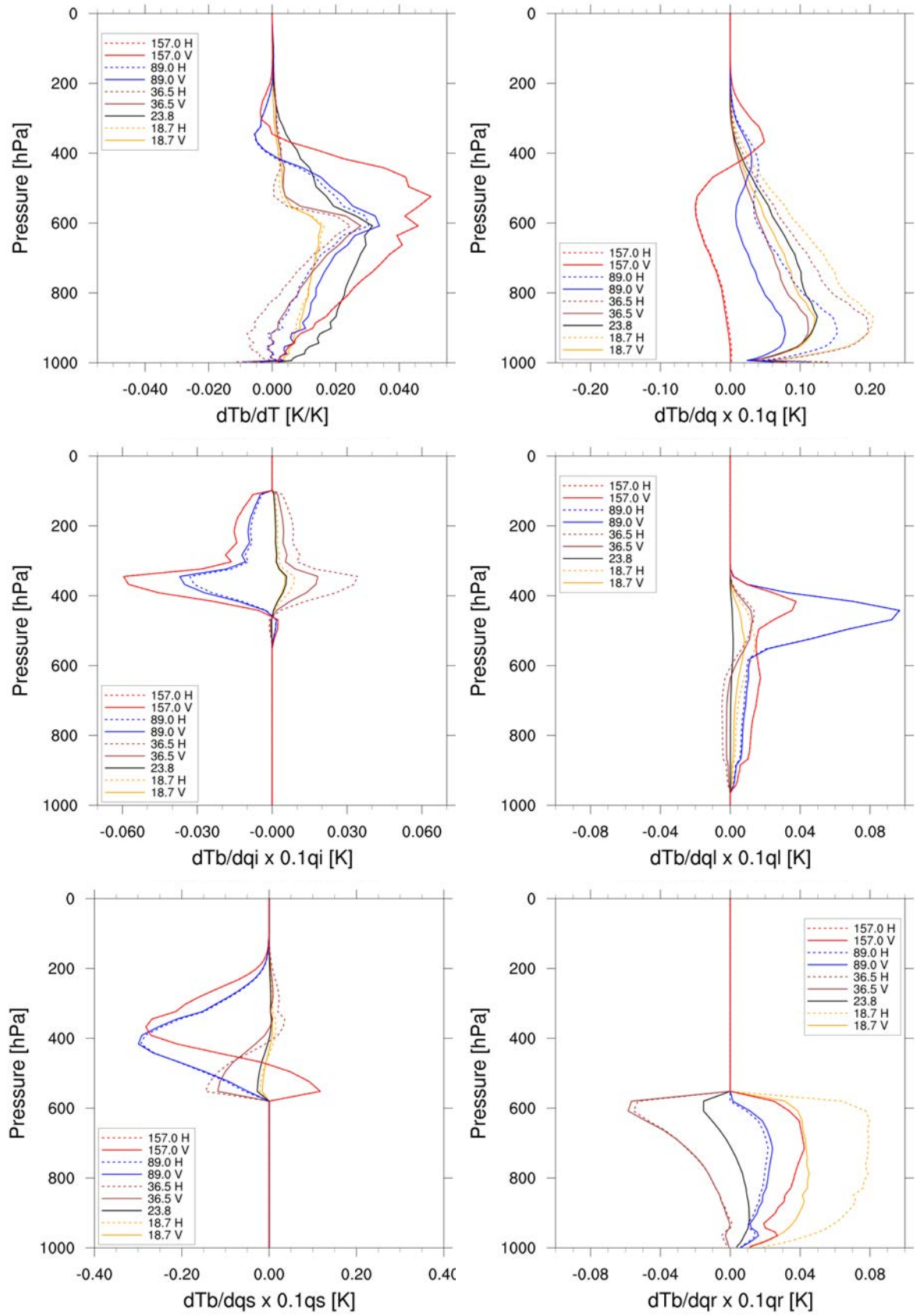


FIG. 5.7 – Jacobiens normalisés (Eq. 3.1) des 9 températures de brillance MADRAS calculés avec RTTOV-SCATT pour les variables du profil représenté en Figure 3.4 : température  $T$ , humidité spécifique  $q$ , glace ( $q_i$ ) et eau liquide ( $q_l$ ) nuageuse, neige ( $q_s$ ) et pluie ( $q_r$ ).



## Conclusions du chapitre 5

Après avoir justifié son choix, une méthode d'inversion bayésienne des profils atmosphériques issus d'une prévision du modèle *ALADIN-Réunion* a été mise en œuvre en les contraignant avec les températures de brillances du radiomètre SAPHIR autour de la fréquence 183 GHz. Cette méthode, permettant de corriger les profils d'humidité spécifique, de température et d'hydrométéores du modèle, a été évaluée dans l'océan Indien le 31 Décembre 2011 à 00 UTC où le cyclone tropical *Bénilde* a atteint son intensité maximale.

La simulation des  $T_b$  SAPHIR par le modèle de transfert radiatif RTTOV-SCATT (préalablement optimisé pour les propriétés radiatives des particules solides précipitantes) à partir des profils inversés a montré qu'elles étaient plus proches des observations que celles simulées à partir des profils de l'ébauche. Il s'agissait d'une condition nécessaire prouvant que la méthode d'inversion se comportait comme attendu. Afin d'effectuer une première validation de la méthode d'inversion, les neuf canaux de l'imageur micro-ondes MADRAS (échantillonnant essentiellement les fenêtres atmosphériques comprises entre 19 et 157 GHz), colocalisé avec le sondeur SAPHIR sur le satellite MEGHA-TROPIQUES, ont été simulés avec les profils atmosphériques issus de l'inversion bayésienne.

La comparaison entre les valeurs de  $T_b$  MADRAS observées et simulées montre que les profils issus de l'inversion bayésienne en utilisant les 6 canaux de SAPHIR conduisent à une meilleure simulation des hautes fréquences (89 et 157 GHz) proches de la bande d'absorption à 183 GHz et sensibles au même type d'hydrométéores : la neige. L'amélioration dans les plus basses fréquences, sensibles à la vapeur d'eau dans les basses couches de l'atmosphère et aux précipitations liquides, est moins spectaculaire car les hydrométéores diffusants présents en altitude ne sont pas directement informatifs sur le signal d'émission par la vapeur d'eau et les précipitations liquides des plus basses couches.

Afin d'obtenir une inversion qui soit plus contrainte par les observations sensibles à la vapeur d'eau et aux autres hydrométéores, une inversion combinant les radiances SAPHIR et MADRAS pourrait être réalisée. Cependant, une telle méthode ne peut pas être envisagée dans un cadre opérationnel étant donné l'indisponibilité de l'imageur MADRAS sur MEGHA-TROPIQUES depuis Janvier 2013. Toutefois, l'amélioration constatée sur les  $T_b$  simulées à 18.7 GHz avec les profils inversés apparaît suffisamment encourageante pour examiner l'impact de profils d'humidité restitués sur les analyses et les prévisions du modèle *ALADIN-Réunion* à travers leur assimilation dans le système 3D-Var.

Les résultats présentés aux chapitres 3, 4 et 5 ont fait l'objet d'un article intitulé "*Towards the assimilation of all-sky microwave radiances from the SAPHIR humidity sounder in a limited area NWP model over tropical regions*" (Guerbette et al., 2016) paru dans la revue *Tellus* le 29 Janvier 2016.



# Chapitre 6

## Assimilation de profils inversés dans le 3D-Var ALADIN-Réunion

### Sommaire

---

<b>6.1</b>	<b>Méthodologie . . . . .</b>	<b>107</b>
<b>6.2</b>	<b>Impact des profils assimilés sur l'analyse . . . . .</b>	<b>108</b>
6.2.1	Evaluation dans l'espace des observations . . . . .	108
6.2.2	Evaluation dans l'espace du modèle . . . . .	109
<b>6.3</b>	<b>Impact des profils assimilés sur la prévision . . . . .</b>	<b>112</b>
6.3.1	Les températures de brillance SAPHIR . . . . .	112
6.3.2	Les précipitations en surface . . . . .	115
6.3.3	Trajectoire et intensité du cyclone . . . . .	116

---

La méthode d'inversion bayésienne présentée au chapitre précédent fournit des profils verticaux d'humidité, température et d'hydrométéores corrigés d'une prévision du modèle *ALADIN-Réunion* permettant d'améliorer la simulation des radiances SAPHIR. Dans la mesure où les hydrométéores ne sont pas analysés dans le 3D-Var d'*ALADIN-Réunion*, seuls les profils de température et d'humidité spécifique peuvent être assimilés. Les informations qu'un sondeur micro-ondes à 183 GHz peut fournir sur l'atmosphère concernent la vapeur d'eau dans les zones de ciel clair et les hydrométéores dans les régions nuageuses et précipitantes. Même si nous avons vu au chapitre 3 qu'un tel sondeur était aussi sensible à la température, l'information sur cette variable ne peut pas être restituée sans l'aide d'instruments dédiés à la mesure de ce paramètre (i.e. radiances dans des bandes d'absorption des gaz dont la concentration est connue). Pour cette raison, les profils de température issus de l'inversion bayésienne ne seront pas assimilés. Nous nous restreignons donc aux profils d'humidité spécifique. Nous avons également noté au chapitre 3 que les Jacobiens de la vapeur d'eau étaient assez différents en ciel clair et en ciel nuageux/précipitant, montrant qu'en conditions pluvieuses, extraire une information sur la vapeur d'eau n'est pas trivial. L'hypothèse implicite que nous faisons est de supposer une certaine cohérence physique des profils simulés par le modèle entre les différentes variables du cycle de l'eau. Ainsi, même si les profils du modèle permettant une meilleure simulation de températures de brillance SAPHIR sont choisis sur la base de leur contenu en précipitations solides, la vapeur d'eau de

ces mêmes profils doit être elle aussi plus proche de la réalité. C’est une hypothèse similaire qui est faite pour l’assimilation des réflectivités radar dans le modèle AROME qui convertit d’abord les profils de réflectivités (sensibles aux hydrométéores) en profils d’humidité relative (Wattrelot et al., 2014). Nous avons présenté au chapitre 5 des modifications significatives par l’inversion bayésienne du champ de vapeur d’eau intégrée dans des régions où des nuages devaient être créés ou dissipés, pour s’accorder aux observations. Nous allons ici examiner l’impact de l’assimilation de profils d’humidité spécifique inversés dans le système 3D-Var d’*ALADIN-Réunion* à la fois sur les analyses et sur les prévisions de ce modèle. La situation du 31 Décembre 2011 à 00 UTC associée au cyclone *Benilde* sur laquelle la méthode bayésienne a été mise en œuvre a été choisie, prolongeant ainsi l’étude du chapitre 5.

## 6.1 Méthodologie

Afin d’assimiler les profils d’humidité spécifique  $q$  dans le 3D-Var d’*ALADIN-Réunion*, nous avons utilisé un type de données déjà existant que sont les “TEMP-DROP” (radiosondages produits par des sondes larguées depuis des avions ou des ballons). Ce type d’observations nécessitant également une information sur la température (notamment pour des conversions internes en humidité relative dans l’analyse), nous avons également utilisé les profils inversés pour la température mais en les affectant d’erreurs d’observations très élevées, de façon à ce que leur contribution à l’analyse soit négligeable. Nous avons gardé pour les profils inversés de  $q$  la spécification des erreurs d’observation choisie dans le 3D-Var pour les “TEMP-DROP”, soit 13 % de l’humidité spécifique à saturation. Alors que pour les radiosondages assimilés dans les modèles de Météo-France, les observations ne sont pas considérées au-dessus de 300 hPa, à cause du manque de fiabilité de la mesure en atmosphères très sèches, nous avons relaxé cette limite à 100 hPa dans la mesure où la sensibilité des  $T_b$  SAPHIR en zones nuageuses/pluvieuses est aussi importante dans la haute troposphère. Une hypothèse forte dans l’assimilation 3D-Var d’*ALADIN-Réunion* est de considérer que les erreurs d’observations ne sont pas corrélées spatialement et/ou spectralement (pour les radiances satellitaires). Ce choix conduit à une matrice de covariances d’erreurs d’observation  $\mathbf{R}$  diagonale simplifiant la résolution du problème d’analyse. En conséquence, les observations ayant une forte densité spatiale sont échantillonnées de façon à minimiser les corrélations d’erreurs. L’inversion bayésienne a été réalisée sur la grille du modèle avec une résolution de 8 km conduisant à un ensemble de 66355 profils inversés (Figure 6.1a). Une telle densité n’est pas compatible avec l’hypothèse d’erreurs d’observations décorréées. Nous avons donc réalisé un échantillonnage spatial similaire à celui effectué dans *ALADIN-Réunion* pour l’assimilation des radiances IASI, soit environ un point tous les 70 km, conduisant ainsi à un ensemble de 1815 profils (Figure 6.1b).

Deux expériences ont été réalisées pour la date choisie : une expérience de référence (REF) similaire à la configuration opérationnelle du 3D-Var mais dans laquelle les données de bogus de vent nuageux n’ont pas été utilisées (afin d’examiner la capacité des pseudo-observations en ciel précipitant à les remplacer) et une expérience (EXP) similaire à la référence mais où les profils de  $q$  issus de l’inversion bayésienne ont aussi été assimilés. Ces deux expériences fournissent une analyse à 00 UTC le 31 Décembre 2011 en partant de la même ébauche (prévision 6 h d’*ALADIN-Réunion*).

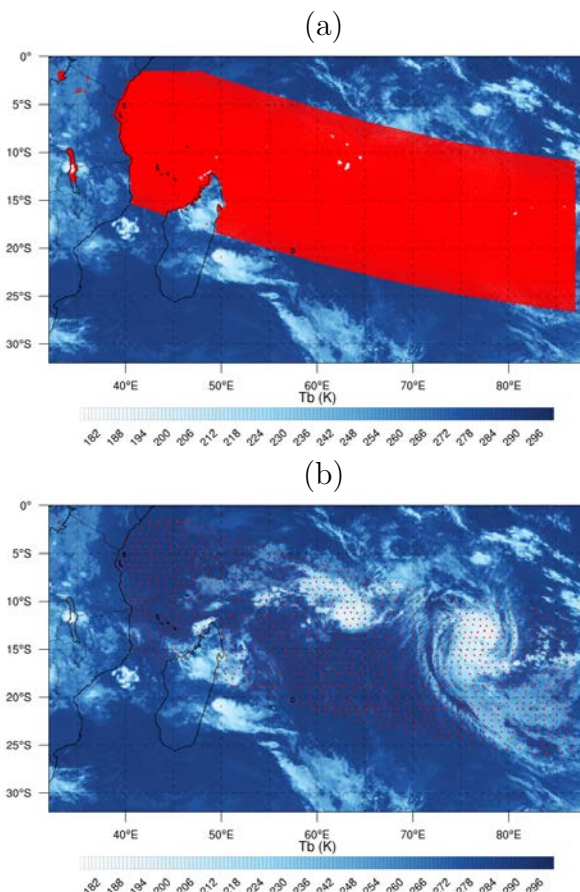


FIG. 6.1 – Localisation (points rouges) des profils issus de l'inversion bayésienne en vue d'une assimilation dans le système 3D-Var d'*ALADIN-Réunion* le 31 Décembre 2011 à 00 UTC comme des données de type "TEMP-DROP". (a) : sans filtrage (66355 profils) et (b) après sélection d'un profil tous les 70 km environ (1815 profils).

## 6.2 Impact des profils assimilés sur l'analyse

### 6.2.1 Evaluation dans l'espace des observations

Les Tableaux 6.1 et 6.2 résument des différents types d'observations utilisés dans les assimilations des expériences REF et EXP. Dans l'expérience de référence, le système d'observations est dominé par les observations satellitaires (trois sondeurs micro-ondes en température AMSU-A, deux sondeurs micro-ondes en humidité AMSU-B/MHS, trois imageurs micro-ondes SSMI/S et deux sondeurs infra-rouge HIRS). Viennent ensuite, loin derrière les vents nuageux et les données de GNSS radio-occultation. Si l'on s'intéresse à présent aux observations de l'expérience EXP, on note une augmentation du nombre total par un facteur quatre, provenant des profils inversés d'humidité introduits dans le système 3D-Var. En effet, les 1815 profils ont été considérés sur la grille verticale à 70 niveaux du modèle *ALADIN-Réunion*. En examinant le terme  $J_o$  de la fonction coût à minimiser, soit le carré de la différence entre le modèle et l'observation normalisée par l'écart type d'erreur d'observation, on constate que c'est la contribution des "TEMP-DROP" qui domine en début et en fin de minimisation. La minimisation s'effectue de manière cohérente avec les contraintes imposées au système d'observations. Ces profils étant majoritaires avec une précision assez élevée, c'est prin-

ciplement vers ces observations que l’analyse va converger. On note que l’analyse se rapproche également des autres systèmes d’observations mais dans une moindre mesure par rapport à l’expérience de contrôle REF. Ainsi, l’état analysé dans EXP est plus loin de tous les autres systèmes d’observations par rapport au contrôle. Ce type de comportement n’est pas entièrement satisfaisant car il revient à privilégier un système d’observations aux dépens des autres, ce système ne fournissant de l’information que sur un seul paramètre atmosphérique, à savoir la vapeur d’eau.

Type d’observations	Nb obs (REF)	Nb obs (EXP)
SURFACE	168	168
AVIONS	201	201
VENTS SAT.	1888	1888
BOUEES	47	47
TEMP	901	89843
RADIANCES SAT.	27562	26572
GNSS-RO	1019	1019
TOTAL	31796	120728

TABLEAU 6.1 – Nombre d’observations utilisées dans les assimilations 3D-Var d’*ALADIN-Réunion* pour les expériences REF et EXP (31 Décembre 2011 à 00 UTC). Les profils inversés de  $q$  sont ajoutés au type d’observations “TEMP” (radiosondages).

Type d’observations	$J_o$ (init) REF	$J_o$ (init) EXP	$J_o$ (fin) REF	$J_o$ (fin) EXP
SURFACE	100	111	54	58
AVIONS	104	106	26	35
VENTS SAT.	458	483	113	149
BOUEES	39	47	10	14
TEMP	933	38234	233	5870
RADIANCES SAT.	15230	16276	7343	7978
GNSS-RO	251	255	111	124
TOTAL	17115	55512	7790	14228

TABLEAU 6.2 – Valeurs de la fonction coût pour les observations ( $J_o$ ) en début (init) et en fin (fin) de minimisation pour les assimilations 3D-Var d’*ALADIN-Réunion* des expériences REF et EXP (31 Décembre 2011 à 00 UTC). Les profils inversés de  $q$  sont ajoutés au type d’observations “TEMP” (radiosondages).

### 6.2.2 Evaluation dans l’espace du modèle

Nous examinons les corrections apportées au champ de vapeur d’eau intégrée (TCWV) par l’assimilation des profils inversés. Les changements de TCWV imposés par l’inversion bayésienne sont présentés sur la Figure 6.2a (similaire à la Figure 5.5 mais sur l’ensemble du domaine *ALADIN-Réunion*). D’importants assèchements

(atteignant jusqu'à 20 mm) sont apportés autour du cyclone *Benilde* ainsi que dans certaines bandes spirales, dans des zones où les  $T_b$  SAPHIR étaient surestimées avec les profils de la prévision 6 h. La différence des champs analysés entre les expériences EXP et REF (Figure 6.2b) montre une grande similarité avec les structures des corrections apportées par la méthode bayésienne. Les structures sont localisées dans les mêmes zones, avec toutefois de maxima plus faibles, et lissées par l'échantillonnage des profils et la matrice de covariances d'erreurs de l'ébauche. Ce bon accord entre les Figures 6.2a et b confirme que les profils inversés assimilés dans le 3D-Var ont réalisé des corrections au champ de vapeur d'eau conformes à ce que l'on souhaitait. Toutefois, cette comparaison montre également que le champ de vapeur d'eau analysé est très fortement contraint par ces profils inversés. On peut s'en convaincre en examinant les incréments d'analyse dans l'expérience REF (Figure 6.2c). Ils sont à la fois beaucoup plus petits en amplitude (inférieurs à 5 mm) et leurs structures spatiales sont presque absentes de la Figure 6.2b.

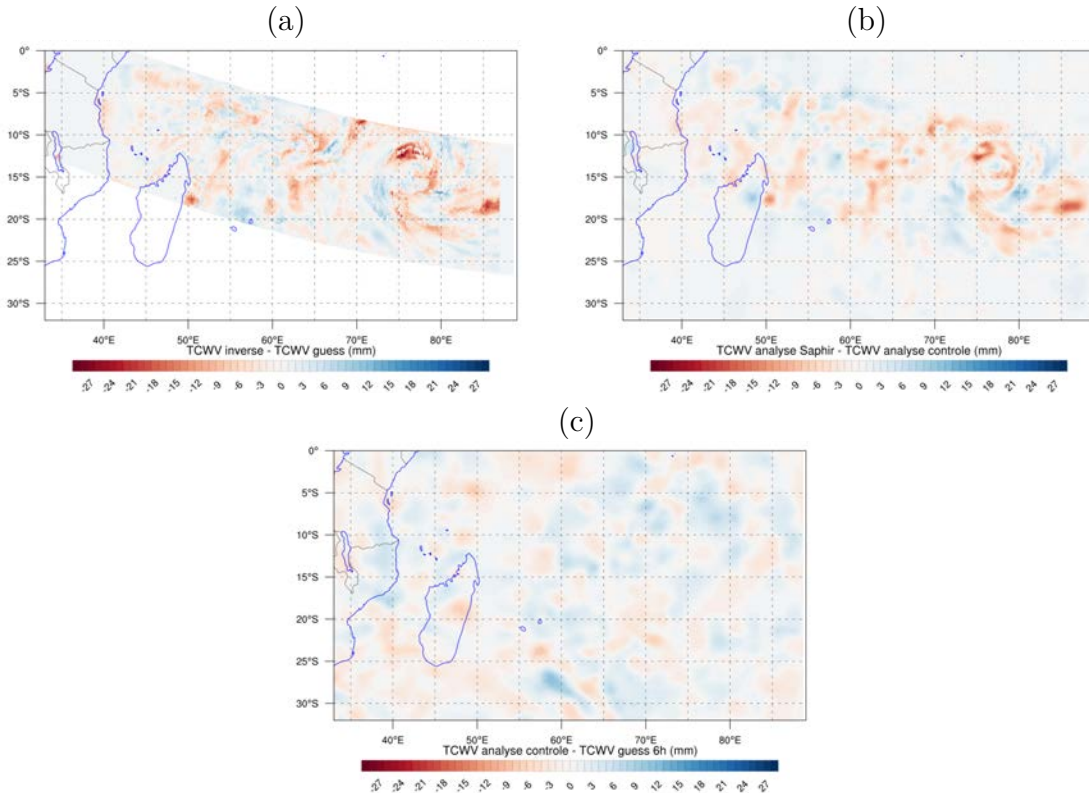


FIG. 6.2 – Différences de contenus intégrés en vapeur d'eau (TCWV) entre ceux issus de l'inversion bayésienne et de l'ébauche (a), ceux issus des analyses EXP et REF (b) et ceux issus de l'analyse REF et de l'ébauche (c). Réseau du 31 Décembre 2011 à 00 UTC.

Les valeurs de TCWV issues de l'analyse REF (Figure 6.3a) et de l'analyse EXP (Figure 6.3b) peuvent être comparées de manière qualitative au canal 3 de l'imageur micro-ondes MADRAS à 23.8 GHz (Figure 6.3). A cette fréquence, la bande d'absorption de la vapeur d'eau permet d'obtenir une information sur son contenu intégré. Le processus d'émission fait que plus la température de brillance observée est élevée et plus la quantité de vapeur d'eau dans la colonne atmosphérique est importante. Les observations MADRAS montrent une structure du cyclone *Benilde* de la forme d'un cercle

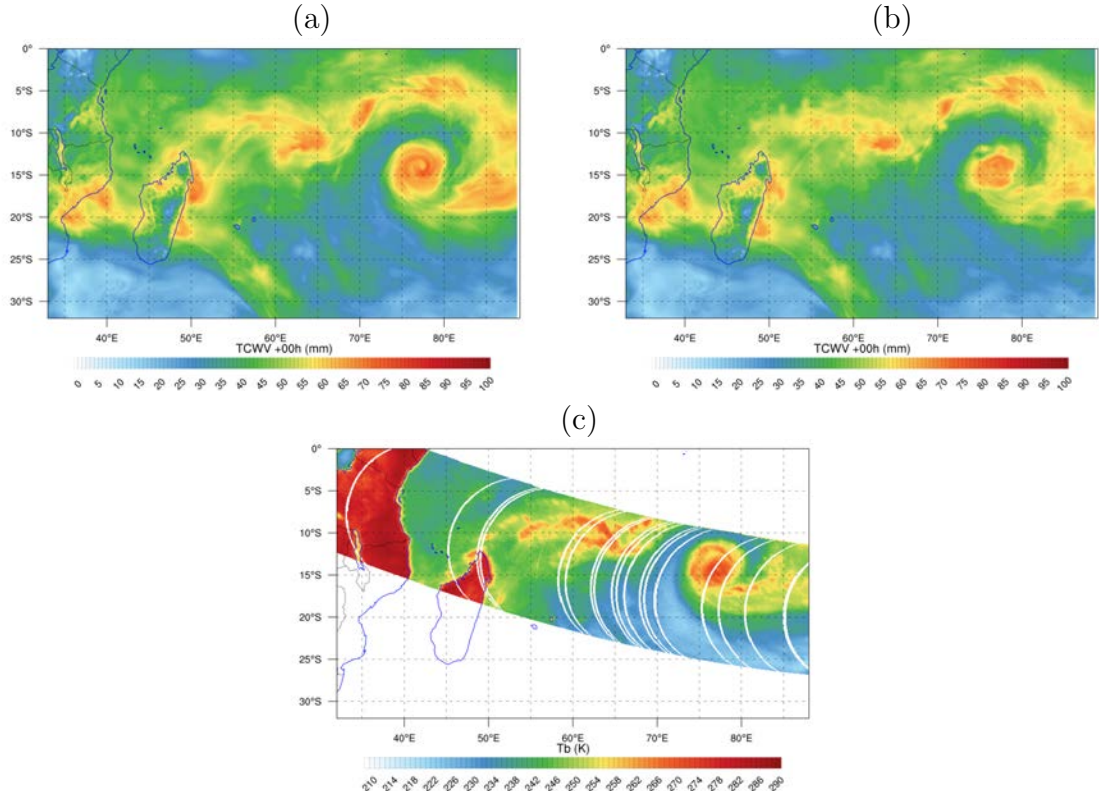


FIG. 6.3 – Contenu intégré en vapeur d'eau (TCWV) issu de l'analyse REF (a) et de l'analyse EXP (b) le 31 Décembre 2011 à 00 UTC. Les observations du canal 3 de MADRAS à 23.8 GHz (c) sont disponibles pour cette date.

d'environ 700 km de diamètre dont les valeurs de  $T_b$  sont comprises entre 260 et 275 K. La même structure se retrouve dans l'analyse REF pour des valeurs de TCWV > 60 mm (maximum à environ 80 mm) mais est assez différente de l'analyse EXP. En effet, dans ce cas, la zone où TCWV est supérieur à 60 mm montre un assèchement de la colonne atmosphérique qui semble surestimé au Nord, à l'Est et au Sud du cyclone formant une structure d'un diamètre de 500 km. De même, les valeurs maximales de TCWV dans le système n'atteignent plus que 70 mm. Les valeurs très importantes sur la côte Est de Madagascar dans l'analyse REF sont réduites dans l'analyse EXP, conduisant à un meilleur accord avec les  $T_b$  MADRAS dans cette zone. La bande étroite de vapeur d'eau, notée au Sud-Est du centre du cyclone et orientée Est-Ouest, voit son humidité augmenter dans l'analyse EXP, avec une structure plus conforme à celle des  $T_b$  MADRAS.

La Figure 6.4 représente le module de la vitesse du vent à 10 mètres ainsi que la pression de surface autour du cyclone *Benilde* issus des analyses REF (a) et EXP (b). Dans l'analyse REF, la pression de surface minimale au centre du système est de 992 hPa et la vitesse de vent maximale atteint 20 m.s<sup>-1</sup> sur la face Sud-Est. Dans l'analyse EXP, on note une diminution de l'intensité du cyclone avec une pression minimale de 999 hPa et une vitesse de vent maximale à 15 m.s<sup>-1</sup>. De plus, la localisation du cœur du système est légèrement plus à l'Est d'environ 30 km lorsque les profils inversés de  $q$  sont assimilés. Il s'agit d'une dégradation de l'analyse du cyclone *Benilde* puisque, comme nous l'avons vu au chapitre précédent, le CMRS de La Réunion a estimé à cette



date la pression de surface minimale à 972 hPa et des vents maximums à 10 mètres de  $40 \text{ m.s}^{-1}$ .

L'assimilation de profils de  $q$ , plus secs que dans l'ébauche, se traduit par une diminution du tourbillon en surface par les covariances entre les variables de contrôle du 3D-Var (Figure 2.4). Cet exemple constitue une bonne illustration du rôle de la matrice  $\mathbf{B}$  dans l'assimilation variationnelle. En effet, alors que nous avons assimilé des profils d'humidité spécifique, nous constatons que le vent à 10 mètres et la pression de surface sont modifiés de manière significative dans l'analyse. Mais, à la fois la pression de surface et les vents de surface s'éloignent de la réalité dans l'analyse après l'assimilation des "TEMP-DROP" et la structure entière du cyclone semble donc s'affaiblir. Ce résultat préliminaire suggère le besoin de régler le système d'assimilation, soit en corrigeant d'éventuels biais, soit en développant une matrice  $\mathbf{B}$  spécifique aux conditions cycloniques. Seul l'examen systématique de plusieurs cas et la répétition temporelle (cyclage) de l'assimilation 3D-Var doit permettre de répondre à ces points.

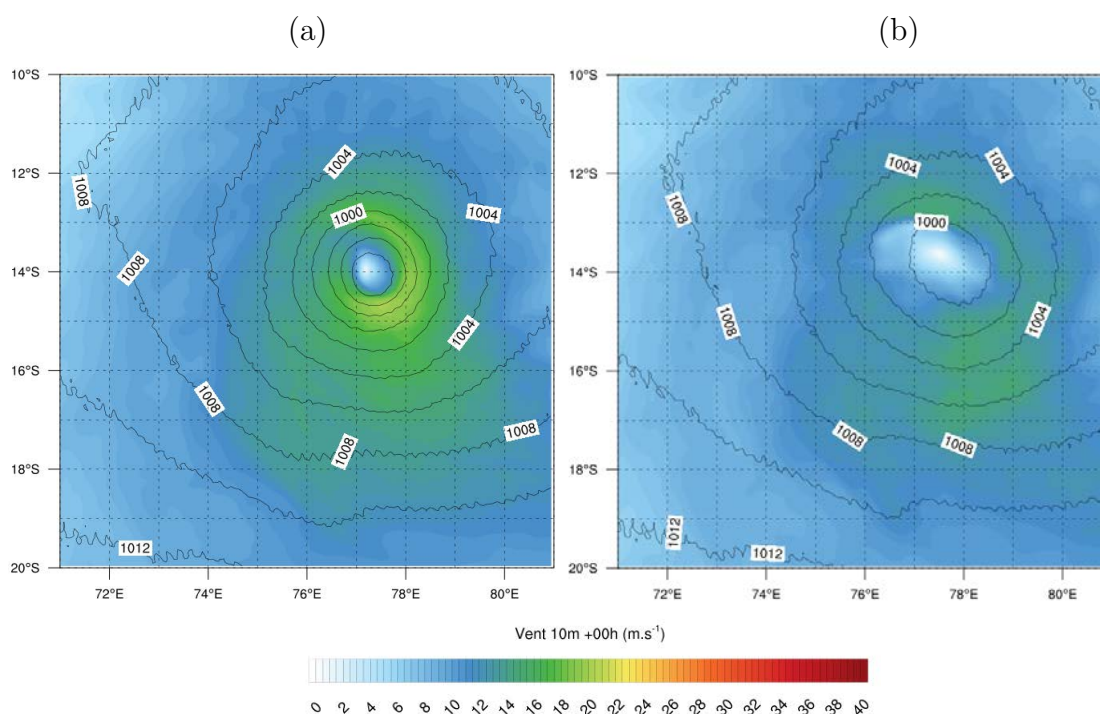


FIG. 6.4 – Module de vent à 10 mètres (voir légende) et pression de surface (isobares noirs tous les 2 hPa) issus de l'analyse sans (a) et avec (b) l'assimilation des profils de  $q$  résultant de l'inversion bayésienne. Réseau du 31 Décembre 2011 à 00 UTC.

## 6.3 Impact des profils assimilés sur la prévision

### 6.3.1 Les températures de brillance SAPHIR

Les passages de SAPHIR au-dessus de l'océan Indien le 31 Décembre 2011 à environ 01, 02, 04, 06 et 08 UTC ont été exploités. Les prévisions *ALADIN-Réunion* à partir du réseau du 31 Décembre 2011 à 00 UTC avec et sans l'assimilation des profils de  $q$  inversés ont permis de simuler les  $T_b$  des 6 canaux SAPHIR aux échéances correspondant

aux passages SAPHIR. Les températures de brillance SAPHIR observées et simulées sont comparées à chaque échéance pour les 6 canaux. La Figure 6.5 présente les biais et écart-types entre les  $T_b$  SAPHIR observées et simulées. Les biais et écart-types sont systématiquement plus faibles dans l’expérience EXP quelque soit l’échéance. On peut noter que les différences se réduisent avec les échéances. Ces résultats montrent que les corrections apportées au champ d’humidité par les données “TEMP-DROP” permettent de mieux représenter en moyenne la structure des champs de vapeur d’eau et d’hydrométéores solides auxquels les canaux SAPHIR sont sensibles pour les prévisions entre +1 h et +8 h.

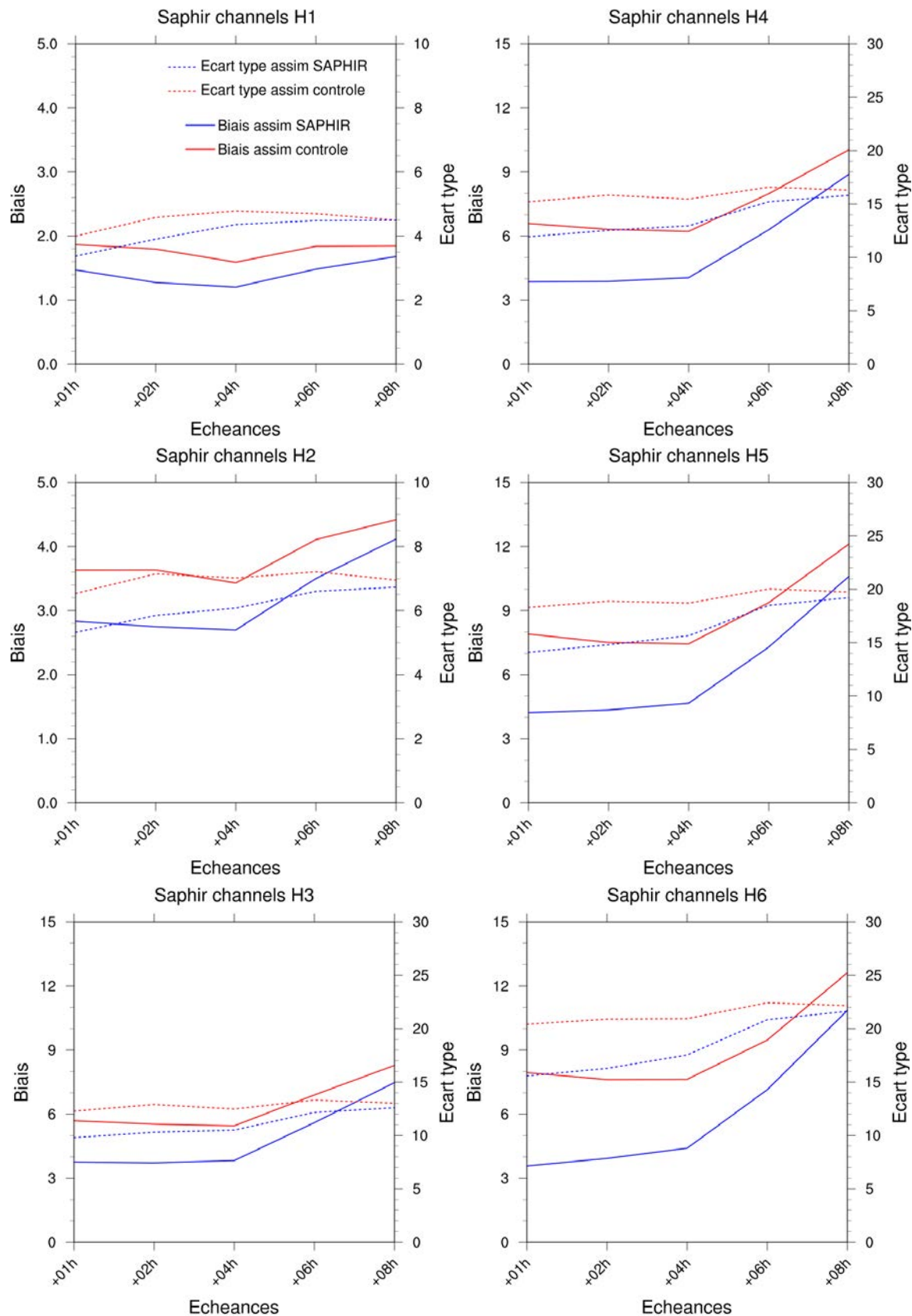


FIG. 6.5 – Biais (courbes pleines) et écart-types (courbes pointillés) aux échéances +01, +02, +04, +06 et +08 h du réseau 31 Décembre 2011 à 00 UTC entre les températures de brillance des 6 canaux SAPHIR observées et simulées sans (rouge) et avec (bleue) assimilation des profils de  $q$  issus de l'inversion bayésienne.

### 6.3.2 Les précipitations en surface

Les taux des précipitations en surface issus de l'algorithme TRMM 3B40RT sont comparés à ceux prévus par le modèle *ALADIN-Réunion* avec et sans l'assimilation des observations "TEMP-DROP" aux échéances +12-h, +14-h et +22-h (Figure 6.6). Pour permettre une meilleure comparaison des champs, la résolution du modèle *ALADIN-Réunion* a été dégradée à celle du produit TRMM 3B40RT (colonne de gauche) à environ 25 km. Les taux de précipitations maximums sans assimiler les "TEMP-DROP" (colonne centrale) augmentent avec les échéances passant de  $21 \text{ mm.h}^{-1}$  à +12 h et à  $26 \text{ mm.h}^{-1}$  à +22 h. Ces valeurs maximales sont localisées au Sud-Ouest de *Benilde* pour ces trois échéances. Lorsque les "TEMP-DROP" sont assimilés (colonne de droite), les taux de précipitations maxima restent constants à environ  $10 \text{ mm.h}^{-1}$  pour toutes les échéances. Ces valeurs apparaissent être en meilleur accord avec celles fournies par le produit TRMM 3B40RT dont les valeurs maximales n'excèdent pas  $11 \text{ mm.h}^{-1}$  pour ces échéances même si les précipitations ne sont pas suffisamment bien localisées vers le Sud-Ouest du domaine. Ceci est dû à un mauvais positionnement du cyclone *Bénilde* qui n'est pas correctement prévu par le modèle. De plus, la structure du cyclone et la localisation de ses bandes précipitantes est corrigée grâce à l'assimilation, mais pas de façon parfaite.

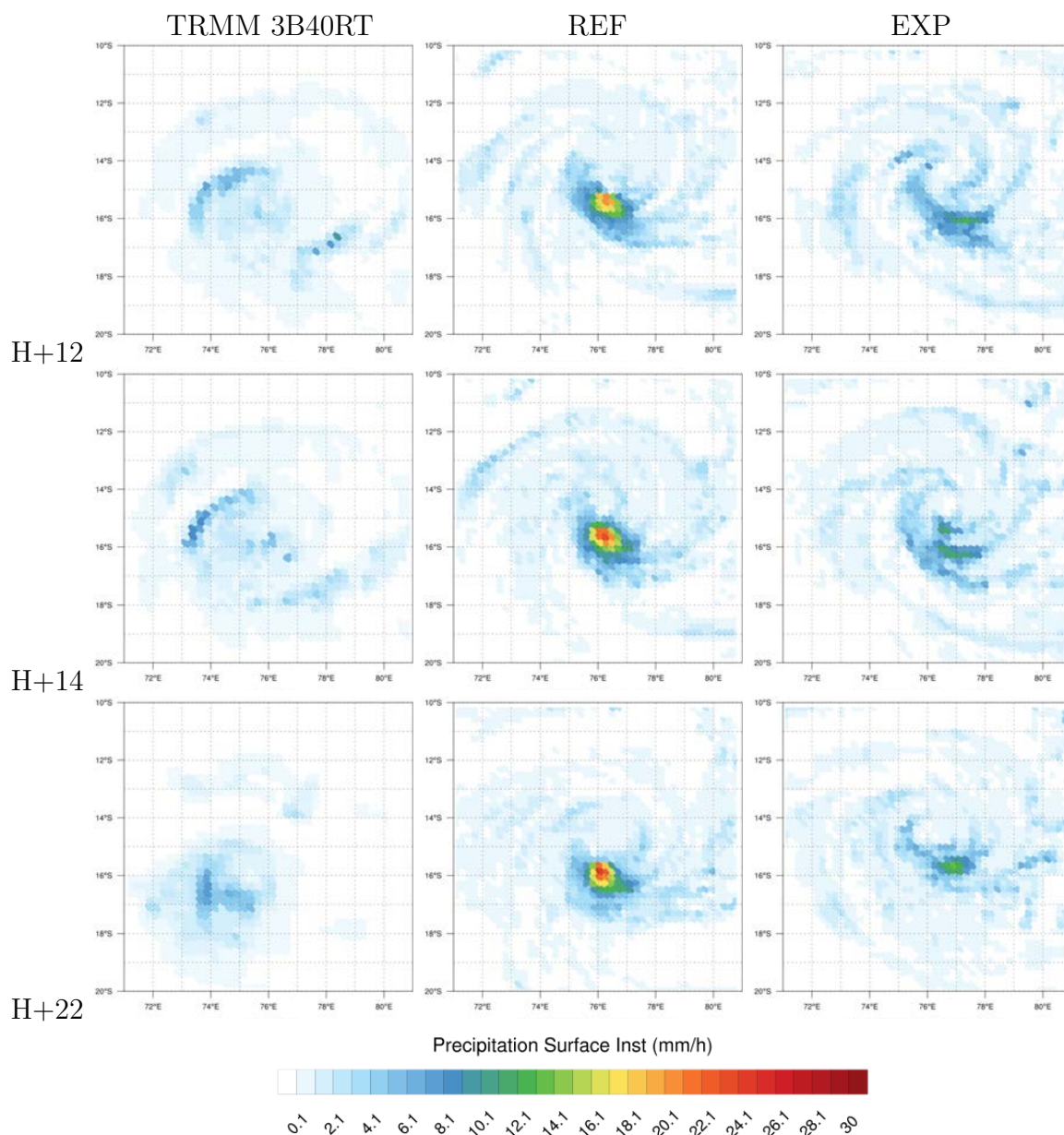


FIG. 6.6 – Taux de précipitations instantannés en surface fournis par l’algorithme TRMM 3B40RT (gauche) le 31 Décembre 2011 à 12, 14 et 22 UTC et issus des prévisions du modèle *ALADIN-Réunion* sans (REF : centre) et avec (EXP : droite) assimilation des profils de  $q$  issus de inversion bayésienne aux échéances +12, +14 et +22 h du réseau 31 Décembre 00 UTC. Cas du cyclone *Benilde*.

### 6.3.3 Trajectoire et intensité du cyclone

Afin de confronter les simulations *ALADIN-Réunion* aux observations, nous utilisons les données du CMRS de la Réunion. Lorsqu’un système tropical se déplace sur le bassin, le centre utilise les observations satellitaires pour estimer l’intensité ainsi que la position du système toutes les 6 h sur l’océan Indien. Sur les Figures 6.7, la courbe noire représente l’intensité en minimum de pression de surface (a) et en vitesse maximale de vent (b), ainsi que la trajectoire de *Benilde* (c) entre 00 et 23 UTC du 31 Décembre 2011 estimées par les observations du CMRS. Ces données indiquent que le système

tropical a une pression minimale relativement basse à environ 970 hPa sur toute la journée ainsi que des vitesses de vent maximales autour de 40 m.s<sup>-1</sup>. Le système se déplace en ligne droite du Nord-Est vers le Sud-Ouest et la distance parcourue en une journée est d'environ 310 km. La simulation REF (courbes rouges) ne permet pas d'at-

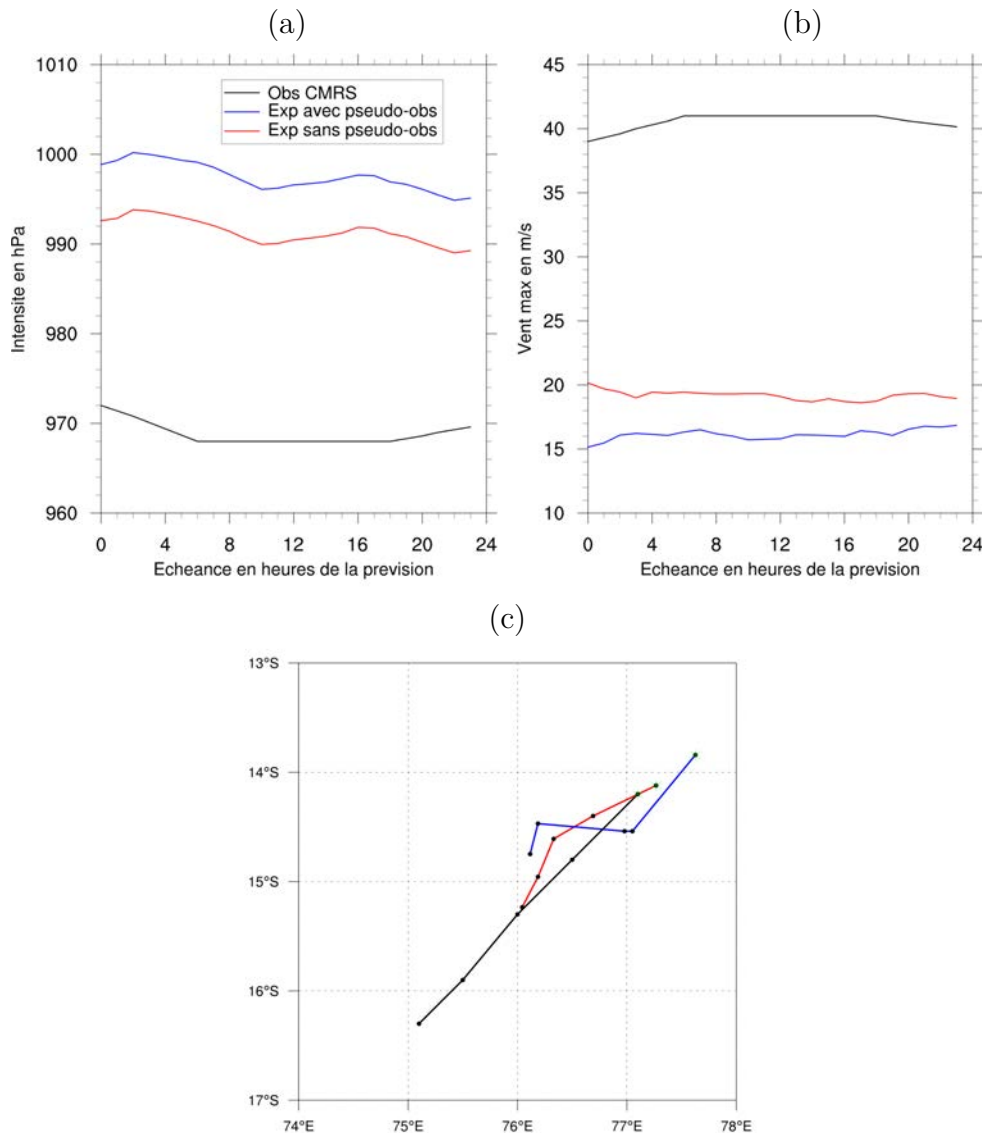


FIG. 6.7 – Prévisions et observations de l'intensité du cyclone *Benilde* pour la pression minimale de surface (a), le vent maximal (b) et sa trajectoire (localisation toutes les 6 h)(c) de 0 à + 23 h au réseau du 31 Décembre 2011. Les prévisions du modèle *ALADIN-Réunion* avec (courbe bleue) et sans (courbe rouge) assimilation des profils de  $q$  issus de l'inversion bayésienne sont confrontées aux observations provenant du CMRS de la Réunion (courbe noire).

teindre la pression minimale observée avec une valeur de 992 hPa à + 00-h diminuant à 889 hPa à + 23-h. Avec assimilation des "TEMP-DROP", les prévisions du minimum de pression se dégradent avec des valeurs plus élevées, atteignant 999 hPa à + 00-h et 996 hPa à + 23-h. Le constat est le même pour les vitesses de vents maximales puisque la simulation REF sous-estime les valeurs d'environ 20 m.s<sup>-1</sup> en moyenne et la simulation EXP ne parvient pas à corriger les différences avec les observations en

les accentuant pour atteindre  $25 \text{ m.s}^{-1}$ . Les trajectoires prévues du système montrent que les simulations *ALADIN-Réunion* ne permettent pas de déplacer le système suffisamment rapidement. En effet, même si la trajectoire est légèrement incurvée vers le Nord-Ouest dans la simulation REF, la position du centre de *Benilde* à + 23-h atteint seulement celle estimée par le CMRS à +12-h. La prévision de la trajectoire dans la simulation EXP est dégradée puisque la distance parcourue vers le Sud-Ouest est moins importante. La structure du cyclone ayant été dégradée par l'assimilation des profils "TEMP-DROP" (Figure 6.4), sa trajectoire est donc aussi sensiblement dégradée.



## Conclusions du chapitre 6

Les profils d'humidité spécifique  $q$  issus de la méthode d'inversion *bayésienne* ont été introduits dans le système d'assimilation 3D-Var d'*ALADIN-Réunion* le 31 Décembre 2011 à 00 UTC. Pour cela, nous avons considéré les profils verticaux comme des observations de type radiosondage ("TEMP-DROP") avec un écrémage spatial tous les 70 km environ.

Dans un premier temps, l'impact sur les analyses a été évalué. Il apparaît que le nombre très important de données additionnelles introduites dans le 3D-Var avec une erreur d'observation relativement faible contraint très fortement le champ d'humidité vers les profils inversés au détriment des autres systèmes d'observations. En conséquence, l'analyse s'ajuste moins bien à toutes les autres observations introduites dans le 3D-Var par rapport au contrôle. En comparant l'analyse ayant assimilé ces observations additionnelles (EXP) avec celle de référence (REF), nous avons mis en évidence une diminution des vents maxima et une augmentation de la pression minimale au cœur de *Benilde* conduisant à un cyclone tropical moins intense. En confrontant les analyses du TCWV avec le canal 3 de l'imageur micro-ondes MADRAS, ce constat s'explique par un assèchement excessif des bords du cyclone, qui se projettent sur les champs dynamiques via les corrélations de la matrice **B**.

Dans un second temps, l'impact des profils inversés a été évalué sur les prévisions. En comparant les prévisions aux observations du CMRS, l'assimilation des profils inversés dégrade la prévision jusqu'à l'échéance 23 h du cyclone *Benilde* en termes d'intensité et de trajectoire. Toutefois, les prévisions des précipitations en surface sont en meilleur accord avec le produit de précipitations issu de l'algorithme 3B40RT. La simulation des températures de brillance SAPHIR à partir des profils issus des prévisions EXP montre une diminution des biais et des écarts-types par rapport aux radiances observées et ce jusqu'à l'échéance + 8 h. Ceci montre que les champs d'humidité et d'hydrométéores prévus par le modèle *ALADIN-Réunion* sont représentés en moyenne de manière plus réaliste jusqu'à l'échéance + 8 h.

Alors que l'assimilation des profils d'humidité inversés permet d'approcher les prévisions d'*ALADIN-Réunion* des précipitations et des radiances SAPHIR observées, on constate une dégradation de la prévision de l'intensité, de la structure et de la trajectoire du cyclone. Ce paradoxe suggère la nécessité d'adapter certaines caractéristiques du 3D-Var pour les cyclones tropicaux, ou d'appliquer un pré-traitement adapté aux radiances (débiaisage par exemple). Finalement, ces premiers résultats montrent que la méthodologie proposée permet de contraindre, dans une assimilation de type 3D-Var, le champ d'humidité avec des observations (ici les  $T_b$  du sondeur SAPHIR) utilisées dans une inversion bayésienne. Les résultats décevants concernant l'analyse et la prévision de la dynamique du cyclone étudié appellent plusieurs remarques. Le poids donné aux profils inversés dans l'assimilation 3D-Var est trop important, réduisant fortement celui des autres observations notamment celles informatives sur la température et sur le vent. Une réduction du poids des profils inversés pourrait consister en un écrémage des données sur la verticale (70 niveaux ont été considérés sur chaque colonne). La spécification des erreurs d'observations pourrait également être révisée car elle a été prise égale aux valeurs spécifiées dans le 3D-Var d'*ALADIN-Réunion* pour les données de type "TEMP-DROP" alors qu'elles en sont assez différentes. Une autre manière de sélectionner les profils serait de ne les utiliser qu'en conditions précipitantes



dans le modèle ou dans les observations (avec un critère de type *Funatsu*). Cette sélection reviendrait à éliminer les zones de ciel clair qui peuvent être contraintes par les autres systèmes d’observations présents dans le 3D-Var (e.g. sondeurs AMSU-A, AMSU-B/MHS). Comme nous l’avons déjà mentionné au chapitre 5, l’information sur la vapeur d’eau dans les zones précipitantes reste assez indirecte avec un sondeur micro-ondes à 183 GHz. Ajouter un imageur comme MADRAS dans l’inversion bayésienne permettrait de mieux contraindre les inversions pour le champ de vapeur d’eau. Un autre aspect à considérer pourrait être une révision de la matrice  $\mathbf{B}$  afin d’avoir des statistiques d’erreurs de prévision davantage représentatives de conditions cycloniques permettant d’avoir des corrections plus cohérentes des champs dynamiques à partir des innovations sur l’humidité. Le cyclage des analyses/prévisions dans un système optimisé permettrait de propager et d’amplifier les corrections d’une analyse à la suivante. On pourrait également envisager d’utiliser les champs d’hydrométéores issus de l’inversion bayésienne pour fournir de nouvelles conditions initiales au modèle *ALADIN-Réunion* puisque l’analyse 3D-Var ne peut pas les modifier (méthode de type “insertion directe”).



# Chapitre 7

## Sensibilité des simulations RTTOV-SCATT aux schémas de convection

### Sommaire

---

7.1	Le cyclone tropical Bejisa . . . . .	123
7.2	Les schémas de convection profonde . . . . .	126
7.3	Comparaison des prévisions longues avec <i>ALADIN-Réunion</i>	129
7.4	Simulation des radiances SAPHIR avec les prévisions courte échéance . . . . .	131
7.4.1	Simulation avec le modèle <i>ALADIN-Réunion</i> . . . . .	131
7.4.2	Simulation avec le modèle AROME . . . . .	135

---

Nous examinons dans ce dernier chapitre certaines perspectives sur l'assimilation des radiances micro-ondes pluvieuses qui pourraient résulter d'une représentation différente de la convection profonde dans la modélisation numérique. Cette étude est motivée par le fait qu'un certain nombre de développements existent à Météo-France pour améliorer la prévision des systèmes nuageux et précipitants dans les modèles de prévision numérique du temps. En ce qui concerne les échelles spatiales de l'ordre de la dizaine de kilomètres comme c'est le cas avec le modèle *ALADIN-Réunion* et le modèle ARPEGE, où la convection ne peut pas être décrite explicitement, une nouvelle paramétrisation de la convection profonde a été proposée par Piriou et al. (2007) en vue de remplacer le schéma flux de masse de Bougeault (1985). Ce schéma nommé PCMT<sup>1</sup> n'est pas encore utilisé opérationnellement à Météo-France mais les nombreux tests réalisés jusqu'à ce jour sont suffisamment encourageants pour envisager une intégration rapide dans les chaînes opérationnelles de prévision numérique. Comme nous le verrons par la suite, l'originalité principale de ce schéma est de gérer de manière explicite et pronostique les condensats nuageux et précipitants dans la fraction convective de la maille du modèle. Nous montrerons qu'il s'agit d'une caractéristique tout à fait intéressante pour la simulation des radiances nuageuses/pluvieuses. Un autre développement qui nous intéresse également concerne l'augmentation de résolution des modèles pou-

---

1. Prognostic Condensates Microphysics and Transport

vant permettre de s'affranchir d'une paramétrisation de la convection profonde. Ainsi il est prévu qu'en 2016, des versions du modèle AROME (version non-hydrostatique des modèles ALADIN) avec une résolution horizontale de 2.5 km viennent remplacer les modèles ALADIN Outre-Mer dans les quatre régions d'intérêt (La Réunion, Nouvelle Calédonie, Antilles-Guyanne et Polynésie). Les premières utilisations opérationnelles n'inclueront pas de système d'assimilation (adaptation dynamique) mais il est prévu que certains domaines puissent en disposer à terme. La résolution horizontale du modèle AROME est telle que les mouvements verticaux associés aux systèmes convectifs précipitants peuvent être explicitement résolus. C'est ainsi que la partition entre précipitations de grande échelle et convective perd son sens dans de tels modèles, avec là aussi des conséquences sur la simulation des radiances nuageuses/pluvieuses.

Nous nous proposons d'effectuer ici une première analyse de simulations de températures de brillance SAPHIR avec le modèle *ALADIN-Réunion* dans lequel le schéma de convection PCMT a été substitué au schéma de Bougeault (à la fois pour la prévision et l'assimilation). Ces mêmes températures de brillance seront également simulées avec une version du modèle AROME positionnée dans l'océan Indien autour de l'île de la Réunion. Nous avons choisi d'étudier le cyclone tropical *Bejisa* qui a frappé l'île de la Réunion en Janvier 2014 causant d'importants dégâts matériels et humains.

## 7.1 Le cyclone tropical Bejisa

Le système *Bejisa* a commencé son développement le 27 Décembre 2013 au Nord-Est de Madagascar puis s'est lentement déplacé vers le Sud en direction des Mascareignes (Figure 7.1). Entre le 28 et le 30 Décembre, le système connaît une intensification rapide et passe du stade de perturbation tropicale au stade de cyclone tropical intense. Le CMRS de La Réunion a estimé que *Bejisa* a atteint son intensité maximale le 31 Décembre à 00 UTC avec des rafales de vent à près de  $250 \text{ km.h}^{-1}$  et une pression minimale de 950 hPa. Le cyclone poursuit alors sa course vers le Sud avec un déplacement plus rapide tout en perdant un peu de son activité. La particularité de *Bejisa* provient du fait qu'il passe au plus près de La Réunion le 2 Janvier 2014 à 00 UTC à environ 50 km à l'Ouest des côtes de l'île. Il est alors rétrogradé au stade de cyclone tropical avec des vents moyens (sur 10 min) d'environ  $130 \text{ km.h}^{-1}$  dans un rayon de 50 km autour du centre ( $185 \text{ km.h}^{-1}$  en rafale) et une pression minimale de 972 hPa. Les vents ont atteint  $178 \text{ km.h}^{-1}$  sur les sommets de l'île et il est tombé près de 1000 mm de précipitations dans le cirque de Cilaos. Le cyclone est à l'origine du décès d'une personne ainsi que de 17 blessés.

La Figure 7.2 montre la capacité du satellite MEGHA-TROPIQUES à échantillonner plusieurs fois par jour le cyclone *Bejisa* (températures de brillance du canal H6 de SAPHIR). Ainsi entre le 30 Décembre 2013 à 1728 UTC et le 31 Décembre 2013 à 0237 UTC soit une période de 9 heures, un ensemble de 6 passages a été possible avec une fauchée au sol recouvrant en partie ou totalement le système tropical. Le cyclone est pratiquement stationnaire sur cette courte période de temps, mais on peut noter une forte variabilité des structures de petite échelle d'une image à l'autre (par exemple dans la bande spirale au Nord-Est) ainsi qu'une atténuation en intensité dans la partie Sud associée à une augmentation des  $T_b$ .

Le 1er Janvier 2014 à 1900 UTC, le cyclone *Bejisa* est suffisamment près de l'île de la Réunion pour pouvoir être détecté par le radar du Colorado en bande S situé au Nord

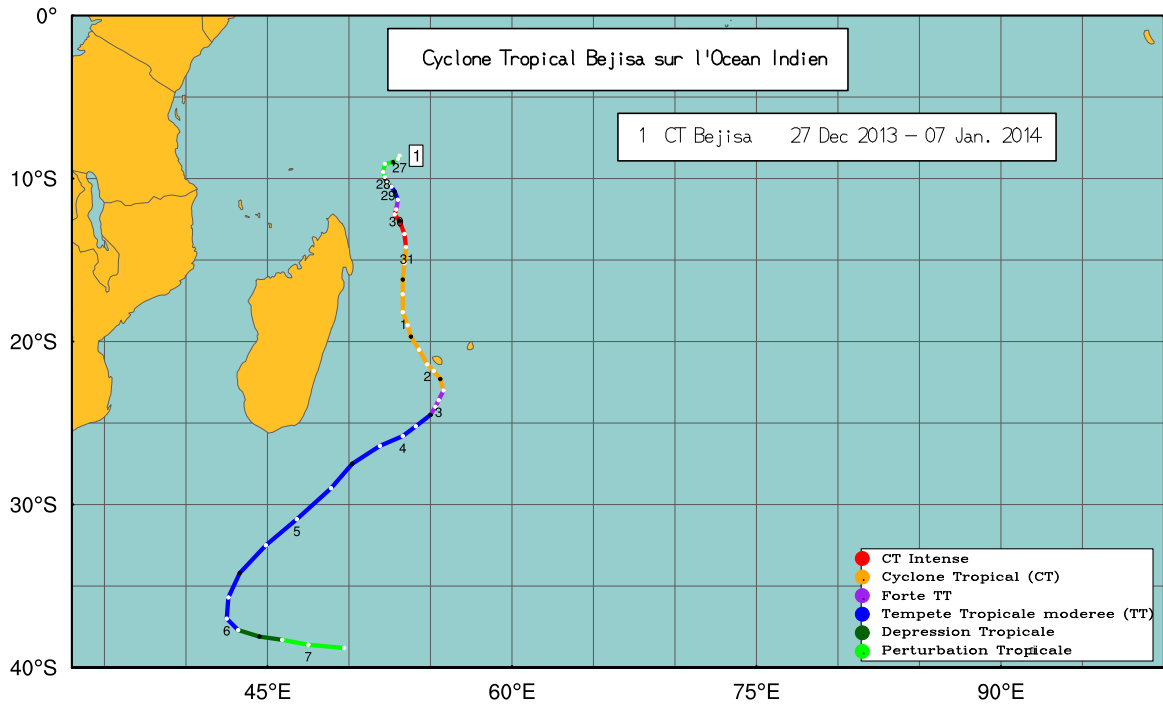


FIG. 7.1 – Trajectoires du cyclone tropical *Bejisa* ainsi que l'évolution de son intensité (code couleur) sur le Sud-Ouest de l'océan Indien entre le 27 Décembre 2013 et le 7 Janvier 2014. Indication des jours à 12 UTC.

de l'île (746 m d'altitude) et un passage de SAPHIR permet d'illustrer la cohérence et la complémentarité entre les mesures de télédétection depuis l'espace et depuis le sol (Figure 7.3). Ainsi, la  $T_b$  SAPHIR du canal H6 est comparée à la réflectivité maximale du radar obtenue autour du passage de MEGHA-TROPIQUES (l'image radar n'est pas corrigée de certains artefacts non physiques apparaissant sous forme de structures concentriques mais qui n'empêchent pas son interprétation qualitative).

On peut noter une bonne coïncidence entre les valeurs les plus fortes de réflectivités ( $> 50$  dBZ) et les valeurs les plus basses de  $T_b$  au voisinage de l'œil lui-même caractérisé par de très faibles réflectivités et des  $T_b$  beaucoup élevées. Bloqué par le relief, le radar ne peut détecter que les systèmes au Nord de  $21^\circ\text{S}$ . Les précipitations entre l'île et l'œil du cyclone présentent une structure en bandes sur l'image radar avec des réflectivités entre 20 et 35 dBZ qui ne sont pas visibles sur l'image SAPHIR (les précipitations liquides n'ayant pas de signature à 183 GHz). Dans la direction Nord-Nord-Est quatre noyaux intenses sont visibles sur les deux images mais avec une résolution beaucoup plus grossière depuis le satellite (pixel au sol 10 km contre 1 km pour le radar). La coupe verticale le long de l'axe Nord-Nord-Ouest confirme que les précipitations les plus proches du radar sont localisées dans la basse troposphère et ne peuvent pas être détectées par un sondeur à 183 GHz (Figure 7.4). L'augmentation en épaisseur des couches affectées par des réflectivités élevées montre la capacité progressive du sondeur à identifier les zones pluvieuses en se rapprochant du centre du système. De même, une coupe verticale dans la direction Nord-Nord-Est met en évidence les quatre zones où les températures de brillances sont plus faibles sur l'image SAPHIR.

L'utilisation du critère de *Funatsu* basé sur la différence entre les canaux H5 et H2 de

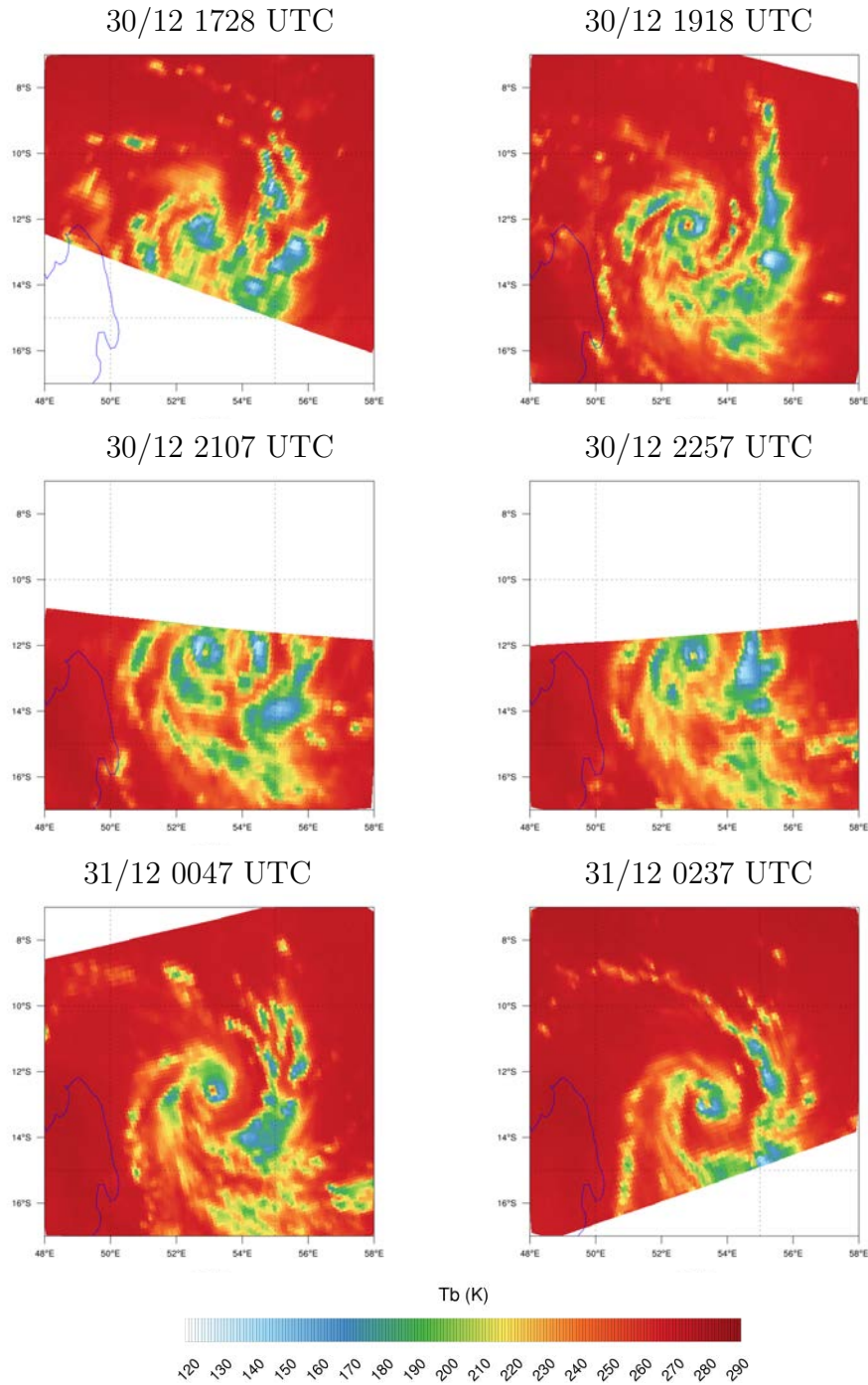


FIG. 7.2 – Températures de brillance du canal H6 de SAPHIR au voisinage du cyclone *Bejisa* mesurées le 30 Décembre 2013 à 1728 UTC, 1918 UTC, 2107 UTC et 2257 UTC ainsi que le 31 Décembre 2013 à 0047 UTC et 0237 UTC (en se déplaçant de gauche à droite et de haut en bas).

SAPHIR montre également une bonne concordance avec les zones de réflectivité élevée (Figure 7.5), même si les valeurs de réflectivités les plus intenses ne correspondent pas nécessairement avec les valeurs les plus négatives du critère de Funatsu (comme par exemple pour les quatre cellules dans la direction Nord-Nord-Est).

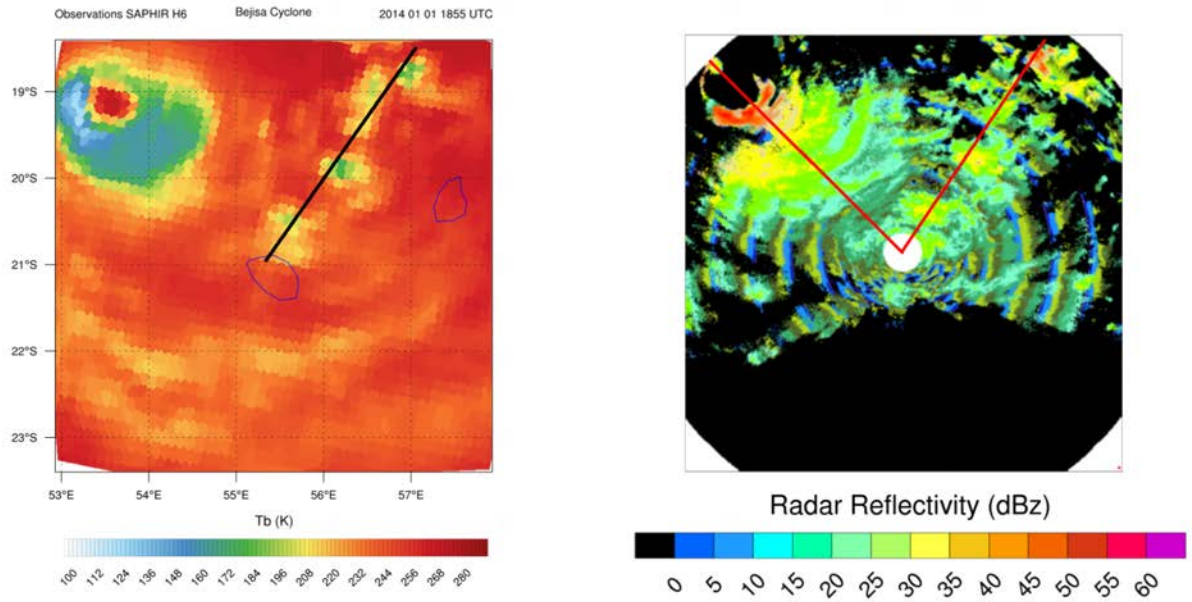


FIG. 7.3 – Comparaison entre la température de brillance du canal H6 de SAPHIR (gauche ; en K) et la réflectivité maximale mesurée par le radar de Colorado (droite ; en dBZ) le 01 Janvier 2014 à 1900 UTC.

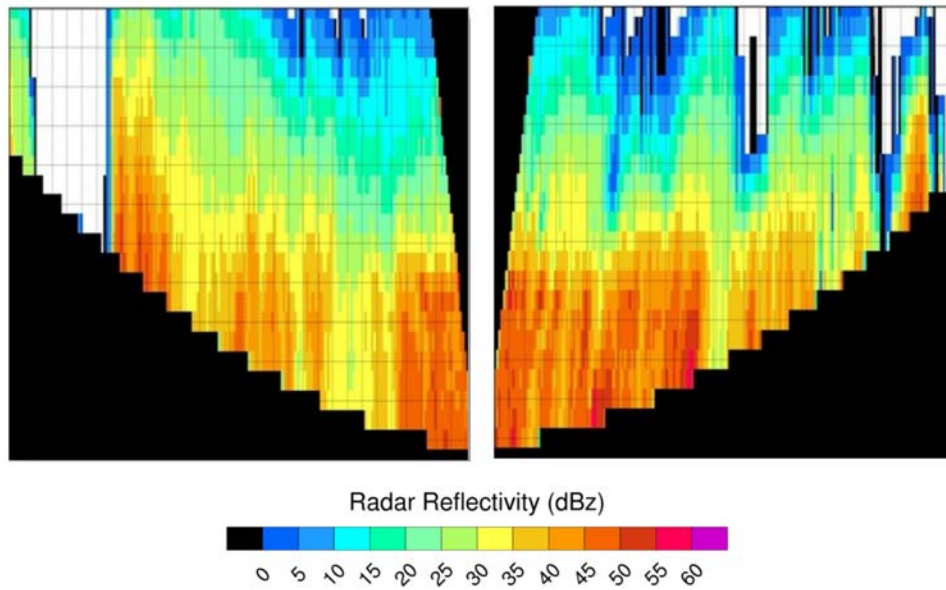


FIG. 7.4 – Coupes verticales de réflectivité mesurée par le radar de Colorado (en dBZ) le 01 Janvier 2014 à 1900 UTC suivant des directions Nord-Nord-Ouest (gauche) et Nord-Nord-Est (droite) (lignes rouges sur la Figure 7.3).

## 7.2 Les schémas de convection profonde

Le schéma de convection PCMT proposé par Piriou et al. (2007) permet de décrire les échelles spatiales intermédiaires (zone grise) où la convection ne peut pas être complè-



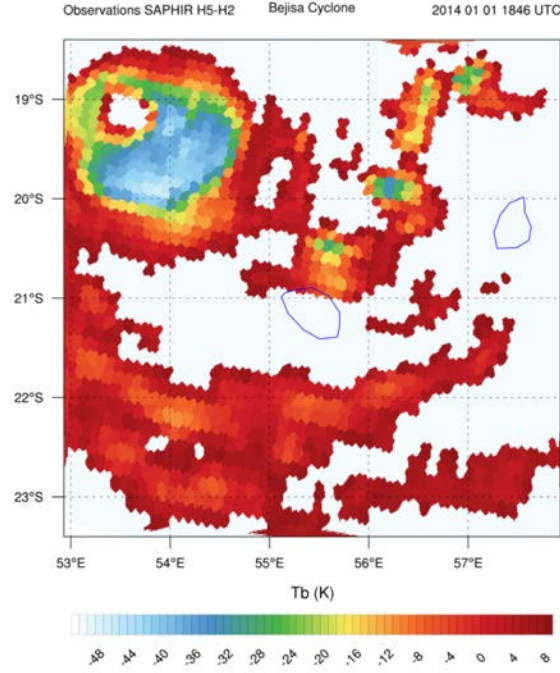


FIG. 7.5 – Critère de *Funatsu et al.* (2007) pour la détection de précipitations à partir des canaux H5 et H2 de SAPHIR le 01 Janvier 2014 à 1900 UTC au voisinage du cyclone *Bejisa*.

tement résolue par la dynamique du modèle (besoin de paramétrer le transport) mais où on ne peut plus faire l’hypothèse que les nuages occupent une fraction négligeable de la maille (comme dans les modèles de plus grande échelle). Ce schéma considère de manière explicite la microphysique dans la fraction de la maille occupée par les nuages convectifs, c’est à dire que les transformations entre vapeur, eau nuageuse et eau précipitante sont décrites au travers des processus d’autoconversion, de collection, de sédimentation et d’évaporation qui affectent les variables nuageuses des condensats convectifs. De manière cohérente et symétrique, la microphysique du schéma de Lopez (2002) présentée au chapitre 2 est utilisée dans l’ascendance convective et dans l’environnement. Les échanges entre la fraction convective et le reste de la maille se font à travers la spécification de taux d’entrainements et de détrainements, comme cela est déjà le cas pour les schémas de type “flux de masse”.

Nous avons vu que le schéma de Lopez (2002) décrivait les nuages et les précipitations d’échelle résolue (que nous considérons ici comme l’environnement) au moyen de quatre variables pronostiques : les concentrations en masse pour l’eau nuageuse  $q_{le}$ , la glace nuageuse  $q_{ie}$ , la pluie  $q_{re}$  et la neige  $q_{se}$ . De manière symétrique, le schéma PCMT décrit le nuage et les précipitations convectives au moyen de quatre variables pronostiques supplémentaires : les concentrations en masse pour l’eau nuageuse  $q_{lc}$ , la glace nuageuse  $q_{ic}$ , la pluie  $q_{rc}$  et la neige  $q_{sc}$ . La transport dans la zone convective est régit par une équation pronostique supplémentaire pour la vitesse verticale  $\omega_c$ . Les variables thermodynamiques convectives (température et humidité spécifique) sont déterminées à chaque niveau par une ascendance adiabatique unique incluant les processus d’entrainement depuis la surface lorsque des conditions de flottabilité sont favorables. Les taux d’entrainements/détrainements (organisés et turbulents) sont spécifiés en fonction de la vitesse verticale  $\omega_c$ . Le profil de fraction convective est calculé à partir de l’équation



de conservation de la masse. Sa valeur à la base du nuage doit être déterminée par une condition de fermeture, la reliant aux variables résolues. Elle utilise une fermeture combinée pouvant dépendre de la convergence d'humidité comme dans le schéma de Bougeault (1985) et d'une relaxation de la CAPE comme pour le schéma de Bechtold et al. (2001) avec une constante de temps dépendant de la résolution de la maille et de la vitesse  $\omega_c$ .

Dans la mesure où ce schéma décrit de manière plus réaliste l'évolution temporelle de la convection (variables pronostiques) ainsi que ses interactions avec l'environnement, il permet de manière assez naturelle de pallier un certain nombre de défauts connus des schémas de convection diagnostiques. Ainsi il a été montré que le modèle ALADIN dans une version à 10 km avec PCMT permettait de représenter de manière plus réaliste la propagation vers l'Ouest des systèmes convectifs de mésoéchelle en Afrique de l'Ouest, en accord avec les observations du satellite TRMM et les simulations du modèle AROME à 5 km. La même version d'ALADIN avec le schéma de Bougeault ne permet pas de simuler cette propagation. Le cycle diurne de la convection sur continents est également mieux décrit avec PCMT, les modèles globaux avec convection paramétrisée ayant tendance à faire pleuvoir trop tôt dans la journée (vers 12 heures locales au lieu de 18-21 h). La distribution des taux de pluie simulés avec le schéma PCMT dans le modèle ARPEGE se rapprochent davantage des observations TRMM qu'avec le schéma de Bougeault qui a tendance à créer trop d'événements pluvieux de faible intensité et pas assez de pluies fortes.

Dans le modèle AROME (Seity et al., 2011), la convection profonde est décrite de manière explicite, le transport vertical résulte de la résolution dynamique d'une équation pronostique pour la vitesse verticale non-hydrostatique. Les changements de phase de l'eau sont gérés au moyen de cinq variables pronostiques en plus de l'humidité spécifique  $q$  pour la vapeur d'eau. Il s'agit des mêmes variables que celle présentes dans le schéma de Lopez (2002) avec en plus la neige roulée (graupels)  $q_g$  (Pinty & Jabouille, 1998). Une version existe également avec le contenu en grêle comme variable pronostique  $q_h$  mais elle n'est pas encore utilisée opérationnellement. La condensation dans la maille est gérée de manière diagnostique et statistique comme avec le schéma de Lopez (2002), mais la forme de la densité de probabilité de l'excès à la saturation locale est de forme gaussienne au lieu d'être triangulaire. Les lois de distribution de particules sont de type Gamma généralisée pour les hydrométéores non précipitants et de type Marshall-Palmer pour les hydrométéores précipitants. Les processus pour les nuages chauds sont décrits avec la formulation de Kessler (comme c'est aussi le cas avec le schéma de Lopez), pour l'autoconversion, l'accrétion et évaporation de la pluie. Les processus pour les nuages froids et en phase mixte sont décrits de manière plus complexe que dans le schéma de Lopez qui utilise un critère de température pour la séparation des phases. Les cristaux de glace se forment par nucléation homogène quand les températures sont inférieures à  $-35^\circ\text{C}$  mais plus souvent par nucléation hétérogène. La croissance des cristaux est décrite par le processus de déposition de vapeur et par effet Bergeron-Findeisen. La neige et les agrégats sont initiés par autoconversion des cristaux de glace primaire. La neige croît par déposition de vapeur, par aggrégation via la collection de cristaux de glace et par faible givrage après collision avec des particules nuageuses ou précipitantes. Les graupels sont produits par fort givrage de la neige et du gel de gouttes de pluie sursaturées au contact de cristaux de glace. La conversion des agrégats en graupels par givrage se fait lorsque les agrégats ont un diamètre

supérieur à 7 mm. Lorsque la température est positive, les cristaux de glace fondent en gouttelettes de nuage, et la fonte de flocons de neige forme des graupels. Les graupels fondent progressivement en gouttes de pluie au cours de leur chute. Comme le modèle AROME a un pas de temps plus petit que celui des modèles ALADIN et ARPEGE (de l'ordre de la minute), il peut décrire le processus de sédimentation sans avoir besoin de supposer des vitesses de chute constantes pour les hydrométéores (augmentant ainsi la cohérence entre les processus).

### 7.3 Comparaison des prévisions longues avec *ALADIN-Réunion*

Nous avons réalisé un ensemble de cycles d'assimilation et de prévisions avec le modèle *ALADIN-Réunion* depuis le 29 Décembre 2013 à 18 UTC jusqu'au 5 Janvier 2014 à 12 UTC. Les simulations sont couplées aux prévisions du modèle global ARPEGE et la première assimilation a considéré une prévision 6 h du modèle ARPEGE comme ébauche. La période qui nous intéresse plus particulièrement se situe entre le 31 Décembre 2013 et le 2 Janvier 2014. Des prévisions à 84 h d'échéance sont réalisées à 00 UTC et 12 UTC, les autres réseaux se contentant d'effectuer des prévisions 6 h pour fournir l'ébauche de l'analyse suivante. Une première configuration (OPER) correspond à une version du modèle utilisant le schéma de convection de Bougeault. Dans la seconde configuration, le modèle utilise le schéma de convection PCMT. Dans la mesure où ce schéma utilise quatre variables pronostiques additionnelles, des aménagements techniques ont été nécessaires aux cycles d'assimilation. Ces nouvelles variables n'étant pas analysées, elles sont simplement cyclées d'une assimilation à la suivante (supposant ainsi que l'analyse est égale à la prévision 6 h). Cette façon de procéder est cohérente avec le cyclage des hydrométéores décrits par le schéma de Lopez. Lorsque des données de bogus de vent étaient disponibles pour améliorer l'initialisation du cyclone *Bejisa*, elles ont été utilisées dans les deux jeux d'expériences.

Nous examinons la qualité des prévisions pour chacune des expériences en termes de trajectoire et d'intensité du cyclone, déterminées respectivement à partir de la position et de la valeur du minimum de pression de surface. Sur la Figure 7.6 est présentée un ensemble de huit trajectoires pour une période comprise entre le 30 Décembre 2013 à 00 UTC et le 2 Janvier 2014 à 12 UTC. Pour chacune des prévisions, l'utilisation d'un bogus de vent permet de bien positionner l'analyse sur la trajectoire observée. Dans l'expérience OPER on constate une assez grande variabilité dans le comportement du modèle avec en règle générale, une progression du cyclone vers le Sud qui n'est pas assez rapide. Alors que le cyclone est proche de l'île de la Réunion, les prévisions s'orientent trop rapidement en direction du Sud-Ouest. Seulement deux prévisions sont capables de situer le cyclone au Sud de  $-30^\circ$  de latitude lorsqu'il est en fin de vie. Les trajectoires prévues dans l'expérience PCMT sont plus cohérentes entre elles en fonction des différentes échéances (ce qui dans un contexte opérationnel accroîtrait la confiance que pourrait leur accorder un prévisionniste). De plus, elles suivent fidèlement la trajectoire observée notamment le changement de trajectoire depuis la direction Nord-Nord-Ouest en direction du Sud-Ouest le 1er Janvier 2014. Lorsqu'on s'intéresse à la prévision du minimum de pression de surface (Figure 7.7), on constate que le creusement du cyclone observé au cours de la période (passant de 995 hPa à 955 hPa) est assez mal simu-

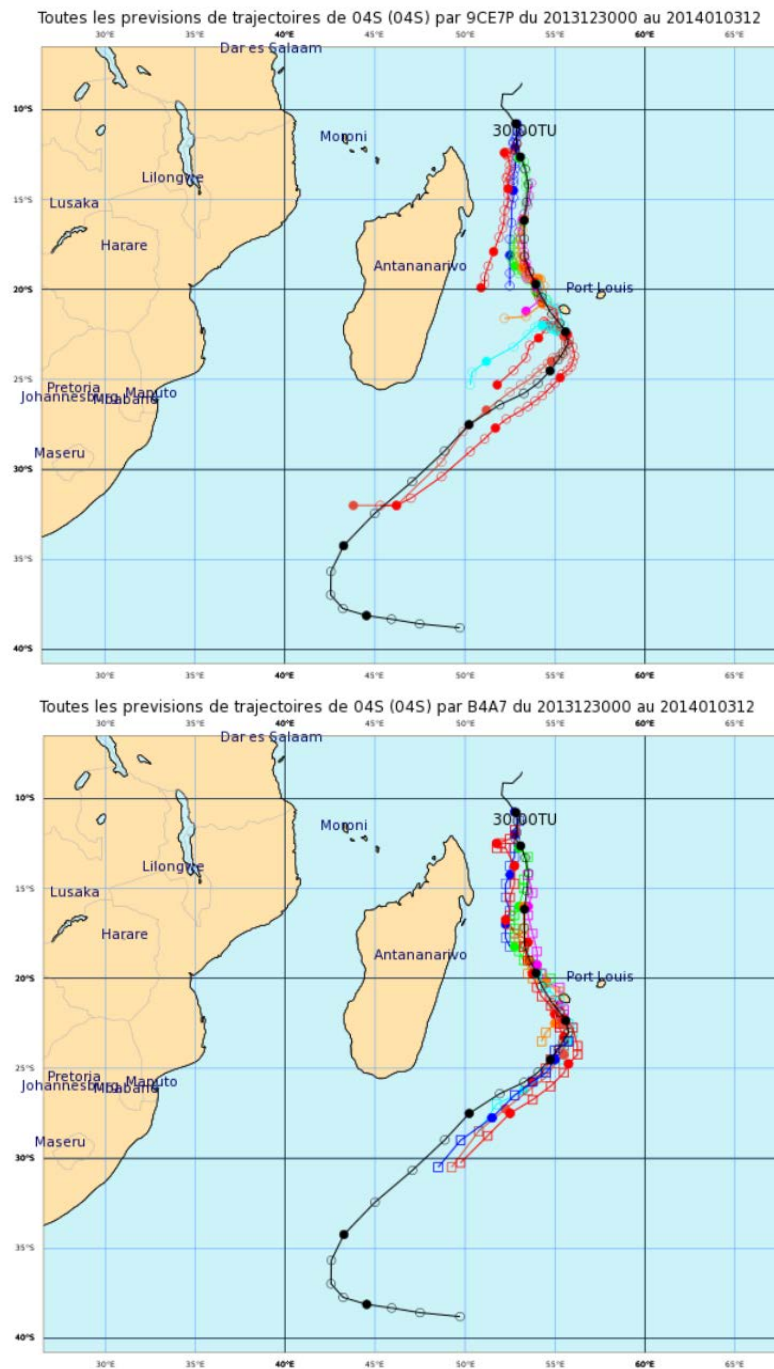


FIG. 7.6 – Trajectoires observée (ligne noire) et prévues pour huit échéances du cyclone *Bejisa* entre le 30 Décembre 2013 à 00 UTC et le 2 Janvier 2014 à 12 UTC avec le modèle *ALADIN-Réunion* incluant le schéma de convection de Bougeault (haut) et le schéma de convection pronostique PCMT (bas).

lée dans l'expérience OPER où seule la prévision initialisée le 30 Décembre 2013 à 00 UTC creuse progressivement le système mais jusqu'à produire, après 60 h de prévision, des valeurs trop faibles (945 hPa). La prévision partant le lendemain (31 Décembre 2013) produit un creusement trop tardif alors que les autres conduisent plutôt à un comblement du système au lieu de l'intensifier. L'expérience PCMT présente un com-

portement beaucoup plus satisfaisant de l'évolution du minimum de pression. Comme cela a déjà été noté sur les prévisions de trajectoires, les évolutions sont cohérentes entre les différentes échéances et chacune d'elles conduit à une creusement du cyclone avec des valeurs en fin de période (2 Janvier 2014) très cohérentes avec l'observation donnée à 965 hPa, à part pour la prévision issue de l'analyse du 30 Décembre 2013 où le système n'est pas assez creusé (983 hPa). Les valeurs très faibles proposées par l'observation (953 hPa) autour du 31 Décembre 2013 (diminution de la pression de 30 hPa en 6 h) ne sont simulées par aucune configuration à aucune échéance. On peut donc noter que malgré des valeurs initiales le plus souvent surestimées, l'évolution du minimum de pression est très réaliste dans l'expérience PCMT et ce jusqu'à 84 h d'échéance.

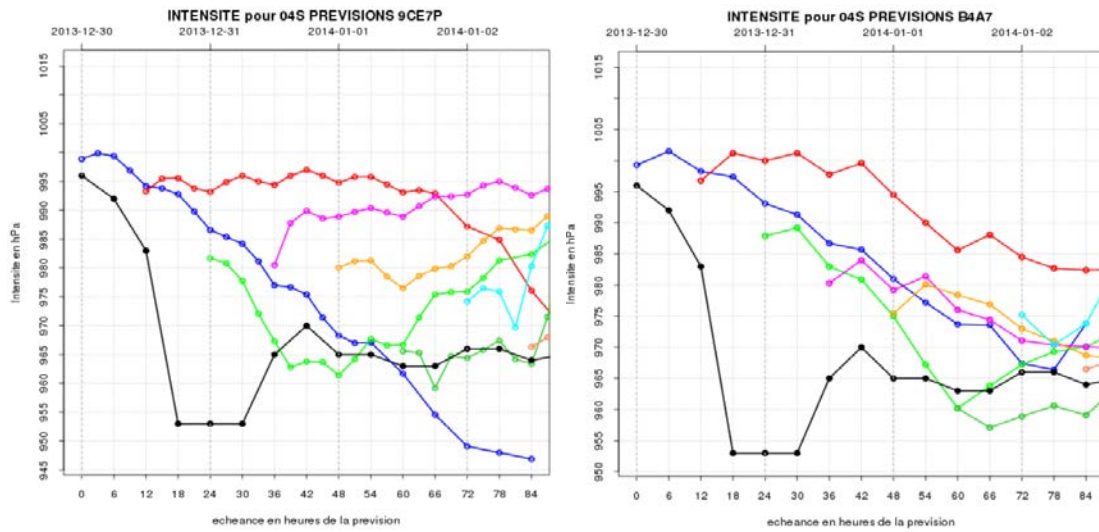


FIG. 7.7 – Minimum de pression de surface observée (ligne noire) et prévus pour huit échéances du cyclone *Bejisa* entre le 30 Décembre 2013 à 00 UTC et le 2 Janvier 2014 à 1200 UTC avec le modèle *ALADIN-Réunion* incluant le schéma de convection de Bougeault (gauche) et le schéma de convection pronostique PCMT (droite).

## 7.4 Simulation des radiances SAPHIR avec les prévisions courte échéance

### 7.4.1 Simulation avec le modèle *ALADIN-Réunion*

Nous comparons tout d'abord les prévisions 6 h issues de l'analyse du 31 Décembre 2013 à 12h pour les expériences OPER et PCMT dans l'espace des températures de brillance SAPHIR. A cette date, le minimum de pression au centre de *Bejisa* est observé et situé à environ 300 km des côtes malgaches au Nord de l'île de la Réunion. L'instrument SAPHIR a survolé *Bejisa* à 1906 UTC. Nous utilisons comme précédemment le modèle de transfert radiatif RTTOV-SCATT avec le choix de particule "colonne hexagonale en bloc" pour les précipitations solides qui résultait de l'optimisation réalisée au chapitre 4. L'utilisation du schéma PCMT permet de disposer de manière plus directe des informations sur les hydrométéores dont le modèle RTTOV-SCATT a besoin pour simuler les températures de brillance en zones précipitantes. La version de RTTOV-SCATT

utilisée jusqu'alors était adaptée à des schémas physiques décrivant les précipitations de manière diagnostique, c'est à dire dans la situation où tous les hydrométéores précipitants générés au cours d'un pas de temps se retrouvent en surface à la fin de ce même pas de temps. Dans ce cas les précipitations sont définies par un flux et non par une concentration en masse. Ainsi, les hydrométéores non précipitants sont caractérisés par des concentrations en masse et les hydrométéores précipitants par des flux. Si ce choix pour RTTOV-SCATT est cohérent avec le schéma de Bougeault, il ne l'est pas pour le schéma de Lopez qui fait évoluer les hydrométéores précipitants à travers des variables pronostiques. Nous avons donc été contraints, comme cela a été décrit au chapitre 2, de transformer les contenus en hydrométéores précipitants en flux en utilisant les vitesses de chutes constantes imposées dans la description du processus de sédimentation du schéma de Lopez. Cette conversion est toutefois un peu dommageable dans la mesure où les propriétés radiatives des hydrométéores dans le modèle de transfert radiatif dépendent de la concentration en masse et non du flux de la quantité d'intérêt. En conséquence, des conversions depuis des valeurs de flux vers des concentrations sont opérées au sein de RTTOV-SCATT selon des formules que l'on peut trouver dans Geer et al. (2009) et qui font intervenir une hypothèse sur la vitesse de chute différente de celle du schéma de Lopez. Ces conversions, conduisant à des incohérences entre la physique des nuages et le transfert radiatif, ne sont plus nécessaires avec le schéma PCMT. Le schéma PCMT permet également d'avoir des condensats nuageux et une nébulosité fractionnaire résultant de processus microphysiques et non de relations empiriques avec le flux de précipitations convectives. Nous utilisons ici la version 11 de RTTOV-SCATT autorisant des concentrations en masse pour tous les hydrométéores (précipitants et non précipitants). Le schéma PCMT permet donc d'avoir un traitement identique des condensats résolus et non résolus en sommant les deux contributions avant utilisation dans le modèle RTTOV-SCATT. Il accroît donc la cohérence entre les schémas de précipitation convective et de précipitation résolue (stratiforme). Il permet également de réduire certaines incohérences sur les processus décrivant l'évolution des condensats entre le modèle de prévision numérique et le modèle de transfert radiatif (ici la vitesse de chute des hydrométéores précipitants).

La Figure 7.8 (colonne de gauche) compare les températures de brillance pour le canal H6 de SAPHIR entre les observations, la simulation OPER et la simulation PCMT (il s'agit d'un zoom sur une boîte de  $10^\circ$  autour de la position centrale de *Bejisa*). Les structures nuageuses/pluvieuses sont associées aux  $T_b$  les plus basses qui peuvent atteindre 150 K dans les observations et dans les simulations (grâce au choix d'une particule plus diffusante dans RTTOV-SCATT). Même si elles ne sont pas nécessairement correctement localisées, la dynamique des  $T_b$  est tout à fait réaliste entre les zones de ciel clair avec des valeurs supérieures à 270 K et les zones de convection intense où les  $T_b$  sont minimales. On peut cependant noter que les plages intermédiaires (valeurs autour de 200 K) sont trop étendues avec OPER par rapport aux observations et à PCMT. On reconnaît dans les deux simulations la structure du cyclone *Bejisa* avec une position centrale simulée proche de celle observée, même si l'œil du cyclone n'est visible dans aucune simulation. La structure des bandes spirales apparaît mieux simulée avec PCMT, notamment celle située au Sud-Est entre  $-16^\circ$  et  $-18^\circ$ , qui est à peine visible dans la simulation OPER. Elle s'étend toutefois trop à l'Est (au delà de  $58^\circ$  E). Avec PCMT, on peut noter une bande à l'Est du centre cyclonique qui, tout en étant plus étroite et plus morcelée dans l'observation, est absente de la simulation OPER. Les

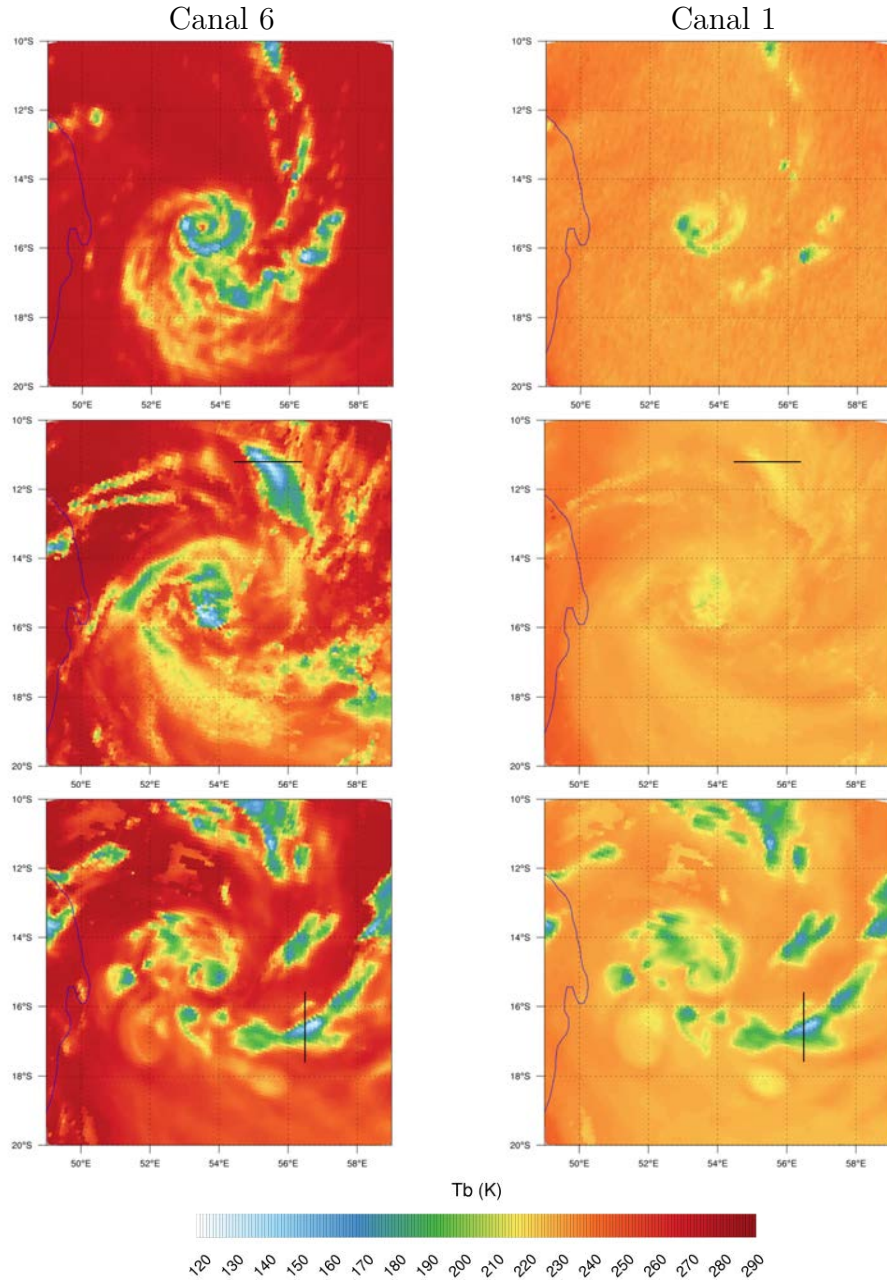


FIG. 7.8 – Températures de brillance des canaux H6 (colonne de gauche) et H1 (colonne de droite) de SAPHIR observées (1ère ligne) et simulées avec *ALADIN-Réunion* utilisant le schéma de convection de Bougeault (2ème ligne) et le schéma de convection PCMT (3ème ligne) le 31 Décembre 2013 à 18 UTC autour du cyclone tropical *Bejisa*. Les lignes noires correspondent aux localisations des coupes verticales en Figures 7.9 et 7.10.

bandes nuageuses/pluvieuses à l'Est de la position centrale sont trop intenses dans les deux simulations ainsi que celles visibles dans la partie Nord du domaine présenté.

La comparaison des températures de brillance pour le canal H1 de SAPHIR révèle une simulation très différente entre OPER et PCMT (Figure 7.8 ; colonne de droite). Alors que le canal H6 est sensible à l'intégrale des hydrométéores solides précipitants, le canal H1 est lui sensible uniquement à ceux présents dans les hautes couches de la troposphère (voir les Jacobiens présentés au chapitre 3). La simulation des  $T_b$  avec PCMT



produit beaucoup trop de valeurs inférieures à 200 K. Ces valeurs basses existent dans les observations mais uniquement proche de l'œil et dans quelques régions isolées des bandes spirales. Au contraire la simulation OPER ne génère aucune  $T_b$  inférieure à 210 K. Cette comparaison semble indiquer que le schéma PCMT produit trop d'hydrométéores solides précipitants au sommet des tours convectives alors que le schéma de Bougeault n'en produit pas assez.

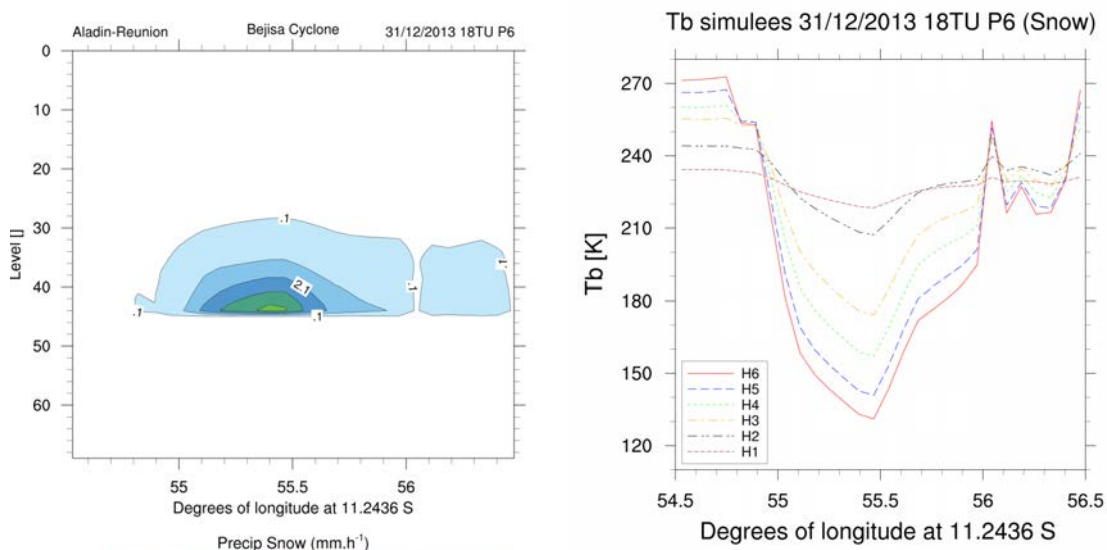


FIG. 7.9 – Coupe verticale des hydrométéores solides précipitants et températures de brillance de SAPHIR simulés par *ALADIN-Réunion* avec le schéma de Bougeault. Coupe représentée par une droite noire en Figure 7.8 (2ème ligne).

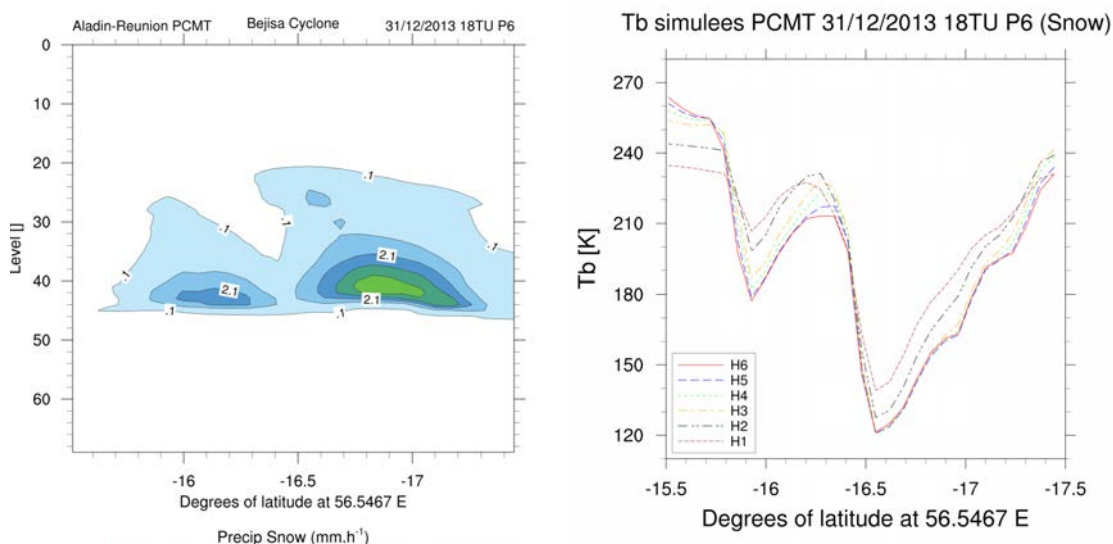


FIG. 7.10 – Coupe verticale des hydrométéores solides précipitants et températures de brillance de SAPHIR simulés par *ALADIN-Réunion* avec le schéma PCMT. Coupe représentée par une droite noire en Figure 7.8 (3ème ligne).

Les différences de comportement entre les deux schémas de convection sont confirmées par des coupes verticales représentant le flux de précipitations solides (conversion des

concentrations produites par PCMT avec une vitesse de chute de  $1.5 \text{ ms}^{-1}$ ) dans les bandes précipitantes localisées au Nord du système (Figure 7.9) avec le schéma de Bougeault et au Sud-Est (Figure 7.10) avec le schéma PCMT. L'isotherme  $0^\circ$  est localisée dans les deux simulations vers le niveau modèle 45, mais la couche de neige s'étend jusqu'au niveau 28 (200 hPa) avec OPER et atteint le niveau 20 (100 hPa) avec PCMT. Dans la zone où les précipitations sont les plus intenses vers  $55.4^\circ \text{ E}$  avec le schéma de Bougeault, on note une diminution progressive des valeurs de  $T_b$  en passant du canal H1 au canal H6 (presque 100 K de dynamique), alors qu'avec PCMT, les  $T_b$  dans la zone de précipitations solides intenses restent très faibles pour tous les canaux (dynamique de 20 K vers  $16.6^\circ \text{ S}$ ). Ce comportement du schéma PCMT n'avait pas été diagnostiqué auparavant car les comparaisons réalisées jusqu'à présent l'ont été avec des instruments infra-rouge (radiances SEVIRI) peu sensibles aux précipitations solides. Dans la mesure où le transport vertical des hydrométéores est régi par une équation pronostique ( $\omega_c$ ) qui comporte certains paramètres d'ajustement comme la trainée aérodynamique, les  $T_b$  SAPHIR pourraient être utilisées pour en trouver une valeur plus optimale. Ces premières simulations des  $T_b$  SAPHIR avec le schéma de convection PCMT et le modèle *ALADIN-Réunion* apparaissent donc extrêmement encourageantes.

#### 7.4.2 Simulation avec le modèle AROME

Un ensemble de cycles d'assimilation et de prévisions AROME a été réalisé sur une période allant du 27 Décembre 2013 à 03 UTC jusqu'au 3 Janvier 2014 à 00 UTC. Les assimilations ont été réalisées avec un système de type 3D-Var et un cyclage toutes les trois heures sur un domaine couvrant l'île de la Réunion développé à partir de la version utilisée opérationnellement sur la France (Seity et al., 2011). Le domaine considéré est présenté sur la Figure 7.11, ses conditions aux limites latérales étant forcées par des prévisions du modèle global IFS. Nous illustrons le comportement du modèle AROME sur une prévision 6 h valide le 1er Janvier 2014 à 18 UTC qui sera comparée à une prévision du modèle *ALADIN-Réunion* de la même durée pour la même échéance (avec le schéma de Bougeault). La trace au sol de l'instrument SAPHIR est montrée sur la Figure 7.12 pour la température de brillance du canal H6. Le cyclone *Bejisa* est positionné au Nord-Ouest de l'île de la Réunion avec un œil très marqué et de faibles valeurs de  $T_b$  (inférieures à 180 K) uniquement sur la région centrale du système. Le modèle *ALADIN-Réunion* simule une structure assez similaire pour la  $T_b$  du canal H6, même si dans le détail on constate une zone de  $T_b$  faibles au cœur du système et des valeurs beaucoup plus élevées (qui pourraient correspondre à l'œil simulé) juste au dessus de ce noyau de convection intense. L'intensité des bandes spirales n'est pas en bon accord avec l'observation qui présente des régions de basses  $T_b$  plutôt au Sud et l'Est de la région centrale alors que la simulation positionne ces valeurs autour de 210 K au Nord.

Comme avec le schéma PCMT, la description pronostique de la microphysique nuageuse, où il n'est même plus nécessaire de faire une séparation entre convectif et stratiforme) permet un couplage plus naturel avec le transfert radiatif RTTOV-SCATT. Toutefois, comme RTTOV-SCATT ne considère qu'une seule espèce précipitante solide, les contenus en neige  $q_s$  et en graupels  $q_g$  ont été combinés. Le chapitre 4 sur l'optimisation des propriétés radiatives pour les hydrométéores solides a montré que la réponse à 183 GHz des particules résultant d'un processus de givrage étaient assez



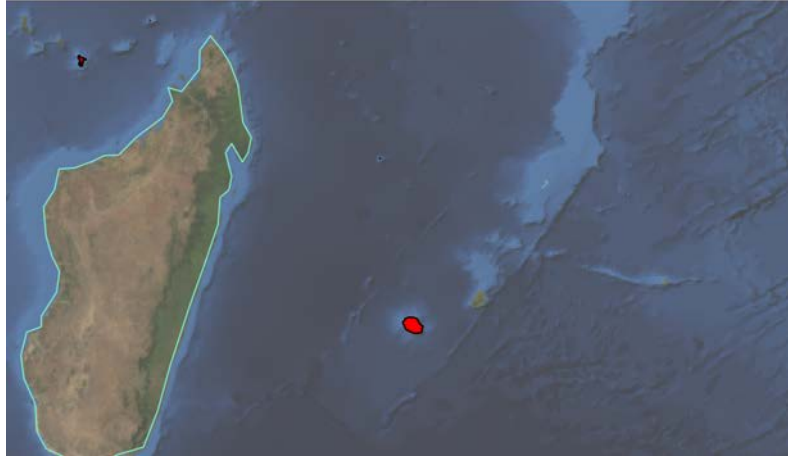


FIG. 7.11 – Domaine du modèle AROME Océan Indien choisi pour l'étude du cyclone *Bejisa*.

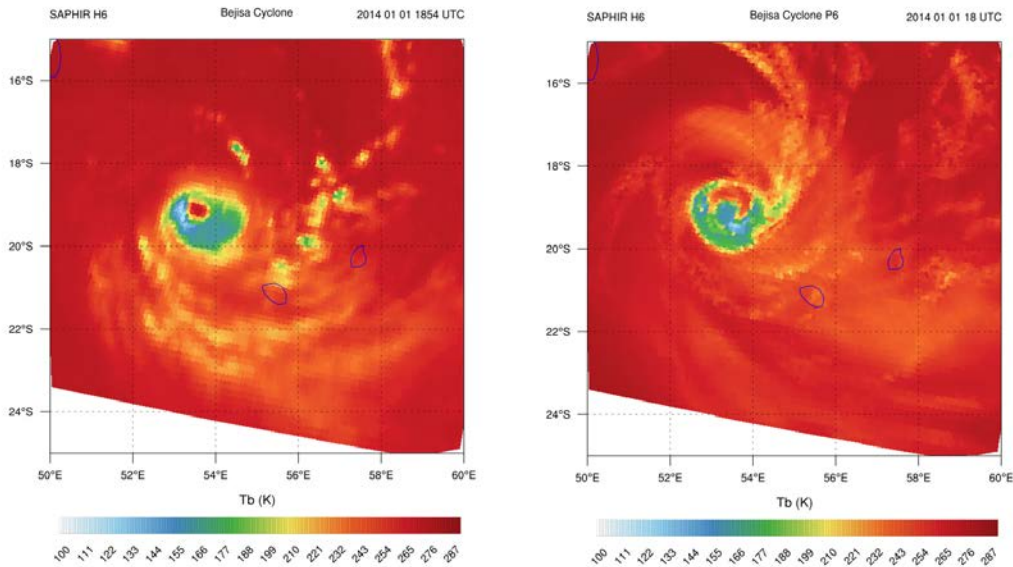


FIG. 7.12 – Températures de brillance du canal H6 de SAPHIR au voisinage du cyclone *Bejisa* observées (gauche) le 01 Janvier 2014 à 1855 UTC et simulées (droite) par une prévision 6 h du modèle *ALADIN-Réunion* avec le schéma de convection de Bougeault valide le 01 Janvier 2014 à 1800 UTC.

différentes de celles issues d'un processus de déposition de vapeur. Pouvoir distinguer une espèce précipitante supplémentaire dans RTTOV-SCATT pourrait se révéler utile à condition que la microphysique du modèle de prévision numérique les gère de manière séparée ; cette séparation pourrait même s'étendre à la grêle si elle était aussi décrite dans la modélisation atmosphérique. La simulation de la  $T_b$  du canal H6 (Figure 7.13)<sup>1</sup> indique que les valeurs sont beaucoup trop basses sur toute la zone comparée à l'observation, avec des valeurs inférieures à 150 K dans l'ensemble des régions nuageuses,

1. Les températures de brillance simulées à 2.5 km ont été moyennées sur 25 points de grille pour former des températures de brillance à une échelle comparable à la taille des pixels SAPHIR

et non pas uniquement dans la partie centrale de *Bejisa*.

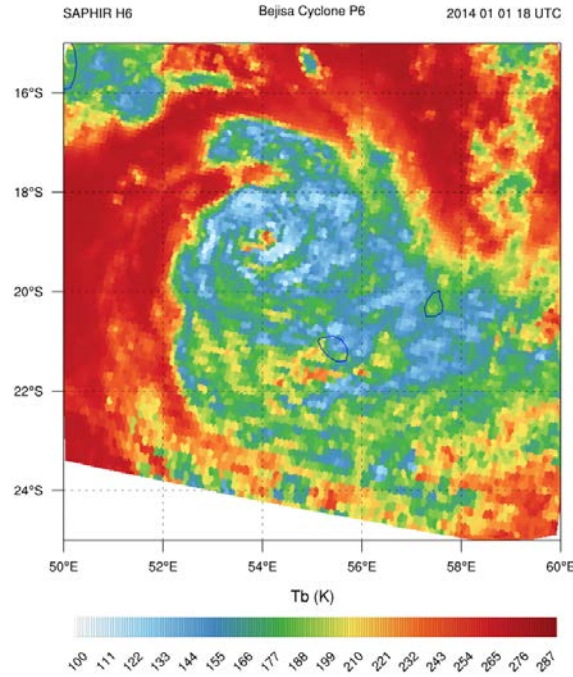


FIG. 7.13 – Simulation de la température de brillance du canal H6 de SAPHIR avec le modèle AROME autour du cyclone *Bejisa* (prévision 6 h valide le 01 Janvier 2014 à 18 UTC).

On peut cependant noter que la localisation des structures précipitantes est plus conforme aux observations par rapport à *ALADIN-Réunion*. En effet, les plus faibles valeurs au Sud de la position centrale sont mieux décrites dans AROME même si la signature dans l'espace des  $T_b$  est exagérée. De plus, AROME simule bien l'œil du cyclone dont la signature est identifiée par des valeurs de  $T_b$  supérieures à 240 K malgré une localisation géographique trop à l'Est. En séparant les deux types d'hydrométéores précipitants solides (Figure 7.14) que sont  $q_s$  et  $q_g$ , il apparaît que c'est le contenu en neige (ici considérée comme des colonnes hexagonales en bloc)  $q_s$  qui contribue à la signature du canal H6 à 183 GHz, alors que si c'était celle des graupels qui dominait, la structure des  $T_b$  serait plus conforme à celle observée. On constate en effet que près des îles de la Réunion et de Maurice, le contenu intégré pour  $q_g$  est négligeable et que le contenu intégré pour  $q_s$  bien que faible (0.1 mm) conduit à des valeurs de  $T_b$  au voisinage de 160 K (alors que les observations sont proches de 230 K). Ce résultat montre clairement que l'optimisation du type de particule solide précipitante qui a été réalisée pour *ALADIN-Réunion* n'est pas adaptée à la microphysique du modèle AROME. Le modèle AROME pouvant distinguer les graupels de la neige sèche, il serait possible (moyennant une extension du code RTTOV-SCATT) de pouvoir distinguer des propriétés radiatives différentes pour ces deux particules (le flocon en secteur pour la neige sèche et les colonnes hexagonales en bloc pour les graupels) dont nous avons vu que les réponses en terme de  $T_b$  à 183 GHz étaient très contrastées. Nous avons également constaté, en comparant le canal H1 simulé avec le schéma de Bougeault, que les

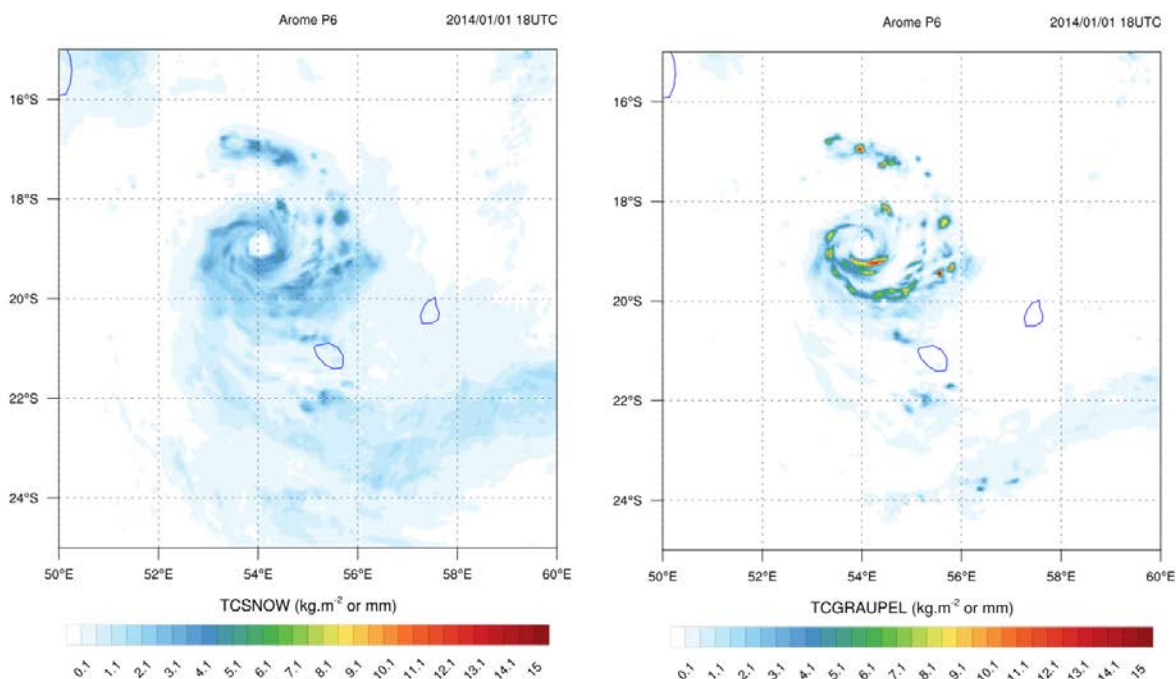


FIG. 7.14 – Contenus intégrés en neige  $q_s$  (gauche) et en graupels  $q_g$  (droite) autour du cyclone *Bejisa* simulés par le modèle AROME (prévision 6 h valide le 01 Janvier 2014 à 18 UTC).

quantités de neige étaient sous estimées dans les hautes couches de l’atmosphère avec *ALADIN-Réunion*. Ainsi, la comparaison utilisant le modèle AROME montre que le choix d’une particule très diffusante avec le modèle *ALADIN-Réunion* est probablement une manière de compenser une sous-estimation de la quantité d’hydrométéores solides précipitants. Une étude récente menée par P. Chambon (2015, communication personnelle) pour trouver la particule optimale avec le modèle AROME et le transfert radiatif RTTOV-SCATT à la fréquence 183 GHz des six canaux de SAPHIR, montre que c’est effectivement une particule moins diffusante (de type rosette à trois branches) qui permet de minimiser les différences entre températures de brillance observées et simulées.

## Conclusions du chapitre 7

Nous avons examiné la sensibilité de la simulation des températures de brillance SAPHIR effectuées avec le modèle de transfert radiatif RTTOV-SCATT, à la représentation de la convection profonde avec deux modèles de PNT : ALADIN et AROME. Pour cela nous avons choisi plusieurs dates durant le cycle de vie du cyclone *Bejisa* qui s’est développé dans l’océan Indien entre fin Décembre 2013 et début Janvier 2014 et ayant touché l’île de la Réunion. Cette étude s’inscrit dans le cadre de plusieurs développements en prévision numérique en cours d’investigation à Météo-France.

Le premier concerne un nouveau schéma de paramétrisation de la convection profonde adapté aux modèles globaux et régionaux dont la maille est comprise entre 5 et 100

km : PCMT. Ce schéma conduit à une meilleure évolution temporelle de la convection grâce à l'utilisation de nouvelles variables pronostiques pour gérer le transport (vitesse verticale dans l'updraft) et la microphysique (quatre condensats convectifs), ainsi qu'à un couplage plus simple avec le modèle de transfert radiatif (somme triviale des contributions stratiformes et convectives) évitant notamment des conversions (parfois incohérentes) entre flux de précipitations et concentrations massiques. A travers un cyclage dans le 3D-Var *ALADIN-Réunion*, nous avons montré que ce schéma permet de représenter de manière beaucoup plus réaliste le cycle de vie du cyclone *Bejisa*, à la fois pour sa position et son intensité par rapport à une version décrivant la convection profonde avec le schéma diagnostique de Bougeault (1985). La simulation des  $T_b$  SAPHIR est également plus réaliste avec le schéma PCMT, toutefois les condensats précipitants solides sont surestimés dans les couches supérieures des nuages convectifs. Cet excès pourrait résulter d'une vitesse verticale ascendante dans l'updraft excessive à ces niveaux. Certains paramètres de l'équation de vitesse verticale pourraient être réglés de manière optimale grâce aux  $T_b$  SAPHIR sensibles à ces hydrométéores.

Une seconde voie explorée a consisté à utiliser le modèle AROME (que l'on peut considérer comme une version non-hydrostatique du modèle ALADIN) dont la résolution est suffisamment fine (2.5 km) pour résoudre via la dynamique explicite les vitesses verticales dans la convection profonde. Son schéma microphysique est plus complexe que celui de Lopez (2002) utilisé dans ALADIN et ARPEGE, tout en restant un schéma à un moment (seules les concentrations en masse sont des variables pronostiques). D'une part il gère une nouvelle espèce d'hydrométéores : les graupels  $q_g$  et d'autre part les différentes conversions entre espèces glacées sont décrites avec davantage de détails. Comme pour le schéma PCMT, la gestion de condensats précipitants (au lieu de flux) simplifie le couplage et les hypothèses entre la physique des nuages du modèle de prévision numérique et les profils nécessaires à la modélisation du transfert radiatif. La simulation des  $T_b$  avec AROME et RTTOV-SCATT a montré que la particule optimale pour la diffusion trouvée pour le modèle *ALADIN-Réunion* n'est pas adaptée au modèle AROME. Plusieurs raisons expliquent cela. D'une part AROME est capable de distinguer deux hydrométéores précipitants solides que sont la neige sèche et les graupels qui ont été combinés au sein d'une même espèce dans RTTOV-SCATT qui ne considère qu'une seule espèce solide précipitante. Ainsi ce sont les propriétés diffusantes des graupels (colonne hexagonale en bloc) qui ont aussi été appliquées à la neige sèche (dominante et pour laquelle la diffusion à 183 GHz est plus faible). D'autre part, le modèle *ALADIN-Réunion* sous estime les contenus en hydrométéores solides (surestimation des  $T_b$  du canal H1). Cette sous estimation est vraisemblablement compensée par un choix de particule plus diffusante. Dans une étude indépendante, il a été montré que la particule optimale pour le modèle AROME est moins diffusante (rosette à trois branches) que celle choisie pour *ALADIN-Réunion*.

L'ensemble de ces résultats montre qu'il sera possible d'améliorer la simulation des radiances micro-ondes nuageuses/pluvieuses grâce aux évolutions planifiées des modèles de prévision numérique du temps à Météo-France. En effet, la conclusion principale de ce chapitre est qu'à travers des descriptions plus physiques des processus nuageux et précipitants dans les modèles de prévision numérique, le couplage avec la modélisation du transfert radiatif est à la fois plus simple et plus cohérent, avec des résultats de meilleure qualité, tout en notant la dépendance avec la physique considérée de certaines optimisations relatives aux propriétés diffusantes des hydrométéores. Il resterait

à évaluer l'apport d'une meilleure description de la microphysique sur l'inversion bayésienne et sur l'assimilation des profils inversés. Il est possible que l'on aboutisse ainsi à une nette amélioration de la représentation des structures cycloniques analysées, dont les limites ont été présentées dans le chapitre 6.



# Conclusion et perspectives

La prévision des phénomènes météorologiques intenses tels que les cyclones tropicaux reste un défi pour les centres de prévisions opérationnels. Plusieurs pistes d'améliorations existent, telles que le développement de modèles de prévision numérique du temps à haute résolution avec une représentation plus réaliste des nuages et de la dynamique. L'assimilation de données visant à produire des analyses de meilleure qualité et à fréquence plus élevée en provenance de nouveaux systèmes d'observations est aussi une voie de progrès pour la prévision.

L'objectif de cette thèse était d'examiner l'intérêt de nouvelles observations de télédétection spatiale fournies par le satellite franco-indien MEGHA-TROPIQUES pour améliorer la prévision des cyclones avec le modèle numérique régional de Météo-France *ALADIN-Réunion*. En effet, le satellite MEGHA-TROPIQUES lancé en Octobre 2011 avec une orbite couvrant uniquement les tropiques et avec à son bord plusieurs instruments dont le sondeur d'humidité micro-ondes SAPHIR (6 canaux dans la bande d'absorption de la vapeur d'eau à 183 GHz), a permis d'augmenter significativement le nombre d'observations dans ces régions. Plus précisément, nous avons abordé la problématique assez difficile de l'assimilation de radiances micro-ondes dans les régions nuageuses et précipitantes des régions tropicales. En effet, les radiances satellitaires sont assimilées dans les systèmes de prévision numérique opérationnels principalement dans les régions de ciel clair ou peu contaminées par les nuages. Les difficultés se situent à la fois dans la simulation directe par les modèles de radiances nuageuses/pluvieuses et dans la méthodologie pour inverser ces observations et en extraire une information pertinente sur les variables atmosphériques d'intérêt pour la prévision numérique. Le succès du CEPMMT dans cette voie nous a incité à l'explorer également à Météo-France, en l'adaptant à nos systèmes d'assimilation de données et en nous intéressant plus spécifiquement à la prévision cyclonique.

Dans une première étape, nous avons évalué la capacité du modèle *ALADIN-Réunion* à simuler les radiances du sondeur SAPHIR grâce au modèle de transfert radiatif RTTOV-SCATT adapté aux atmosphères nuageuses et précipitantes (décrivant notamment les processus de diffusion). Le modèle *ALADIN-Réunion* représente de manière assez détaillée les processus nuageux et précipitants d'échelle résolue à travers un ensemble de quatre variables pronostiques pour les condensats et une description de la microphysique. La convection non résolue est décrite de manière beaucoup plus paramétrée avec un schéma en flux de masse où les condensats nuageux sont estimés de manière diagnostique. A travers une étude de sensibilité basée sur la version linéarisée du modèle RTTOV-SCATT il est apparu qu'en présence de condensats nuageux et précipitants, les températures de brillance sont particulièrement sensibles aux précipitations solides, à travers le processus de diffusion à la fréquence 183 GHz.

La comparaison entre les radiances observées et simulées pour le cyclone *Giovanna*

(Février 2012) a montré que la capacité de la version initiale de RTTOV-SCATT à simuler des températures de brillance froides était très limitée, pointant vers une sous-estimation de la diffusion par les précipitations solides, par ailleurs soulignée par Geer and Boardo (2014). En effet, dans la version initiale de RTTOV-SCATT l'hypothèse de particules sphériques poreuses (mélange de glace et d'air) était faite pour décrire les propriétés radiatives des précipitations solides grâce à la théorie de Mie.

La diversité des particules solides précipitantes en terme de forme, de taille et de densité (neige, grésil, grêle, ...) ayant un impact direct sur les propriétés radiatives, fait que le choix particulier d'un type de particules n'est pas évident. En s'appuyant sur une base de données de propriétés radiatives pour un ensemble de 11 particules couvrant une gamme de températures, de tailles et de fréquences adaptées à notre étude (Liu, 2008), nous avons réalisé un choix optimal en nous basant sur un critère minimisant les différences entre températures de brillance simulées (à l'aide de prévisions 6 h du modèle *ALADIN-Réunion*) et observées pour les 6 canaux de SAPHIR sur une période d'un mois en Février 2012 dans l'océan Indien. Afin de sélectionner dans les observations et dans la modélisation des situations pluvieuses, nous avons choisi un critère d'occurrence de pluie basé sur des seuils de température de brillance des canaux de SAPHIR, à partir de diverses valeurs publiées dans la littérature et adaptées depuis les sondeurs AMSU-B/MHS à SAPHIR. Le choix s'est fait en colocalisant les températures de brillance SAPHIR sur une période d'un mois (Février 2012) avec une estimation des précipitations en surface déduites d'observations satellitaires (algorithme TRMM 3B40RT). C'est un critère développé par Funatsu et al. (2007) pour estimer l'occurrence des précipitations dans le bassin Méditerranéen à partir des canaux AMSU-B/MHS qui s'est révélé être le plus performant sur la base de scores probabilistes. La particule de type "colonne hexagonale en bloc" dont la densité se rapproche de celle des graupels a été choisie. Ce choix apparaît assez cohérent avec le type de particules dominant dans les systèmes convectifs tropicaux.

Cette étape franchie, nous avons choisi une méthode d'inversion permettant, à partir des différences entre températures de brillance simulées et observées, de corriger de manière optimale les profils atmosphériques des hydrométéores. Le choix s'est porté sur une inversion bayésienne pour sa simplicité et sa compatibilité avec l'assimilation 3D-Var. En effet, cette méthode peut aussi fournir des profils d'humidité spécifique qui peuvent être introduits facilement comme de nouvelles observations dans l'assimilation 3D-Var. Après l'optimisation d'un certain nombre de paramètres définissant la méthode d'inversion (comme les erreurs d'observations), la pertinence de la méthode a été prouvée en montrant que les profils inversés avec les  $T_b$  de l'instrument SAPHIR permettaient de mieux simuler les  $T_b$  de l'instrument MADRAS (d'autant plus que les fréquences se rapprochent de celles de SAPHIR). La mise en œuvre et l'évaluation de la méthode bayésienne ont été réalisées sur la situation du 31 Décembre 2011 lors de la phase d'intensification du cyclone *Benilde*.

Finalement, les profils inversés pour l'humidité spécifique ont été assimilés dans le 3D-Var d'*ALADIN-Réunion* pour une date donnée (31 Décembre 2011 à 00 UTC). Malgré un échantillonnage tous les 70 km des profils, la quantité d'observations assimilées est multipliée par un facteur quatre. La confiance accordée à ces profils fait que le poids des autres observations est rendu très faible. Si les modifications du champ de vapeur d'eau initial sont cohérentes avec les corrections imposées par l'inversion bayésienne, avec un impact positif sur la prévision des précipitations à courte échéance, les mo-



difications apportées aux champs dynamiques à travers les corrélations de la matrice **B** engendrent un affaiblissement du cyclone *Benilde* dans l'analyse et conduisent à une dégradation de sa prévision en termes de trajectoire, minimum de pression et de vent maximum. Ainsi, tout en ayant montré la faisabilité technique du couplage entre l'inversion bayésienne et le 3D-Var d'*ALADIN-Réunion* permettant donc une assimilation en deux étapes des températures de brillance SAPHIR en zones nuageuses/pluvieuses, cette méthodologie doit être améliorée pour pouvoir conduire à une amélioration de la qualité des prévisions. Ce résultat met en évidence que l'assimilation des radiances SAPHIR en régions pluvieuses est capable de corriger de façon très forte la structure d'un cyclone, ce qu'aucun autre type d'observation ne peut faire. Ce résultat est donc très prometteur.

Un dernier aspect a concerné une étude de sensibilité de la simulation des températures de brillance SAPHIR à la représentation de la convection profonde dans les modèles de prévision numérique. Il s'agit ici de commencer à préparer les évolutions planifiées des modèles de prévision numérique de Météo-France pour les régions tropicales. Nous avons tout d'abord examiné l'utilisation d'un nouveau schéma de convection dans le modèle *ALADIN-Réunion* (PCMT). Ce schéma tout en restant une paramétrisation sous-maille des nuages de convection profonde en améliore de nombreux aspects par rapport au schéma opérationnel. Sa gestion explicite et pronostique des condensats nuageux permet d'avoir une représentation de la microphysique (cohérente et symétrique avec celle utilisée dans l'environnement) et la prise en compte d'une équation d'évolution de la vitesse verticale dans les nuages convectifs, conduit à une description plus réaliste du cycle de vie des cellules convectives. Ce schéma permet un couplage plus simple avec le modèle de transfert radiatif car le concept de flux de précipitations tombant au sol en un pas de temps du modèle numérique est absent de la description de PCMT. Nous avons montré que les prévisions du cyclone *Bejisa* entre fin Décembre 2013 et début Janvier 2014 étaient considérablement améliorées avec le schéma PCMT dans *ALADIN-Réunion* et que la simulation des  $T_b$  SAPHIR était également en meilleur accord avec les observations. Il apparaît toutefois, avec ce diagnostic dans l'espace des  $T_b$ , que le schéma PCMT produit trop de précipitations solides au sommet des nuages convectifs, nécessitant un réglage de certains paramètres dans l'équation d'évolution de vitesse verticale pour l'updraft convectif. Ces résultats sont très encourageants car le schéma PCMT devrait être utilisé prochainement dans le modèle global ARPEGE de manière opérationnelle, dans lequel l'assimilation des radiances micro-ondes pluvieuses pourrait être envisagée. Pour les domaines régionaux et notamment dans les zones tropicales, les évolutions planifiées sont de remplacer les modèles ALADIN Outre-Mer par des versions du modèle AROME avec une résolution de 2.5 km au lieu de 8 km, permettant ainsi de s'affranchir d'une paramétrisation de la convection profonde. En préparation à cette transition, un ensemble d'analyses et de prévisions a été réalisé avec le système d'assimilation 3D-Var du modèle AROME (cyclage tri-horaire) au cours du cycle de vie du cyclone *Bejisa*. La microphysique explicite du modèle AROME permet un couplage assez simple avec le modèle de transfert radiatif RTTOV-SCATT. Toutefois, la richesse de cette microphysique qui distingue deux types d'hydrométéores solides précipitants (neige sèche et graupels) ne peut pas être mise à profit par RTTOV-SCATT qui ne considère qu'une espèce de précipitations solides. En conséquence, le choix optimal pour le type de particule solide précipitante (colonne hexagonale en bloc) réalisé avec le modèle *ALADIN-Réunion* conduit à trop de diffusion avec le modèle AROME.

Ce résultat montre l'absence d'un caractère universel pour le choix d'une particule solide précipitante et la nécessité de pouvoir en faire une estimation avec des prédicteurs pertinents. Il semble dans un premier temps que la séparation des hydrométéores solides en deux catégories associées au caractère stratiforme (neige) ou convectif (graupels) ou au degré de givrage des particules pourrait être une amélioration à considérer dans RTTOV-SCATT.

Concernant les évolutions de la description des nuages et des précipitations, des schémas à deux moments sont développés dans lesquels la concentration en nombre devient une variable pronostique en plus de la concentration en masse, permettant de mieux contraindre la distribution en taille des particules. Il faudra toutefois veiller à ce que cette complexité accrue soit compatible avec la description de la microphysique utilisée pour la modélisation du transfert radiatif, puisque nous avons vu précédemment l'impossibilité pour RTTOV-SCATT de distinguer les propriétés radiatives de plusieurs hydrométéores solides précipitants. En plus des évolutions concernant la physique des nuages et des précipitations dans les modèles qui conduiront à une meilleure simulation des températures de brillance en vue de leur assimilation, les systèmes d'assimilation vont eux-même évoluer vers des approches ensemblistes (Desroziers et al., 2014). Elles pourront d'une part permettre un meilleur couplage entre les corrections appliquées aux variables à analyser à travers une estimation dynamique de matrice de covariances d'erreurs de l'ébauche et d'introduire de nouvelles variables dans l'analyse, comme les contenus en hydrométéores. Soulignons, comme nous avons pu le montrer ici, que les travaux autour des opérateurs d'observations en zones nuageuses pluvieuses pour l'assimilation peuvent aussi permettre de valider les schémas de nuages dans les modèles de prévision et de mettre en évidence certains défauts systématiques. Les développements présentés pour l'assimilation des radiances micro-ondes en zones nuageuses pluvieuses pourraient avoir des applications pour les instruments micro-ondes actifs et dans le domaine infra-rouge, sachant que les sensibilités aux hydrométéores sont différentes dans les régions spectrales de ces instruments, et ce en vue d'une synergie future. Dans cette perspective, l'exploitation des données de la mission de la NASA GPM<sup>1</sup>-Core (Hou et al., 2014) lancée avec succès en Février 2014, avec à son bord un radiomètre micro-ondes GMI<sup>2</sup> et un radar bi-fréquences (Ku et Ka) DPR<sup>3</sup> serait particulièrement pertinente.

---

1. Global Precipitation Measurement  
2. GPM Microwave Imager  
3. Dual-frequency Precipitation Radar

# Références

- Auligné, T., Lorenc, A., Michel, Y., Montmerle, T., Jones, A., Hu, M., & Dudhia, J. (2011). Toward a new cloud analysis and prediction system. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 92(2), 207–210.
- Bauer, P., Lopez, P., Benedetti, A., Salmond, D., & Moreau, E. (2006a). Implementation of 1D +4D-Var assimilation of precipitation-affected microwave radiances at ECMWF. Part I : 1D Var. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 132(620), 2277–2306.
- Bauer, P., Lopez, P., Salmond, D., Benedetti, A., Saarinen, S., & Bonazzola, M. (2006b). Implementation of 1D+4D-Var assimilation of precipitation-affected microwave radiances at ECMWF. Part II : 4D-Var. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 132(620), 2307–2332.
- Bauer, P., Moreau, E., Chevallier, F., & O’keeffe, U. (2006b). Multiple-scattering microwave radiative transfer for data assimilation applications. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 132(617), 1259–1281.
- Bechtold, P., Bazile, E., Guichard, F., Mascart, P., & Richard, E. (2001). A mass-flux convection scheme for regional and global models. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 127(573), 869–886.
- Belamari, S. (2005). Report on uncertainty estimates of an optimal bulk formulation for surface turbulent fluxes. *Marine Environment and Security for the European Area-Integrated Project (MERSEA IP), Deliverable D, 4*.
- Berre, L. (2000). Estimation of synoptic and mesoscale forecast error covariances in a limited-area model. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 3693–3720.
- Beucher, F., Belamari, S., & Beau, I. (2010). *Météorologie Tropicale : des alizés au cyclone*. Météo-France.
- Bougeault, P. (1985). A simple parameterization of the large-scale effects of cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, 113(12), 2108–2121.
- Bormann, N., Geer, A., and English, S., (2012). Evaluation of the microwave ocean surface emissivity model FASTEM-5 in the IFS. *Technical Memorandum 667*, ECMWF, 18pp.
- Bougeault, P. & Lacarrère, P. (1989). Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta-scale model. *Mon. Wea. Rev.*, 117(8), 1872–1890.

- Bouteloup, Y., Seity, Y., & Bazile, E. (2011). Description of the sedimentation scheme used operationally in all Météo-France NWP models. *Tellus A*, 63(2), 300–311.
- Bouttier, F. (2004). Assimilation de données. Cours de Master OASC à l’Université Paul Sabatier.
- Brousseau, P., Berre, L., Bouttier, F. & Desroziers, G. (2011). Background-error covariances for a convective-scale data-assimilation system : AROME–France 3D-Var. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137, 409–422.
- Brousseau, P., Berre, L., Bouttier, F. & Desroziers, G. (2012). Flow-dependent background-error covariances for a convective-scale data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 138, 310–322.
- Brown, P. R. & Francis, P. N. (1995). Improved measurements of the ice water content in cirrus using a total-water probe. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 12(2), 410–414.
- 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. Wea. Rev.*, 123(2), 515–535.
- Burlaud, C., Deblonde, G., & Mahfouf, J.-F. (2007). Simulation of satellite passive-microwave observations in rainy atmospheres at the meteorological service of Canada. *IEEE Trans. Geosc. and Remote Sensing*, 45(7), 2276–2286.
- Cangialosi, J. P. & Franklin, J. L. (2013). National Hurricane Center forecast verification, updated 23 april 2014. NOAA Tech. Rep.
- Caumont, O., Ducrocq, V., Wattrelot, É., Jaubert, G., & Pradier-Vabre, S. (2010). 1D+ 3DVar assimilation of radar reflectivity data : A proof of concept. *Tellus A*, 62(2), 173–187.
- Chambon, P., Zhang, S. Q., Hou, A. Y., 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(681), 1219–1235.
- Chambon, P., Meunier, L.-F., Guillaume, F., Piriou, J.-M., Roca, R., & Mahfouf, J.-F. (2014). Investigating the impact of the water-vapour sounding observations from SA-PIR on board Megha-Tropiques for the ARPEGE global model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 141(690), 1769–1779.
- Chapnik, B., Desroziers, G., Rabier, F., & Talagrand, O. (2006). Diagnosis and tuning of observational error in a quasi-operational data assimilation setting. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 132(615), 543–565.
- Chevallier, F. & Bauer, P. (2003). Model rain and clouds over oceans : Comparison with SSM/I observations. *Mon. Wea. Rev.*, 131(7), 1240–1255.
- Courtier, P., Freydier, C., Geleyn, J., Rabier, F., & Rochas, M. (1991). The ARPEGE Project at Météo-France. In *Seminar on Numerical Methods in Atmospheric Models* (pp. 193–231). *ECMWF, Reading, England*.

- 
- 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(519), 1367–1387.
- Derber, J. & Bouttier, F. (1999). A reformulation of the background error covariance in the ECMWF global data assimilation system. *Tellus A*, 51(2), 195–221.
- Desbois, M., Capderou, M., Eymard, L., Roca, R., Viltard, N., Viollier, M., & Karouche, N. (2007). Megha-tropiques : un satellite hydrométéorologique franco-indien. *La Météorologie*, (57), 19–27.
- Desroziers, G., Camino, J.-T., & Berre, L. (2014). 4DEnVar : link with 4D state formulation of variational assimilation and different possible implementations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 140(684), 2097–2110.
- Di Michele, S., Ahlgrim, M., Forbes, R., Kulie, M., Bennartz, R., Janisková, M., & Bauer, P. (2012). Interpreting an evaluation of the ECMWF global model with CloudSat observations : ambiguities due to radar reflectivity forward operator uncertainties. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 138(669), 2047–2065.
- Doherty, A., Sreerekha, T., O’Keeffe, U., & English, S. (2007). Ice hydrometeor microphysical assumptions in radiative transfer models at AMSU-B frequencies. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 133(626), 1205–1212.
- Draine, B. T. & Flatau, P. J. (1994). Discrete-dipole approximation for scattering calculations. *The Journal of the Optical Society of America A*, 11(4), 1491–1499.
- Dupont, T., Plu, M., Caroff, P., & Faure, G. (2011). Verification of ensemble-based uncertainty circles around tropical cyclone track forecasts. *Weather and Forecasting*, 26(5), 664–676.
- Dvorak, V. F. (1975). Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from satellite imagery. *Mon. Wea. Rev.*, 103(5), 420–430.
- Errico, R. M., Bauer, P., & Mahfouf, J.-F. (2007). Issues regarding the assimilation of cloud and precipitation data. *J. Atmos. Sci.*, 64(11), 3785–3798.
- Eymard, L., Gheudin, M., Laborie, P., Sirou, F., Gac, C., Vinson, J., Franquet, S., Desbois, M., Roca, R., Scott, N., et al. (2002). The SAPHIR humidity sounder. In *MEGHA-TROPIQUES 2nd Scientific Workshop, 2-6 July 2001, Paris, France*.
- Faure, G., Westrelin, S., & Roy, D. (2008). Un nouveau modèle de prévision à Météo-France : Aladin-Réunion. *La Météorologie*, (60), 29–35.
- Ferraro, R. R. & Marks, G. F. (1995). The development of SSM/I rain-rate retrieval algorithms using ground-based radar measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 12(4), 755–770.
- Field, P. R., Heymsfield, A. J., & Bansemer, A. (2007). Snow size distribution parameterization for midlatitude and tropical ice clouds. *J. Atmos. Sci.*, 64(12), 4346–4365.
-

- Fischer, C., Montmerle, T., Auger, L., & Lacroix, B. (2006). L'assimilation opérationnelle de données régionales à Météo-France. *La Météorologie*, (54), 43–48.
- Fischer, C., Montmerle, T., Berre, L., Auger, L., & Ștefănescu, S. E. (2005). An overview of the variational assimilation in the ALADIN/France numerical weather-prediction system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 131(613), 3477–3492.
- Fisher, M. (2003). Background error covariance modelling. In *Seminar on Recent Development in Data Assimilation for Atmosphere and Ocean* (pp. 45–63). ECMWF, Reading, England.
- Fouquart, Y. & Bonnel, B. (1980). Computations of solar heating of the earth's atmosphere- a new parameterization. *Beitraege zur Physik der Atmosphaere*, 53, 35–62.
- Franklin, J. L. (2008). National Hurricane Center forecast verification, updated 21 may 2008. NOAA Tech. Rep.
- Funatsu, B., Claud, C., & Chaboureaud, J.-P. (2007). Potential of Advanced Microwave Sounding Unit to identify precipitating systems and associated upper-level features in the Mediterranean region : Case studies. *J. Geophys. Res.*, 112(D17), 2156–2202.
- Gall, R., Franklin, J., Marks, F., Rappaport, E. N., & Toepfer, F. (2013). The hurricane forecast improvement project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 94(3), 329–343.
- Garand, L., Turner, D., Larocque, M., Bates, J., Boukabara, S., Brunel, P., Chevallier, F., Deblonde, G., Engelen, R., Hollingshead, M., et al. (2001). Radiance and Jacobian intercomparison of radiative transfer models applied to HIRS and AMSU channels. *J. Geophys. Res.*, 106(D20), 24017–24031.
- Geer, A. J. & Bauer, P. (2011). Observation errors in all-sky data assimilation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137(661), 2024–2037.
- Geer, A. J., Bauer, P., & Lopez, P. (2010). Direct 4D-Var assimilation of all-sky radiances. Part II : Assessment. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 136(652), 1886–1905.
- Geer, J. & Baordo, F. (2014). Improved scattering radiative transfer for frozen hydrometeors at microwave frequencies. *Atmos. Meas. Tech.*, 7(6), 1839–1860.
- Gérard, É., & Saunders, R. W. (1999). Four-dimensional variational assimilation of special sensor microwave/imager total column water vapour in the ECMWF model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 125(560), 3077–3101.
- Goodberlet, M., Swift, C., & Wilkerson, J. (1989). Remote sensing of ocean surface winds with the Special Sensor Microwave/Imager. *J. Geophys. Res.*, 94(C10), 14547–14555.
- Gray, W. M. (1968). Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon. Wea. Rev.*, 96(10), 669–700.

- 
- 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*, 68, 28620, <http://dx.doi.org/10.3402/tellusa.v68.28620>.
- Guerbette, J., Plu, M., Barthe, C., & Mahfouf, J.-F. (2015). A numerical study of the early stages of a tropical cyclogenesis in relation to the MJO. *Hazards and Earth System Sciences Discussions*, 3, 4919–4935.
- Holland, G. J. (1983). Tropical cyclone motion : Environmental interaction plus a beta effect. *J. Atmos. Sci.*, 40(2), 328–342.
- 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.*, 110(D5).
- Hou, A. Y., Kakar, R. K., Neeck, S., Azarbarzin, A. A., Kummerow, C. D., Kojima, M., Oki, R., Nakamura, K., & Iguchi, T. (2014). The Global Precipitation Measurement Mission. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 95, 701–722.
- Hope, J. R. & Neumann, C. J. (1970). An operational technique for relating the movement of existing tropical cyclones to past tracks. *Mon. Wea. Rev.*, 98(12), 925–933.
- Huffman, G. J. (2013). IPWG Algorithm Documentation for 3B42V7.
- Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Nelkin, E. J., Wolff, D. B., Adler, R. F., Gu, G., Hong, Y., Bowman, K. P., & Stocker, E. F. (2007). The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA) : Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *J. Hydrometeorol.*, 8(1), 38–55.
- Janisková, M. (2015). Assimilation of cloud information from space-borne radar and lidar : experimental study using a 1D+4D-Var technique. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 125(560), 3077–3101.
- Jullien, S., Marchesiello, P., Menkes, C. E., Lefèvre, J., Jourdain, N. C., Samson, G., & Lengaigne, M. (2014). Ocean feedback to tropical cyclones : climatology and processes. *Clim. Dyn.*, 43(9-10), 2831–2854.
- Joseph, J. H., Wiscombe, W. J., & Weinman, J. A. (1976). The Delta-Eddington approximation for radiative flux transfer. *J. Atmos. Sci.*, 33, 2452–2459.
- Kelly, G., Bauer, P., Geer, A., Lopez, P., & Thépaut, J. (2008). Impact of SSM/I observations related to moisture, clouds, and precipitation on global NWP forecast skill. *Mon. Wea. Rev.*, 136(7), 2713–2726.
- Kessler, E. (1969). On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation. *Amer. Meteor. Soc.*, Meteorological Monograph 10, 84 pp.
- Kim, M.-J., Weinman, J., Olson, W., Chang, D.-E., Skofronick-Jackson, G., & Wang, J. (2008). A physical model to estimate snowfall over land using AMSU-B observations. *J. Geophys. Res.*, 113(D9), 2156–2202.
-

- Kleespies, T. J. & Watts, P. (2006). Comparison of simulated radiances, Jacobians and linear error analysis for the Microwave Humidity Sounder and the Advanced Microwave Sounding UnitB. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 132(621C), 3001–3010.
- Kongoli, C., Pellegrino, P., Ferraro, R. R., Grody, N. C., & Meng, H. (2003). A new snowfall detection algorithm over land using measurements from the Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU). *Geophys. Res. Lett.*, 30(14), 1756, doi :10.1029/2003GL017177.
- Kulie, M. S., Bennartz, R., Greenwald, T. J., Chen, Y., & Weng, F. (2010). Uncertainties in microwave properties of frozen precipitation : Implications for remote sensing and data assimilation. *J. Atmos. Sci.*, 67(11), 3471–3487.
- Kummerow, C., Hong, Y., Olson, W., Yang, S., Adler, R., McCollum, J., Ferraro, R., Petty, G., Shin, D.-B., & Wilhelm, T. (2001). The evolution of the Goddard Profiling Algorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive microwave sensors. *J. Appl. Meteor.*, 40(11), 1801–1820.
- Kummerow, C., Olson, W. S., & Giglio, L. (1996). A simplified scheme for obtaining precipitation and vertical hydrometeor profiles from passive microwave sensors. *IEEE Trans. Geosc. and Remote Sensing*, 34(5), 1213–1232.
- Laprise, R. (1992). The Euler equations of motion with hydrostatic pressure as an independent variable. *Mon. Wea. Rev.*, 120(1), 197–207.
- Leroux, M.-D. (2012). *Intensification rapide des cyclones tropicaux du sud-ouest de l’océan Indien : dynamique interne et influences externes*. PhD thesis, Université de la Réunion.
- Liebe, H. J. (1989). MPM—An atmospheric millimeter-wave propagation model. *International Journal of Infrared and Millimeter Waves*, 10(6), 631–650.
- Liu, G. (2008). A database of microwave single-scattering properties for nonspherical ice particles. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 89(10), 1563–1570.
- Lopez, P. (2002). Implementation and validation of a new prognostic large-scale cloud and precipitation scheme for climate and data-assimilation purposes. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 128(579), 229–257.
- Lopez, P., & Moreau, E. (2005). A convection scheme for data assimilation : Description and initial tests. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 131(606), 409–436.
- Lorenc, A. C. (1986). Analysis methods for numerical weather prediction. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 112(474), 1177–1194.
- Madden, R. A. & Julian, P. R. (1971). Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, 28(5), 702–708.
- Malardel, S. (2005). *Fondamentaux de Météorologie - A l’école du temps*. Editions Cépaduès.



- 
- Mapes, B. E. & Houze Jr, R. A. (1993). Cloud clusters and superclusters over the oceanic warm pool. *Mon. Wea. Rev.*, 121(5), 1398–1416.
- Marshall, J. S. & Palmer, W. M. K. (1948). The distribution of raindrops with size. *J. Atmos. Sci.*, 5(4), 165–166.
- Martinet, P., Fourrié, N., Guidard, V., Rabier, F., Montmerle, T., & Brunel, P. (2013). Towards the use of microphysical variables for the assimilation of cloud-affected infrared radiances. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 139(674), 1402–1416.
- Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouyssel, F., et al. (2013). The SURFEXv7. 2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of Earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development*, 6, 929–960.
- Meetoo, C. (2014). *Étude des conditions de cyclogenèse tropicale sur le sud-ouest de l’océan Indien*. PhD thesis, Université de Toulouse III Paul Sabatier.
- Michel, Y., Auligné, T., & Montmerle, T. (2011). Heterogeneous convective-scale background error covariances with the inclusion of hydrometeor variables. *Mon. Wea. Rev.*, 139(9), 2994–3015.
- Milbrandt, J. A. & Morrison, H. (2013). Prediction of graupel density in a bulk microphysics scheme. *J. Atmos. Sci.*, 70(2), 410–429.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., & Clough, S. A. (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres : RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, 102(D14), 16663–16682.
- Molteni F., Buizza, R., Palmer, T. N., and Petroliagis, T. (1996). The ECMWF Ensemble Prediction System : methodology and validation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 122, 73–119.
- Montmerle T., Lafore, J.-P., Berre, L., and Fischer, C. (2006). Limited-area model error statistics over West Africa : comparisons with midlatitude results. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 132, 213–230.
- Montmerle T., & Berre, L. (2010). Diagnosis and formulation of heterogeneous background-error covariances at the mesoscale. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 136(651), 1408–1420.
- Montroty, R., Rabier, F., Westrelin, S., Faure, G., & Viltard, N. (2008). Impact of wind bogus and cloud-and rain-affected SSM/I data on tropical cyclone analyses and forecasts. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 134(636), 1673–1699.
- Munchak, S. J. & Skofronick-Jackson, G. (2013). Evaluation of precipitation detection over various surfaces from passive microwave imagers and sounders. *Atmospheric Research*, 131, 81–94.
- Neumann, C. J. (1972). An alternate to the HURRAN (hurricane analog) tropical cyclone forecast system. *NOAA Tech. Memo.*, NWS(SR-62), 24 pp.
-

- Neumann, C. J. (1993). Global Overview. In *Global Guide to Tropical Cyclone Forecasting* (pp. Rep. TCP-31, 1.1–1.56). : G. J. Holland, Ed., World Meteorological Organization.
- Noh, Y.-J., Liu, G., Seo, E.-K., Wang, J. R., & Aonashi, K. (2006). Development of a snowfall retrieval algorithm at high microwave frequencies. *J. Geophys. Res.*, 111(D22), doi :10.1029/2005JD006826.
- Olson, W. S., Kummerow, C. D., Heymsfield, G. M., & Giglio, L. (1996). A method for combined passive-active microwave retrievals of cloud and precipitation profiles. *J. Appl. Meteor.*, 35(10), 1763–1789.
- Olson, W. S., Kummerow, C. D., Hong, Y., & Tao, W.-K. (1999). Atmospheric latent heating distributions in the tropics derived from satellite passive microwave radiometer measurements. *J. Appl. Meteor.*, 38(6), 633–664.
- Pédélaborde, P. (1957). Le tourbillon, principe général à la base de la climatologie dynamique. *Annales de Géographie* (pp. 481–498).
- Petty, G. W. (2006). *A first course in atmospheric radiation*. Sundog Publishing, Madison, Wisconsin, 472 pages.
- Pinty, J.-P., & Jabouille, P. (1998). A mixed-phase cloud parameterization for use in mesoscale non-hydrostatic model : simulations of a squall line of orographic precipitation. *Proc. Conf. on Cloud Physics, Everett, WA, USA, Amer. Meteor. Soc.*, Aug. 1999, 217–220.
- Piriou, J.-M., Redelsperger, J.-L., Geleyn, J.-F., Lafore, J.-P., & Guichard, F. (2007). An approach for convective parameterization with memory : separating microphysics and transport in grid-scale equations. *J. Atmos. Sci.*, 64(11), 4127–4139.
- Planck, M. (1901). On the law of distribution of energy in the normal spectrum. *Annalen der Physik*, 4(553).
- Plu, M. (2008). *Représentation numérique et mathématique des structures météorologiques cohérentes d'échelle synoptique*. PhD thesis, Université de Toulouse III - Paul Sabatier, France.
- Qiu, S., Pellegrino, P., Ferraro, R., & Zhao, L. (2005). The improved AMSU rain-rate algorithm and its evaluation for a cool season event in the western United States. *Weather and Forecasting*, 20(5), 761–774.
- Ricard, D., Lac, C., Riette, S., Lagrand, R., & Mary, A. (2013). Kinetic energy spectra characteristics of two convection-permitting limited-area models AROME and Meso-NH. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 139, 1327–1341.
- Roca, R., Brogniez, H., Chambon, P., Chomette, O., Cloché, S., Gosset, M. E., 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.
- Rogers, R. & Coauthors (2013). NOAA's hurricane intensity forecasting experiment : A progress report. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 94, 859–882.

- 
- 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. Wea. Rev.*, 139(3), 976–991.
- Smith, R. (1990). A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 116(492), 435–460.
- Staelin, D. H., & Chen, F. W. (2000). Precipitation observations near 54 and 183 GHz using the NOAA-15 satellite. *IEEE Trans. Geosc. and Remote Sensing*, 38(5), 2322–2332.
- Testud, J., Oury, S., Black, R. A., Amayenc, P., & Dou, X. (2001). The concept of "normalized" distribution to describe raindrop spectra : a tool for cloud physics and cloud remote sensing. *J. Appl. Meteor.*, 40, 1118–1140.
- Tompkins, A. M., & Janisková, M. (2004). A cloud scheme for data assimilation : Description and initial tests. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 130(602), 2495–2517.
- Toth, Z., & Kalnay, E. (1993). Ensemble forecasting the NMC : the generation of perturbations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 74, 2317–2330.
- Velden, C. (1993). The relationship between tropical cyclone motion, intensity and the vertical extent of the environmental steering layer in the atlantic basin. In *Preprints, 20th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology* : San Antonio, TX, Amer. Meteor. Soc., 30–34.
- 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. Wea. Rev.*, 142(5), 1852–1873.
- Weinman, J. & Davies, R. (1978). Thermal microwave radiances from horizontally finite clouds of hydrometeors. *J. Geophys. Res.*, 83(C6), 3099–3107.
- Zhang, C. (2005). Madden-Julian Oscillation. *Reviews of Geophysics*, 43(2).

# Glossaire

**3D-Var** Assimilation VARIationnelle TRIdimensionnelle

## -A-

**AIRS** Atmospheric InfraRed Sounder

**ALADIN** Aire Limitée Adaptation dynamique

Développement InterNational

**AMSR-E** Advanced Microwave Scanning Radiometer

Earth Observing System

**AMSU** Advanced Microwave Sounding Unit

**AROME** Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Meso-Echelle

**ARPEGE** Action de Recherche Petite Échelle Grande Échelle

**ASCAT** Advanced SCATterometer

**ATMS** Advanced Technology Microwave Sounder

## -C-

**CAPE** Convective Available Potential Energie

**CEPMET** Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme

**CLIPER** CLImatology and PERsistence

**COMS** Communication, Ocean and Meteorological Satellite

**CMRS** Centre Météorologique Régional Spécialisé

**CNES** Centre National d'Etude Spatiale

**CNRS** Centre National de la Recherche Scientifique

**CNRM** Centre National de Recherches Météorologiques

**CrIS** Cross-track Infrared Sounder

## -D-

**DDA** Discrete-Dipole Approximation

**DFS** Degree of Freedom for Signal

**DMSP** Defense Meteorological Satellite Program

---

**-E-**

<b>ECUME</b>	Exchange Coefficients from Unified Multi-campaigns Estimates
<b>ESA</b>	European Space Agency
<b>ETS</b>	Equitable Threat Score
<b>EUMETSAT</b>	EUropean organisation for the exploitation METerological SATellites

**-F-**

<b>FAR</b>	False Alarm Ratio
<b>FBI</b>	Frequency Bias Index

**-G-**

<b>GAME</b>	Groupe d'étude de l'Atmosphère MEtéorologique
<b>GFDL</b>	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
<b>GFS</b>	Global Forecast System
<b>GMAP</b>	Groupe de Modélisation et d'Assimilation pour la Prévision
<b>GMI</b>	GPM Microwave Imager
<b>GOES</b>	Geostationary Operational Environmental Satellite
<b>GPM</b>	Global Precipitation Measurement
<b>GPROF</b>	Goddard PROFiling

**-H-**

<b>HFIP</b>	Hurricane Forecast Improvement Project
<b>HIRS</b>	High resolution Infrared Radiation Sounder
<b>HURRAN</b>	HURRricane ANalog

**-I-**

<b>IASI</b>	Infrared Atmospheric Sounding Interferometer
<b>IFS</b>	Integrated Forecasting System
<b>INSAT</b>	Indian National SATellite
<b>IODC</b>	Indian Ocean Data Coverage
<b>IR</b>	InfraRed
<b>ISRO</b>	Indian Space Research Organisation

**-J-**

<b>JMA</b>	Japan Meteorological Agency
<b>JAXA</b>	Japan Aerospace Exploration Agency

**-L-**

<b>LACy</b>	Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones
-------------	---

**-M-**

<b>MADRAS</b>	Microwave Analysis and Detection of Rain and Atmospheric Structures
<b>MCS</b>	Mesoscale Convective System
<b>MetOp</b>	Meteorological Operational
<b>MHS</b>	Microwave Humidity Sounder
<b>MJO</b>	Madden-Julian Oscillation
<b>MPM</b>	Millimeter-wave Propagation Model
<b>MTSAT</b>	Multi-functional Transport SATellite
<b>MVIRI</b>	METEOSAT Visible and Infrared Imager
<b>MW</b>	MicroWave

**-N-**

<b>NASA</b>	National Aeronautics and Space Administration
<b>NCEP</b>	National Centers for Environmental Prediction
<b>NE<math>\Delta</math>T</b>	Noise Equivalent Delta Temperature
<b>NESDIS</b>	National Environmental Satellite, Data, and Information Service
<b>NHC</b>	National Hurricane Center
<b>NOAA</b>	National Oceanic and Atmospheric Administration

**-O-**

<b>OMM</b>	Organisation Météorologique Mondiale
<b>OSTIA</b>	Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis

**-P-**

<b>PCMT</b>	Pronostic Cloud Microphysics and Transport
<b>PDF</b>	Fonction de densité de probabilité
<b>POD</b>	Probability Of Detection
<b>PNT</b>	Prévision Numérique du Temps

---

**-R-**

<b>RMS</b>	Root Mean Square
<b>RRTM</b>	Rapid Radiative Transfer Model
<b>RTTOV</b>	Radiative Transfer for TOVS

**-S-**

<b>SAF</b>	Satellite Application Facility
<b>SAPHIR</b>	Sondeur Atmosphérique du Profil d'Humidité Intertropicale par Radiométrie
<b>SCATT</b>	SCATTering
<b>SEVIRI</b>	Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager
<b>SHIFOR</b>	Statistical Hurricane Intensity FORecast
<b>SOOI</b>	Sud Ouest Océan Indien
<b>SST</b>	Sea Surface Temperature
<b>Suomi-NPP</b>	Suomi National Polar-orbiting Partnership
<b>SURFEX</b>	SURFace EXternalisée
<b>SSMI</b>	Special Sensor Microwave Imager
<b>SSMI/S</b>	Special Sensor Microwave Imager/Sounder

**-T-**

<b>TCWV</b>	Total Column Water Vapour
<b>TIROS</b>	Television InfraRed Observing System
<b>TKE</b>	Turbulence Kinetic Energy
<b>TMI</b>	TRMM Microwave Imager
<b>TMPA</b>	TRMM Multisatellite Precipitation Analysis
<b>TOVS</b>	TIROS Operational Vertical Sounder
<b>TRMM</b>	Tropical Rainfall Measuring Mission

**-Z-**

<b>ZCIT</b>	Zone de Convergence InterTropicale
-------------	------------------------------------





---

## **Annexe 1**

Copie de l'article publié dans la revue  
*Natural Hazards and Earth System  
Sciences Discussions*

This discussion paper is/has been under review for the journal Natural Hazards and Earth System Sciences (NHESS). Please refer to the corresponding final paper in NHESS if available.

# A numerical study of the early stages of a tropical cyclogenesis in relation to the MJO

J. Guerbette<sup>1,2</sup>, M. Plu<sup>1,2</sup>, C. Barthe<sup>1</sup>, and J.-F. Mahfour<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones, Unité Mixte CNRS/Météo-France/Université de La Réunion, La Réunion, France

<sup>2</sup>CNRM-GAME, Météo-France/CNRS, Toulouse, France

Received: 1 July 2015 – Accepted: 2 August 2015 – Published: 19 August 2015

Correspondence to: J. Guerbette (jeremy.guerbette@meteo.fr)

Published by Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union.

4919

## Abstract

The role of an active phase of the Madden–Julian Oscillation (MJO) on the evolution of a mesoscale convective systems (MCS) leading to a tropical depression is investigated in the South-West Indian Ocean during the Dynamics of the Madden–Julian Oscillation (DYNAMO) field experiment, with a numerical limited-area atmospheric model. A mesoscale vortex is followed in the low-troposphere from the initiation of the active MJO phase. It is shown that the interaction of the vortex with the Equatorial jet associated with the MJO plays an important role on the vortex development. As the vortex encounters the southern part of the low-level jet, it undergoes intensification that is explained by the barotropic conversion of kinetic energy from the low-level jet to the vortex.

## 1 Introduction

Tropical cyclogenesis remains a worldwide scientific challenge that is important for forecasting applications on many time ranges: for daily forecasts, seasonal forecasts and climate projections. Necessary environmental ingredients for cyclogenesis have been known since the work of Gray (1968). Under such conditions, some of the mesoscale convective systems (MCS) that evolve for several days may develop, interact, or merge (Ritchie and Holland, 1997) and eventually lead to cyclone formation (Simpson et al., 1997). The sufficient conditions for cyclogenesis are still an open scientific question, and they should be looked for in the synoptic-scale environment and in the life cycle and structure of the MCS (Kerns and Chen, 2013).

Many studies have been arguing that the early stage of cyclone formation is stochastic to some extent, but the large-scale environment of the MCS may also determine the organisation of convection (Ooyama, 1982; Simpson et al., 1997; Tory et al., 2007) and favour cyclogenesis or not. Studying the development of MCS in relation to their environment is thus critical to understand and to forecast cyclogenesis and also to assess

4920

the predictability of cyclogenesis. For instance, in the North Atlantic ocean, easterly waves over North Africa play a critical role on the development of MCS and on cyclogenesis by vortex initiation (Sall et al., 2006; Arnault and Roux, 2010). In other ocean basins, synoptic-scale environments are different and their interaction with MCS should take other paths.

The South-West Indian Ocean is the third most active cyclone basin of the world, with more than 10 tropical storms on average per year (Neumann, 1993). However few studies have addressed the role of environmental conditions on cyclogenesis in this basin. Bessafi and Wheeler (2006) studied the link between large-scale equatorial waves and cyclogenesis. They revealed that active phases of the Madden–Julian Oscillation (MJO, Madden and Julian, 1994) are favourable to cyclogenesis. The recent statistical study of Duvel (2015) emphasized that the initiation of cyclones during a MJO active phase is favoured by unstable meridional shear. The present study aims at studying the early stages of a cyclogenesis in the South-West Indian Ocean during an active phase of MJO and at identifying the role of the synoptic environment on a MCS formation that leads later to a tropical cyclone. To this end, a particular MCS development observed during the Dynamics of the Madden–Julian Oscillation (DYNAMO) field experiment is considered, and is studied with a numerical limited-area atmospheric model. The boundary conditions of the simulation benefit from additional atmospheric observations made during DYNAMO.

The article is organized as follows. The case study and the numerical model are presented in Sect. 2. Section 3 details the evolution of the simulated MCS and of its environment, before undertaking an energetic budget analysis of the interaction of the MCS with its environment in Sect. 4. The main findings are summarized in a brief conclusion.

4921

## 2 The case study and numerical simulations

The tropical cyclone Regional Specialized Meteorological Centre (RSMC) of La Réunion monitored the second tropical depression of the cyclone season from the 3 to the 14 December 2011. The environmental conditions of the pre-formation were typical of cyclogenesis of the early season in the South-West Indian Ocean. Infrared images from geostationary satellite MeteoSat 7 (not shown) reveal that large-scale convection developed from the 21 November around the Equator during the initiation of an MJO active phase in the Indian Ocean (MJO analysis available at <http://www.bom.gov.au/climate/mjo/graphics/rmm.74toRealtime.txt>). This large-scale convective event lasted several days during the DYNAMO experiment (Zuluaga and Houze, 2013). Dedicated observations during the experiment were collected in near-real time and assimilated in numerical weather prediction models. As a consequence, the operational Integrated Forecast System (IFS) from the European Centre for Medium-Range Meteorological Forecasts (ECMWF) assimilated supplementary radiosonde measurements at four stations (the corners of the red polygon on Fig. 1) at least four times per day. Images from Meteosat 7 show that the cyclone separates from the large-scale convection environment from the 30 November, around latitude 10° S and longitude 75° E. In order to study the role of the MJO active phase on the formation of the cyclone, a simulation was run with the Meso-NH numerical model (Lafore et al., 1998) between 20 and 30 November 2011, with initial and lateral boundary conditions taken from ECMWF operational analyses.

The case study was simulated with a version of Meso-NH having a horizontal grid spacing of 8 km. The vertical grid has 70 levels up to 27 km with spacing from 40 m (bottom) up to 600 m (top). A sponge layer was applied from 23 to 27 km in order to dampen the upward-propagating gravity waves generated by convection. The domain covered the DYNAMO region with an area of about 2400 km × 1600 km as shown in Fig. 1. The time step for advection was 16 s. The physical parametrizations included the representation of turbulence following the turbulent energy closure of Bougeault and Lacarrère

4922

(1989). Sub-grid moist convection was described with a mass-flux scheme (Bechtold et al., 2001). Resolved clouds evolved following the mixed-phase microphysical description of Pinty and Jabouille (1998) including a subgrid cloudiness diagnostic of Chaboureau and Bechtold (2005). The radiative transfer processes were accounted for with the ECMWF longwave and shortwave schemes (Gregory et al., 2000). The sea-surface temperature is imposed from ECMWF analyses and turbulent surface fluxes over oceans are diagnosed using the ECUME scheme (Belamari and Pirani, 2007).

In order to locate the origin of the depression, vortex tracking has been performed on the Meso-NH outputs every 3 h at 850 hPa from the 3 December backward in time. On the 3 December 18:00 UTC, the vortex centre is given by RSMC La Réunion best-track. At previous times, the vortex centre is identified as the closest vorticity relative minimum which value is below  $-0.5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$  (the vorticity in a cyclone is negative in the Southern Hemisphere). This procedure that has been applied recursively allows to follow the vortex back until the 21 November (Fig. 1), corresponding to the MJO initiation. The vortex track moves towards the North-West and then to the North-East until the 23 November. At this time, the vortex enters rapidly the DYNAMO domain (red box in Fig. 1) by its west side. From 24 to 29 November, the vortex stays in the DYNAMO domain with a slow displacement. On the 30 November, the vortex goes out of the DYNAMO domain toward the south before being monitored by RSMC La Réunion. During its lifetime, the vortex is associated with various phases of intense convection, that are captured by the Meso-NH simulation. Meteosat infrared images confirm the existence of several isolated MCS in the domain of interest.

A validation of the simulated evolution of the vortex may be done using surface ocean winds from the OSCAT scatterometer. The 10 m wind simulated by Meso-NH and observed from OSCAT data (Purna et al., 2014) are compared in Fig. 2. Meso-NH produces a maximum 10 m wind speed of  $26 \text{ ms}^{-1}$  centred at ( $3^\circ \text{ S}$ ;  $76^\circ \text{ E}$ ) the 28 November 2011 at 18:00 UTC (Fig. 2a). At that particular time, the OSCAT scatterometer measured a maximum surface wind speed of  $24 \text{ ms}^{-1}$  centred at ( $6^\circ \text{ S}$ ;  $76^\circ \text{ E}$ ) (Fig. 2b). This confirms that the intensity is well simulated even if the vortex centre is

4923

located  $\sim 300 \text{ km}$  too north in the simulation. Since no OSCAT swath is available before this time over the vortex centre, the validation of the whole predicted track between the 20 and 29 November is not possible.

### 3 Evolution of the MCS and of its environment in the simulation

From the Meso-NH numerical simulation, the evolution of the vortex strength can be described. Figure 3 shows the evolution of the maximum simulated vorticity between the 23 November and the 30 November at 4 levels: 850, 700, 500 and 200 hPa. The vortex centre is known from the tracking at 850 hPa described in Sect. 2. Upper level vorticity values are obtained at the locations straight up to the vortex centre at 850 hPa, which are close to the vortex centres at the upper levels when they exist.

The strength of the vortex at 850 hPa evolves with time, with successive phases of intensification and weakening. The values of vorticity at 700 hPa are close to and well correlated to the ones at 850 hPa, revealing that the vortex structure remains at least as up as 700 hPa during all the period. On the contrary, vorticity values at 500 and 200 hPa are not well correlated to the vortex strength at lower levels and they remain generally weaker. Three phases of vortex intensification at low levels have been identified, revealing different behaviours across the vertical levels:

- a phase of moderate intensification that begins on the 23, at 850, 700 hPa and to a less extent at 500 hPa, followed by a rapid increase at all levels on the 24, around 12:00 UTC, which is consistent with a convective burst of the MCS,
- a short phase of moderate intensification around the 25, that is present up to 700 hPa, and also at 500 hPa to some extent,
- a long phase of slow intensification at all levels from the 27 until the 29.

Keeping in view that convection and diabatic processes could be important in the vortex intensification, the role of the environment on the evolution of the MCS intensity is

4924

investigated. An active phase of the MJO is associated with a large-scale easterly jet in the low-troposphere that propagates slowly towards the East (Madden and Julian, 1994). The MJO remains generally active in the Indian Ocean during a time-period of 10 days. It is thus relevant to investigate the role of this low-level jet on the vortex intensification. To conduct such an analysis, each model variable  $\varepsilon$  at time  $t$  is split into an environment value plus an anomaly part:

$$\varepsilon(t) = \bar{\varepsilon}(t) + \varepsilon'(t) \quad (1)$$

where  $\varepsilon(t)$  is an average-state solution of the model computed over 10 days centred at instant  $t$  and  $\varepsilon'$  is the residual perturbation field. A 10 day low-pass filter has been chosen for the environment in order to have the best representation of the equatorial jet structure associated with the MJO. Figure 4 shows the extension of the low-frequency jet at 850 hPa, showing the most intense horizontal gradients of the jet, where interaction may be favoured, around the latitudes 4 to 6° S. The MCS vortex evolves around these latitudes during two periods (Fig. 1): the first one during the 24 November, and the second one during the 27th. It is worth noting that these periods also correspond to two of the phases of intensification identified in Fig. 3. Figure 4 focuses on the evolution of the vortex with the jet during the first period of interaction, as it evolves southward out of the low-level jet, in the area where the horizontal wind gradient is the strongest. However, further diagnostics are needed to understand the interaction of the MCS with the jet.

#### 4 Energetics of the low-level cyclone

The jet–vortex interactions are examined more precisely through an energy budget analysis. Although initially developed for the large-scale circulation under the adiabatic assumption, the Lorenz (1955) cycle proved to be useful to understand environment-anomaly interactions in a large range of contexts (Arbogast, 2004). It has been indeed

4925

applied to study the intensification of African Easterly Waves and the possible subsequent cyclogenesis over North Atlantic in relation to their environment (Norquist et al., 1997; Hsieh and Cook, 2007). For a similar purpose, Arnault and Roux (2010) used such an approach on the outputs of a mesoscale numerical simulation.

The energetics analysis decomposes atmospheric fields into an anomaly and an environment components as described in Sect. 3. We focus on the diagnosis of kinetic energy within a  $2^\circ \times 2^\circ$  box (Fig. 4) around the MCS vortex centre at 850 hPa. The evolution equation of the kinetic energy of the perturbation  $K'$  can be written as:

$$\frac{dK'}{dt} = \frac{1}{2} \frac{du'^2}{dt} = C_B + C_I + A_x \quad (2)$$

where

$$C_B = -K' \left( \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) - \left( \frac{u'^2 - v'^2}{2} \right) \left( \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} - \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) - u'v' \left( \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \right) \quad (3)$$

is the barotropic conversion (Lorenz, 1955), which represents the transfer of kinetic energy from the environment (i.e. the large-scale jet) towards the kinetic energy of the perturbation (i.e. the box around the vortex at 850 hPa), and

$$C_I = -\frac{R}{T} T' \omega' \quad (4)$$

is the internal conversion, which represents the transfer of potential energy of the perturbation towards kinetic energy. The term  $A_x$  is not computed here: it accounts for geopotential fluxes, diabatic terms and fluxes at the box boundaries (Arbogast, 2004). Since it can reach quite large values, it will not be possible to close the budget.

To understand the vortex energetics at 850 hPa, the vorticity and various terms of Eq. (2) (except  $A_x$ ) are examined at that level (Fig. 5). The time periods when the vortex encounters the southern part of the jet, on the 24 and on the 27 November, are highlighted (shaded grey areas in Fig. 5). These time periods of vortex intensification are

4926

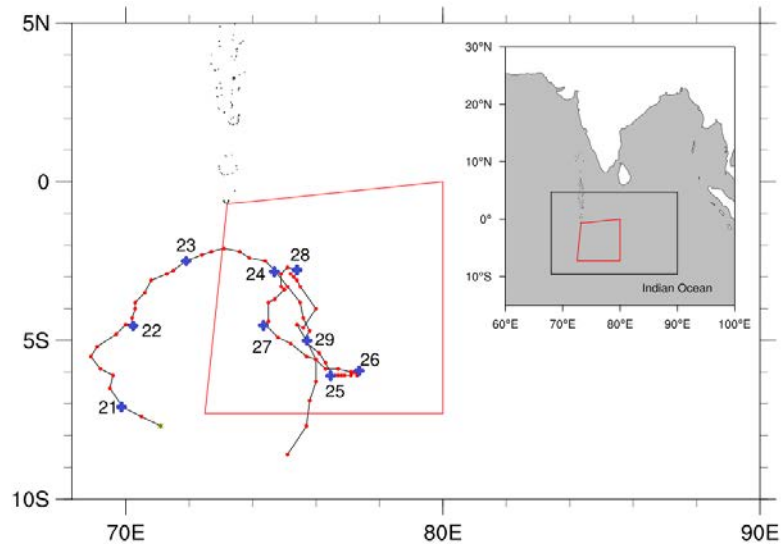


- Chaboureaud, J. P. and Bechtold, P.: Statistical representation of clouds in a regional model and the impact on the diurnal cycle of convection during Tropical Convection, Cirrus and Nitrogen Oxides (TROCCINOX), *J. Geophys. Res.*, 110, D17103, doi:10.1029/2004JD005645, 2005.
- Duvel, J.-P.: Initiation and intensification of tropical depressions over the Southern Indian Ocean: influence of the MJO, *Mon. Weather Rev.*, 143, 2170–2191, 2015.
- Gray, M. W.: Global view of the origin of tropical disturbances and storms, *Mon. Weather Rev.*, 96, 669–700, 1968.
- Gregory, D., Morcrette, J. J., Jakob, C., Beljaars, A. C. M., and Stockdale, T.: Revision of convection, radiation and cloud schemes in the ECMWF Integrated Forecasting System, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126, 1685–1710, doi:10.1256/smsqj.56607, 2000.
- Hsieh, J.-S. and Cook, K. H.: A study of the energetics of African easterly waves using a regional climate model, *J. Atmos. Sci.*, 64, 421–440, 2007.
- Kerns, B. W. and Shuyi, S. C.: Cloud Clusters and Tropical Cyclogenesis: developing and non-developing systems and their large-scale environment, *Mon. Weather Rev.*, 141, 192–210, 2013.
- Lafore, J. P., Stein, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron, J., Fischer, C., Hérelil, P., Mascart, P., Masson, V., Pinty, J. P., Redelsperger, J. L., Richard, E., and Vilà-Guerau de Arellano, J.: The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I: adiabatic formulation and control simulations, *Ann. Geophys.*, 16, 90–109, doi:10.1007/s00585-997-0090-6, 1998.
- Lorenz, E. N.: Available potential energy and the maintenance of the general circulation, *Tellus*, 7, 157–167, 1955.
- Madden, R. and Julian, P. R.: Observations of the 40–50 day tropical oscillation – a review, *Mon. Weather Rev.*, 122, 814–837, 1994.
- Neumann, C. J.: Global guidance to tropical cyclone forecasting, Chapter 1: global overview, WMO Tropical Cyclone Program, Report TCP-31. 43 p., 1993.
- Norquist, D. C., Recker, E. E., and Reed, R. J.: The energetics of African wave disturbances as observed during phase III of GATE, *Mon. Weather Rev.*, 105, 334–342, 1977.
- Ooyama, K. V.: Conceptual evolution of the theory and modelling of the tropical cyclone, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 60, 369–380, 1982.
- Pinty, J. P. and Jabouille, P.: A mixed-phase cloud parametrization for use in mesoscale non-hydrostatic model: simulations of a squall line and of orographic precipitations, *Proceedings of the AMS Conference on Cloud Physics*, Everett, WA, USA, August 1999, American Meteorological Society, Boston, 217–220, 1998.

4929

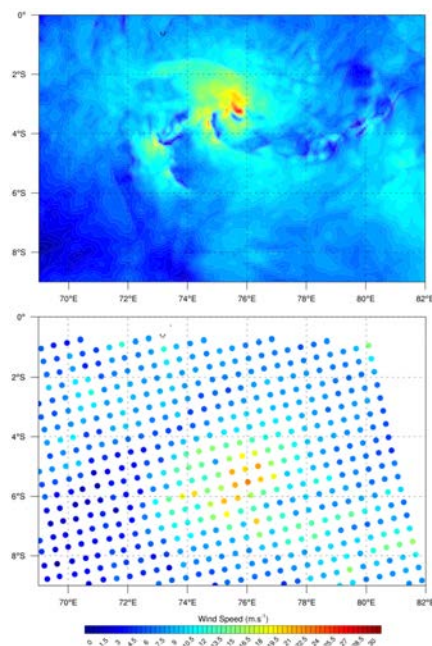
- Purna Chand, C., Rao, M. V., Ramana, I. V., Ali, M. M., Patoux, J., and Bourassa, M. A.: Estimation of sea level pressure fields during Cyclone Nilam from Oceansat-2 scatterometer winds, *Atmos. Sci. Letter*, 15, 65–71, doi:10.1002/asl2.473, 2014.
- Ritchie, E. and Holland, G. J.: Scale interaction during the formation of typhoon Irving, *Mon. Weather Rev.*, 125, 1377–1396, 1997.
- Sall, S. M., Sauvageot, H., Gaye, A., Viltard, A., and de Félice, P.: A cyclogenesis index for tropical Atlantic off the African coast, *Atmos. Res.*, 79, 123–147, 2006.
- Simpson, J., Ritchie, E., Holland, G. J., Halverson, J., and Stewart, S.: Mesoscale interactions in tropical cyclone genesis, *Mon. Weather Rev.*, 125, 2643–2661, 1997.
- Tory, K. J., Davidson, N. E., and Montgomery, M. T.: Prediction and diagnosis of tropical cyclone formation in an NWP system, Part III: Diagnosis of developing and nondeveloping storms, *J. Atmos. Sci.*, 64, 3195–3213, 2007.
- Zuluaga, M. D. and Houze, R. A.: Evolution of the population of precipitating convective systems over the equatorial Indian Ocean in active phases of the Madden–Julian oscillation, *J. Atmos. Sci.*, 70, 2713–2725, 2013.

4930



**Figure 1.** Evolution of the position of the vortex centre of a MCS simulated by Meso-NH from 21 to 29 November 2011 every 3 h (red dots linked by the black curve). The corners of the red quadrangle are the stations from which supplementary radiosondes were launched during the DYNAMO experiment. The domain of the Meso-NH simulation is displayed as a black rectangle in the upper-right panel.

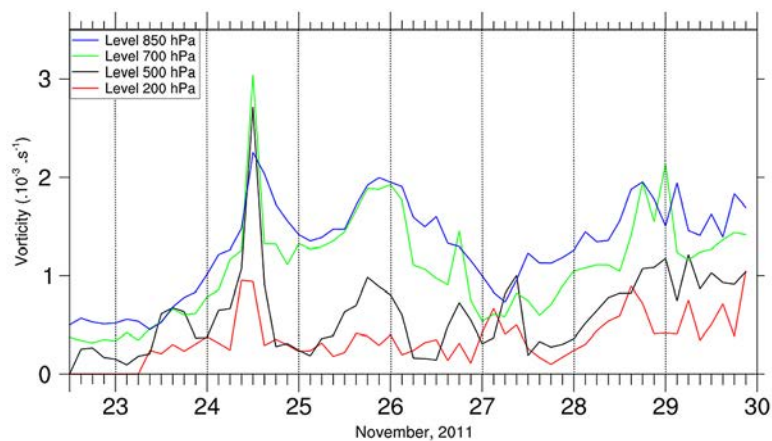
4931



**Figure 2.** 10 m wind speed simulated by meso-NH (top) and observed by scatterometer OSCAT (bottom) on the 28 November 2011 at 18:00 UTC.

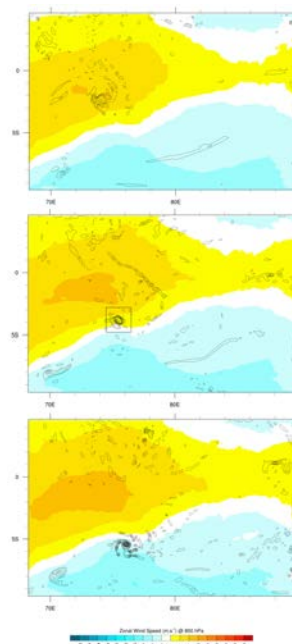
4932





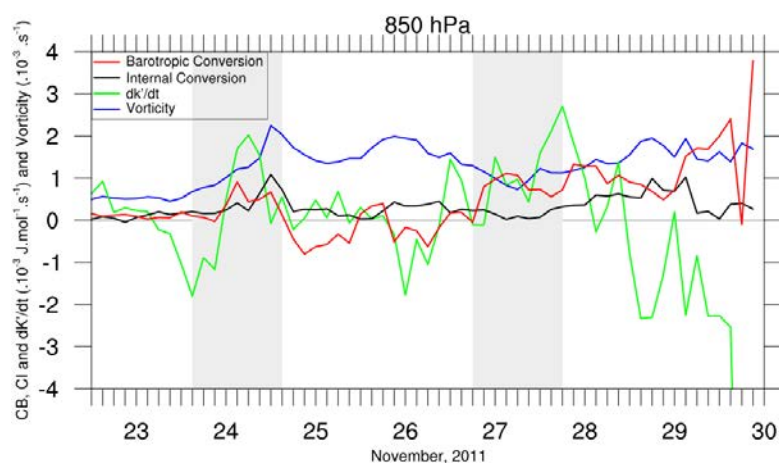
**Figure 3.** Evolution of the maximum of the absolute value of vorticity of the vortex identified in Fig. 1 at 4 levels: 850, 700, 500 and 200 hPa between the 23 November at 12:00 UTC and the 30 November 2011 at 00:00 UTC.

4933



**Figure 4.** 10 day mean of zonal wind (colors;  $> 0 \text{ ms}^{-1}$ : toward east) and relative vorticity anomaly (black contours, isolines  $1.10^{-4} \text{ s}^{-1}$ , shown only below  $-1.10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) at 850 hPa on 23 November at 15:00 UTC (top), 24 November at 03:00 UTC (middle) and 24 November at 15:00 UTC (bottom) simulated by the Meso-NH model. The black square ( $2^\circ \times 2^\circ$ ) is the one used for energetic budget; it is located at each instant around the vortex centre.

4934



**Figure 5.** Time evolution of absolute value of vorticity (blue line), tendency of the kinetic energy of the perturbation  $K'$  (green line), internal (black line) and barotropic conversion (red line) of the perturbation in a  $2^\circ$ -side box centred on the vortex centre at 850 hPa during 7 days in November 2011. The grey boxes represent the periods when the vortex is embedded in the southern part of the large-scale jet.

# Table des figures

1	Domaine <i>ALADIN-Réunion</i> avec le champ de prévision 6h de température à 2m pour le 15 janvier 2012 à 00UTC. Visualisation au sein d'un domaine plus large sur la carte en haut à droite (matérialisé par le rectangle rouge). .	3
1.1	Coupe zonale du bilan radiatif global moyen annuel. Courbe rouge : rayonnement solaire arrivant au sommet de l'atmosphère. Courbe bleue : rayonnement solaire absorbé par le système Terre-atmosphère (gain d'énergie). Courbe verte : rayonnement infra-rouge émis vers l'espace par le système Terre-Atmosphère (perte d'énergie). [Source : Malardel (2005)]. . . . .	8
1.2	Schéma conceptuel de la cellule de Hadley en coupe zonale. [Source : <a href="http://www.paysagesdeguaadeloupe.com">www.paysagesdeguaadeloupe.com</a> ]. . . . .	9
1.3	Illustration de l'extension de la ZCIT (lignes rouges) et de son oscillation de part et d'autre de l'équateur en fonction de la saison. [Source : <a href="http://www.cnrs.fr">www.cnrs.fr</a> ].	9
1.4	Trajectoires des dépressions, tempêtes et cyclones tropicaux à la surface terrestre sur la période 1856-2006. L'échelle d'intensité de Saffir-Simpson est employée par les centres de prévisions américains. L'intensité des systèmes est fonction du code couleur. [Source : le programme COMET]. . . . .	14
1.5	Organisation mondiale de la veille cyclonique. Les 6 CMRS (RSMC en anglais pour Regional Specialized Meteorological Centres) sont désignés par des points rouges avec leur zone de responsabilité respective. Les 6 TCWC sont indiqués par des villes [Source : <a href="http://www.wmo.int/pages/prog/www/tcp/Advisories-RSMCs.html">http://www.wmo.int/pages/prog/www/tcp/Advisories-RSMCs.html</a> ]. . . .	15
1.6	Couverture géographique globale des radiosondages (a), des bouées (b), des données avions (c); et des stations terrestres et bateaux (d). Observations reçues en temps réel à Météo-France au cours d'une période de 6 heures centrée autour du 28 Janvier 2015 à 00 UTC. [Source : Météo-France]. . . .	16
1.7	Répartition géographique globale des 5 zones terrestres couvertes par les principaux satellites géostationnaires actuellement en service (a) [Source : <a href="http://education.meteofrance.fr">education.meteofrance.fr</a> ] et par 4 satellites défilants en 6 h, à savoir MetOp-A et B ainsi que NOAA 18 et 19 (b) [Source : site interne]. . . . .	18
1.8	Images satellitaires du cyclone <i>Bansi</i> au nord de l'archipel des Mascareignes le 15 Janvier 2015 à 06 et 13 UTC. (a) Canal visible [ $0,7 \mu m$ ] et (b) Canal IR [ $11,5 \mu m$ ] de METEOSAT-7 à 06 UTC. Canaux micro-ondes (c) à 37 GHz et (d) 85 GHz en polarisation horizontale de TMI (TRMM) à 13 UTC. [Source : <a href="http://www.nrlmry.navy.mil">www.nrlmry.navy.mil</a> ]. . . . .	19
1.9	Représentation schématique de la grille de calcul d'un modèle de prévision numérique global ainsi que des processus dynamiques et physiques décrits. [Source : <a href="http://celebrating200years.noaa.gov">celebrating200years.noaa.gov</a> ] . . . . .	22

1.10	Prévision de trajectoire de la tempête tropicale <i>Edilson</i> par le modèle <i>ALADIN-Réunion</i> dans le Sud-Ouest de l’océan Indien le 3 Février 2014 à 00 UTC par la méthode déterministe (courbe rouge) et la méthode ensembliste (cône jaune). [Source : Météo-France] . . . . .	23
1.11	Evolution de la prévision opérationnelle de trajectoires de cyclones produites par le CMRS de La Réunion sur le SOOI de 1990 à 2014. Les erreurs moyennes annuelles de trajectoire (en km) sont représentées pour différentes échéances de prévision allant de l’analyse à 3 jours (+72h). [Source : CMRS de La Réunion]. . . . .	24
1.12	Evolution de la qualité des prévisions opérationnelles du NHC sur l’Atlantique Nord entre 1990 et 2013. Sont représentées les erreurs moyennes annuelles de la trajectoire (a) (en mille nautique : 1nmi = 1 852m) et l’intensité (b) (en nœuds : 1kt = 0.514 m.s <sup>-1</sup> ) prévues des cyclones. [Source : Cangialosi & Franklin (2013)]. . . . .	25
1.13	Evolution de la qualité des prévisions opérationnelles du CMRS de La Réunion entre 2005 et 2014. Sont présentées les erreurs moyennes annuelles des intensités prévues des cyclones. Intensité en nœuds (1kt = 0.514 m.s <sup>-1</sup> ). . . . .	26
2.1	Diagramme représentant les processus de conversion entre les différentes phases de l’eau dans le schéma de Lopez (2002). . . . .	33
2.2	Représentation schématique de la contribution des trois schémas de nuages et de précipitations aux quantités totales d’hydrométéores dans le modèle <i>ALADIN-Réunion</i> , à savoir Bougeault (convection profonde), Bechtold (convection peu profonde) et Lopez (nuages résolus). . . . .	34
2.3	Représentation schématique du processus de minimisation de la fonction coût $J$ (exemple dans un espace de 2 variables du modèle $\mathbf{x}_1$ et $\mathbf{x}_2$ ) : la fonction quadratique a la forme d’un paraboloïde avec un minimum correspondant à l’analyse optimale $\mathbf{x}_a$ . Chaque flèche correspond à une itération. [Source : Bouttier (2004)] . . . . .	37
2.4	Pourcentage de variance expliquée de l’humidité spécifique $q$ par les autres variables de contrôle : le tourbillon $\zeta$ , la divergence non-balancée $\eta_u$ , la température non-balancée $T_u$ et la pression de surface non-balancée $Ps_u$ . Calculé pour la matrice $\mathbf{B}$ opérationnelle dans le modèle <i>ALADIN-Réunion</i> durant la période du 13 au 22 Février 2009. . . . .	38
2.5	Pourcentage de chaque type d’observations assimilées dans <i>ALADIN-Réunion</i> pour la journée du 30 Janvier 2015 (4 cycles d’assimilation) avec le pourcentage de contenu en information correspondant ( $DFS$ ). Le nombre total d’observations est de 437 691. La valeur du $DFS$ total est de 26 585. . . . .	39
2.6	Relation entre la coordonnée verticale $z$ et la coordonnée $s$ dans la direction du satellite. L’angle $\theta$ représente l’angle zénithal. Exemple pour une couche atmosphérique plane. . . . .	42
2.7	Spectre de transmittance pour l’oxygène et la vapeur d’eau atmosphérique dans la gamme des micro-ondes entre 1 et 300 GHz. L’absorption par l’eau liquide est également représentée (courbe en pointillés). La courbe en trait plein épais représente la contribution des trois absorbants à la transmittance atmosphérique. Figure 7.7 de Petty (2006). . . . .	44

2.8	Relation entre la taille des particules, la longueur d'onde du rayonnement et le type de diffusion pour les particules atmosphériques. Les lignes diagonales représentent les limites entre les régimes de diffusion. Figures 12.1 de Petty (2006). . . . .	46
2.9	Représentation des perturbations du rayonnement micro-ondes émis par la surface terrestre lors de sa traversée d'un nuage. (a) : Pour des fréquences < 37 GHz, le processus dominant est l'émission par les hydrométéores liquides. (b) : Pour des fréquences > 85 GHz, le processus dominant est la diffusion par les hydrométéores solides précipitants. [source : Le programme COMET]	47
2.10	Trace au sol des observations du sondeur micro-ondes SAPHIR (orange) à bord du satellite MEGHA-TROPIQUES utilisées dans la chaîne d'assimilation du 4D-Var du modèle ARPEGE le 6 Mai 2015. Les autres couleurs représentent les sondeurs micro-ondes AMSU-B/MHS en orbite polaire à bord de diverses plateformes (voir légende). [Source : Météo-France]. . . . .	51
2.11	(a) : Localisation des 6 canaux de SAPHIR dans la raie d'absorption de la vapeur d'eau centrée sur 183.31 GHz [Source : mirs.nesdis.noaa.gov]. (b) : Fonctions de poids (dérivée de la transmittance par rapport à la pression) des 6 canaux SAPHIR du canal 1 (haut) au canal 6 (bas) entre les niveaux pressions 100 et 1000 hPa. Le profil d'humidité spécifique utilisé pour le calcul des fonctions de poids est représenté en pointillés noirs. Figure 1b de Chambon et al. (2014). . . . .	52
3.1	Trajectoires des systèmes dépressionnaires tropicaux <i>Giovanna</i> , <i>Hilwa</i> , <i>Irina</i> ainsi que l'évolution de leur intensité (code couleur) sur le Sud-Ouest de l'océan Indien en Février 2012. Indication des jours à 12 UTC. . . . .	57
3.2	Température de brillance infra-rouge à $11.5 \mu m$ par METEOSAT-7 au-dessus du Sud-Ouest de l'océan Indien le 10 Février 2012 à 06 UTC. On distingue le cyclone <i>Giovanna</i> au centre du domaine. . . . .	58
3.3	Cyclone <i>Giovanna</i> résultant d'une prévision 6 h le 10 Février 2012 à 06 UTC du modèle <i>ALADIN-Réunion</i> : (a) taux de précipitations en surface et (b) module du vent à 10 mètres et pression de surface (isobares en lignes continues noires toutes les 2 hPa). Le point noir localise le profil étudié. . . .	59
3.4	Profils de température $T$ , d'humidité spécifique $q$ , de flux de neige ( $q_s$ ) et pluie ( $q_r$ ), de quantités de glace ( $q_i$ ) et eau ( $q_l$ ) nuageuses ainsi que de la fraction nuageuse $C$ . Pour un point de grille (point noir sur la Figure 3.3) extrait d'une prévision 6 h le 10 Février 2012 à 06 UTC du modèle <i>ALADIN-Réunion</i> dans le cyclone <i>Giovanna</i> . . . . .	60
3.5	Jacobiens normalisés (Eq. 3.1) des 6 canaux de SAPHIR calculés avec RTTOV pour les profils de température et d'humidité représentés en Figure 3.4. Les profils des hydrométéores ont été initialisés à des valeurs nulles et le profil d'humidité a été asséché de 20% afin d'obtenir un profil clair sans nuages. . .	62
3.6	Jacobiens normalisés (Eq. 3.1) des 6 températures de brillance de SAPHIR calculés avec RTTOV-SCATT pour les variables du profil représenté en Figure 3.4 : température $T$ , humidité spécifique $q$ , glace ( $q_i$ ) et eau liquide ( $q_l$ ) nuageuse, neige ( $q_s$ ) et pluie ( $q_r$ ). . . . .	63

4.1	Impact cumulatif de la vapeur d'eau (ciel clair), la glace nuageuse ( $q_i$ ), l'eau nuageuse ( $q_l$ ), la pluie ( $q_r$ ) et la neige ( $q_s$ ) sur la distribution des $T_b$ simulées du canal 6 SAPHIR à $183.31 \pm 11$ GHz. Etude sur 1 440 000 profils précipitants simulés par le modèle <i>ALADIN-Réunion</i> (prévisions 6 h) et le schéma de transfert radiatif RTTOV-SCATT sur la période de Février 2012. Intervalle de 2 K. . . . .	68
4.2	Températures de brillance SAPHIR du canal 1 à 6 (de haut en bas) observées (a) et simulées par RTTOV-SCATT et ALADIN-Réunion (prévision 6 h) en supposant les hydrométéores précipitants solides comme des particules sphériques (b), de forme "flocons en secteur" (c) et de forme "colonnes hexagonales en bloc" (d). Cas du cyclone <i>Giovanna</i> le 10 Février 2012 à 06 UTC. . . . .	70
4.3	Représentation schématique des pixels SAPHIR et 3B40RT illustrant la méthode de colocalisation spatiale des observations. . . . .	74
4.4	Table de contingence 2x2 permettant de quantifier la pertinence de critères de détection de pluie SAPHIR pour des scènes pluvieuses définies par $RR_{3B40RT} \geq 1 \text{ mm.h}^{-1}$ . . . . .	75
4.5	Histogrammes des températures de brillance observées par les 6 canaux de SAPHIR pour six critères de détection d'événements pluvieux, basés sur les canaux de SAPHIR et présentés au Tableau 4.1. Intervalle de 2 K. L'échantillon correspond à toutes les observations SAPHIR durant le mois de Février 2012 présentes dans le domaine <i>ALADIN-Réunion</i> . La taille de l'échantillon est de 12 119 637 observations. . . . .	78
4.6	Histogrammes des températures de brillance observées par les 6 canaux de SAPHIR. (a) : avec le critère de <i>Funatsu</i> uniquement et (b) : avec le critère de <i>Funatsu</i> et avec rejet des $T_b \text{ H6} > 270 \text{ K}$ : critère <i>S256</i> . Intervalle de 2 K. L'échantillon correspond à toutes les observations SAPHIR durant le mois de Février 2012 présentes dans le domaine <i>ALADIN-Réunion</i> . La taille de l'échantillon est de 12 119 637 observations. . . . .	79
4.7	Formes des particules de glace et de neige :(a) hexagones en colonne et plat, (b) rosettes, (c) flocon en secteur et (d) flocon en dendrite définies par Liu (2008). . . . .	80
4.8	Biais (a) et coefficients d'asymétrie (b) moyens en fonction du choix de particule pour les canaux 1 (bleu), 2 (vert), 3 (marron), 4 (rouge), 5 (violet) et 6 (noir) de SAPHIR. Le critère <i>S256</i> a été appliqué sur les observations et les profils <i>ALADIN-Réunion</i> ont un taux de précipitations de surface supérieur ou égal à $1 \text{ mm.h}^{-1}$ pour la période de Février 2012. La taille de l'échantillon est de 68 381 profils <i>ALADIN-Réunion</i> colocalisés avec autant d'observations SAPHIR. . . . .	83
4.9	Différences moyennes entre $T_b$ observées et simulées pour les canaux H1 à H6 de SAPHIR en fonction d'une augmentation du contenu en neige dans la colonne atmosphérique (entre 0 et 200 %). Le critère <i>S256</i> a été appliqué sur les observations et les profils <i>ALADIN-Réunion</i> ont un taux de précipitations de surface supérieur ou égal à $1 \text{ mm.h}^{-1}$ . Période de Février 2012 sur le domaine <i>ALADIN-Réunion</i> . La taille de l'échantillon est de 101 120 profils <i>ALADIN-Réunion</i> colocalisés avec autant d'observations SAPHIR. . . . .	86

---

5.1	Diagramme présentant l'inversion bayésienne de profils atmosphériques à partir d'observations de températures de brillance SAPHIR et de profils issus d'une prévision du modèle <i>ALADIN-Réunion</i> (ébauche). Le modèle de transfert radiatif RTTOV-SCATT permet de projeter les profils dans l'espace des observations . . . . .	94
5.2	Trajectoire du système dépressionnaire tropical <i>Benilde</i> ainsi que l'évolution de son intensité (code couleur) sur le Sud-Ouest de l'océan Indien entre le 27 Décembre 2011 et le 9 Janvier 2012. Indication de la date à 12 UTC. . . . .	95
5.3	Températures de brillance infra-rouge de METEOSAT-7 à $11,5 \mu m$ (a) le 31 Décembre 2011 à 00 UTC du cyclone tropical <i>Benilde</i> sur le Sud-Ouest de l'océan Indien. Températures de brillance micro-ondes SAPHIR au canal 6 observées (b), simulées avant (c) et après (d) inversion des radiances avec la méthode Bayésienne. . . . .	96
5.4	Sensibilité de l'inversion bayésienne à la spécification de l'erreur d'observation $\sigma_o$ sur les $T_b$ SAPHIR inversées pour le cyclone <i>Benilde</i> (31 Décembre 2011 à 00 UTC). Elle est estimée par la fraction de profils qui peuvent être restitués et par l'écart-type entre les $T_b$ observées et inversées (Eq. 5.4), pour des valeurs de $\sigma_o$ comprises entre 0.1 et 1 K (a) et entre 0.1 et 10 K (b). . . . .	98
5.5	Contenu intégré en vapeur d'eau (exprimé en mm) issu d'une prévision 6 h du modèle <i>ALADIN-Réunion</i> (a), résultant de l'inversion bayésienne des $T_b$ SAPHIR (b) ainsi que la différence entre ces deux champs (c) autour du cyclone tropical <i>Benilde</i> le 31 Décembre 2011 à 00 UTC. . . . .	100
5.6	Biais (a) et écarts quadratiques moyens (RMS) (b) des différences entre les températures de brillance des 9 canaux de l'instrument MADRAS observées et simulées en ciel clair et nuageux/pluvieux à partir des profils atmosphériques issus d'une prévision 6 h du modèle <i>ALADIN-Réunion</i> (courbe bleue) et à partir des profils inversés par une méthode bayésienne ayant utilisé les températures de brillance des 6 canaux de SAPHIR (courbe rouge). Situation du 31 Décembre 2011 à 00 UTC. . . . .	101
5.7	Jacobiens normalisés (Eq. 3.1) des 9 températures de brillance MADRAS calculés avec RTTOV-SCATT pour les variables du profil représenté en Figure 3.4 : température $T$ , humidité spécifique $q$ , glace ( $q_i$ ) et eau liquide ( $q_l$ ) nuageuse, neige ( $q_s$ ) et pluie ( $q_r$ ). . . . .	103
6.1	Localisation (points rouges) des profils issus de l'inversion bayésienne en vue d'une assimilation dans le système 3D-Var d' <i>ALADIN-Réunion</i> le 31 Décembre 2011 à 00 UTC comme des données de type "TEMP-DROP". (a) : sans filtrage (66355 profils) et (b) après sélection d'un profil tous les 70 km environ (1815 profils). . . . .	108
6.2	Différences de contenus intégrés en vapeur d'eau (TCWV) entre ceux issus de l'inversion bayésienne et de l'ébauche (a), ceux issus des analyses EXP et REF (b) et ceux issus de l'analyse REF et de l'ébauche (c). Réseau du 31 Décembre 2011 à 00 UTC. . . . .	110
6.3	Contenu intégré en vapeur d'eau (TCWV) issu de l'analyse REF (a) et de l'analyse EXP (b) le 31 Décembre 2011 à 00 UTC. Les observations du canal 3 de MADRAS à 23.8 GHz (c) sont disponibles pour cette date. . . . .	111

---

6.4	Module de vent à 10 mètres (voir légende) et pression de surface (isobares noirs tous les 2 hPa) issus de l'analyse sans (a) et avec (b) l'assimilation des profils de $q$ résultant de l'inversion bayésienne. Réseau du 31 Décembre 2011 à 00 UTC. . . . .	112
6.5	Biais (courbes pleines) et écart-types (courbes pointillés) aux échéances +01, +02, +04, +06 et +08 h du réseau 31 Décembre 2011 à 00 UTC entre les températures de brillance des 6 canaux SAPHIR observées et simulées sans (rouge) et avec (bleue) assimilation des profils de $q$ issus de l'inversion bayésienne. . . . .	114
6.6	Taux de précipitations instantannés en surface fournis par l'algorithme TRMM 3B40RT (gauche) le 31 Décembre 2011 à 12, 14 et 22 UTC et issus des prévisions du modèle <i>ALADIN-Réunion</i> sans (REF : centre) et avec (EXP : droite) assimilation des profils de $q$ issus de inversion bayésienne aux échéances +12, +14 et +22 h du réseau 31 Décembre 00 UTC. Cas du cyclone <i>Benilde</i> . . . . .	116
6.7	Prévisions et observations de l'intensité du cyclone <i>Benilde</i> pour la pression minimale de surface (a), le vent maximal (b) et sa trajectoire (localisation toutes les 6 h)(c) de 0 à + 23 h au réseau du 31 Décembre 2011. Les prévisions du modèle <i>ALADIN-Réunion</i> avec (courbe bleue) et sans (courbe rouge) assimilation des profils de $q$ issus de l'inversion bayésienne sont confrontées aux observations provenant du CMRS de la Réunion (courbe noire). . . . .	117
7.1	Trajectoires du cyclone tropical <i>Bejisa</i> ainsi que l'évolution de son intensité (code couleur) sur le Sud-Ouest de l'océan Indien entre le 27 Décembre 2013 et le 7 Janvier 2014. Indication des jours à 12 UTC. . . . .	124
7.2	Températures de brillance du canal H6 de SAPHIR au voisinage du cyclone <i>Bejisa</i> mesurées le 30 Decembre 2013 à 1728 UTC, 1918 UTC, 2107 UTC et 2257 UTC ainsi que le 31 Décembre 2013 à 0047 UTC et 0237 UTC (en se déplaçant de gauche à droite et de haut en bas). . . . .	125
7.3	Comparaison entre la température de brillance du canal H6 de SAPHIR (gauche ; en K) et la réflectivité maximale mesurée par le radar de Colorado (droite ; en dBZ) le 01 Janvier 2014 à 1900 UTC. . . . .	126
7.4	Coupes verticales de réflectivité mesurée par le radar de Colorado (en dBZ) le 01 Janvier 2014 à 1900 UTC suivant des directions Nord-Nord-Ouest (gauche) et Nord-Nord-Est (droite) (lignes rouges sur la Figure 7.3). . . . .	126
7.5	Critère de <i>Funatsu et al. (2007)</i> pour la détection de précipitations à partir des canaux H5 et H2 de SAPHIR le 01 Janvier 2014 à 1900 UTC au voisinage du cyclone <i>Bejisa</i> . . . . .	127
7.6	Trajectoires observée (ligne noire) et prévues pour huit échéances du cyclone <i>Bejisa</i> entre le 30 Décembre 2013 à 00 UTC et le 2 Janvier 2014 à 12 UTC avec le modèle <i>ALADIN-Réunion</i> incluant le schéma de convection de Bougeault (haut) et le schéma de convection pronostique PCMT (bas). . . . .	130
7.7	Minimum de pression de surface observée (ligne noire) et prévus pour huit échéances du cyclone <i>Bejisa</i> entre le 30 Décembre 2013 à 00 UTC et le 2 Janvier 2014 à 1200 UTC avec le modèle <i>ALADIN-Réunion</i> incluant le schéma de convection de Bougeault (gauche) et le schéma de convection pronostique PCMT (droite). . . . .	131



---

7.8	Températures de brillance des canaux H6 (colonne de gauche) et H1 (colonne de droite) de SAPHIR observées (1ère ligne) et simulées avec <i>ALADIN-Réunion</i> utilisant le schéma de convection de Bougeault (2ème ligne) et le schéma de convection PCMT (3ème ligne) le 31 Décembre 2013 à 18 UTC autour du cyclone tropical <i>Bejisa</i> . Les lignes noires correspondent aux localisations des coupes verticales en Figures 7.9 et 7.10. . . . .	133
7.9	Coupe verticale des hydrométéores solides précipitants et températures de brillance de SAPHIR simulés par <i>ALADIN-Réunion</i> avec le schéma de Bougeault. Coupe représentée par une droite noire en Figure 7.8 (2ème ligne). .	134
7.10	Coupe verticale des hydrométéores solides précipitants et températures de brillance de SAPHIR simulés par <i>ALADIN-Réunion</i> avec le schéma PCMT. Coupe représentée par une droite noire en Figure 7.8 (3ème ligne). . . . .	134
7.11	Domaine du modèle AROME Océan Indien choisi pour l'étude du cyclone <i>Bejisa</i> . . . . .	136
7.12	Températures de brillance du canal H6 de SAPHIR au voisinage du cyclone <i>Bejisa</i> observées (gauche) le 01 Janvier 2014 à 1855 UTC et simulées (droite) par une prévision 6 h du modèle <i>ALADIN-Réunion</i> avec le schéma de convection de Bougeault valide le 01 Janvier 2014 à 1800 UTC. . . . .	136
7.13	Simulation de la température de brillance du canal H6 de SAPHIR avec le modèle AROME autour du cyclone <i>Bejisa</i> (prévision 6 h valide le 01 Janvier 2014 à 18 UTC). . . . .	137
7.14	Contenus intégrés en neige $q_s$ (gauche) et en graupels $q_g$ (droite) autour du cyclone <i>Bejisa</i> simulés par le modèle AROME (prévision 6 h valide le 01 Janvier 2014 à 18 UTC). . . . .	138

---

# Liste des tableaux

1.1	Terminologie et classification des cyclones tropicaux dans le Sud-Ouest de l'océan Indien. La correspondance est donnée avec la vitesse du vent en nœuds ( $kt$ ), $m.s^{-1}$ et $km.h^{-1}$ ainsi qu'avec l'échelle de Beaufort. Les vents maximum sont moyennés sur une période de 10 minutes. . . . .	12
2.1	Exemples de fréquences micro-ondes et équivalences en longueur d'onde $\lambda$ les plus utilisées pour différents instruments ainsi que les paramètres auxquels est sensible le rayonnement et la valeur du rayon $r$ de la particule pour un paramètre en taille $x = 0.2$ . Le processus dominant dans chaque gamme de fréquence est l'émission (E) ou la diffusion (D). . . . .	45
2.2	Densités des particules nuageuses et précipitantes supposées de forme sphérique dans la version initiale du modèle de transfert radiatif RTTOV-SCATT. . . . .	50
2.3	Caractéristiques des canaux du sondeur micro-ondes SAPHIR autour de la bande d'absorption de la vapeur d'eau à 183 GHz, en terme de fréquence, largeur spectrale et bruit radiométrique. Les deux valeurs de bruit radiométrique ( $Ne\Delta T$ ) correspondent aux estimations théoriques (1) et aux valeurs mesurées en orbite (2). . . . .	53
2.4	Spécification des canaux de l'imageur MADRAS en termes de fréquence, polarisation et résolution. . . . .	53
4.1	Définition de six critères d'occurrence de pluie proposés par Staelin & Chen (2000), Funatsu et al. (2007), Hong et al. (2005) et Qiu et al. (2005) basés sur divers seuils appliqués à 3 canaux de SAPHIR (H2, H3 et H5) et adaptés des canaux AMSU-B dont la correspondance est donnée dans le Tableau 4.2. . . . .	72
4.2	Correspondance entre les canaux de SAPHIR et d'AMSU-B dans l'utilisation des critères d'occurrence de pluie du Tableau 4.1. . . . .	73
4.3	Scores par catégorie calculés à partir de tables de contingence pour différents critères de détection d'événements pluvieux à partir des $T_b$ SAPHIR et comparés à celui du produit TMPA 3B40RT. La taille de l'échantillon est de 811 472 observations (Période Février 2012 sur le domaine ALADIN-Réunion). . . . .	76
4.4	Coefficients $a$ et $b$ proposés par Kulie et al. (2010) et utilisés dans la relation masse-diamètre (Eq. 4.2) pour des particules non sphériques de la base de Liu. . . . .	81
5.1	Ecarts-types entre les températures de brillance des canaux SAPHIR observées $T_b^o$ et simulées en utilisant les profils avant ( $T_b^p$ ) (2ème colonne) et après l'inversion ( $T_b^{a*}$ ) (3ème colonne) pour un ensemble de 66 355 profils restitués dans le domaine <i>ALADIN-Réunion</i> le 31 Décembre 2011 à 00 UTC. . . . .	99

6.1	Nombre d'observations utilisées dans les assimilations 3D-Var d' <i>ALADIN-Réunion</i> pour les expériences REF et EXP (31 Décembre 2011 à 00 UTC). Les profils inversés de $q$ sont ajoutés au type d'observations "TEMP" (radiosondages). . . . .	109
6.2	Valeurs de la fonction coût pour les observations ( $J_o$ ) en début (init) et en fin (fin) de minimisation pour les assimilations 3D-Var d' <i>ALADIN-Réunion</i> des expériences REF et EXP (31 Décembre 2011 à 00 UTC). Les profils inversés de $q$ sont ajoutés au type d'observations "TEMP" (radiosondages). . . . .	109



# Modelling and assimilation of rainy microwave satellite observations in tropical systems

**AUTHOR : Jérémy GUERBETTE**

---

## **ABSTRACT :**

This thesis is focused on the use of satellite observations within cloudy and rainy areas for assimilation in numerical weather prediction models. The activities have been undertaken in the context of tropical cyclone forecasting. They have taken advantage of the recent satellite mission MEGHA-TROPIQUES covering tropical regions with an unprecedented temporal revisit with a focus on the humidity sounder SAPHIR at 183 GHz. We have used the numerical weather prediction model *ALADIN-Réunion* that is operational at Météo-France since 2006 and covers a fraction of the Indian ocean with a 8 km horizontal resolution. The radiative transfer model RTTOV-SCATT has also been considered, since it provides a good compromise between its accuracy to simulate scattering atmospheres and its computational cost.

In a first step, the choice of the radiative properties for solid precipitating particles has been optimized in order to improve the simulation of SAPHIR brightness temperatures with *ALADIN-Réunion* and RTTOV-SCATT models. Then, an inversion method of cloudy SAPHIR brightness temperatures based on the bayesian technique has been chosen in order to retrieve improved atmospheric profiles. The retrieved profiles have been validated for a case study corresponding to the tropical cyclone *Benilde* (December 2011). Profiles of specific humidity have been introduced as new observations in the tridimensional variational assimilation (3D-Var) system of the *ALADIN-Réunion* model. The capacity of the 3D-Var system to constrain the humidity analysis towards the retrieved profiles is demonstrated, together with improved short-range precipitation forecasts. On the other hand, the prediction of the tropical cyclone *Benilde* is degraded with these additional observations. A number of reasons are provided to explain and improve these first results.

Finally, a study has been done to prepare future evolutions of numerical weather prediction models. We have examined the skill of a version of the *ALADIN-Réunion* model with a prognostic deep moist convection scheme to simulate the life cycle of tropical cyclone *Bejisa* (December 2013 - January 2014). Significant improvements have been noticed on the trajectory and on the intensification of this tropical system. Consistently, the simulation of SAPHIR brightness temperatures is in better agreement with observations. A fine scale model (AROME) describing explicitly deep moist convection is planned to replace the *ALADIN-Réunion* model. Its ability to describe the cyclone *Bejisa* is demonstrated. However, it appears that the optimal choice of the precipitating solid particle made for *ALADIN-Réunion* is not suited for the simulation of SAPHIR brightness temperatures with AROME and RTTOV-SCATT. Explanations are given of such inconsistency.

---

**KEYWORDS :** hurricane, microwave satellite radiances, Megha-Tropiques, observation operator, data assimilation, numerical weather prediction.

# Modélisation et assimilation d'observations satellitaires micro-ondes dans les systèmes dépressionnaires tropicaux

Doctorat de l'Université de Toulouse

**AUTEUR :** Jérémy GUERBETTE  
**DIRECTEUR DE THÈSE :** Jean-François MAHFOUF  
**CO-DIRECTEUR DE THÈSE :** Matthieu PLU

---

## RÉSUMÉ :

Cette thèse s'inscrit dans la problématique de l'utilisation des observations satellitaires pour l'assimilation en prévision numérique du temps dans les régions nuageuses pluvieuses. Les travaux sont abordés en lien avec l'amélioration de la prévision des cyclones tropicaux et s'appuient sur la mission satellitaire innovante MEGHA-TROPIQUES couvrant les zones tropicales avec une répétitivité temporelle inégalée et en particulier sur le sondeur micro-ondes d'humidité SAPHIR à 183 GHz. Nous avons utilisé le modèle de prévision numérique du temps *ALADIN-Réunion* opérationnel à Météo-France depuis 2006 dont le domaine couvre une partie de l'océan Indien avec une résolution horizontale de 8 km, ainsi que le modèle de transfert radiatif RTTOV-SCATT qui offre un bon compromis entre sa précision pour décrire les atmosphères diffusantes et sa rapidité d'exécution.

Dans un premier temps nous avons optimisé le choix des propriétés radiatives des précipitations solides afin de simuler au mieux les températures de brillance SAPHIR avec les modèles *ALADIN-Réunion* et RTTOV-SCATT. Nous avons ensuite proposé une méthode d'inversion des températures de brillance SAPHIR en zones nuageuses basée sur une méthode bayésienne permettant de restituer des profils atmosphériques corrigés. Ces profils inversés ont été validés pour une situation particulière associée au cyclone *Benilde* (Décembre 2011). Les profils d'humidité spécifique ont alors été introduits comme de nouvelles observations dans l'assimilation variationnelle tridimensionnelle (3D-Var) du modèle *ALADIN-Réunion*. La capacité du système 3D-Var à contraindre le champ d'humidité analysé vers les profils inversés est démontrée, ainsi que l'amélioration des prévisions de précipitations à courte échéance. Toutefois, la prévision du cyclone *Benilde* est de moins bonne qualité avec ces observations additionnelles. Plusieurs pistes sont proposées pour expliquer et améliorer ces premiers résultats.

Finalement, une étude a été réalisée pour préparer les évolutions des modèles de prévision numérique. Nous avons examiné la capacité d'une version d'*ALADIN-Réunion* avec un schéma de convection profonde pronostique à simuler le cycle de vie du cyclone *Bejisa* (Décembre 2013 - Janvier 2014). Des améliorations significatives sont notées à la fois sur la trajectoire et l'intensification de ce système tropical. De manière cohérente, la simulation des températures de brillance SAPHIR en zones nuageuses est en meilleur accord avec les observations. Un modèle à plus fine échelle (AROME) résolvant explicitement la convection profonde (résolution horizontale de 2.5 km) est appelé à remplacer le modèle *ALADIN-Réunion*. Sa capacité à décrire le système *Bejisa* est démontrée. Toutefois il apparaît que le choix optimal pour le type de particule décrivant les précipitations solides fait pour *ALADIN-Réunion* n'est pas adapté à la simulation des températures de brillance SAPHIR avec AROME et RTTOV-SCATT. Les causes de cette incohérence sont expliquées.

---

**MOTS-CLÉS :** cyclones tropicaux, radiances satellitaires micro-ondes, Megha-Tropiques, assimilation de données, opérateur d'observation, prévision numérique.

**DISCIPLINE :** Physique de l'atmosphère - assimilation de données  
**UNITÉ DE RECHERCHE :** Centre National de Recherches Météorologiques  
Groupe d'étude de l'Atmosphère Météorologique  
Météo-France & CNRS, 42 avenue Gaspard Coriolis  
31057 Toulouse cedex 1, France