



HAL
open science

Effet de la convection sur le contenu en vapeur d'eau de la région de la haute troposphère-basse stratosphère tropicale au-dessus de l'océan Indien

Damien Héron

► **To cite this version:**

Damien Héron. Effet de la convection sur le contenu en vapeur d'eau de la région de la haute troposphère-basse stratosphère tropicale au-dessus de l'océan Indien. Physique Atmosphérique et Océanique [physics.ao-ph]. Université de la Réunion, 2020. Français. NNT : 2020LARE0026 . tel-03132931

HAL Id: tel-03132931

<https://theses.hal.science/tel-03132931>

Submitted on 5 Feb 2021

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

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



THÈSE

En vue de l'obtention du
DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE LA RÉUNION

**Effet de la convection sur le contenu en vapeur d'eau de la région de la
haute troposphère-basse stratosphère tropicale au-dessus de l'Océan
Indien**

Composition du jury

Dr. Celine Mari	LA, Toulouse	Présidente du Jury
Dr. Virginie Marecal	CNRM, Toulouse	Rapporteur
Dr. Emmanuel Rivière	GSMA/URCA, Reims	Rapporteur
Dr. Jérôme Brioude	LACy, Saint Denis	Examineur
Dr. Jean-Pierre Cammas	LACy, Saint Denis	Directeur de Thèse
Dr. Stéphanie Evan	LACy, Saint Denis	Encadrante

Laboratoire de l'atmosphère et des cyclones, LACy UMR-8105
Ecole Doctorale de Sciences, Technologies et Santé (ED542)

Auteur

Damien Héron

Spécialité

Physique de l'atmosphère

Soutenu le

27 novembre 2020

LETTRE D'ENGAGEMENT DE NON-PLAGIAT

Je, soussigné(e) Damien Héron en ma qualité de doctorant(e) de l'Université de La Réunion, déclare être conscient(e) que le plagiat est un acte délictueux passible de sanctions disciplinaires. Aussi, dans le respect de la propriété intellectuelle et du droit d'auteur, je m'engage à systématiquement citer mes sources, quelle qu'en soit la forme (textes, images, audiovisuel, internet), dans le cadre de la rédaction de ma thèse et de toute autre production scientifique, sachant que l'établissement est susceptible de soumettre le texte de ma thèse à un logiciel anti-plagiat.

Fait à Saint-Denis le : 22 octobre 2020

Signature :



Extrait du Règlement intérieur de l'Université de La Réunion
(validé par le Conseil d'Administration en date du 11 décembre 2014)

Article 9. Protection de la propriété intellectuelle – Faux et usage de faux, contrefaçon, plagiat

L'utilisation des ressources informatiques de l'Université implique le respect de ses droits de propriété intellectuelle ainsi que ceux de ses partenaires et plus généralement, de tous tiers titulaires de ces droits.

En conséquence, chaque utilisateur doit :

- utiliser les logiciels dans les conditions de licences souscrites ;
- ne pas reproduire, copier, diffuser, modifier ou utiliser des logiciels, bases de données, pages Web, textes, images, photographies ou autres créations protégées par le droit d'auteur ou un droit privatif, sans avoir obtenu préalablement l'autorisation des titulaires de ces droits.

La contrefaçon et le faux

Conformément aux dispositions du code de la propriété intellectuelle, toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle d'une œuvre de l'esprit faite sans le consentement de son auteur est illicite et constitue un délit pénal.

L'article 444-1 du code pénal dispose : « Constitue un faux toute altération frauduleuse de la vérité, de nature à cause un préjudice et accomplie par quelque moyen que ce soit, dans un écrit ou tout autre support d'expression de la pensée qui a pour objet ou qui peut avoir pour effet d'établir la preuve d'un droit ou d'un fait ayant des conséquences juridiques ».

L'article L335_3 du code de la propriété intellectuelle précise que : « Est également un délit de contrefaçon toute reproduction, représentation ou diffusion, par quelque moyen que ce soit, d'une œuvre de l'esprit en violation des droits de l'auteur, tels qu'ils sont définis et réglementés par la loi. Est également un délit de contrefaçon la violation de l'un des droits de l'auteur d'un logiciel (...) ».

Le plagiat est constitué par la copie, totale ou partielle d'un travail réalisé par autrui, lorsque la source empruntée n'est pas citée, quel que soit le moyen utilisé. Le plagiat constitue une violation du droit d'auteur (au sens des articles L 335-2 et L 335-3 du code de la propriété intellectuelle). Il peut être assimilé à un délit de contrefaçon. C'est aussi une faute disciplinaire, susceptible d'entraîner une sanction.

Les sources et les références utilisées dans le cadre des travaux (préparations, devoirs, mémoires, thèses, rapports de stage...) doivent être clairement citées. Des citations intégrales peuvent figurer dans les documents rendus, si elles sont assorties de leur référence (nom d'auteur, publication, date, éditeur...) et identifiées comme telles par des guillemets ou des italiques.

Les délits de contrefaçon, de plagiat et d'usage de faux peuvent donner lieu à une sanction disciplinaire indépendante de la mise en œuvre de poursuites pénales.

RÉSUMÉ

La couche de la tropopause tropicale (TTL, pour Tropical Tropopause Layer), entre 14 et 20 km d'altitude, joue un rôle clé dans la circulation générale puisqu'elle est le lieu d'entrée des masses d'air troposphériques dans la stratosphère (Holton et al., 1995). En raison de la condensation de la vapeur d'eau au niveau du minimum de température de la tropopause tropicale, l'air stratosphérique présente un très faible contenu en vapeur d'eau. Les modèles climatiques prédisent une augmentation de la concentration de vapeur d'eau dans la région de la TTL qui contribuerait à un réchauffement additionnel de 10% en surface (Dessler et al., 2013). Les modèles ont beaucoup de difficultés à modéliser les variations de vapeur d'eau dans la TTL à cause, entre autres, d'une mauvaise représentation de la convection tropicale qui contrôle en bonne partie le transport vertical de vapeur d'eau vers la TTL.

La compréhension des effets de la convection tropicale profonde sur le contenu en vapeur d'eau et en ozone de la haute troposphère est approfondie dans cette thèse. Des mesures radiosondages (sondes SHADOZ et Météomodem-M10) entre 2013 et 2016 lâchées depuis l'île de la Réunion montrent qu'environ 20% des profils en été austral de l'île de La Réunion ont une signature distincte de déentraînement convectif en haute troposphère (10-13 km). Les rétrotrajectoires du modèle lagrangien FLEXPART calculées pour les masses d'air marquées par la convection (forte humidité et faible ozone) montrent que le nord de Madagascar et du canal du Mozambique joue un rôle prédominant dans l'humidification de la haute troposphère au-dessus de l'île de la Réunion.

Le sud-ouest de l'océan Indien, qui a une moyenne proche de 9 cyclones tropicaux par an, est le troisième bassin le plus actif du globe mais demeure sous observé/étudié. Dans cette thèse, le rôle des cyclones tropicaux sur l'humidification de la TTL au-dessus de l'océan Indien est mis en évidence. Des simulations méso-échelles à 2 km de résolution du cyclone Enawo (2017) réalisées avec le modèle Meso-NH ont montré qu'un cyclone tropical pouvait humidifier la basse stratosphère (17-19 km) de 45% (de 3,3 à 4,8 ppmv) sur un rayon de 500 km. L'étude se focalise en particulier sur une intrusion massive de vapeur d'eau lors de la formation de l'œil du cyclone. Le processus principal menant à l'humidification de la TTL vient de la sublimation de la glace injectée directement en TTL par le cyclone. Des simulations méso-échelle du cyclone Gelena (2019) suggèrent que l'estimation du transport en TTL varie significativement d'un système à l'autre. Selon les résultats préliminaires des simulations Meso-NH, le cyclone Gelena a humidifié la TTL de ~ 1 ppmv entre 15 et 18 km d'altitude.

ABSTRACT

The Tropical Tropopause Layer (TTL), between 14 and 20 km in altitude, plays a key role in the general circulation as a gate to stratosphere for tropospheric air masses (Holton et al., 1995). The condensation of water vapor at the altitude of tropical tropopause temperature minimum causes the stratosphere to have very low water vapour content. Climate models predict an increase in water vapour mixing ratio in the TTL region which could contribute to an additional 10% to the surface warming (Dessler et al., 2013, 2016). The models have great difficulties in modeling water vapor variations in the TTL because of a poor representation of tropical convection, which controls much of the vertical transport of water vapor to the TTL.

The impact of the deep convection on the water vapor and ozone content of TTL is addressed in this study. Radiosonde measurements (SHADOZ and Météomodem-M10 sondes) between 2013 and 2016 released from Reunion Island show that 20% of the summertime profiles (between 2013 and 2016) of Reunion Island have a distinct convective detrainment signature in the upper troposphere (10-13km). The lagrangian backtrajectories from FLEXPART model calculated for air masses impacted by convection show that northern Madagascar and the Mozambique Channel play a predominant role in the humidification of the upper troposphere over Reunion Island.

With an yearly average of 9 tropical cyclones, the southwestern Indian Ocean is the third most active basin in the world but remains under-observed/studied. In this thesis, the role of tropical cyclones on the TTL moistening over the Indian Ocean is investigated. Mesoscale simulations at 2 km in resolution of cyclone Enawo (2017) carried out with the Meso-NH model showed that a tropical cyclone could humidify the lower stratosphere (17-19 km) by 45% (3.3-4.8 ppmv) over a 500 km radius. The study focuses in particular on a massive intrusion of water vapor during the eye formation of the cyclone. The main process leading to the TTL humidification is the sublimation of ice transported into TTL by the cyclone. Mesoscale simulations of cyclone Gelena (2019) suggest that the estimation of vertical transport in the TTL can vary significantly between cyclones. According to Meso-NH preliminary results, cyclone Gelena had humidified the TTL by ~ 1 ppmv between 15 and 118 km in altitude.

REMERCIEMENTS

Ce manuscrit va vous présenter un large spectre de mon travail sur les trois dernières années. Si l'expérience de doctorant peut sembler laborieuse à une grande partie des lecteurs, ce fut pour moi l'expérience la plus enrichissante que j'ai eu l'honneur de vivre. Au cours de ses trois années, j'ai eu la chance d'être encadré par Stéphanie Evan que je ne remercierais jamais assez pour m'avoir poussé à faire ce travail. Ce projet n'aurait jamais pu avoir lieu sans l'appui de Jean-Pierre Cammas qui m'a suivi durant ses trois années. Je tiens également à ajouter à cette liste d'encadrant Jérôme Brioude qui a su être là pour moi au bon moment, et dont les conseils ont toujours été précieux. Je renouvelle à vous trois mes remerciements pour votre bienveillance et vos enseignements. Enfin, je tiens à remercier sincèrement Celine Mari, Emmanuel Rivière et Virginie Marecal d'avoir accepté de faire partie du jury de cette thèse et pour leurs retours constructifs sur celui-ci.

Le LACy a été un laboratoire très accueillant et je tiens à remercier l'ensemble du personnel du laboratoire pour cet accueil. En particulier, merci à Brice, Bert, Edouard, Jean et Jean-Maurice qui m'ont accueilli dans le bureau des doctorants, vous avez tous été très inspirant pour moi. J'ajouterais à cette liste Thibaut Dauhut, pour ton accueil chaleureux à Toulouse et nos échanges toujours très constructifs.

Au-delà du laboratoire, je tiens à remercier les nombreux colocataires des acajous, qui ont été un soutien indéniable à mon travail. Lauriane pour m'avoir appris à courir, Laura, Anthony pour tes merveilleux muffins, Ronan, Virginie, Lucas pour nos balades, Ophélie qui est ma préférée, Claire pour ce magnifique anniversaire et Remy pour tes repas hors normes.

Vient maintenant le remerciement de mes amis les plus proches qui m'ont suivi durant ses trois années. Mon frère de sentier Matthieu, on ramènera la médaille l'année prochaine, Caroline, Carl et Amélia qui m'ont supportés chaque week-end. La liste est très longue pour citer tous les amis de métropole, mais il serait ingrat de ma part de ne pas essayer. Je remercie particulièrement Gamin, Cedric, Pierre et Lise, avec qui j'ai vécu de magnifiques voyages, Louis et Angie pour ce passage mémorable à l'île Maurice et Laurena, Bleuwenn, Vincent, Camille, Jean-Clement, Timothée et Laurent.

Pour terminer, je tiens à remercier mon papa, ma sœur et mon frère pour leur amour au quotidien, les beaux moments passés ensemble et le soutien qu'ils me communiquent. Yijin, merci pour ton amour et ton soutien.

ACRONYMES

ANR Agence National de la Recherche.

CALIPSO lidar nuage-aérosol et le satellite d’observation dans la fenêtre infrarouge ou Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations.

CAPE L’énergie potentielle de convection disponible ou Convective Available Potential Energy en anglais.

CCN Noyaux de nucléation nuageux ou Cloud Condensation Nuclei en anglais.

CEPMET Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme.

CFC Chlorofluorocarbure.

CFH Hygromètre cryogénique à point de congélation ou Cryogenic Frostpoint Hygrometer en anglais.

CMRS Centre Météorologique Régional Spécialisé.

CNES Centre National d’Etudes Spaciales.

CNRS Centre National de la Recherche Scientifique.

COBALD Détecteur compact d’aérosols à rétrodiffusion optique ou Compact Optical Backscatter Aerosol Detector en anglais.

CRM modèles de résolutions nuageuse ou Cloud Resolving Model en anglais.

ECC cellules à concentration électrochimique ou Electrochemical Concentration Cell en anglais.

ENSO Oscillation australe d’El Niño, ou El Niño Southern Oscillation.

ERC Cycle de remplacement de l’œil du cyclone ou Eyewall replacement Cycle en anglais.

FLEXPART FLEXible PARTicle dispersion model.

GIEC Groupe d’experts Intergouvernemental sur l’Evolution du Climat.

GRUAN Réseau aérologique de référence du GCOS (Global Climate Observing System) ou GCOS Reference Upper Air Network en anglais.

IWC contenu d’eau glacé ou Ice Water Content en anglais.

LACy Laboratoire de l’Atmosphère et des Cyclones.

LCL Niveau de condensation ou Lifting Condensation Level en anglais.

LED Diode électroluminescente ou Light-Emitting Diode en anglais.

LES Larg Eddy Simulation.

LFC Niveau de convection libre ou Level of Free Convection en anglais.

LIMA Liquid Ice Multiple Aerosols.

LNB Niveau de flottabilité nulle ou Level of Neutral Buoyancy en anglais.

MCG Modèles de Circulation Générale.

MVIRI canal infrarouge et visible du satellite Meteosat ou Meteosat Visible Infra-Red Imager en anglais.

NASA Administration nationale de l'aéronautique et de l'espace ou National Aeronautics and Space Administration en anglais.

OLR rayonnement sortant à grande longueur d'onde ou Outgoing Longwave Radiation en anglais.

OMM Organisation Météorologique Mondiale.

QBO Oscillation Quasi-Biennale ou Quasi-Biennial Oscillation (QBO) en anglais.

SHADOZ Chlorofluorocarbure.

SMOC Système mondial pour l'observation du climat.

SST température de surface océanique, ou Sea Surface Temperature en anglais.

ZCIT Zone de Convergence Intertropicale.

SOMMAIRE

1	Contexte Scientifique	2
1.1	L'importance de la vapeur d'eau dans l'atmosphère comme gaz à effet de serre .	3
1.2	Définitions de la tropopause et de la convection tropicale	5
1.2.1	Définitions de la tropopause pour l'étude du transport en basse stratosphère	5
1.2.2	L'atmosphère humide et la convection tropicale	7
1.2.3	Description de la convection tropicale	9
1.2.4	Description des cyclones tropicaux	12
1.3	Les phénomènes grande échelle régulant la vapeur d'eau en haute troposphère et basse stratosphère	13
1.3.1	Cellule de Hadley et ZCIT	14
1.3.2	L'oscillation australe d'El Niño (ENSO) et les cellules de Walker	15
1.3.3	L'oscillation de Madden-Julian	17
1.3.4	La circulation de Brewer-Dobson	20
1.3.5	L'oscillation quasi-biennale (QBO)	22
1.4	La Tropical Tropopause Layer	23
1.4.1	Définition de la Tropical Tropopause Layer (TTL)	23
1.4.2	Température de la TTL	25
1.4.3	Observations des effets de la convection profonde sur la composition chimique de la TTL	29
1.4.4	Simulations du transport par la convection profonde	31
1.4.5	Composition chimique de la TTL	34
1.4.6	L'ozone, un traceur de la convection profonde	35
1.5	Présentation du sujet de thèse	36
1.5.1	Présentation du bassin de l'océan Indien	36
1.5.2	La convection dans le bassin sud-ouest de l'océan Indien	37
1.5.3	Objectifs de la thèse	39
2	Participation à des campagnes d'observation de la convection tropicale	42
2.1	Campagne de mesure CONCIERTO	43
2.1.1	Objectifs de la campagne	43
2.1.2	Description des radiosondages	45
2.1.3	Déroulement d'un radiosondage	50

2.2	Campagne d'intercomparaison de sondes GRUAN	55
2.2.1	Objectif de la campagne	55
2.2.2	Présentation des lâchers de la campagne	56
2.3	Campagne de mesures ReNov'Risk-cyclone	57
2.3.1	Objectif de la campagne	57
2.3.2	Déroulement de la mission	58
3	Observations, modèles et méthodologie	60
3.1	Observations par satellites de la convection	61
3.1.1	Les satellites géostationnaires Météosat-7 et Météosat-8	61
3.1.2	Le satellite CALIPSO	62
3.1.3	La constellation GPM	63
3.2	Présentation des modèles FLEXPART et Meso-NH	64
3.2.1	Le modèle FLEXPART	64
3.2.2	Le modèle Meso-NH	66
4	Etude de la vapeur d'eau et de l'ozone en haute troposphère tropicale au dessus de l'île de La Réunion	72
4.1	Présentation de l'article	72
4.2	Méthodologie	73
4.3	Principaux résultats	74
4.4	Impact of convection on the upper-tropospheric composition (water vapor/ozone) over a subtropical site (Réunion Island, 21.1°-55.5°E) in the Indian Ocean.	75
5	Modélisations méso-échelles du cyclone tropical Enawo (2017)	93
5.1	Présentation des simulations du cyclone tropical Enawo (2017)	93
5.1.1	Motivation des simulations	93
5.1.2	Présentation du cas d'étude Enawo (2017)	95
5.2	Etude de la sensibilité à la définition du domaine	97
5.3	Etude de la sensibilité aux paramètres physiques et à la résolution horizontale	99
5.3.1	Tests sur les distributions de SST en forçage du cyclone Enawo.	100
5.4	Simulations avec domaines imbriqués	103
5.5	Amélioration de la représentation de l'intensification et des précipitations.	106
5.5.1	Présentation des simulations de référence	106
5.5.2	Intensification du cyclone ENAWO dans la simulation océan-atmosphère	109
5.5.3	Amélioration des précipitations dans les simulations à haute résolution	111
5.5.4	Distribution des nuages convectifs	112
5.5.5	Validation des simulations à l'aide de mesures sous ballon	114

5.5.6	Le transport de vapeur d'eau dans la TTL, influence des résolutions verticale/horizontale	115
5.6	Conclusions	117
6	Impact du cyclone tropical Enawo (2017) sur le contenu en vapeur d'eau de la région de la tropopause tropicale.	120
6.1	Présentation de l'article	120
6.2	Méthodologie	121
6.3	Principaux résultats	122
6.4	Conclusions	122
6.5	Meso-scale simulations of tropical cyclone ENAWO (2017) and impact on hydration of the tropical tropopause layer	123
7	Modélisation méso-échelle du cyclone tropical Gelena (2019)	156
7.1	Présentation des simulations du cyclone tropical Gelena (2019)	156
7.1.1	Motivation des simulations	156
7.1.2	Présentation du cas d'étude Gelena (2019)	157
7.2	Etude de sensibilité à la définition du domaine et à la date d'initialisation	159
7.3	Simulations à haute Résolution du Cyclone Tropical Gelena	162
7.3.1	Présentation des simulations	162
7.3.2	Etude des précipitations et des sommets nuageux	165
7.3.3	Perspectives pour l'étude du transport de vapeur d'eau en TTL dans les simulations du cyclone tropical Gelena	168
8	Conclusions et perspectives	171
8.1	Conclusions	171
8.2	Perspectives	172

CHAPITRE 1.

CONTEXTE SCIENTIFIQUE

Sommaire

1.1	L'importance de la vapeur d'eau dans l'atmosphère comme gaz à effet de serre .	3
1.2	Définitions de la tropopause et de la convection tropicale	5
1.2.1	Définitions de la tropopause pour l'étude du transport en basse stratosphère	5
1.2.2	L'atmosphère humide et la convection tropicale	7
1.2.3	Description de la convection tropicale	9
	Etude d'une masse d'air en convection	9
	Température potentielle et température potentielle équivalente . .	11
1.2.4	Description des cyclones tropicaux	12
	Structure des cyclones tropicaux	12
	Les conditions de cyclogenèse	13
1.3	Les phénomènes grande échelle régulant la vapeur d'eau en haute troposphère et basse stratosphère	13
1.3.1	Cellule de Hadley et ZCIT	14
1.3.2	L'oscillation australe d'El Niño (ENSO) et les cellules de Walker	15
1.3.3	L'oscillation de Madden-Julian	17
1.3.4	La circulation de Brewer-Dobson	20
1.3.5	L'oscillation quasi-biennale (QBO)	22
1.4	La Tropical Tropopause Layer	23
1.4.1	Définition de la Tropical Tropopause Layer (TTL)	23
1.4.2	Température de la TTL	25
	Rôle des nuages sur la température de la TTL	27
	Influence de l'ENSO et de la QBO sur la température de la tropopause	28
	Influence de la MJO sur la température de la tropopause	28
1.4.3	Observations des effets de la convection profonde sur la composition chimique de la TTL	29
	Observations in situ	30
	Observations Satellites	31
1.4.4	Simulations du transport par la convection profonde	31
	Simulation lagrangienne	32
	Simulation eulérienne	33
1.4.5	Composition chimique de la TTL	34

1.4.6	L'ozone, un traceur de la convection profonde	35
1.5	Présentation du sujet de thèse	36
1.5.1	Présentation du bassin de l'océan Indien	36
1.5.2	La convection dans le bassin sud-ouest de l'océan Indien	37
1.5.3	Objectifs de la thèse	39

Dans le but de présenter le sujet de recherche nous allons exposer dans ce chapitre un résumé des connaissances sur le transport de la vapeur d'eau en haute troposphère-basse stratosphère. La première section présentera les enjeux liés aux variations d'espèces chimiques de la haute troposphère-basse stratosphère. Nos travaux se penchent particulièrement sur le rôle de la convection dans le bilan chimique (vapeur d'eau/ozone) de la haute troposphère-basse stratosphère. Pour ça nous introduisons les processus de formation de la convection et les mécanismes du transport dans une seconde section. Les incertitudes sur le transport de masse d'air humide en haute troposphère- basse stratosphère découle de la compétition entre de nombreux phénomènes climatiques aux tropiques. La troisième section présente les phénomènes climatiques globaux qui influencent la convection et le transport associés en haute troposphère-basse stratosphère. Les deux sections suivantes présentent un état de l'art des recherches actuelles sur le sujet et nous présenterons plus particulièrement la convection dans le bassin de l'océan Indien.

L'importance de la vapeur d'eau dans l'atmosphère comme gaz à effet de serre

L'importance de l'effet de serre dans la régulation thermique de la Terre a été découverte par Joseph Fourier en 1827 dans son mémoire sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaires. En 1861, le physicien John Tyndall découvre que la vapeur d'eau et le CO₂ sont les principaux gaz à effet de serre de l'atmosphère. Depuis ces études de nombreuses autres espèces d'origine anthropique sont étudiées pour leurs effets sur l'effet de serre comme le méthane, le protoxyde d'azote ou les chaînes Chlorofluorocarbure (CFC). Selon le rapport AR5 (Assessment Report N°5) de 2013 du Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC), entre 1950 et 2010 la température terrestre a augmenté de l'ordre de 0,8°C et on estime avec un fort degré de confiance que plus de 50 % de ce réchauffement climatique est induit par les gaz à effet de serre d'origine anthropique.

L'augmentation globale de température a tendance à perturber de nombreux phénomènes climatiques. On définit la rétroaction comme l'effet retour que la perturbation de chaque phénomène climatique va avoir sur le réchauffement climatique. La rétroaction négative va avoir un effet s'opposant au réchauffement climatique et une rétroaction positive va l'amplifier. Les prévisions sur l'augmentation de la température à la surface terrestre due aux gaz à effet de serre d'origine anthropique sont plutôt fiables. En effet, les Modèles de Circulation Générale (MCG) avec une maille plus grossière (maille autour d'une centaine de kilomètres) sont bien adaptés pour simuler la rétroaction de ces gaz car ils ont une longue durée de vie dans l'atmosphère (entre 5 et 200 ans pour le CO₂, 12 ans pour le méthane, 115 ans pour le protoxyde d'azote et 260 ans pour les CFC selon le rapport AR5 du GIEC). Les sources d'incertitude sur l'évolution du climat proviennent principalement de la réponse du cycle hydrologique, de la fonte de la

cryosphère, des nuages et de l'évolution du gradient vertical de température dans la troposphère face au réchauffement induit par les gaz d'origine anthropique (Bony et al., 2006).

À partir de la comparaison de 27 simulations MCG (Colman, 2003; Held et Soden, 2006), Bony et al. (2006) résumant les incertitudes entre les différentes simulations MCG liées aux facteurs exposés précédemment. Dans la Figure 1 de Bony et al. (2006), on peut voir la forte incertitude sur la rétroaction de la vapeur d'eau (entre 1 et $2.4 \text{ Wm}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$) et des nuages (entre 0.5 et $1.7 \text{ Wm}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$) comparée à l'évolution de la rétroaction de l'albédo de surface (entre 0.1 et $0.9 \text{ Wm}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$). On peut noter également une très forte incertitude en ce qui concerne la rétroaction du gradient vertical de température dans la troposphère (entre 0.3 et $-1.4 \text{ Wm}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$). Ces résultats ont été repris et confirmés par le rapport du GIEC AR5 (Chapitre 9, Section 7 et Figure 9.43). Si les résultats des simulations MCG sont peu sensibles au changement de résolution horizontale (Ingram, 2002; Trenberth et al., 2011), la représentation implicite de la convection semble générer des incertitudes entre les modèles en ce qui concerne le transport de vapeur vers les hautes couches de l'atmosphère (Garcia et al., 2007). La connaissance de ces processus de transport est primordiale pour l'amélioration des prévisions climatiques à moyen et long terme.

Sur les dernières décennies, les observations et les simulations s'accordent sur une augmentation de la vapeur d'eau en troposphère de l'ordre de 7 à $10 \text{ \%} \cdot \text{K}^{-1}$ (Held et Soden, 2006; Chen et Liu, 2016; Hodnebrog et al., 2019). Cependant, des recherches ont montré que la vapeur d'eau des différentes couches atmosphériques n'a pas la même incidence sur le réchauffement climatique (Held et Soden, 2000; Minschwaner et Dessler, 2004). En utilisant un modèle radiatif initialisé avec des profils de température, de vapeur d'eau, d'aérosols nuageux et de CO_2 , Held et Soden (2000) étudient l'effet des différentes couches atmosphériques sur le bilan radiatif terrestre. Pour cela ils étudient le rayonnement sortant à grande longueur d'onde (OLR pour *Outgoing Longwave Radiation* en anglais) dû à la vapeur d'eau qui est une mesure de la quantité d'énergie émise vers l'espace par la surface de la Terre (en Wm^{-2}). Bien que la vapeur d'eau est répartie à plus de 50 \% dans la couche limite (0 - 2 km), la haute troposphère entre 9 et 13 km , en particulier aux tropiques, a un effet radiatif bien plus important. En effet, 55 \% du réchauffement radiatif dû à la vapeur d'eau pourrait être provoqué par la vapeur d'eau aux tropiques (30°N - 30°S) et 35 \% proviendrait de la haute troposphère tropicale (Held et Soden, 2000).

Au-delà de la troposphère, la vapeur d'eau devient très rare, avec seulement 1 \% de la vapeur d'eau totale de l'atmosphère présente en stratosphère. Solomon et al. (2010), en se basant sur des mesures satellites et un modèle radiatif à haute résolution spectrale, cherchent à comprendre plus précisément le rôle de la vapeur d'eau stratosphérique sur le bilan radiatif terrestre. Les observations montrent que la vapeur d'eau en stratosphère tend à augmenter de l'ordre de 0.5 ppmv tous les 10 ans depuis le début des observations satellites. Ces observations sont en accord avec les études des mesures de vapeur stratosphérique in situ (Oltmans et al., 2000; Hurst et al., 2011). Solomon et al. (2010) montrent ensuite que la vapeur d'eau stratosphérique peut générer un effet de serre supplémentaire de l'ordre de 10 \% . En s'appuyant sur deux modèles MCG et des observations satellites Dessler et al. (2013) ont étudié les différentes sources de vapeur d'eau stratosphériques et leurs rétroactions respectives sur le bilan radiatif. Ils estiment qu'environ 33 \% du réchauffement supplémentaire provoqué par l'augmentation de la vapeur d'eau en stratosphère serait dû à la vapeur d'eau entrant par la haute troposphère tropicale. Le reste serait donc causé par la vapeur d'eau transportée aux latitudes extratropicales. Une étude récente de Dessler et al. (2016) se basant sur l'étude de simulations globales, met en évidence

une augmentation globale de la vapeur d'eau en stratosphère de l'ordre de 1 ppmv d'ici la fin du 21e siècle. Dans cette étude, il est montré que l'injection de glace en basse stratosphère pourrait contribuer à hauteur de 20 à 50 % à cette augmentation de 1 ppmv de vapeur d'eau en stratosphère.

Ces recherches soulignent l'importance de la vapeur d'eau en basse stratosphère dans le bilan thermique de la surface terrestre mais il persiste beaucoup d'incertitudes sur l'amplitude du transport aux tropiques. Nous allons chercher à comprendre le rôle de la convection tropicale sur le bilan de vapeur de la haute troposphère-basse stratosphère. Avant de développer l'état des connaissances sur le transport de la vapeur d'eau en basse stratosphère, nous allons introduire les définitions de la tropopause qui ont été utilisées pour les études des phénomènes de transport convectif aux tropiques.

Définitions de la tropopause et de la convection tropicale

Définitions de la tropopause pour l'étude du transport en basse stratosphère

La tropopause est une couche atmosphérique définissant la frontière entre la troposphère et la stratosphère. Il existe plusieurs manières de définir la tropopause, mais certaines définitions ne sont pas adaptées à l'étude du transport convectif aux tropiques (Maddox et Mullendore, 2018). Nous nous pencherons ici sur les définitions les plus pertinentes pour étudier le transport de vapeur en TTL.

Une des définitions les plus répandues, en particulier par l'OMM (Organisation Mondiale de la Météorologie) est la lapse-rate tropopause (LRT) ou tropopause thermique. La définition se base sur l'inversion du gradient de température entre la troposphère et la stratosphère est définie comme « *le niveau le plus bas auquel le gradient de température diminue de 2°C/km ou moins, à condition également que le gradient de température entre ce niveau et les niveaux des 2 km supérieurs ne dépasse pas 2°C/km* » (WMO, 1957). La LRT définit la tropopause comme une couche stable entre la troposphère et la stratosphère (gradient de température minimal) ce qui définit indirectement une frontière chimique entre les deux strates de l'atmosphère. En effet, Pan et al. (2018) montrent, en s'appuyant sur des mesures aéroportées d'ozone et de vapeur d'eau en TTL, que les couches inférieures et supérieures de la LRT ont des compositions chimiques bien distinctes. La LRT est adaptée aux milieux tropicaux, mais est assez peu utilisée pour l'étude de la convection. La définition de la LRT est pertinente pour une atmosphère faiblement perturbée thermiquement car le gradient vertical de température y est assez stable. Les phénomènes convectifs sont des événements provoquant de forts gradients thermiques et des perturbations dynamiques à la tropopause qui peuvent rendre la LRT difficile à définir en pratique.

La tropopause chimique est définie à l'aide d'un gaz traceur qui présente un fort gradient stratosphère-troposphère. Le rapport de mélange de l'ozone est couramment utilisé pour définir la tropopause chimique, mais il peut être difficile de déterminer une valeur seuil appropriée à l'étude du transport en basse stratosphère (Maddox et Mullendore, 2018).

La cold-point tropopause (CPT) ou point froid de la tropopause est défini comme l'altitude correspondant au minimum de température de la haute troposphère. Au-dessus de la convection

profonde, les masses d'air subissent généralement un refroidissement adiabatique par propagation d'ondes de gravités générées par la convection (Kim et al., 2018). Lors de phénomènes convectifs, la définition de la CPT correspond généralement à l'altitude du niveau de détrainement maximum. Elle permet de définir un niveau de référence pour étudier les phénomènes de transport en basse stratosphère plus facilement. La température et l'altitude du CPT sont des grandeurs très importantes quand on étudie le bilan en hydrométéores glacés ou en vapeur d'eau de la région de haute troposphère-basse stratosphère. En effet, la température du point froid régule la sublimation des cristaux de glace et donc la quantité de vapeur d'eau atteignant la basse stratosphère. Dans notre étude nous utiliserons principalement cette définition.

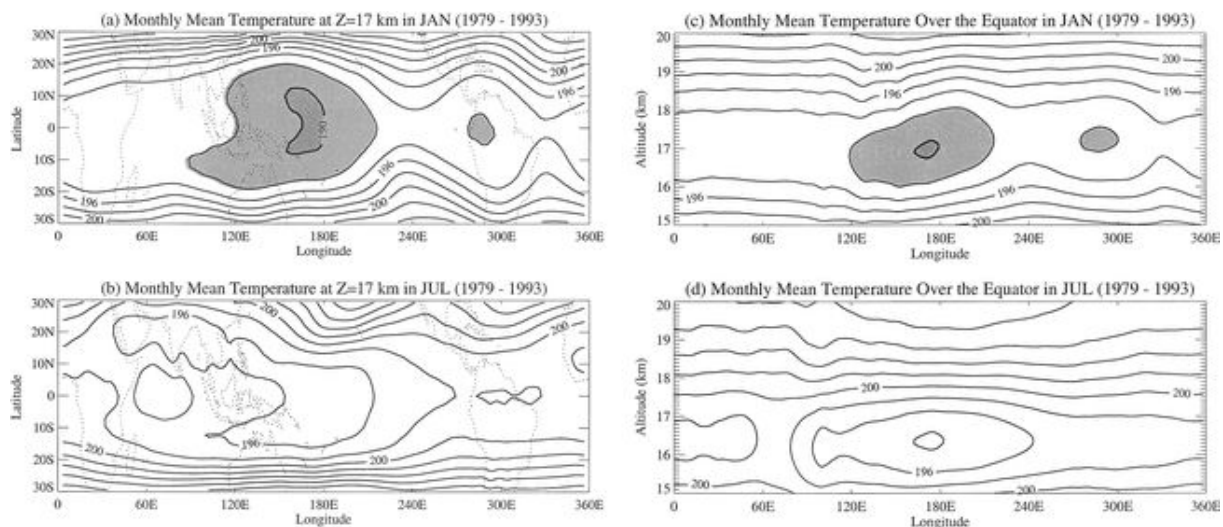


FIGURE 1.1 – (a) Coupe horizontale de la moyenne de température au mois de janvier à 17 km ; (b) similaire à (a), mais pour juillet ; (c) coupe verticale au-dessus de l'équateur en janvier ; (d) similaire à (c), mais pour juillet. Les zones avec une température inférieure à 192 K sont en gris. Les températures sont extraites du produit ERA-15 et moyennées entre 1973-1993. Source : Zhou et al. (2004).

Pour étudier le transport vertical à travers la tropopause, une dernière définition basée sur la température potentielle est aussi largement utilisée. L'étude de la température potentielle a l'avantage de fournir un cadre de travail isentropique qui filtre les mouvements réversibles liés aux ondes de gravité et concentre l'étude sur les flux turbulents issus de la convection. L'altitude correspondante à une température potentielle de 380 K est souvent utilisée pour l'étude de la tropopause dans les simulations d'orages tropicaux (Chaboureau et al., 2007; Fueglistaler et al., 2009; Dauhut et al., 2015; Tissier et Legras, 2016) car elle correspond à l'altitude à partir de laquelle les isentropes (isolignes de la température potentielle) deviennent parallèles. La température potentielle à 380 K permet donc de différencier la couche inférieure marquée par les processus adiabatiques et la couche supérieure où l'adiabaticisme prédomine (Holton et al., 1995).

L'altitude et la température de la tropopause sont directement influencées par la dynamique de la troposphère (Hatsushika et Yamazaki, 2001; Zhou et al., 2004; Fueglistaler et al., 2009; Tian et al., 2019). L'augmentation de la convection dans une région donnée tend à rehausser l'altitude de la tropopause tropicale et, de ce fait, à la refroidir. Fueglistaler et al. (2009) montrent une variation saisonnière de la température de la tropopause tropicale proche de 8 K entre l'été et l'hiver. Sur la Figure 1.1a, on remarque un refroidissement significatif (en gris) dans le Pacifique ouest en janvier. En juillet (Figure 1.1c), les températures de la tropopause augmentent

d'environ 4 K et l'altitude de la tropopause baisse d'environ 0,5 km comparé à janvier (Figures 1.1c et 1.1d). Cette variation saisonnière est causée par l'augmentation de la convection dans le Pacifique ouest durant l'été de l'hémisphère sud.

Maintenant que l'on a introduit les différentes définitions de la tropopause, la prochaine partie introduit les grandeurs physiques permettant d'étudier de l'évolution de la température de la tropopause tropicale. On pourra ensuite étudier l'influence des variations de température de la tropopause sur le bilan chimique de la basse stratosphère.

L'atmosphère humide et la convection tropicale

Dans l'atmosphère, la masse volumique d'un gaz diminue avec l'altitude sous l'effet de la gravité. La quantité de vapeur d'eau dans les différentes couches atmosphériques dépendent donc de la masse volumique de l'environnement. On définit le rapport de mélange de la vapeur d'eau pour avoir une mesure de vapeur d'eau qui est indépendante de la densité du milieu et donc homogène sur toute la colonne atmosphérique. Le rapport de mélange peut se calculer par rapport aux deux variables qui définissent la masse volumique, la masse ou le volume.

$$r_m = \frac{m_{\text{vap}}}{m_{\text{sec}}} \quad (1.1)$$

$$r_m = \frac{R_{\text{sec}}}{R_{\text{vap}}} \frac{e}{p-e} = 0,622 \frac{e}{p-e} \quad (1.2)$$

avec r_m le rapport de mélange massique de la vapeur d'eau (kg.kg^{-1}), m_{vap} la masse de vapeur d'eau de l'air (kg), m_{sec} la masse d'air sec (kg), $R_{\text{sec}}=287,057 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ et $R_{\text{vap}}=461,7 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ les constantes spécifiques de l'air sec et de la vapeur d'eau respectivement, e la pression partielle de vapeur d'eau (hPa) et p la pression atmosphérique de la masse d'air (hPa). La définition de l'humidité spécifique q en (kg.kg^{-1}) qui est définie par rapport à la masse d'air humide est très proche de celle du rapport de mélange en masse :

$$q = \frac{m_{\text{vap}}}{m_{\text{tot}}} \quad \text{donc} \quad r_m = \frac{q}{1-q} \quad (1.3)$$

Avec m_{tot} la masse totale de l'air (humide+sec). Le rapport de mélange en masse se mesure principale en ppmm (particules par millions en masse) ou ppbm (particules par milliards en masse). Par exemple un rapport de mélange de 45 ppmm de vapeur d'eau signifie 45 particules par millions en masse d'air sec. En pratique, pour des études dans la troposphère et dans la stratosphère on utilise les rapports de mélange de vapeur d'eau exprimés par le rapport de mélange en volume :

$$r_v = \frac{e}{p-e} \quad (1.4)$$

$$r_v = 1,6 \times r_m \quad (1.5)$$

Le rapport de mélange en volume se mesure principale en ppmv ou ppbv. Par exemple un rapport de mélange de 45 ppmv de vapeur d'eau signifie 45 particules par million en volume d'air sec.

Pour les autres espèces chimiques de l'atmosphère, le rapport de mélange en volume se définit également par rapport à la pression d'air sec :

$$r_v = \frac{P_e}{p - e} \quad (1.6)$$

$$r_m = \frac{m_e}{m_{\text{sec}}} \quad (1.7)$$

avec P_e et m_e la pression partielle et la masse de l'espèce chimique considérée.

On peut mesurer l'état d'équilibre liquide/vapeur de la masse d'air via la mesure de l'humidité relative (RH pour Relative Humidity). L'humidité relative est définie comme étant le rapport de pression partielle de vapeur d'eau e et la pression de vapeur saturante e_s :

$$\text{RH} = \frac{e}{e_s} \times 100 \quad (1.8)$$

De la même façon, on peut définir l'humidité relative pour la glace comme le rapport de pression partielle de vapeur d'eau e et la pression de vapeur saturante e_i de glace :

$$\text{RH}_i = \frac{e}{e_i} \times 100 \quad (1.9)$$

e_i et e_s sont directement calculé à partir de la température de la masse d'air. La température du point de rosée est définie comme la température d'une masse d'air à partir de laquelle la vapeur d'eau commencer à condenser. De même la température du point de givrage est définie comme la température de saturation de l'eau liquide par rapport à la glace. De l'énergie peut-être libérée ou consommée lors du changement de phase de l'eau. Les réactions endothermiques, qui consomment de l'énergie, sont les processus de fusion (de la phase solide à la phase liquide) de vaporisation (de la phase liquide à la phase gaz) ou de sublimation (de la phase solide à la phase gaz). À l'inverse les réactions exothermiques, qui dégagent de la chaleur latente, sont les processus de condensation liquide ou solide (de la phase gaz à la phase liquide ou solide) ou de givrage (de la phase liquide à la phase solide).

Ces processus de changement d'état de l'eau sont primordiaux pour l'organisation de la convection. Comme on va le voir dans la Figure 1.2.3 le dégagement de chaleur latente est une des sources d'énergies principales pour l'établissement de la convection profonde et la formation des cyclones tropicaux. La section suivante se penchera plus spécifiquement sur les phénomènes de convection profonde, avant de développer par la suite les processus de formation des cyclones tropicaux.

Description de la convection tropicale

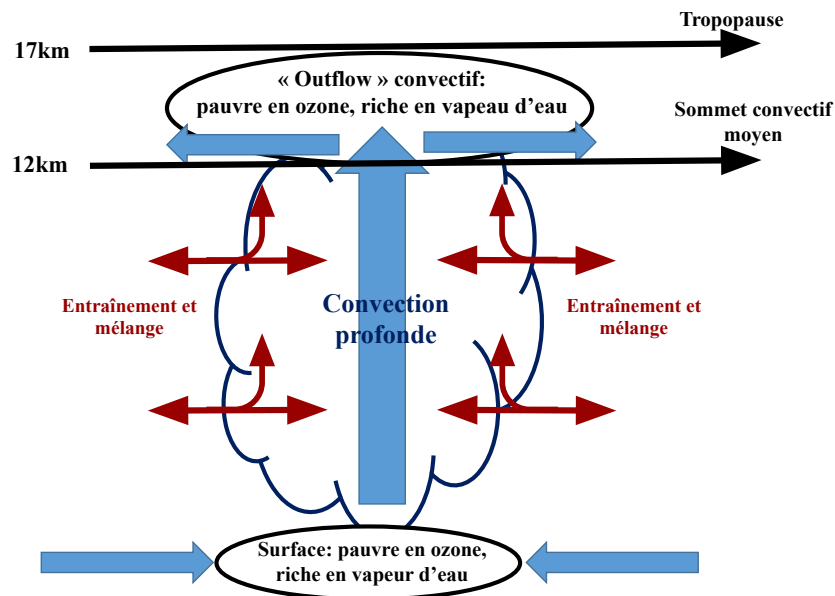


FIGURE 1.2 – Schéma résumant les principaux phénomènes intervenant lors du transport convectif de la couche limite vers la tropopause. Les flèches bleues épaisses représentent les principaux courants. Les flèches rouges montrent le mélange et l'entraînement de l'air avec l'air nuageux.

La convection est définie comme un mouvement ascendant de masses d'air dans l'atmosphère. Le mouvement convectif se crée dans les basses couches atmosphériques à partir d'une différence de densité entre des masses d'air chaudes et humides et l'air environnant. Cette différence de densité est beaucoup plus prononcée en journée, avec l'absorption du flux solaire incident terrestre par la surface. Lors de leur ascendance, ces masses d'air se refroidissent par détente adiabatique entre $-9,8^{\circ}\text{C}$ par km pour une masse d'air sèche et autour de $6,5^{\circ}\text{C}$ par km pour une masse d'air humide (Wallace et Hobbs, 2006). Lors de son ascension, la masse d'air peut atteindre l'altitude correspondant à sa température de saturation (la température du point de rosée), la vapeur d'eau en excès se transforme en gouttelettes d'eau et forme un nuage. Les changements d'état entre la phase gaz et les phases liquide ou solide (sous forme de cristaux de glace) apportent une source de chaleur additionnelle (la chaleur latente) qui tend à renforcer le mouvement convectif. Selon le gradient vertical de température de l'air environnant et de l'énergie convective disponible, les nuages convectifs vont se stabiliser à des altitudes plus ou moins hautes. La convection dite peu profonde ne forme pas ou peu de cristaux de glace et se développe jusqu'à une altitude proche de 5 km. La convection profonde se développe au-delà de 10 km d'altitude, et peut atteindre parfois la tropopause à 16-17 km aux tropiques.

Etude d'une masse d'air en convection

Au départ de la convection, la masse d'air dispose d'une certaine température (T) et d'une température du point de rosée (T_e) qui correspond à la température du point de rosée de la vapeur d'eau. On définit T_{ext} la température du milieu extérieur. En entamant son ascension, la particule est d'abord sous saturée, sa température suit le profil d'une adiabatique sèche (θ constant). La température du milieu diminue, la courbe de température va croiser la température

de rosée au niveau de condensation (LCL, Lifting Condensation Level en anglais), c'est le début de la formation du nuage. La température de la masse d'air évolue ensuite en suivant la courbe de l'adiabatique saturée.

Une fois le niveau de condensation atteint, la masse d'air va se refroidir moins vite que son environnement (grâce au dégagement de la chaleur latente de condensation). On définit le niveau de convection libre (LFC, Level of Free Convection en anglais) comme le niveau à partir duquel la température de la masse d'air est supérieure à celle du milieu. Finalement, la flottabilité redevient nulle quand la courbe de température du milieu et la courbe de température de la masse d'air se recroisent (LNB, Level of Neutral Buoyancy en anglais). En intégrant la différence de température entre l'air environnant et l'air nuageux, on obtient l'énergie cinétique disponible pour la masse d'air. Cette intégrale se fait en deux parties.

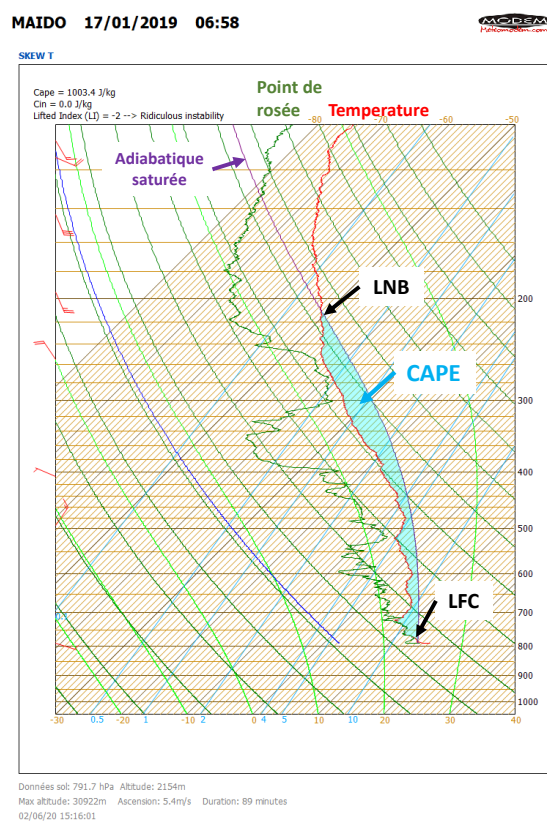


FIGURE 1.3 – Exemple d’Emagramme d’un radiosondage météorologique Météomodem M10 du 17 janvier 2019 lancé à l’observatoire du Maïdo. En rouge le profil de température mesuré, en vert la température de rosée. En violet l’adiabatique saturée et en turquoise (entre l’adiabatique saturée et la température de la sonde) la CAPE. LNB, l’altitude de flottaison libre (ascension adiabatique)

- D’abord, entre le LCL et le LFC, lorsque $T < T_{\text{ext}}$, qui correspond à l’énergie d’inhibition de la convection (CIN, Convective Inhibition en anglais). Le CIN correspond à l’énergie cinétique dont doit disposer la masse d’air pour pouvoir atteindre le LFC, et donc développer la convection.
- Ensuite, entre le LFC et le LNB, lorsque $T > T_{\text{ext}}$, qui est l’énergie potentielle de convection disponible (CAPE, Convective Available Potential Energy en anglais). À chaque instant, on peut analyser la variation de $T - T_{\text{ext}}$ qui va correspondre à l’accélération subie par

la masse d'air (selon que $T - T_{\text{ext}}$ augmente ou diminue). L'étalement vertical de la CAPE nous informe sur la hauteur sur laquelle le nuage va se développer.

À noter : l'altitude du LNB correspond à un équilibre thermique, cependant la masse d'air dispose d'une énergie cinétique en arrivant à cette altitude, et il est très fréquent d'observer des percées nuageuses au-dessus de l'altitude du LNB.

La CAPE est un indicateur souvent utilisé dans les modèles climatiques notamment pour la paramétrisation de la convection. D'autres notions comme la température potentielle sont largement utilisées pour caractériser une masse d'air en convection.

Température potentielle et température potentielle équivalente

La température potentielle, ou θ , est une grandeur météorologique permettant d'estimer la température qu'aurait une masse d'air si elle était amenée de façon adiabatique au niveau du sol. On parle d'adiabatisme lorsqu'une masse d'air suivant un niveau de température potentielle constante n'échange pas de chaleur avec le milieu extérieur. Le calcul de θ prend en compte le rapport de la pression de la masse d'air avec la pression de référence P_0 et la température de celle-ci :

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{\frac{R}{C_p}} \quad (1.10)$$

avec : R , la constante spécifique de l'air sec ($287 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$) et C_p la chaleur massique de l'air sec à pression constante ($1004 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$). Si on regarde le profil vertical de la température potentielle, on peut déterminer l'état d'équilibre d'une masse d'air.

- Si θ augmente avec l'altitude, alors l'équilibre de la masse d'air est dite stable : la convection ne peut pas facilement s'enclencher. En effet, en prenant de l'altitude, la masse d'air deviendrait plus froide que le milieu. Elle est donc « bloquée » dans les basses couches.
- Si θ reste stable avec l'altitude, alors l'équilibre de la masse d'air est dite neutre : la convection peut s'enclencher pour une très forte humidité.
- Si θ diminue avec l'altitude, alors l'équilibre de la masse d'air est dite instable : en prenant de l'altitude la masse d'air restera plus chaude que son environnement même sans émanation de chaleur latente. La convection a toutes les chances de s'enclencher.

La température potentielle équivalente θ_e est la température qu'aurait une masse d'air humide si elle était amenée au niveau du sol. La différence avec θ est la prise en compte de la chaleur latente liée à la condensation de la vapeur d'eau. Bolton (1980) en donne une estimation avec une erreur autour de 0.3 K :

$$\theta_e = T \left(\frac{1000}{P} \right)^\alpha \times \exp \left[\left(\frac{3.376}{T_L} \right) - 0.00254 \times r(1 + 0.81 \times 10^{-3}r) \right] \quad (1.11)$$

$$\alpha = 0.2854(1 - 0.28 \times 10^{-3}r) \quad (1.12)$$

Avec T, P et r respectivement la température, la pression et le rapport de mélange en eau. T_L la température au niveau du LCL.

Description des cyclones tropicaux

Structure des cyclones tropicaux

L'OMM (Organisation Mondiale de la Météorologie) définit les cyclones tropicaux comme des perturbations atmosphériques à l'échelle de quelques centaines de kilomètres, prenant naissance au-dessus des eaux tropicales ou subtropicales, présentant une activité orageuse organisée et une circulation cyclonique plus intense en surface qu'en altitude. La circulation cyclonique se définit par un mouvement de rotation dans le sens horaire dans l'hémisphère sud, antihoraire dans l'hémisphère nord.

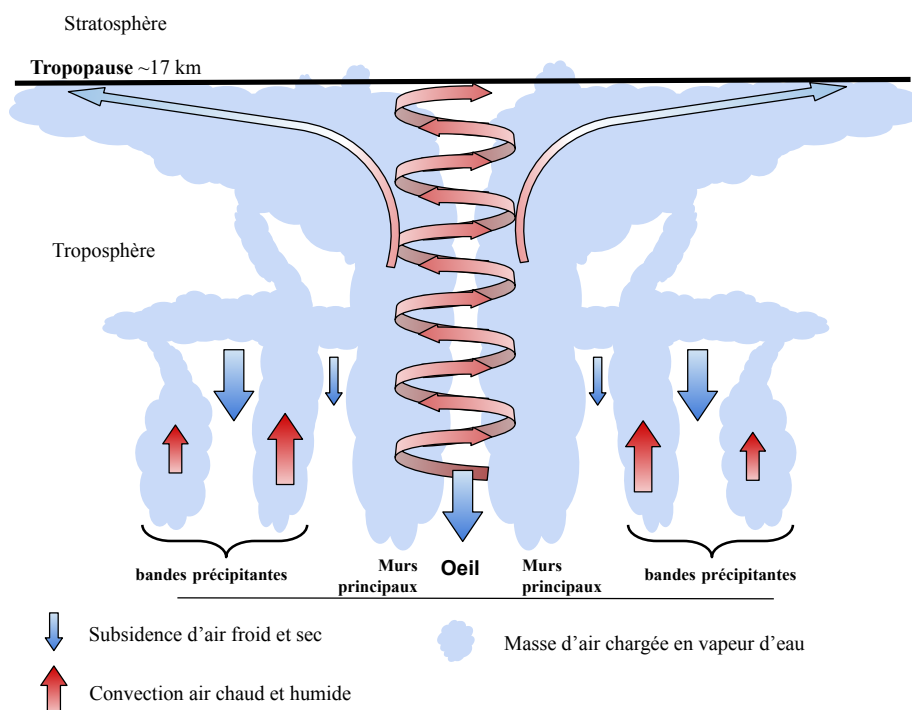


FIGURE 1.4 – Vue schématique de l'organisation d'un cyclone tropical. Les flèches bleues montrent la circulation subsidente. Les flèches rouges les mouvements ascendants convectifs.

À maturité, la structure d'un cyclone est divisée en 3 parties illustrées sur la Figure 1.4. L'œil du cyclone est la partie centrale de la dépression. Les conditions de pression très faibles dans l'œil du cyclone en font un des repères pour localiser et mesurer l'intensification d'un cyclone tropical. L'œil du cyclone mesure entre 10 et 100 km de diamètre. Les vents y sont relativement calmes à cause de la subsidence des masses d'air en son centre. À la surface, la pression de l'œil est remarquablement basse, elle peut servir d'indicateur de l'intensité du cyclone. En altitude, l'œil peut être difficile à détecter, des nuages (stratus ou cirrus) amenés par la convection peuvent le recouvrir. L'œil est entouré de bandes convectives qui définissent le mur de l'œil. Les vents et les précipitations y sont plus intenses que dans le reste du système. Le mur de l'œil a une extension horizontale entre 10 et 50 km (Figure 1.4). Au-delà du mur de l'œil, des bandes précipitantes secondaires (ou bandes spiralées) d'une largeur de 5 à 50 km, alternées de zone de subsidence, peuvent se propager jusqu'à 500 km du centre de l'œil.

Les conditions de cyclogenèse

Pour qu'une tempête tropicale puisse atteindre l'intensité d'un cyclone tropical, il faut des conditions environnementales favorables à son organisation. Les critères de formation d'un cyclone ont été bien résumés par (Gray, 1968, 1975) et synthétisés récemment dans la thèse de Hoarau (2018). Nous allons présenter rapidement les principales conditions nécessaires à la cyclogenèse, bien que ces conditions ne soient pas suffisantes.

D'abord, l'énergie calorifique au niveau de la mer doit être suffisamment important pour la mise en place d'une convection profonde et durable. Les recherches de Dare et McBride (2011) montrent qu'une température de 26,5°C sur les 50 premiers mètres de l'océan pendant 48 heures sont propices à la formation de cyclones. Tory et Dare (2015) ont établi qu'une température autour de 25,5°C pourrait être suffisante pour la formation d'un cyclone.

Au-dessus, une forte humidité en basse et moyenne troposphère est nécessaire pour favoriser la convection sur le temps d'organisation du cyclone (autour de 48 h, Tory et Dare, 2015). Pour une moyenne troposphère (700-500 hPa ou 3-6 km) avec une humidité relative inférieure à 40 %, Gray (1975) a montré que le développement d'un cyclone devient impossible. Toujours selon Gray (1975), un taux d'humidité autour de 70 % entre 700 hPa et 500 hPa est beaucoup plus favorable à la formation cyclonique.

Si les conditions de SST et d'humidité sont réunies, la convection a de grande chance de s'activer. Pour que la convection atteigne les plus hautes couches de l'atmosphère et qu'un tourbillon s'organise, il est important d'avoir le cisaillement de vent le plus faible possible. Le cisaillement de vent est généralement défini comme la différence entre le vent de la haute troposphère (200 hPa) et le vent de la basse troposphère (850 hPa). Zehr (1992) montre que seulement 10 à 12 % des cyclones tropicaux se développent pour un cisaillement dépassant 15 m.s⁻¹.

L'organisation d'un cyclone est en grande partie due à la force de Coriolis qui découle de la rotation terrestre. Nulle à l'équateur et maximale aux pôles, la cyclogenèse ne peut se produire en région équatoriale (Gray, 1968).

Une dernière condition concerne le détrainement d'altitude du cyclone. La présence d'un creux barométrique (thalweg) ou d'une dépression d'altitude permettra de faciliter la mise en place de la convection et la divergence des masses d'air en altitude.

Les phénomènes grande échelle régulant la vapeur d'eau en haute troposphère et basse stratosphère

Dans les tropiques, il existe un grand nombre de phénomènes climatiques globaux qui influencent la fréquence et la puissance des systèmes convectifs. Il est primordial avant d'étudier l'humidification de la haute troposphère-basse stratosphère par la convection de bien comprendre l'influence des phénomènes globaux sur les variations inter-annuelles de la convection tropicale. Dans une première partie on présentera la zone de convergence inter-tropical qui est le siège de la convection ainsi que la circulation méridienne associée aux cellules de Hadley. Dans les sous-sections ?? et ?? on définit respectivement le rôle du phénomène saisonnier El Niño et de l'oscillation de Madden-Julian (MJO pour Madden-Julian Oscillation en anglais) dans l'activité convective tropicale. Enfin les circulations de Brewer-Dobson et l'oscillation

quasi-biennale qui influencent le transport des masses d'air d'origine convective dans la basse stratosphère sont décrites dans les sous-sections ?? et ??.

Cellule de Hadley et ZCIT

Aux tropiques, les fortes valeurs du rayonnement solaire incident provoquent un différentiel énergétique avec le reste du globe. Les masses d'air ont alors tendance à s'élever, ce qui crée des zones de basses pressions au niveau de l'équateur. Les masses d'air en surface vont alors converger vers les zones équatoriales de basse pression, c'est la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT). La convergence des vents aux tropiques résulte d'une circulation découverte par Georges Hadley en 1735. Comme on l'a dit, les masses d'air convergeant vers la ZCIT, peuvent être soumises à la convection. Une fois dans la haute troposphère tropicale (10-14 km d'altitude), l'anomalie positive de pression due aux courants ascendant va provoquer une divergence des masses d'air vers les moyennes latitudes. En migrant vers les moyennes latitudes, les masses d'air s'assèchent et se refroidissent, elles vont alors subsider (déplacement vers le sol) vers 30°N et 30°S. Sous l'effet de la force de Coriolis, les masses d'air acquièrent une composante zonale d'ouest, qui est maximale avant leur subsidence (30°N et 30°S). Il se crée, en plus de la subsidence, des courants (courant jets subtropicaux) en haute troposphère, provoqués par la forte différence de température qui sépare les masses d'air froides (aux moyennes latitudes) et chaudes (aux tropiques).

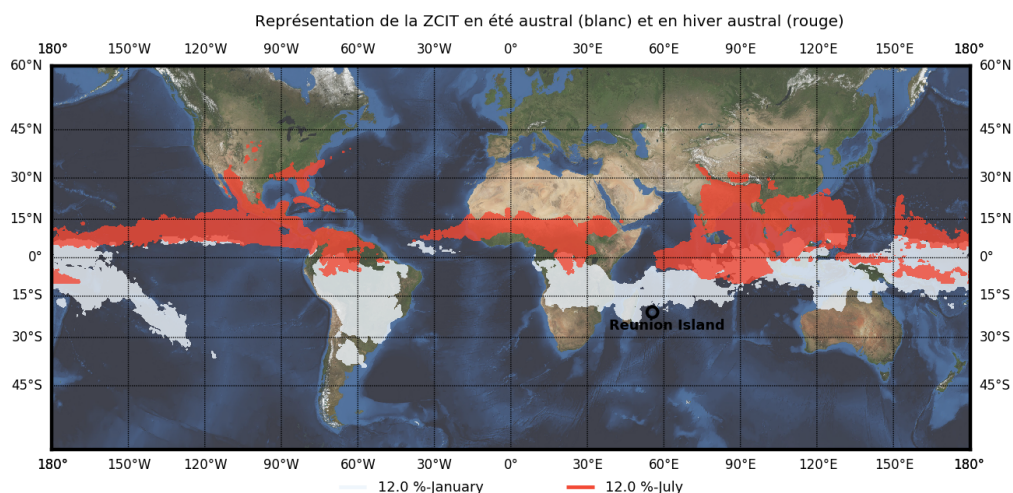


FIGURE 1.5 – Représentation de la ZCIT entre novembre 2013 et avril 2016, en été austral (décembre, janvier et février) en blanc et en hiver austral (juin, juillet et août) en rouge. Pour estimer la position de la ZCIT on utilise la fréquence d'observation de nuages profonds (en pourcent). Un nuage est considéré comme profond pour une température de brillance inférieure à 230 K. Les données sont traitées à partir d'une carte composite à 4 km de résolution des mesures satellites de la température de brillance. Source :

https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/GPM_MERGIR_1/summary

La subsidence augmente la pression de surface aux moyennes latitudes qui est marquée par la présence d'anticyclone. Les Alizés, qui sont les courants convergeant vers la ZCIT, résultent de la différence de pression de surface entre les dépressions équatoriales et les anticyclones. La force de Coriolis qui découle de la rotation terrestre, dévie les courants qui convergent vers la ZCIT depuis les moyennes latitudes. Au lieu d'avoir une trajectoire strictement vers le nord

dans l'hémisphère sud, les Alizés sont déviés sous l'effet de la force de Coriolis et prennent une incidence nord-ouest (incidence sud-est dans l'hémisphère nord) par rapport à la ZCIT. En fonction de l'incidence du soleil, la ZCIT migre d'un hémisphère à l'autre (Figure 1.5).

La ZCIT est le siège principale de l'activité convective aux tropiques. Si la convection est active sur l'ensemble de la ZCIT, des phénomènes climatiques globaux comme les cellules de Walker, l'oscillation austral d'El Niño (ENSO pour El Niño Southern Oscillation) ou l'oscillation de Madden-Julian modulent également la convection dans la ceinture tropicale.

L'oscillation australe d'El Niño (ENSO) et les cellules de Walker

La dynamique équatoriale est grandement influencée par les différentes conditions de températures de surface des tropiques. Il a été mis en évidence par plusieurs études que la convection au-dessus des forêts tropicales se développait plus haut et plus rapidement que la convection maritime (Jorgensen et LeMone, 1988; Lucas et al., 1994; Liu et Zipser, 2005). Les océans ont une capacité calorifique (capacité à emmagasiner de la chaleur) bien plus importante que celle des forêts tropicales. L'énergie disponible pour la convection est donc plus importante dans les zones de forêt équatoriale que dans les océans. Le continent maritime (l'océan englobant l'archipel indonésien) est un cas particulier qui de par sa faible profondeur (300 m en moyenne), atteint des températures de surface très élevées (dépassant 30°C en été). Le potentiel énergétique et la forte humidité en basses couches en font une région extrêmement convective.

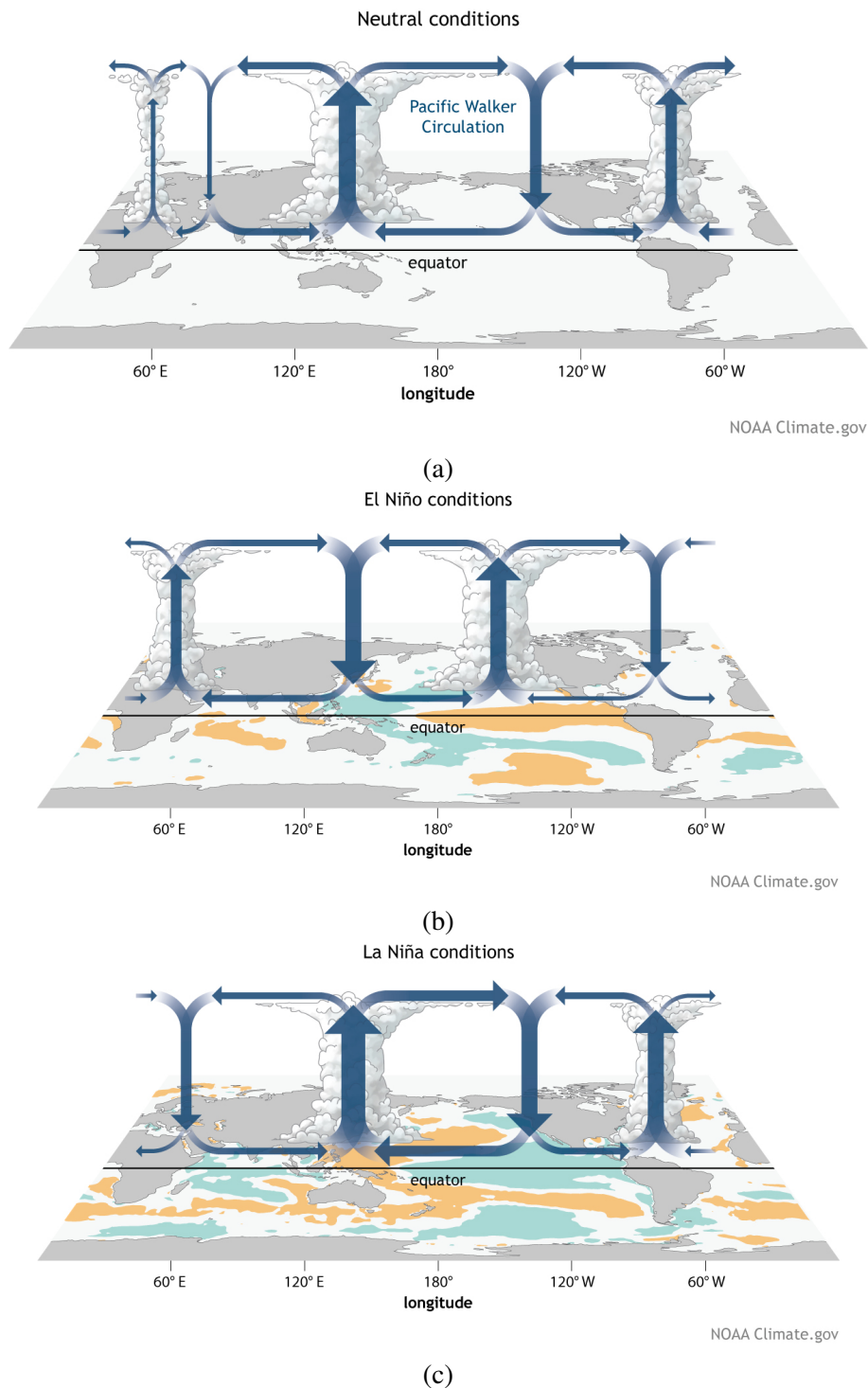


FIGURE 1.6 – Vue schématique de la circulation de Walker le long de l'équateur. Les flèches bleues montrent la circulation du vent. a : pour une année normale. b : pour une année El Niño. c : pour une année El Niña. En orange les anomalies positives de température de surface de la mer (SST pour Sea Surface Temperature), en vert les anomalies négatives. Source : <https://www.climate.gov/news-features/blogs/enso/walker-circulation-ensos-atmospheric-buddy>

La migration des masses d'air vers les hautes couches de l'atmosphère va créer des zones de basses pressions à la surface des continents et du continent maritime. À l'inverse, la pression augmente dans les hautes couches de la troposphère au-dessus des régions convectives (forêt

équatoriale et continent maritime). Une circulation zonale se crée des zones de fortes pressions (forêt équatoriale et continent maritime en haute troposphère) vers les basses pressions, tandis qu'en surface la circulation zonale est inversée et les masses d'air convergent vers les zones convectives (Figure 1.6). La Figure 1.6a schématise la circulation de Walker dans des conditions dites neutres. Sur la Figure 1.6, on notera la différence dans les champs de température de surface de la mer (SST pour sea surface temperature). Ces anomalies qui découlent de l'oscillation australe d'El Niño ENSO font osciller les branches ascendantes et descendantes des cellules de Walker et influencent grandement les précipitations à l'échelle mondiale. Lorsque l'ENSO est en phase active (El Niño, Figure 1.6b) une très forte anomalie de SST chaude est observée dans la bande équatoriale de l'océan Pacifique. Les zones convectives de l'océan Pacifique et de la forêt équatoriale africaine sont particulièrement actives. Lorsque l'ENSO rentre en phase passive (El Niña, Figure 1.6c), on observe une anomalie de température négative à la surface de l'océan Pacifique et de l'océan Indien. La branche ascendante de la cellule de Walker migre jusqu'au continent maritime qui conserve son fort potentiel énergétique. Les zones de subsidences vont migrer vers l'océan Indien et l'océan Pacifique qui représentent les zones océaniques les plus froides. Il existe plusieurs indices pour mesurer l'activité de l'ENSO, ils diffèrent en fonction des champs exploités (vent, pression ou SST) et du bassin utilisé pour l'analyse. Dans notre cas, on utilise l'indice ONI (pour Oceanic Niño Index, https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php) calculé en moyennant sur trois mois l'anomalie de SST (Huang et al., 2017) dans la région Niño 3.4 (5°N-5°S, 120°W-170°W). Le phénomène est qualifié d'El Niño pour un ONI>0,5 (anomalie positive), El Niña pour ONI<-0,5 (anomalie négative) et neutre sinon. La fréquence et l'intensité de l'ENSO sont très variables dans le temps ; les phases d'El Niño peuvent durer quelques mois (septembre 2006 à janvier 2007) à plus de 1 an (le record de longévité a été observé entre novembre 2014 à mai 2016).

En s'appuyant sur les observations de vapeur d'eau du satellite MLS (Microwave Limb Sounder) entre 2004 et 2017, Tian et al. (2019) étudient l'influence des phases de l'ENSO sur le transport de vapeur d'eau dans la TTL autour du globe. Dans cette étude ils montrent que l'ENSO peut expliquer 54 % des variations de vapeur en haute troposphère aux tropiques (15°N-15°S entre 10 et 14 km). Lorsque l'ENSO est en phase chaude, la convection au niveau global semble se renforcer et on observe également une augmentation significative des précipitations aux tropiques (Henderson et al., 2018). Les effets de l'ENSO sur la convection et en particulier sur l'activité cyclonique sont très variables en fonction des régions (Klein et al., 1999; Tang, 2004; Henderson et al., 2018; Zhao et Wang, 2019). Dans l'ouest de l'océan Pacifique, il semble que la fréquence de formation des typhons soit sensible aux variations de l'ENSO (Zhao et Wang, 2019). Si la fréquence des cyclogénèses est stable dans l'océan Indien, la distribution de la cyclogénèse est directement impactée par l'ENSO (Ho et al., 2006). Durant les phases actives d'El Niño, le nombre de cyclones tropicaux augmente dans la moitié ouest de l'océan Indien (à l'ouest de 75°E) et diminue dans sa moitié est (à l'est de 75°E). Dans le bassin Atlantique ouest, on observe une forte corrélation entre le phénomène d'El Niño et une diminution de la fréquence/intensité des ouragans (Tang, 2004).

L'oscillation de Madden-Julian

L'oscillation de Madden-Julian, est une modulation d'un centre convectif qui se déplace le long de la ceinture tropicale et par conséquent vient modifier la circulation de Walker (en

augmentant ou diminuant les phases de convection océanique) (Madden et Julian, 1971, 1972). Avec une période de 41 à 53 jours en moyenne, les courants ascendants des cellules de Walker oscillent entre le continent et l'océan et modifient la convergence des vents aux tropiques. Pour définir l'activité de la MJO, Wheeler et Hendon (2004) ont proposé d'étudier deux variables basées sur une analyse de fonctions orthogonales empiriques de la moyenne du rayonnement sortant à grande longueur d'onde (OLR) dans les tropiques (15°S-15°N) d'une part et du vent zonal à 850 et 200 hPa d'autre part. Les deux fonctions propres découlant de cette analyse, RMM1 et RMM2 (pour Real-time Multivariate MJO), peuvent être étudiées pour 8 différentes phases en fonction de l'amplitude de chacun des indices (Figure 1.7). L'analyse des phases permet de localiser la position du centre convectif de la MJO. La MJO débute avec une augmentation de la convection au-dessus de l'océan Indien (phases 2 et 3), puis se propage vers l'est, traverse le continent maritime (phases 4 et 5) puis le Pacifique (phases 6 et 7). Les phases 1 et 8 correspondent à la traversée de l'océan Pacifique et de l'Afrique. Il est à noter que la convection est moins marquée lorsque la MJO est dans ses deux dernières phases (phases 7 et 8, Figure 1.7).

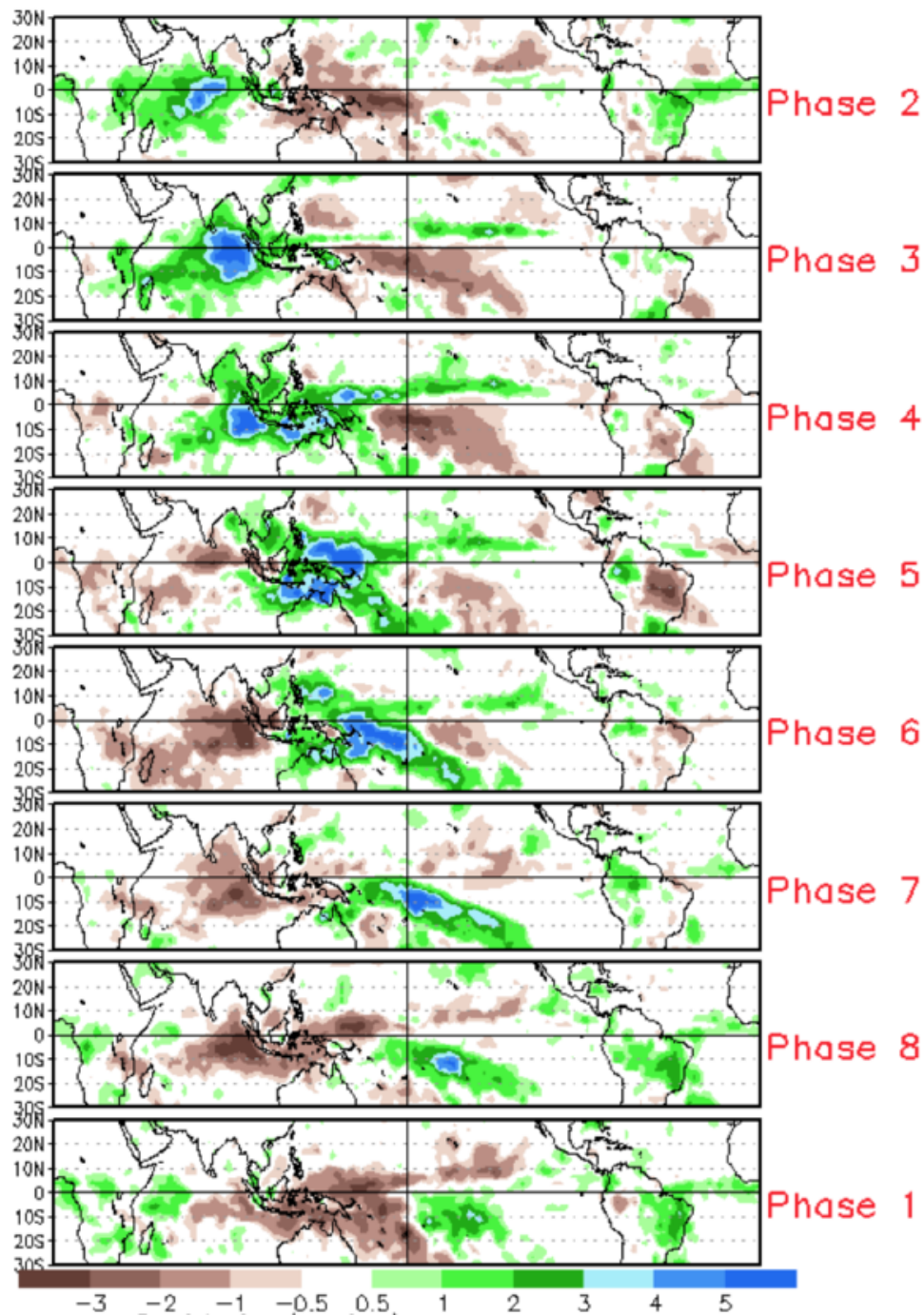


FIGURE 1.7 – Anomalie de précipitation de tous les événements MJO de 1979 à 2012 pour novembre-mars pour les huit phases décrites dans le texte. La couleur verte indique des pluies supérieures à la moyenne et la couleur marron des pluies inférieures à la moyenne. En vert les zones où la MJO favorise la convection et en marron les zones où l'activité convective est moins marquée. On peut voir la propagation d'ouest en est du centre convectif de la MJO lors des différentes phases. Source : <https://www.climate.gov/news-features/blogs/enso/what-mjo-and-why-do-we-care>

Lors des phases actives de la MJO dans l'océan Indien (phases 2 et 3), on observe une augmentation significative de l'humidité dans la troposphère (Garot et al., 2017). L'activité cyclonique augmente également après les phases 2 et 3, principalement grâce à une anomalie ouest

des vents équatoriaux favorisant l'augmentation de la vorticité et l'organisation des systèmes convectifs (Bessafi et Wheeler, 2006; Tsuboi et Takemi, 2014).

La circulation de Brewer-Dobson

Entre 1929 et 1949, soucieux de comprendre les variations de vapeur d'eau et d'ozone dans la stratosphère, Dobson et al. (1929) suivis plus tard par Brewer (1949), avancent la théorie d'une circulation stratosphérique. Les observations d'ozone de l'époque montraient de plus faibles valeurs d'ozone aux tropiques qu'aux moyennes latitudes. La quantité de vapeur d'eau en stratosphère tropicale était pourtant plus importante que dans la stratosphère des moyennes latitudes. La production d'ozone par la destruction de la vapeur d'eau sugg rait alors que la stratosphère tropicale pouvait avoir des rapports de mélange d'ozone plus importants que la stratosphère des moyennes latitudes. Ils montrent ainsi que les variations de vapeur d'eau et d'ozone mesurées peuvent être expliquées si l'on suppose que l'air circule par un mouvement ascendant lent dans la stratosphère à l' quateur, se déplace vers les pôles dans la stratosphère et subside vers la troposphère dans les régions tempérées et polaires (Figure 1.8).

Il a été démontré que la dynamique stratosphérique est principalement dominée par les ondes de Rossby à l'échelle planétaire (Butchart, 2014). Les ondes de Rossby stationnaires sont générées par les variations orographiques à grande échelle (massifs de montagne) ou les variations de températures de surface (entre les océans et les continents). Dans une moindre mesure, les ondes de gravités mésoéchelles contribuent également à la propagation des ondes stratosphériques. Cependant, la branche la plus profonde de la circulation de Brewer-dobson (haute stratosphère-basse mésosphère) est dominée par les ondes de gravité mésoéchelle. Les ondes de gravité mésoéchelle sont forcées par les petites montagnes, la convection et les fronts froids/chauds (Butchart, 2014). Elles ont une longueur d'onde horizontale entre 10 km et 1000 km. Les vents stratosphériques filtrent les ondes de gravités qui se propagent vers le haut, ne laissant qu'une composante vers l'est associée à un pompage vers l' quateur dans la mésosphère d'été et une composante vers l'ouest associée à un pompage vers le pôle dans l'hémisphère d'hiver (Plumb, 2002). Par conséquent, le transport m sosph rique qui en résulte va du pôle de l'hémisphère d'été vers le pôle de l'hémisphère d'hiver.

La Figure 1.8 montre les deux branches advectées vers les moyennes latitudes   différentes altitudes. La branche peu profonde est advectée directement dans la basse stratosphère tropicale. La branche la plus profonde va continuer sa propagation verticale jusqu'à la stratopause (environ 50 km) avant d'être advectée vers le pôle de l'hémisphère d'hiver.

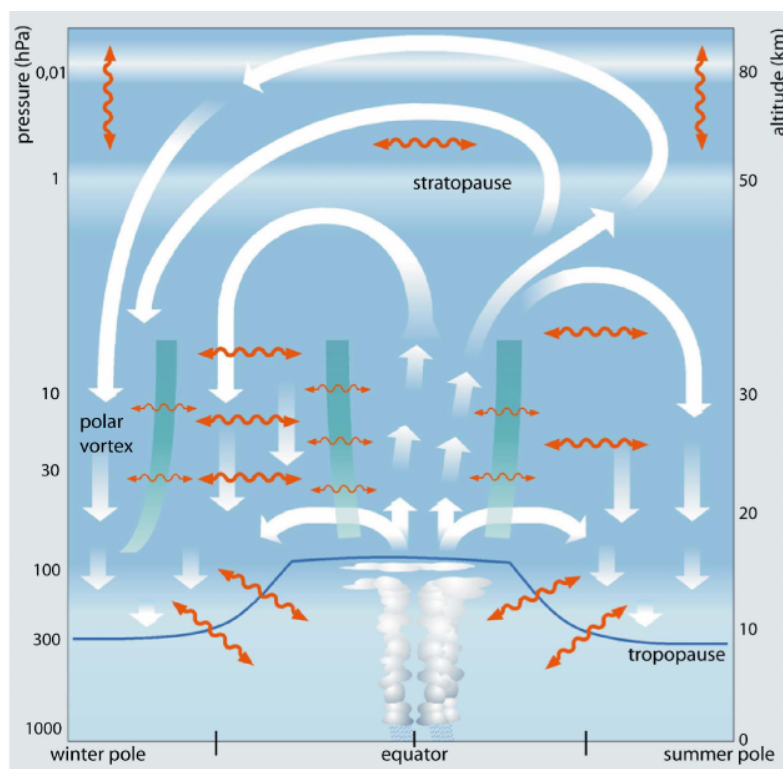


FIGURE 1.8 – Vue schématique de la circulation de Brewer-Dobson et des échanges entre les différentes couches de la moyenne atmosphère. Les flèches blanches représentent le transport de masse de la circulation de Brewer-Dobson. Les flèches orange montrent le mélange entre les masses d'air entraînées par la propagation d'ondes de gravité. Les bandes vertes représentent la surf-zone qui délimite la dynamique et le mélange des masses d'air tropicales forcées par le déferlement d'onde de gravitation. Source : Bönisch et al. (2011)

La circulation de Brewer-Dobson peut varier au cours du temps. Randel et al. (2006) montrent à partir d'observations satellites et in situ, que l'augmentation du transport moyen en haute troposphère tropicale peut provoquer une diminution de l'ordre de 10 % de la vapeur d'eau globale en haute troposphère-basse stratosphère. Plus récemment, Dessler et al. (2013) montrent à partir de données modèle et satellite, que la vapeur d'eau dans la basse stratosphère est inversement proportionnelle à l'intensité de la circulation.

Spacialement, la circulation est aussi dépendante de la dynamique en troposphère. Comme évoqué dans la section 1.3.2, les eaux du continent maritime contiennent un potentiel calorifique bien supérieur au reste des tropiques. Il en résulte une très forte activité convective atteignant la haute troposphère/basse stratosphère. Pour comprendre les faibles rapports de mélange en vapeur d'eau mesurés en basse stratosphère tropicale, Newell et Gould-Stewart (1981) ont analysé des cartes de températures à 100 hPa. Ils trouvent que certaines régions seules ont des températures suffisamment froides à la tropopause. Cela peut ainsi justifier les rapports de mélange de vapeur d'eau observés en basse stratosphère. En particulier la région s'étalant du Pacifique ouest jusqu'à l'Indonésie entre novembre et mars, et au-dessus du Golfe du Bengal et de l'est de l'Inde pendant la période des moussons (décembre à mars). Ces régions sont appelées « *stratospheric fountain* » ou fontaine stratosphérique (Newell et Gould-Stewart, 1981).

En s'appuyant sur un ensemble d'observations satellites, Mote et al. (1996) introduisent la

notion de « *atmospheric tape recorder* ». Les observations de vapeur d'eau en stratosphère montrent une oscillation cyclique de la vapeur d'eau qui est directement reliée à la température de la tropopause. Les masses d'air entrant en stratosphère ont un rapport de mélange en vapeur d'eau marquée par la température de la tropopause. Une masse d'air traversant une tropopause froide sera asséchée en vapeur d'eau en arrivant en basse stratosphère en comparaison à une masse d'air traversant une tropopause plus chaude. Lors de leur lente ascension dans la stratosphère tropicale, les masses d'air vont conserver cette signature de la température de la tropopause.

L'oscillation quasi-biennale (QBO)

Les premières observations de l'oscillation quasi-biennale (QBO pour Quasi-Biennial Oscillation) ont été faites simultanément et indépendamment par Ebdon (1960) et Reed et Rogers (1962). La QBO est une oscillation du vent zonal dans la stratosphère tropicale (10°S-10°N) sur une période de 24 à 35 mois (Baldwin et al., 2001). L'inversion du vent zonal se propage avec une vitesse proche de 1 km par mois depuis le sommet de la stratosphère jusqu'à la tropopause. La QBO est un phénomène complexe générée par l'interaction entre plusieurs ondes, principalement les ondes équatoriales générées par la convection dont les ondes Kelvin, les ondes mixtes de gravité de Rossberg, et les ondes de gravité inertielle et méso-échelles (définies dans la section 1.3.4 ; Dunkerton, 1997).

L'équilibre du vent thermique décrit la variation verticale du vent géostrophique. Le vent géostrophique est défini comme un écoulement massique suivant les isobares (couche de pression constante) qui est dû à un équilibre entre la force de Coriolis et la force du gradient de pression. Les variations verticales du vent zonal à l'équateur sont alors directement proportionnelles à la température des couches d'air. La température entre deux isobares est alors amenée à évoluer lorsque la couche d'air subit un cisaillement zonal (Plumb et Bell, 1982). En fonction du signe du cisaillement, la QBO peut alors refroidir ou réchauffer la stratosphère tropicale. La perturbation thermique créée par la QBO amène un mouvement vertical de descente (montée) pour un chauffage (refroidissement) adiabatique (Figure 1.9 ; Baldwin et al., 2001). Le mouvement vertical des masses d'air développe des zones de convergence et divergence en stratosphère tropicale, qui seront comblées par une circulation méridienne dans les moyennes latitudes.

Dans la Figure 1.9, on remarque une anomalie chaude de la température la couche inférieure d'une anomalie d'ouest se propageant vers la surface. On parle de cisaillement d'ouest quand cette anomalie se situe au-dessus de la tropopause. Le scénario inverse (anomalie froide de température) se produit pour un cisaillement d'est de la QBO. Lorsque l'anomalie atteint la tropopause, on assiste à un réchauffement de la tropopause tropicale par la QBO. La différence de température de la tropopause entre la phase de QBO d'est et d'ouest (en basse stratosphère) est proche de 0,5 K à la tropopause (Zhou et al., 2001).

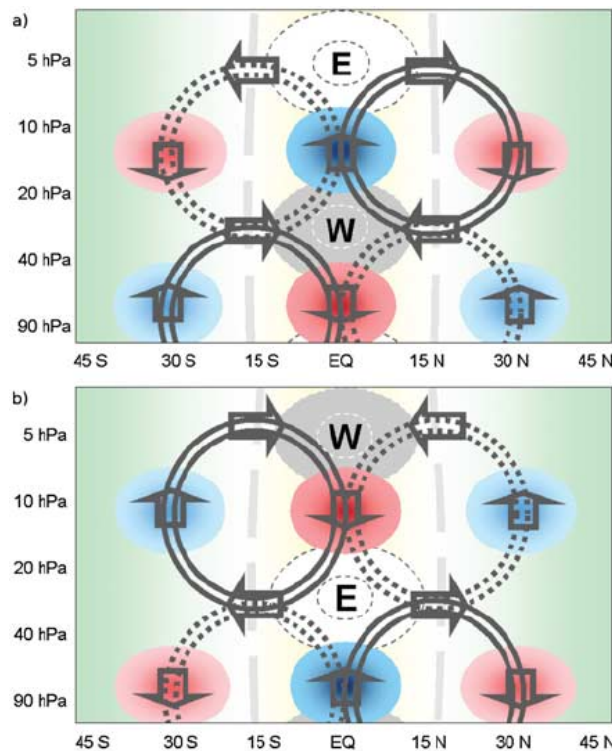


FIGURE 1.9 – Représentation schématique de la circulation méridienne de la QBO. Les champs gris et blancs indiquent le vent zonal. W pour le vent d'ouest, E pour le vent d'est. Les flèches en pointillés et les flèches pleines montrent la circulation méridienne associée à la QBO et les champs rouges et bleus les anomalies de température résultantes de cette circulation. (a) QBO d'ouest chauffant la tropopause ; (b) QBO d'est refroidissant la tropopause. Le fond vert (jaune) montre les régimes de subsidence (ascendance). Source : Punge et al. (2009) inspirée de Plumb et Bell (1982).

La Tropical Tropopause Layer

Comme on l'a décrit dans la section 1.2 la tropopause définit généralement la limite entre la troposphère et la stratosphère. Cependant, dans le cadre de l'étude du transport de masses d'air en stratosphère tropical, il peut être important de travailler dans la couche atmosphérique définie autour de la tropopause. En effet, la couche d'air entre la haute troposphère et la basse stratosphère est le siège d'échanges dynamique et chimique primordiales dans la compréhension du transport en basse stratosphère. Cette section présente d'abord les différentes définitions de la couche de la tropopause tropicale (TTL pour Tropical Tropopause Layer).

Définition de la Tropical Tropopause Layer (TTL)

La couche de la tropopause tropicale (TTL pour Tropical Tropopause Layer) est actuellement définie comme une couche atmosphérique de transition régulant les échanges entre la troposphère et la stratosphère (Sherwood et Dessler, 2000). Le sommet de la TTL a d'abord été fixé au sommet de la troposphère, vers 15 km d'altitude, et sa base définie vers le niveau moyen de détrainement à 10 km d'altitude (Gettelman, 2004). Cette TTL a ensuite été redéfinie à partir d'observations satellites.

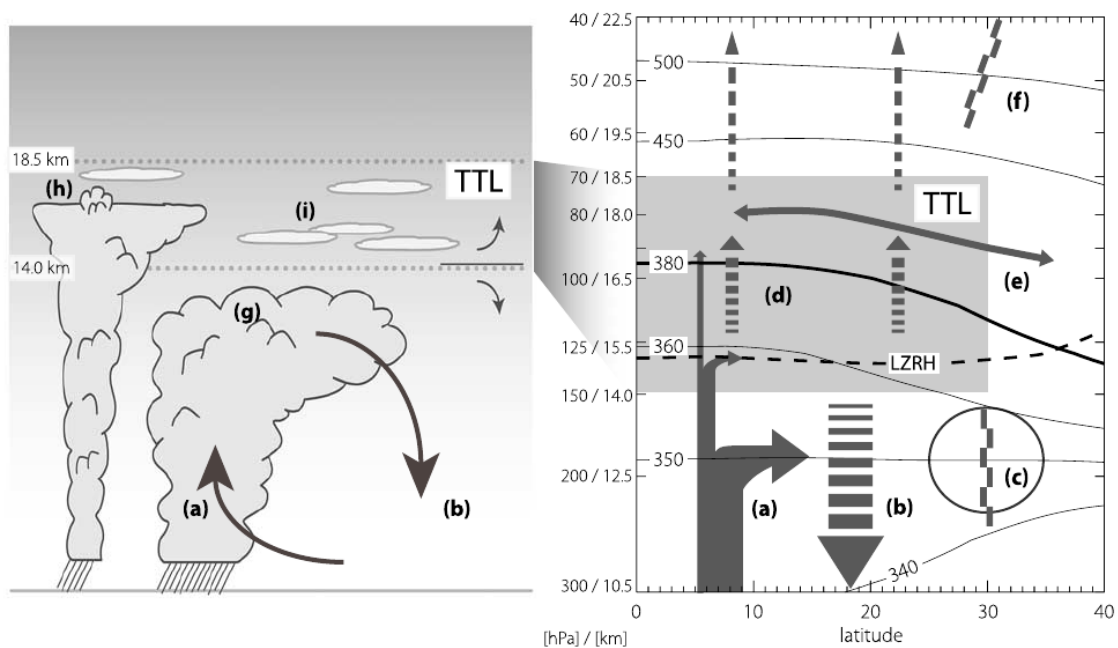


FIGURE 1.10 – Vue schématique du transport à travers la TTL. Gauche : schéma représentant la convection profonde (a) et très profonde (h) aux tropiques et leurs altitudes de détrainement (g, h). (b) Subsidence de masses d'air par refroidissement radiatif. Les cirrus en TTL issus de la convection très profonde sont montrés en (i). Droite : schéma illustrant les processus de transport entre 10,5 et 22,5 km en fonction de la latitude. (c) position des jets subtropicaux, (d) mouvement vertical à travers la tropopause lié à la circulation de Brewer-Dobson, (e) transport méridien des masses d'air et (f) la surf-zone qui délimite la dynamique et le mélange des masses d'air tropicales forcée par le déferlement d'onde gravité. La ligne tiretée noire correspond au niveau zéro de chauffage radiatif (LZRH, Level of Zero Radiative Heating), dans les conditions de ciel claire (sans nuage). Les lignes continues montrent les niveaux de température potentielle constant (isentropes). Le LZRH et les niveaux isentropes sont calculés à partir de 40 ans de réanalyses ERA-40. Source : Fueglistaler et al. (2009)

Alcala (2002) propose une définition se basant sur l'altitude correspondant au chauffage radiatif nul (en condition de ciel clair, Figure 1.10) à 14 km et sur l'altitude maximale observée lors d'un transport direct en basse stratosphère par la convection profonde (overshoot, à environ 18 km). Cette définition a été reprise par Randel et Jensen (2013).

Dans le but de définir le sommet de la TTL, Fu et al. (2007) choisissent d'étudier une limite basée sur un minimum dans les champs de flux verticaux. Pour cela, ils s'appuient pour ça sur l'analyse du modèle radiatif MODTRAN (MODerate resolution atmospheric TRANsmission) initialisé avec un ensemble de données in situ et satellites. Fu et al. (2007) mettent en évidence un minimum sur les champs moyens de vitesse verticale vers 18,7 km d'altitude. Aujourd'hui, bien que cette couche transitoire n'ait pas de définition rigoureuse, la base de la TTL est généralement définie entre 13 et 14 km et son sommet correspond à l'altitude moyenne du détrainement maximal (18-19 km ; Fueglistaler et al., 2009). La TTL est une couche de la haute atmosphère s'étalant sur l'ensemble des tropiques. Dans la basse TTL, le transport horizontal est réduit vers 30°S et 30°N à cause d'un gradient de vent très important dans les champs de vitesses provoqué par les jets subtropicaux. Ces latitudes sont généralement utilisées pour définir les limites zonales de la TTL (Fueglistaler et al., 2009).

La Figure 1.10 montre les processus les plus importants intervenant dans l'équilibre physico-chimique de la TTL. La couche inférieure est majoritairement influencée par les phénomènes de convection profonde, transportant directement des masses d'air riche en vapeur d'eau et pauvres en ozone dans la TTL. La couche intermédiaire de la TTL est l'une des zones où les échanges troposphère-stratosphère sont les plus importants. Les masses d'air atteignant la base de la TTL (environ 14 km) vont gagner en flottabilité grâce au chauffage radiatif et s'élever lentement dans la TTL jusqu'à traverser le point froid de la tropopause, et continuer leur lente ascension dans la stratosphère (Fueglistaler et Haynes, 2005; Corti et al., 2006; Fueglistaler et al., 2009). Ce transport vertical découle de la circulation de Brewer-Dobson et est souvent défini comme le transport indirect en stratosphère (flèches tiretées en (d) de la Figure 1.10). Le transport direct est défini comme le transport de masse d'air en stratosphère lors des événements convectifs les plus intenses (flèches pleines en (a) de la Figure 1.10; Liu et Liu, 2016). Au sommet de la colonne convective, des percées nuageuses peuvent pénétrer directement en stratosphère. Une partie de la masse d'air est alors transportée irréversiblement en stratosphère alors que le reste va précipiter en troposphère.

La vapeur d'eau en basse stratosphère connaît une augmentation proche de 1 % par an entre 1960 et 2000 (0,053 ppmv.yr⁻¹ entre 1960 et 1980, 0,048 ppmv.yr⁻¹ entre 1980 et 2000, Oltmans et al., 2000). Entre 2000 et 2005, on observe une diminution de la vapeur d'eau en basse stratosphère (>20 km) de l'ordre de 0,07 ppmv.yr⁻¹ (Solomon et al., 2005; Randel et al., 2006; Rosenlof, 2018). Un refroidissement de la SST en lien avec un épisode El Niña conjugué à un changement de phase de la QBO, a été avancé pour expliquer cette diminution de vapeur d'eau en basse stratosphère (voir section 1.4.2; Randel et al., 2006; Rosenlof, 2018). Il existe encore beaucoup d'incertitudes sur le rôle de la convection profonde dans le bilan de vapeur d'eau de la basse stratosphère. Comme souligné par Fueglistaler et al. (2009), la convection profonde peut, en refroidissant la température de la tropopause, déshydrater les masses d'air transportées dans la basse stratosphère. Comme nous allons le voir, le transport direct via les orages ou les cyclones tropicaux joue un rôle clé dans la régulation de la vapeur d'eau en basse stratosphère, mais l'opacité des nuages rendent le transport difficilement observable (optiquement trop opaque pour les mesures satellites et trop perturbé pour les mesures par ballon). On utilise donc des simulations méso-échelles pour étudier le transport lors des phénomènes convectifs les plus intenses.

Hurst et al. (2011) cherchent à comprendre le rôle du méthane dans l'augmentation de la vapeur d'eau stratosphérique observée par radiosondage entre 1980 et 2010. Ils trouvent que l'oxydation du méthane justifie jusqu'à 30 % de l'augmentation de la vapeur de la stratosphère entre 22 km et 28 km. Entre 18 et 20 km, il semble que le méthane joue un rôle secondaire et plus particulièrement depuis les années 2000. Le reste de l'augmentation de la vapeur d'eau stratosphérique pourrait provenir d'un transport direct à travers la tropopause.

Température de la TTL

La température est le principal facteur influençant le transport de vapeur d'eau à travers la TTL. On présentera ici les études récentes sur les variations de température de la TTL dans la sous-section 1.4.2. On commencera ici par présenter l'influence des espèces chimiques sur la température de la TTL. Puis, dans les différentes sous-sections on abordera le problème délicat de l'influence des nuages convectifs qui peuvent réchauffer ou refroidir la tropopause et à une

plus grande échelle de l'influence des phénomènes globaux sur les variations de température de la tropopause.

Une étude très complète sur le bilan radiatif des espèces chimiques présentes dans la TTL a été proposée par Gettelman (2004). La chimie de la TTL est estimée à partir de donnée du satellite HALOE (HALOgen Occultation Experiment) et des distributions d'espèces (CFC, N_2O , CH_4 et CO_2) du programme NOAA-CMDL (National Oceanic and Atmospheric Administration-Climate Monitoring and Diagnostics Laboratory). 5 modèles radiatifs sont comparés dans cette étude, la simulation du NCAR-CRM-CCM3.6 (National Center for Atmospheric Research-Column Radiation Model-Community Climate Model version 3.6) et CAM2 (Community Atmosphere Model version 2), le modèle de Fu et Liou (1992), le modèle du CCSR (Center for Climate System Research) et un modèle développé à Reading Shine (1991). La Figure 1.11 montre le chauffage radiatif des espèces chimiques soumises au (a) rayonnement infrarouge (principalement émis par la Terre) et (b) au rayonnement solaire (courtes longueurs d'onde) dans la TTL. Le CO_2 a tendance à produire de la chaleur à la tropopause (vers 16,8 km) dans les courtes longueurs d'onde et l'infrarouge sous l'influence des ondes courtes et infrarouge ($0,1 \text{ K.jour}^{-1}$ et $0,4 \text{ K.jour}^{-1}$ respectivement).

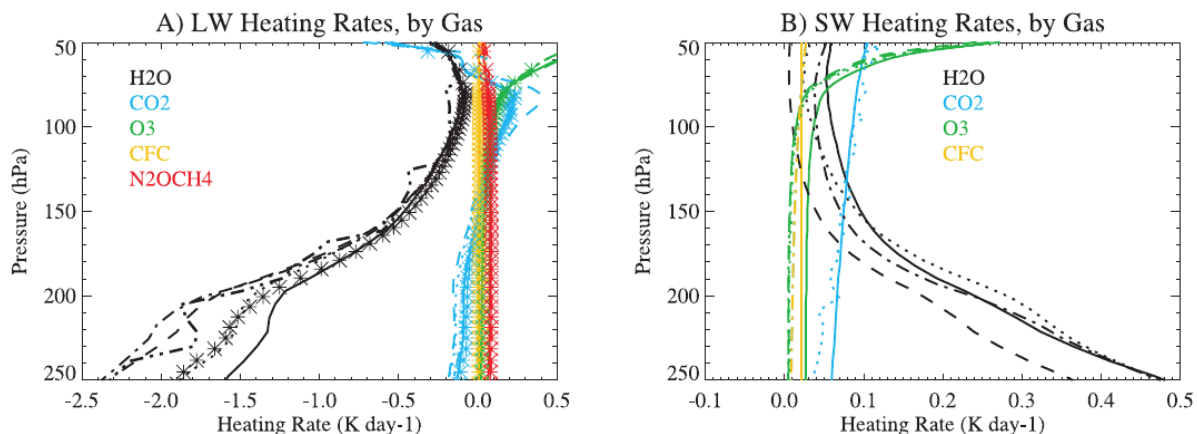


FIGURE 1.11 – Taux de chauffage (K.jour^{-1}) pour différents modèles pour (a) l'infrarouges et (b) les longueurs ondes courtes. Modèles : NCAR CRM (CCM3.6) ligne continue, Reading en tiret, Fu-Liou pointillé et CCSR tiret-pointillé. En (a) uniquement : NCAR CRM (CAM2) 2 points tirets et astérisque pour les calculs ligne par ligne. Les gaz sont indiqués par couleur : H2O noir, CO_2 bleu clair, O_3 vert, CFC jaune et $N_2O + CH_4$ rouge. Source : Gettelman (2004)

Le principal effet radiatif concerne la vapeur d'eau dans l'infrarouge, avec un refroidissement passant de $-0,5 \text{ K.jour}^{-1}$ à $-0,3 \text{ K.jour}^{-1}$ entre 150 hPa et 90 hPa (ou 13 km et 16,8 km respectivement). L'effet des courtes longueurs ondes sur la vapeur d'eau provoque un moindre réchauffement ($0,08 \text{ K.jour}^{-1}$ à $0,03 \text{ K.jour}^{-1}$ entre 150 et 90 hPa). L'influence de l'ozone prend de l'importance à partir de 90 hPa (16,8 km) avec l'altitude jusqu'à atteindre un chauffage dans les longueurs courtes et infrarouges de $0,5 \text{ K.jour}^{-1}$ à 50 hPa (21 km). On pourra noter la forte contribution de la vapeur d'eau au refroidissement de la haute troposphère (-1 K.jour^{-1} en moyenne sur les ondes courtes/infrarouges) entre 250 et 150 hPa (10-13 km).

Rôle des nuages sur la température de la TTL

Il existe deux types de nuages prédominant en TTL. Le premier type est le cumulonimbus, dont l'enclume est un nuage épais et stratiforme composé de glace et de vapeur d'eau. Le second type est le cirrus, un fins nuages de glace. La formation de cirrus est dite in situ si le cirrus se forme à partir d'eau déjà présente en TTL. La formation de cristaux de glace est généralement causé par une perturbation thermique se propageant en TTL (déferlement d'ondes de gravité par exemple). La majorité des nuages présents en TTL sont donc des cirrus et on estime qu'environ 50 % d'entre eux sont formés in situ, le reste provient de la glace amenée par la convection profonde (Jensen et al., 2010, 2013).

Les sommets des cumulonimbus sont soumis au rayonnement solaire incident. Pour un nuage complètement opaque à la lumière, l'albédo est proche de 0,7 et donc l'absorption de 0,3 (Sherwood et al., 2003). L'absorption a tendance à réchauffer le sommet du nuage par rapport à son environnement. Cependant, le rayonnement solaire n'atteint pas la base du nuage et le rayonnement infrarouge terrestre devient très faible à l'altitude de la TTL. Depuis la base du nuage jusqu'au sol terrestre, toute la colonne troposphérique est refroidie principalement à cause du fort coefficient d'albédo du nuage (dans des conditions de ciel clair, Hartmann et Berry, 2017). Au-dessus de l'enclume, il existe plusieurs phénomènes qui peuvent se compenser. D'abord, le rayonnement thermique au sommet du nuage va réchauffer sa couche supérieure (Fu et al., 2007). Cependant, le mouvement adiabatique des masses d'air sèches soulevées par la colonne convective va les refroidir (Sherwood et al., 2003; Hartmann et Berry, 2017; Kim et al., 2018). En fonction de la hauteur et de l'opacité du détrainement, Sherwood et al. (2003) trouvent un refroidissement total au-dessus de l'enclume avoisinant $5-10 \text{ K.jour}^{-1}$ quand la convection est active et $0,2 \text{ K.jour}^{-1}$ sinon. Le résultat est cohérent avec les recherches de Hartmann et Berry (2017) qui trouvent un refroidissement moyen entre 1 et 2 K.jour^{-1} à partir d'observations satellite et d'un modèle radiatif.

Contrairement aux nuages épais, les cirrus sont perméables aux rayonnements solaires et infrarouges. Leurs études sont plus complexes car de nombreux paramètres peuvent faire varier leur impact sur le bilan radiatif.

À partir d'un modèle radiatif conçu pour les cirrus par Fu et Liou (1992), Hartmann et al. (2001) montrent un réchauffement radiatif net en TTL entre $1,3$ et $5,5 \text{ K.jour}^{-1}$ en fonction de l'épaisseur optique du cirrus. Dans cette étude, le cirrus est fixé entre 16 km et 16,5 km, altitude qui correspond à l'altitude du chauffage radiatif maximal. Dans un second temps, Hartmann et al. (2001) montrent que la présence d'un nuage convectif opaque dont le sommet est à plus de 13 km d'altitude avec un cirrus entre 16 et 16,5 km provoque un refroidissement radiatif de la TTL compris entre $-0,1$ et $-0,7 \text{ K.jour}^{-1}$.

Ces résultats sont confirmés par l'étude de Corti et al. (2006) qui étudie les couvertures nuageuses moyennes à l'aide du modèle radiatif de Fu et Liou (1992) et des observations de couverture nuageuse ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) et LITE (Lidar In-space Technology Experiment). Corti et al. (2006) trouvent finalement un chauffage radiatif moyen causé par les nuages d'altitude de 1 à 2 K.jour^{-1} à la tropopause.

La variabilités de l'apparition des nuages convectifs est fortement contrainte par les phénomènes grandes échelles. On a pu voir ici comme la convection pouvait réchauffer ou refroidir localement la tropopause. Les phénomènes météo grande échelle, en influençant la convection à travers le globe, ont un rôle très important sur la température de la TTL et en particulier de la

tropopause.

Influence de l'ENSO et de la QBO sur la température de la tropopause

Comme décrit précédemment, les épisodes d'El Niño diminuent significativement la convection dans le Pacifique ouest. La diminution de la convection est associée à des températures plus chaudes de la tropopause ce qui peut augmenter le transport de la vapeur d'eau de la basse stratosphère (Fueglistaler et Haynes, 2005; Dessler et al., 2014; Diallo et al., 2018). En revanche, les événements La Niña induisent un effet inverse (Fueglistaler et Haynes, 2005; Diallo et al., 2018) et diminuent la température de la tropopause au-dessus du continent maritime. Les observations satellites (Diallo et al., 2018; Tian et al., 2019) et les simulations lagrangiennes (Fueglistaler et Haynes, 2005; Dessler et al., 2014) montrent cependant que le phénomène de l'ENSO est un phénomène secondaire du transport de vapeur d'eau en stratosphère tropicale.

Comme on a pu le voir dans la section 1.3.5, la phase de la QBO a une influence directe sur la température de la tropopause. En particulier, Diallo et al. (2018) ont étudié l'évolution de la vapeur d'eau stratosphérique à la suite de l'événement El Niño/QBO d'est de 2015-2016. Ils ont principalement travaillé avec les données satellites MLS des simulations du modèle lagrangien stratosphérique CLaMS (Chemical Lagrangian Model of the Stratosphere) et les réanalyses du CEPMMT. Diallo et al. (2018) ont trouvé que la variation de la QBO peut faire varier la vapeur d'eau en basse stratosphère de plus 20 % pour une QBO d'ouest à -20 % pour une QBO d'est.

En exploitant les données de vapeur d'eau du satellite MLS, et les champs de vent des réanalyses du modèle du NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction /National Center for Atmospheric Research) entre 2004 et 2017, Tian et al. (2019) cherchent à déterminer le rôle de la QBO et de l'ENSO sur la variation de vapeur d'eau dans la TTL et la moyenne stratosphère. Tian et al. (2019) montrent en particulier que la variabilité de la vapeur d'eau en basse stratosphère peut s'expliquer à 46 % par les variations des phases de la QBO (qui module la température de la tropopause). Cette étude montre également que l'ENSO pouvait expliquer 54 % des variations de vapeur en haute troposphère aux tropiques (15°N-15°S entre 10 et 14 km).

Finalement, il existe de fortes interactions entre l'ENSO et la QBO. Un phénomène d'El Niño couplé avec une QBO d'ouest est la situation la plus favorable à hydratation de la basse stratosphère. Le phénomène d'El Niño est plus propice à l'humidification de la haute troposphère, en augmentant significativement la convection profonde. La QBO d'ouest permet de réchauffer la tropopause tout en baissant son altitude. La conjonction des deux phénomènes est donc la plus propice à l'humidification de la basse stratosphère. À l'inverse, Un phénomène d'El Niña couplé avec une QBO d'est est la situation la moins favorable à hydratation de la basse stratosphère (Zhou et al., 2004; Yuan et al., 2014; Diallo et al., 2018). Malgré l'importance que peut avoir la QBO sur le transport de vapeur d'eau en stratosphère, la résolution de la QBO dans les MCG est très coûteuse et la plupart des modèles globaux ne résolvent pas cette oscillation (GIEC-AR5 2013).

Influence de la MJO sur la température de la tropopause

En se basant sur les données microphysiques du satellite CALIPSO (Cloud–Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations), Virts et Wallace (2014) montrent de forte corrélation entre l'observation de cirrus en TTL et un épisode de MJO en phase 6 (centré sur le

continent maritime). L'étude des données vapeur d'eau du satellite MLS de Wong et Dessler (2007) montre que la convection provoquée par une phase active de MJO transporte de la vapeur dans la haute troposphère. À la tropopause, une anomalie sèche est observée et associée à un refroidissement de la tropopause. En basse stratosphère ils observent une anomalie chaude située près de la région convective. La valeur moyenne de la vapeur d'eau au niveau de la tropopause est régulée par la MJO grâce à la variation de température locale liée à la convection profonde de la MJO. Ces résultats sont en accord avec les résultats de l'étude de Mote et al. (2000). En 1999, des mesures aéroportées de température, de vapeur d'eau, d'ozone et d'autres traceurs troposphériques ont été réalisées dans la TTL au-dessus du cyclone tropical Davina (1999) dans le sud-ouest de l'océan Indien dans le cadre de la campagne APE-THESEO (Airborne Platform for Earth observation — Third European Stratospheric Experiment on Ozone). Cairo et al. (2008) exploitent ces données afin d'étudier la réponse de la température de la TTL à l'activité du cyclone Davina (1999). Les mesures réalisées après le passage du cyclone montrent un refroidissement de la TTL de l'ordre de 4 K entre 17 km et 20 km. Des cirrus sont observés en haute troposphère pour θ entre 360 K et 380 K (environ 14-17 km) associé à un transport convectif récent. L'étude met en avant le refroidissement de la haute TTL par un déplacement vertical adiabatique. Il semble également que les cirrus observés en haute troposphère puissent refroidir la basse stratosphère par effet radiatif.

Observations des effets de la convection profonde sur la composition chimique de la TTL

Afin de pouvoir étudier le bilan en vapeur d'eau de la basse stratosphère, il est nécessaire de disposer de mesures fiables en TTL. Une mesure est dite *in situ* lorsque l'appareil de mesure se trouve directement dans le milieu étudié. Les instruments de mesure *in situ* permettent d'obtenir des données très précises (selon la gamme de valeur observable par l'instrument) et avec une très bonne résolution (de l'ordre de la seconde) du milieu observé. Les campagnes *in situ* permettent d'établir des bilans à l'échelle locale/régionale et principalement sur des périodes plus courtes que l'échelle annuelle ou interannuelle. La TTL, située entre 15 et 20 km d'altitude, est particulièrement difficile à mesurer avec des instruments *in situ*. Il existe deux moyens pour que l'instrument puisse atteindre la TTL. La première est la mesure par ballon sonde, qui consiste à accrocher l'instrument à un ballon qui va s'élever jusqu'à la stratosphère. L'instrument va alors mesurer le profil vertical de la TTL avec une résolution verticale autour de 5 m. Le second moyen, plus coûteux et donc moins répandu, consiste à équiper les instruments sur un avion spécialement conçu pour atteindre la TTL (on parle alors de mesures aéroportées).

Les satellites permettent des observations complémentaires aux mesures *in situ*. Elles offrent un champ d'observation en 3 dimensions, malgré des résolutions verticales (entre 100 m et quelques kilomètres) et horizontales (de l'ordre du kilomètre) limitées. Les mesures satellites ont également l'avantage de couvrir l'ensemble du globe à une fréquence quasi-continue. Contrairement aux mesures *in situ* qui sont des mesures directes de l'environnement, les mesures indirectes des satellites doivent subir un traitement algorithmique afin d'être exploitables. Ce traitement des mesures satellites augmente l'incertitude des mesures. Dans cette section, on discute les principaux résultats issus des mesures effectuées lors des campagnes d'observations moderne et de l'analyse de données satellites aux tropiques .

Observations in situ

Lors des campagnes TROCCINOX (Tropical Convection, Cirrus, and Nitrogen Oxides Experiment) et SCOUT-O3 (Stratosphere-Climate Links with Emphasis on the Upper Troposphere and Lower Stratosphere), des mesures aéroportées de la microphysique nuageuse ont été réalisées à des sites tropicaux de l'état de São Paulo (Brésil) et au-dessus de Darwin (Nord de l'Australie) en février 2005 (TROCCINOX) et novembre-décembre 2005 (SCOUT-O3). Les campagnes ont pour objectif d'étudier la chimie de la TTL et en particulier la microphysique nuageuse de la basse stratosphère. Corti et al. (2008) s'appuient sur ces données pour étudier les processus de transport de cristaux de glace dans la basse stratosphère tropicale (entre 17 et 18 km). Un des résultats fort de l'étude est que la glace amenée directement par la convection provoquait un effet d'assèchement de la basse troposphère. Ils démontrent au contraire que la sublimation de la glace au-dessus des phénomènes convectifs observés amène une humidification de la basse stratosphère.

Brunamonti et al. (2018) étudient l'impact de la mousson d'Asie sur la composition chimique de la TTL dans le cadre de la campagne Stratoclim (Stratospheric and upper tropospheric processes for better climate prediction) en 2017. Durant la campagne, 63 ballons équipés de capteurs d'ozone, de vapeur d'eau et d'aérosols ont été lâchés sur deux sites différents dans le nord de l'Inde et au Népal. Un des objectifs est de comprendre l'influence des moussons d'Asie du sud-est à l'échelle de la saison (entre juillet et août 2017). Le profil moyen de vapeur d'eau, mesuré pendant les moussons, montre un minimum entre 2,5 et 3,5 ppmv (en Inde et au Népal respectivement) à la tropopause et un maximum en basse stratosphère approchant 6 ppmv dans le nord de l'Inde. En comparant le profil mesuré lors de la campagne faite en août 2017, ils trouvent que la mousson a significativement asséché la tropopause (passant de 6,8 à 3,5 ppmv). Ils observent également au cours de cette campagne un refroidissement marqué de la tropopause (de $-76,8^{\circ}\text{C}$ en août à $-81,7^{\circ}\text{C}$ pendant la mousson) associé à un réhaussement de la tropopause de 600 m.

Récemment Evan et al. (2020), ont observé des phénomènes d'humidification de la haute troposphère au-dessus du sud-ouest de l'océan Indien lors de la campagne CONCIERTO (Les effets de la convection et des cirrus sur la zone de la tropopause tropicale au niveau de l'océan Indien) entre 2016 et 2017. Deux radiosondages sont étudiés lors du passage de la tempête tropicale Corentin (2016) et du cyclone tropical Enawo (2017). Les mesures en vapeur d'eau et en ozone montrent un transport massif dans la haute troposphère de masses d'air pauvres en ozone dans le cas d'Enawo. L'altitude du détrainement est observé entre 10 et 13 km, avec des masses d'air chargées en vapeur d'eau (jusqu'à 240 ppmv) alors que le centre du système convectif est à plus de 900 km du site du radiosondage.

Les campagnes d'observation in situ ont permis d'échantillonner des cas d'études variés (mousson indienne, cyclone tropicaux, convection terrestre) et ont démontré l'importance du transport de la glace dans le cycle d'hydratation de la basse stratosphère. Les observations montrent également que la convection intense marque la tropopause d'une signature thermique à l'échelle d'une saison (Brunamonti et al., 2018) ou d'un bassin (Evan et al., 2020). Les campagnes in situ sont primordiales pour la compréhension des processus microphysiques menant à la formation de cirrus ou de vapeur d'eau en TTL. Cependant ses campagnes ne permettent pas d'étudier globalement l'influence de la convection sur le transport en TTL. Si on peut étudier fidèlement le transport locale, les observations satellites offre un cadre d'étude globale et quasiment continue sur le globe et permet des études à une échelle beaucoup plus large.

Observations Satellites

Dans le but d'étudier la distribution globale du transport direct de masse d'air en TTL par la convection profonde (overshoot), Liu et Zipser (2005) ont analysé la réflectivité radar du satellite TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) sur 5 ans (1998-2003). Ils ont montré que 1,38 % de la convection tropicale atteignait la TTL et 0,1 % dépassait la tropopause (défini par $\theta=380$ K). Les altitudes de la TTL et de la tropopause sont défini à partir des analyses NCEP (National Centers for Environmental Prediction). Dans cette étude, la majorité des overshoots sont observés au-dessus des continents, dont une grande partie au-dessus de l'Afrique centrale. Cette étude est cohérente avec l'étude actualisée de Liu et Liu (2016) se basant sur l'analyse des mesures du satellite GPM entre 2014 et 2015.

L'étude de Romps et Kuang (2009) se focalise particulièrement sur les overshoots au-dessus des cyclones. Ils exploitent pour cela 23 années de mesure de la température de brillance dans l'infrarouge regroupant un grand nombre de satellite géostationnaire dans le cadre du projet ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project). En étudiant particulièrement les températures de brillance autour de 245 K, Romps et Kuang (2009) trouvent que 30 % des overshoots au-dessus des océans sont causés lors d'évènements cycloniques (qui représentent seulement 7 % de la convection maritime).

Pour étudier plus particulièrement les overshoots lors des phénomènes cycloniques, Tao et Jiang (2013) utilisent les observations du TRMM sur 11 ans (janvier 1998-décembre 2000 et 2002– décembre 2009) avec les réanalyses du NCEP. Tao et Jiang (2013) estiment qu'environ 1,59 % des cyclones tropicaux atteignent 14 km d'altitude et seulement 0,1 % l'altitude de la tropopause ($\theta=380$ K). Une large proportion des intrusions est d'abord trouvée dans le bassin du Pacifique ouest puis dans le sud-ouest de l'océan Indien et l'océan Pacifique est.

Une comparaison de l'apport des cyclones des différents bassins, basée principalement sur l'étude d'observation du satellite MLS (qui mesure de la vapeur d'eau) a été réalisée par Ray et Rosenlof (2007). Cette étude se focalise sur l'activité de 19 ouragans et de 37 typhons formés entre 2002 et 2005. Elle montre ainsi une augmentation entre 2 et 10 % de la vapeur d'eau en haute troposphère au-dessus des cyclones, particulièrement marquée pour les cyclones de catégorie 4 et 5 sur l'échelle de Saffir-Simpson.

Les analyses des observations satellites présentées dans cette partie soulignent qu'une grande partie des injections en stratosphère tropicale provient de la convection au-dessus des continents. Bien que ces études soulignent le rôle des cyclones tropicaux dans l'hydratation de la TTL, elles ne permettent pas l'étude des mécanismes du transport en TTL. On comprend alors l'importance de la modélisation pour essayer de reproduire et de comprendre le transport en TTL via la convection profonde et en particulier les cyclones tropicaux.

Simulations du transport par la convection profonde

Les outils développés dans la recherche pour reproduire les mécanismes physiques de la convection sont très variés. Cette partie va se pencher sur un bilan non-exhaustif des développements moderne autour de la modélisation de systèmes convectifs. Cette section expose d'abord le transport analysé d'un point de vue lagrangien avant de présenter les études des systèmes convectifs effectuées par simulations eulériennes.

Simulation lagrangienne

La simulation lagrangienne se focalise sur l'étude de l'évolution d'une masse d'air dans le temps et l'espace. La position et les champs météorologiques de la masse d'air peuvent être estimés en tout point et à chaque instant. Les simulations ont cependant besoin que l'environnement dans lequel évolue la masse d'air soit défini. Les simulations peuvent être faites soit pour retracer l'origine d'une masse d'air, soit pour calculer sa destination future. L'approche lagrangienne est un outil opérationnel puissant, souvent utilisé pour déterminer l'origine de masses d'air observées lors de campagnes aéroportées ou par instruments sous ballons (Stohl et al., 2004; Cooper et al., 2010; Khaykin et al., 2016; Evan et al., 2020). La dynamique atmosphérique est extrêmement sensible aux conditions initiales des modèles. Pour retracer l'origine d'une masse d'air, de faibles perturbations des conditions d'initialisation de la masse d'air peuvent rendre des résultats très différents à l'arrivée. Le caractère chaotique de la dynamique atmosphérique et le faible coût de calcul des simulations poussent les études lagrangiennes vers des études statistiques (avec plusieurs centaines de trajectoires pour une masse d'air).

Les modèles lagrangiens ont été utilisés pour reproduire la circulation méridienne de basse stratosphère. Les travaux de Holton et Gettelman (2001) enrichissent les travaux de Newell et Gould-Stewart (1981) qui définissaient le concept de fontaine stratosphérique. En se basant sur une approche lagrangienne, Holton et Gettelman (2001) montrent que l'advection horizontale en TTL amène une déshydratation des masses d'air relative au point le plus froid traversées par celles-ci (au dessus du Pacifique ouest). On définit ainsi la notion de point-froid lagrangien comme étant le point le plus froid rencontré par la masse d'air en TTL (Fueglistaler, 2005).

Certains modèles lagrangiens ont récemment été couplés avec des modules de chimie le long de sa trajectoire (McKenna, 2002a,b) et ont permis d'estimer le bilan d'ozone en basse stratosphère. L'étude de Konopka et al. (2010) utilise le modèle lagrangien CLaMS (Chemical Lagrangian Model of the Stratosphere) et s'appuie également sur des observations in situ d'ozone (réseau SHADOZ, Southern Hemisphere ADDitional OZonesondes) et satellite (HALOE, HALogen Occultation Experiment) pour étudier les variations annuelles de l'ozone en basse stratosphère. Ils se focalisent en particulier sur le transport horizontal depuis les zones extratropicales vers la partie stratosphérique de la TTL à travers ses limites latérales entre octobre 2001 et décembre 2005. Konopka et al. (2010) montrent ainsi un minimum de mélange d'ozone au niveau des tropiques ($\pm 10^\circ$) entre avril et juin et une forte augmentation (jusqu'à 60%) de l'ozone tropical en basse stratosphère (θ entre 370 et 420 K) qui pourrait venir d'un échange horizontal avec les moyennes latitudes.

Récemment, les trajectoires lagrangiennes ont également été utilisées pour quantifier l'apport de la convection dans le transport en TTL en fonction des zones géographiques. Tissier et Legras (2016) étudient les sources convectives des masses d'air traversant la couche de tropopause tropicale. Ils s'appuient sur les données de couverture nuageuse du programme CLAUS (Cloud Archive User Service data) et de trajectoires calculées avec le modèle lagrangien TRACZILLA qui est dérivé de FLEXPART (FLEXible PARTicle dispersion model) entre janvier 2005 et décembre 2008. Les résultats montrent que jusqu'à 70% du transport en TTL entre janvier et mars viendrait du Pacifique ouest/océan Indien est. Entre 2005 et 2008, ils estiment que l'océan Indien a participé à seulement 1,2% du transport global en TTL, contre 39% pour le Pacifique ouest/océan Indien est et seulement 0,2% pour la bande équatoriale du pacifique est.

Simulation eulérienne

La modélisation eulérienne de la dynamique atmosphérique permet de reproduire des phénomènes à des échelles variées (fine-échelle à globale). Elles permettent aussi de définir l'environnement atmosphérique dans lequel évoluent les masses d'air. La simulation eulérienne permet de reproduire la chimie, la microphysique et la dynamique des masses d'air. Cependant les simulations sont contraintes par de forts coups numériques, et l'évolution du trajet des masses d'air n'est pas mémorisée par les simulations.

Malgré une résolution horizontale de l'ordre de 100 km, les simulations de modèles globaux permettent de mieux comprendre l'influence des phénomènes à grande l'échelle comme la QBO, la MJO ou l'ENSO (voir section 1.3). Elles permettent également de dresser des bilans radiatifs complets sur plusieurs dizaines d'années (section 1.1). Des études climatologiques sont possibles avec modèles globaux, sans que les systèmes convectifs soient explicitement résolus. La résolution des processus microphysiques, qui sont des phénomènes à fine échelle impliqués dans le transport direct en TTL, reste cependant difficile dans les simulations avec une résolution supérieure à l'échelle d'une dizaine de kilomètres (Gettelman et Morrison, 2015). D'autre part, la résolution verticale des modèles globaux généralement supérieure à 500 m à la tropopause n'est pas propice à la résolution explicite du transport direct en TTL.

Pour comprendre les mécanismes amenant à l'hydratation de la TTL, il est nécessaire d'exploiter également des simulations avec une résolution supérieure à celle des modèles globaux (~ 100 km). Les simulations méso-échelles sont complémentaires des mesures in situ, car ils permettent de résoudre la microphysique nuageuse et le transport convectif en TTL. Cependant, elles nécessitent un temps de calcul plus important, contraignant fortement la taille des simulations.

À partir des observations d'un cas d'orage tropical dans la région de São-Paulo au Brésil, Chaboureau et al. (2007) ont étudié le transport convectif via des simulations méso-échelles (résolutions entre 40 km et 625 m) sur 24 heures. De nombreux overshoots (transport direct de masse d'air en TTL par la convection profonde) sont observés durant l'orage, avec un transport de vapeur d'eau maximal autour de 8 tonnes.s^{-1} en fin de journée. L'étude montre, entre autres, l'influence du cycle diurne sur la convection et sur le transport en TTL. L'étude de Grosvenor et al. (2007) porte sur des simulations en 2 et 3 dimensions et à 2 kilomètres de résolution horizontale, mais 125 m de résolution verticale en TTL. L'étude se focalise sur le transport lors d'un seul overshoot. Avec un schéma microphysique à 2 moments pour la glace, la simulation représente fidèlement l'évolution de la microphysique dans un cas d'étude sur quelques heures. Cette étude explore le rôle des noyaux de condensation (CCN pour cloud condensation nuclei) et montre une augmentation de la glace ainsi que de la vapeur d'eau en TTL en lien avec l'augmentation de CCN dans le nuage convectif.

Des simulations idéalisées et à fine échelle (100 m de résolution) de l'orage tropical Hector au nord de l'Australie ont été réalisées par Dauhut et al. (2015, 2016, 2018). En suivant l'évolution des overshoots au-dessus d'Hector, Dauhut et al. (2018) montrent que les intrusions les plus profondes (> 19 km) ont un pouvoir hydratant beaucoup plus important que les overshoots à une altitude proche de la tropopause (17,3 km).

La glace précipitante amenée par les overshoots proche de la TTL va avoir pour effet de sédimenter une partie de la vapeur d'eau de la basse TTL qui va alors précipiter sous forme de cristaux de glace. Les overshoots les plus proches de la tropopause peuvent ainsi déshydrater la TTL. Pour les overshoots les plus profonds, Dauhut et al. (2018) trouvent un transport

maximal pour un overshoot de 67,6 tonnes de vapeur d'eau, pour un transport total de 3 000 tonnes sur une journée (la convection est active environ 8 heures ; Dauhut et al., 2016). Dauhut et al. (2018) décrivent les processus d'hydratation par overshoot dans cette même simulation. D'abord, l'intrusion atteint la basse stratosphère, puis, à cause d'une force de flottaison négative, la masse d'air va retomber en entraînant à son sommet l'air chaud de la stratosphère sous-saturé. Le mélange entre l'air stratosphérique sous-saturé et le sommet de l'overshoot va faciliter la sublimation des particules de glace. Une poche de vapeur d'eau se forme alors au-dessus de l'overshoot.

On pourra noter l'importance de la résolution horizontale dans les simulations de Dauhut et al. (2015). En effet, la vitesse verticale de l'overshoot augmente quand la maille diminue, ce qui augmente également le transport de vapeur d'eau et d'hydrométéores glacées en TTL. Cette tendance est particulièrement marquée en haute troposphère (12-14 km), avec une vitesse verticale $\sim 8 \text{ m.s}^{-1}$ pour une résolution de 1,6 km contre $\sim 12 \text{ m.s}^{-1}$ pour une résolution de 100 m.

Le transport direct de vapeur d'eau en TTL via les cyclones tropicaux a principalement été étudié par Allison et al. (2018) et Preston et al. (2019). L'étude de Allison et al. (2018) se focalise sur le transport de vapeur d'eau dans la TTL via des simulations méso-échelles (1,33 km de résolution) du cyclone tropical Ingrid (2013, dans le Golfe du Mexique) faites avec le modèle WRF (Weather Research and Forecasting Model) sur 5 jours. Au plus fort du cyclone (catégorie 1 sur l'échelle de Saffir-Simpson) les overshoots sont mesurés jusqu'à 2 km au-dessus de la tropopause. Ils dénombrent autour de 65 événements traversant la tropopause (fixée à 16 km d'altitude), avec une forte proportion des overshoots qui se produisent dans le mur de l'œil. À la fin de la simulation ils ont identifié une déshydratation entre 14,5 et 17,5 km (-5 ppmv à 16 km) due à la sédimentation de la glace et une hydratation entre 17,5 et 21 km (+4 ppmv vers 18 km) due à la sublimation des cristaux de glace. Preston et al. (2019) en s'appuyant sur des simulations WRF du typhon Mireille en 1991 (modélisation méso-échelle avec domaine imbriqués de résolutions horizontales de 27, 9 et 3 km) montrent que le transport concerne aussi d'autres espèces chimiques comme le CO ou le CH₄. Le choix du typhon Mireille est motivé par les observations aéroportées de ce système lors de la campagne Pacific Exploratory Mission-West A (PEM-West A). Les simulations de Preston et al. (2019) montrent un flux net positif de CO en TTL, transporté par l'entraînement de masses d'air d'origine continentale. Un résultat fort de l'étude est la simulation de flux subsidents très intenses dans les bandes secondaires, qui provoquent une diminution marquée de l'ozone de la basse stratosphère au-dessus du typhon.

Composition chimique de la TTL

Comme évoqué précédemment, la TTL est définie comme une couche atmosphérique de transition entre la troposphère et la stratosphère. En s'appuyant sur les mesures d'une campagne aéroportée en TTL (Airborne Tropical Tropopause Experiment, ATTREX), Pan et al. (2018) montrent que la composition chimique en vapeur d'eau et en ozone de la haute troposphère se différencie de celle de la basse stratosphère. Ils observent notamment un assèchement de la basse stratosphère par rapport à la haute troposphère et une augmentation marquée du rapport de mélange d'ozone dans la basse stratosphère. La distribution en ozone est centrée vers 40-45 ppbv en haute troposphère tropicale et autour de 120 ppbv en basse stratosphère. La distribution de valeur d'eau est centrée vers 3-3,5 ppmv en haute troposphère et 2,5 ppmv en basse stratosphère.

L'ozone est une espèce très abondante en stratosphère (jusqu'à 9000 ppbv à 30 km, Paul et al., 1998) où elle peut être produite très rapidement par la photochimie de l'oxygène. La couche troposphérique est beaucoup plus pauvre en ozone malgré l'influence d'intrusion de masses d'air stratosphérique (entre 20 ppbv en couche limite maritime à 120-150 ppbv en haute troposphère). En moyenne, en TTL, l'ozone augmente rapidement, passant d'une centaine de ppbv en haute troposphère à près de 2000 ppbv à 20 km d'altitude.

Le CO est une espèce moins répandue que l'ozone en TTL (autour de 80 ppbv en haute troposphère à 40 ppbv au niveau de la tropopause Folkins et al., 2006). L'espérance de vie du CO en TTL est de l'ordre de quelques mois, ce qui en fait un traceur efficace des activités anthropiques. Les principales sources de CO en stratosphère sont la pollution atmosphérique et les feux de forêt transportés par la convection.

Les radicaux CFC (Chlorofluorocarbons) ont, quant à eux, une espérance de vie autour de 80 ans en basse troposphère (rapport GIEC-AR5 de 2013). En atteignant la stratosphère, les CFC jouent un rôle de catalyseur lors des réactions photochimiques, détruisant l'ozone et produisant de l'oxygène. La majorité des CFC sont produits par l'activité anthropique. La production mondiale semble décroître (rapport GIEC-AR5 de 2013), même si les émissions de la Chine tend à l'augmentation (Rigby et al., 2019). Dans une moindre mesure, d'autres gaz comme les oxydes d'azote (NOx) et les chaînes chloroformes (chaînes contenant un atome Cl) sont connus comme destructeur de l'ozone (Ritchie, 2018). Le rapport de mélange de méthane, au niveau de la tropopause tropicale, est proche de 1,7 ppmv et tend à augmenter avec l'augmentation de la pression anthropique (rapport GIEC-AR5 de 2013). Si l'espérance de vie du méthane est proche de 8 ans (Lelieveld et al., 1998), des réactions d'oxydation du méthane avec les NOx peuvent directement agir sur la production de vapeur d'eau dans la basse stratosphère aux moyenne latitudes (Fueglistaler et al., 2009).

L'ozone, un traceur de la convection profonde

Les deux principaux traceurs qui ont été étudiés pour suivre les masses d'air d'origine convective sont l'ozone et le CO. Ces espèces ont l'avantage d'avoir une espérance de vie autour de 50 jours en troposphère (Folkins, 2002; Folkins et al., 2006), ce qui est largement supérieur au temps moyen d'un épisode convectif (de l'ordre d'une journée). Ces deux traceurs ont été étudiés, par exemple, lors de la campagne aéroportée TC4 (Tropical Composition, Clouds and Climate Coupling) de 2007 par Avery et al. (2010). Les conclusions, basées sur l'analyse de l'atmosphère nuageuse et de l'atmosphère sèche, montrent que l'ozone est un traceur de la convection beaucoup plus intéressant que le CO. En effet, le fort gradient vertical du rapport de mélange d'ozone permet d'identifier plus facilement les masses d'air de la basse troposphère. Cependant, dans la haute troposphère, le bilan d'ozone est également sujet aux intrusions d'air stratosphérique et aux réactions chimiques (voir section 1.4.5).

Comme pour la TTL, la production d'ozone en basse troposphère nécessite l'intervention de divers gaz tels que des composés carbonés (CO) et des NOx. On parle de précurseurs d'ozone qui sont émis dans l'atmosphère par la végétation, les sols, des processus de combustion ou l'activité humaine. Ainsi, en basse altitude (0 à 2 km), les régions tropicales polluées peuvent donc présenter des rapports de mélange en ozone de l'ordre de 40-50 ppbv (Cooper et al., 2014). L'ozone peut aussi être détruit dans les régions marines non polluées par réaction avec les radicaux hydroxyles (OH), ce qui entraîne des rapports de mélange en ozone de l'ordre d'environ 20 ppbv (Folkins, 2002; Solomon et al., 2005; Cooper et al., 2014). Ainsi, comme précisé par

Folkens (2002), les masses d'air en haute troposphère d'origine convective se distinguent aux tropiques par des rapports de mélange en ozone autour de 20 à 40 ppbv.

Selon les zones observées, les rapports de mélange en ozone associés à la convection varient beaucoup. Par exemple, des rapports de mélange en ozone autour de 20 ppbv ont été mesurés dans des masses d'air issues de la convection en haute troposphère tropicale dans le Pacifique ouest (Solomon et al., 2005). D'autres observations d'ozone autour de 28 à 35 ppbv ont été réalisées dans le déentraînement convectif d'un orage tropical en Amérique centrale (Avery et al., 2010). Les rapports de mélange associés à la convection dans le bassin du sud-ouest de l'océan Indien ont été trouvés autour de 45 ppbv (Héron et al., 2020). Ces différences peuvent s'expliquer d'abord par la qualité d'air au niveau de la couche limite (Cooper et al., 2014). Ensuite, la vitesse d'ascension au sein des nuages convectifs qui dépend de l'énergie disponible pour la convection (CAPE) dans chacun des bassins, va moduler les processus de mélange et d'entraînement avec la troposphère libre lors de l'ascension des masses d'air (Figure 1.2). Si la convection profonde est éloignée du site d'observation, le mélange avec l'environnement de la haute troposphère lors de l'advection de la masse d'air augmentera le rapport de mélange d'ozone de celle-ci.

Présentation du sujet de thèse

Les sections précédentes nous ont permis d'introduire les notions et les problématiques liées au transport convectif dans la TTL. On a d'abord défini les grandeurs météorologique primordiales pour l'étude de la TTL avant de faire un bilan des phénomènes globaux influençant la convection tropicale. La seconde partie nous a montré comment les nuages convectifs profonds pouvaient influencer les variations de la température de la tropopause et ainsi réguler la vapeur d'eau atteignant la basse stratosphère. On a également discuté de l'apport des différents modèles numériques (Lagrangien et Eulérien) et des différents type d'observation (satellite ou in-situ) pour l'étude de la convection tropicale. Ce travail de thèse s'appuie sur ces différents outils pour l'étude du transport convectif au-dessus de l'océan Indien. Dans cette section, j'expliquerai l'importance de l'étude particulière de ce bassin océanique dans le bilan de vapeur d'eau de la basse stratosphère en m'appuyant sur des études antérieures.

Présentation du bassin de l'océan Indien

À l'inverse des bassins cycloniques de l'hémisphère nord (Atlantique Nord-ouest, Pacifique ouest), les bassins cycloniques de l'hémisphère sud restent sous-étudiés (ouest de l'océan Indien, sud-ouest du Pacifique). En effet, l'hémisphère nord représente 90 % de la population mondiale et environ 70 % de la surface terrestre. On comprend alors que l'hémisphère sud, recouvert à 80 % par l'océan est bien plus difficile à observer et à étudier. Comme on l'a vu dans les sections 1.1 et 1.4, la vapeur d'eau en TTL joue un rôle clé dans la régulation du climat, mais les processus régulant le bilan de la vapeur d'eau en basse stratosphère est encore mal compris (section 1.4). En partant du constat que 30 % des intrusions stratosphériques en TTL se produisent au-dessus des océans aux tropiques (Liu et Zipser, 2005), on comprend l'importance de l'étude de la convection maritime dans l'hémisphère sud.

Selon le rapport du GEIC de 2014 (Hoegh-Guldberg et al., 2014), le réchauffement climatique a particulièrement touché l'océan Indien entre 1950 et 2009, avec un réchauffement de la SST moyenne de 0,65°C (contre 0,41°C pour l'océan Atlantique et 0,31°C dans l'océan Pacifique). D'ici la fin du siècle, le GEIC (AR5-2013) estime un réchauffement additionnel de 4°C de la surface océanique de l'océan Indien. Étudier l'évolution de la convection dans le sud-ouest de l'océan Indien est particulièrement important pour améliorer les prévisions climatiques dans les décennies à venir.

L'activité cyclonique, ou plus généralement des tempêtes tropicales du sud-ouest de l'océan Indien, est placée sous la surveillance du CMRS (Centre Météorologique Régional Spécialisé de La Réunion). Le bassin considéré est compris entre 30°E/90°E et 0°S/40°S pour l'OMM. Les best tracks du bassin sud-ouest de l'océan Indien sont des produits analysés par le CMRS pour les systèmes tropicaux avec un interval de 6 heures (00, 06, 12, 18 UTC). Les best tracks comprennent un ensemble de paramètres concernant le cyclone comme sa trajectoire et son intensité, issus de la réanalyse d'un large ensemble de données collectées en temps réel (observations satellites) ou différées (réanalyses des modèles). L'intensification d'un système est estimée à partir du vent maximum moyenné sur 10 min, mais peut être également mesurée par le minimum de pression observé au niveau de la mer. La classification des stades d'intensification des dépressions tropicales est résumée en Tableau 1.1.

Catégories du CMRS	Vmin km.h ⁻¹ (knots)	Vmax km.h ⁻¹ (knots)	Catégories de Saffir-Simpson (km.h ⁻¹)
Perturbation tropicale	29 (16)	53 (28)	Dépression tropicale (29-53)
Dépression tropicale	53 (28)	62 (33)	Tempête tropicale (53-102)
Tempête tropicale modérée	62 (33)	88 (48)	Tempête tropicale (53-102)
Forte tempête tropicale	88 (48)	117 (63)	Tempête tropicale (53-102) 1 (104-135)
Cyclone tropical	117 (63)	166 (90)	1 (104-135)
			2 (135-154)
			3 (154-182)
Cyclone tropical intense	166 (90)	214 (116)	3 (154-182)
			4 (182-220)
Cyclone tropical très intense	214 (116)	- (-)	4 (182-220)
			5 (>220)

TABLEAU 1.1 – Tableau récapitulatif des différents stades d'intensification définis par le CMRS et leur équivalent dans l'échelle de Saffir-Simpson. Les vitesses sont définies comme le maximum de vent moyenné sur 10 minutes.

La convection dans le bassin sud-ouest de l'océan Indien

L'activité convective est particulièrement active entre janvier et février avec en moyenne 2 à 3 systèmes dépressionnaires par mois. L'activité dure généralement de novembre à fin avril (moyenne de moins d'un système par an, Ho et al., 2006). Par année, environ 9 à 10 cyclones sont répertoriés dans le bassin (Ho et al., 2006; Leroux et al., 2018). En étudiant les analyses CMRS de 165 cyclones entre 1999 et 2016, Leroux et al. (2018) montrent que 50 % des cyclones

tropicaux se forment entre janvier et février, alors que le nombre de dépressions tropicales est plutôt homogène entre novembre et mars (entre 13% et 20 % par mois). Ils estiment également que seulement la moitié des tempêtes tropicales atteignent le stade de cyclone tropical. En focalisant l'étude sur les saisons 2010-2011 à 2015-2016, Leroux et al. (2018) trouvent une taille caractéristique des systèmes proche de 390 km.

La Figure 1.12a présente les principales zones de cyclogénèse du bassin sud-ouest de l'océan Indien. La majorité des cyclones se forment autour de la latitude 10 °S, et en particulier entre 65°E et 80°E. Ceci est dû à l'effet du rayonnement incident à ces latitudes qui est associé à des températures océaniques très chaudes nécessaires pour la cyclogénèse. On peut noter une seconde zone de cyclogénèse dans le canal du Mozambique. Sur la Figure 1.12b on peut voir qu'une grande proportion des systèmes parcourt l'archipel des Mascareignes et atteint les côtes est de Madagascar. Le canal du Mozambique est également très exposé à l'activité cyclonique. Les Figures 1.12c et 1.12d montrent le rôle d'El Niño sur l'activité cyclonique du bassin. Les zones de cyclogénèse semblent suivre une migration est-ouest avec un renforcement de l'activité dans l'ouest du bassin lors des phases d'El Niño.

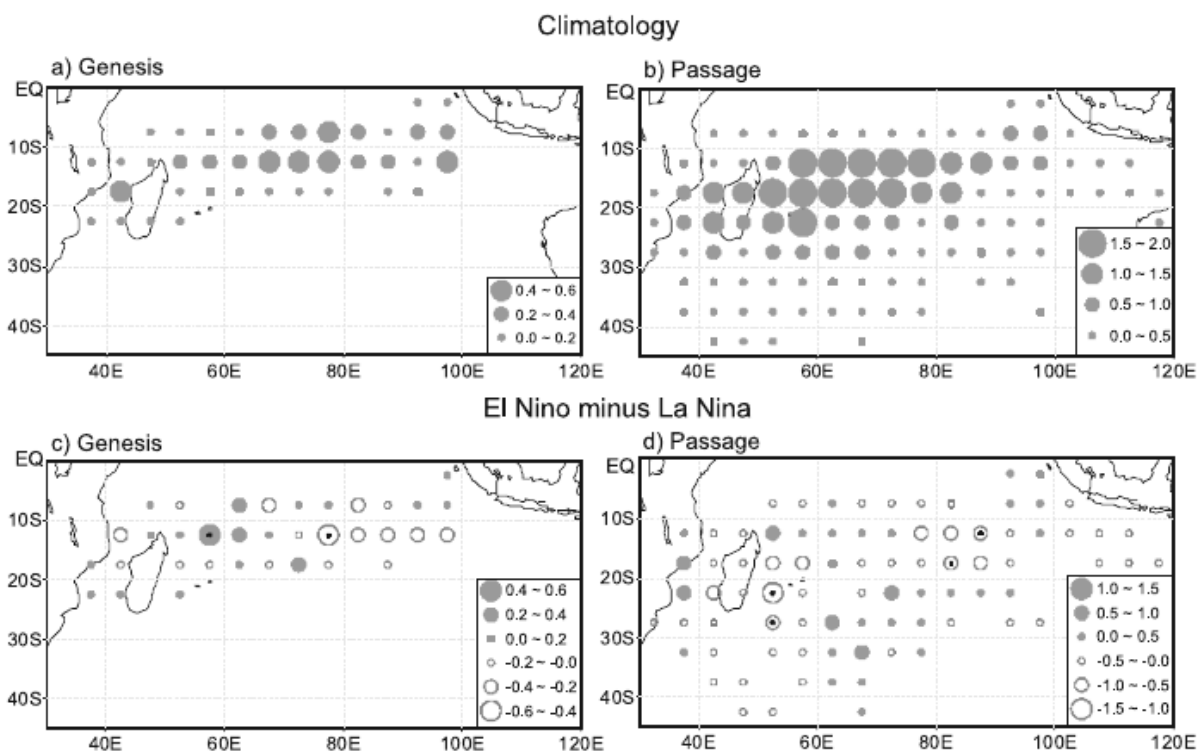


FIGURE 1.12 – Climatologie de l'été austral (décembre à mars entre 1982-1983 et 2000-2001), de (a) la cyclogénèse des cyclones tropicaux et (b) le nombre de passages par an dans chaque case de grille de 5 ° de résolution horizontale et la différence de (c) cyclogénèse et (d) nombre de passage entre El Niño et La Niña. Les points noirs indiquent que les différences sont significatives avec un niveau de confiance de 95%. Source : Ho et al. (2006)

Plusieurs études ont montré que l'ENSO pouvaient affecter la convection et donc la vapeur d'eau troposphérique dans le sud-ouest de l'océan Indien (Ho et al., 2006; Hoell et al., 2017). En basant leur étude sur 7 épisodes d'El Niño et 8 d'El Niña, Ho et al. (2006) remarquent une migration vers l'ouest de l'activité cyclonique du sud de l'océan Indien (Figure 1.12). Le cisaillement de vent vertical peut augmenter significativement durant les phases positives de

l'ENSO. Ceci est dû à une oscillation des cellules de Walker dans l'océan Indien (1.6). L'augmentation du cisaillement vertical semble réduire l'intensification des cyclones tropicaux dans le sud-ouest de l'océan Indien, même si ce résultat reste débattu dans la communauté (Kuleshov et al., 2008; Ho et al., 2006; Chang-Seng et Jury, 2010).

Bessafi et Wheeler (2006) ont réalisé une étude de la cyclogénèse dans le sud ouest de l'océan Indien sur 26 étés australs, en se focalisant sur l'influence de la MJO et des ondes équatoriales. Ils trouvent une augmentation significative de l'activité cyclonique pour une MJO active dans l'est de l'océan Indien. À l'inverse, la probabilité de cyclogénèse diminue (d'un facteur 3 par rapport au cas précédent) lorsque la MJO est active au-dessus du continent Africain. Les ondes de Rossby affectent également l'activité cyclonique, avec un rapport 2.7 entre une onde de Rossby se propageant depuis le centre de l'océan Indien (7.6 % des cyclones observés) et dans le Pacifique ouest (2.8 % des cyclones observés).

L'activité convective dans le bassin du sud ouest de l'océan Indien augmente pendant les périodes d'El Niño (Hoell et al., 2017), grâce notamment à une augmentation significative de la SST (Yoo et al., 2006).

Dans l'hémisphère sud, le site de La Réunion (21,1°S-55,5°E) est particulièrement adapté pour l'étude de la composition chimique de la troposphère tropicale et de la TTL du fait de la position géographique de l'île. En saison d'été austral (novembre à avril), la ZCIT se déplace vers le sud et l'île de La Réunion est exposée aux phénomènes convectifs et notamment aux cyclones tropicaux. La haute troposphère au-dessus de La Réunion peut être ainsi influencée par la convection au niveau de Madagascar/Afrique de l'est ou la convection océanique au-dessus de l'océan Indien. Notre étude se penchera principalement sur la période d'été austral de novembre à mai, lorsque l'activité convective est la plus forte dans l'hémisphère sud. Cette thèse s'inscrit dans le programme de recherche de l'ANR CONCIERTO (<https://lacy.univ-reunion.fr/activites/programmes-de-recherche/anr-concirto>) dont l'un des objectifs est d'étudier la convection et l'hydratation de la TTL au-dessus de l'océan Indien.

Objectifs de la thèse

Les modèles climatiques prédisent une augmentation de la concentration de vapeur d'eau dans la région de la TTL qui contribuerait à un réchauffement additionnel de 10 % en surface (Dessler et al., 2013). Cependant, ces modèles ont beaucoup de difficultés à modéliser les variations de vapeur d'eau dans la TTL à cause, entre autres, d'une mauvaise représentation de la convection tropicale qui contrôle en bonne partie le transport vertical de vapeur d'eau de la troposphère vers la TTL. La compréhension des effets de la convection tropicale profonde, en particulier des cyclones, sur le contenu en vapeur d'eau de la TTL reste à être approfondie. Ceci est d'autant plus important que de nombreuses études ont montré que les cyclones tropicaux pouvaient contribuer fortement à l'humidification de la TTL (Ray et Rosenlof, 2007; Allison et al., 2018).

L'objectif de cette thèse est donc d'améliorer les connaissances sur le rôle que joue la convection dans le transport de vapeur d'eau vers la TTL afin d'améliorer notre capacité à prévoir le climat futur. La thèse s'articule autour de deux questions de recherche :

- 1 Quel est le bilan de l'activité convective du sud-ouest de l'océan Indien sur la composition chimique d'ozone et de vapeur d'eau de la TTL ?

2 Quels sont les mécanismes intervenant dans le transport convectif de vapeur d'eau en basse stratosphère lors de phénomènes cycloniques intenses dans le sud-ouest de l'océan Indien ?

L'île de La Réunion (21,1°S-55,5°E) occupe une position stratégique pour observer et étudier l'impact de la convection profonde, en particulier des cyclones tropicaux, sur le contenu en vapeur d'eau de la TTL. Située dans le sud-ouest de l'océan Indien tropical, l'île de La Réunion est dotée d'un observatoire atmosphérique (observatoire du Maïdo) qui rend pertinent l'organisation de campagnes expérimentales afin de compléter les mesures des instruments de la station.

Le premier objectif de cette thèse est d'analyser des observations sous ballons, principalement de vapeur d'eau et d'ozone en haute troposphère, afin de mesurer l'influence de la convection sur la partie basse de la TTL. Les campagnes de mesures sous ballon auxquelles j'ai participé seront décrites dans le Chapitre 2. Avant d'exploiter des données in situ (radiosondage) et satellites pour l'étude de la TTL, les mesures satellites sont décrites dans le Chapitre 3. Ce chapitre expose également les modèles utilisés dans cette thèse, ainsi que les paramétrisations physiques les plus importantes pour notre problématique (schéma micro-physiques, schéma de convection). Dans le Chapitre 4, des observations in situ et satellites ainsi qu'un modèle lagrangien ont été utilisés afin de mettre en évidence les processus de transport convectif vers la haute troposphère à l'échelle du bassin. La signature convective en haute troposphère (masse d'air humide, pauvre en ozone) est reliée aux principaux centres convectifs à l'échelle saisonnière/intrasaisonnière. Lors des campagnes d'observation décrites dans le Chapitre 2, plusieurs cas d'hydratation de la TTL par ballons sondes ont été observés au large de l'île de La Réunion. Les simulations sont présentées et analysées dans cette thèse sont présentées dans le Chapitre 5 et les résultats sur le transport en TTL sont décrits dans le Chapitre 6. Un autre cas d'hydratation de la TTL a été mesuré le 8 février 2019, lors de la formation du cyclone Gelena. Des simulations ont également été réalisées et sont présentées succinctement dans le Chapitre 7. Le Chapitre 8 présente les perspectives et conclusions de ce manuscrit.

CHAPITRE 2.

PARTICIPATION À DES CAMPAGNES D’OBSERVATION DE LA CONVECTION TROPICALE

Sommaire

2.1	Campagne de mesure CONCIRTO	43
2.1.1	Objectifs de la campagne	43
2.1.2	Description des radiosondages	45
	Sonde ECC	46
	Sonde COBALD	48
	Sonde CFH	48
	Les sondes météorologiques	49
2.1.3	Déroulement d’un radiosondage	50
	Etude des conditions environnementales	50
	Préparation des instruments	50
	Assemblage du Radiosondage	51
	Acquisition des données	52
	Cas particulier du lâcher du 3 mars 2017	53
2.2	Campagne d’intercomparaison de sondes GRUAN	55
2.2.1	Objectif de la campagne	55
2.2.2	Présentation des lâchers de la campagne	56
2.3	Campagne de mesures ReNov’Risk-cyclone	57
2.3.1	Objectif de la campagne	57
2.3.2	Déroulement de la mission	58

La vapeur d’eau varie d’un facteur 10000 entre la surface (autour de 10^4 ppmv) et la basse stratosphère (autour de 5 ppmv) et peu d’instruments peuvent mesurer ces variations sur l’ensemble de la colonne atmosphérique. Les mesures satellites de vapeur d’eau sont plutôt fiables sur la colonne atmosphérique, malgré un biais sec en haute troposphère de l’ordre de $24 \pm 16\%$ (vers 178 hPa, Vömel et al., 2007). Une limitation des mesures satellite est la résolution verticale en TTL. La résolution verticale de la mesure de vapeur d’eau du satellite MLS (Microwave Limb Sounder) en TTL est proche de 1,3 km. Les lidars au sol disposent de l’avantage de la continuité de la mesure mais l’erreur augmente significativement avec l’altitude. De plus les observations sont de nuit et sont contraintes à des conditions de ciel clair. Les milieux denses et faiblement perturbés (la troposphère libre par exemple) sont généralement plus propices à la mesure lidar de vapeur d’eau (Vérèmes et al., 2019).

Une des façons les plus fiables pour mesurer la variation de vapeur d'eau dans la troposphère est l'étude des données in situ. En effet, les mesures in situ permettent de mesurer la vapeur d'eau avec une haute résolution/précision verticale en TTL (Vömel et al., 2007, 2016; Hurst et al., 2016). Cependant, le coup des radiosondages et leur couverture (seulement 1 dimension car profil vertical) limitent leur exploitation. Dans l'atmosphère, les principaux moyens d'effectuer des mesures in situ sont par instruments embarqués sous ballons ou sur avions.

Campagne de mesure CONCIERTO

Objectifs de la campagne

La campagne CONCIERTO (Les effets de la convection et des cirrus sur la zone de la tropopause tropicale au niveau de l'océan Indien) est une campagne financée par l'ANR (Agence Nationale de la Recherche) ayant pour objectif l'étude de la convection et des cirrus dans la TTL au-dessus de l'océan Indien. Le projet est porté par Stéphanie Evan au Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones (LACy, UMR-8105) et s'est déroulé sur les étés australs de 2018, 2019 et 2020, avec une campagne intensive entre janvier et mars 2019 à l'observation du Maïdo. La campagne avait pour objectif l'acquisition d'une base de données in situ de haute qualité pour améliorer la représentation des nuages de glace, de la convection profonde et de la vapeur d'eau dans les modèles numériques.

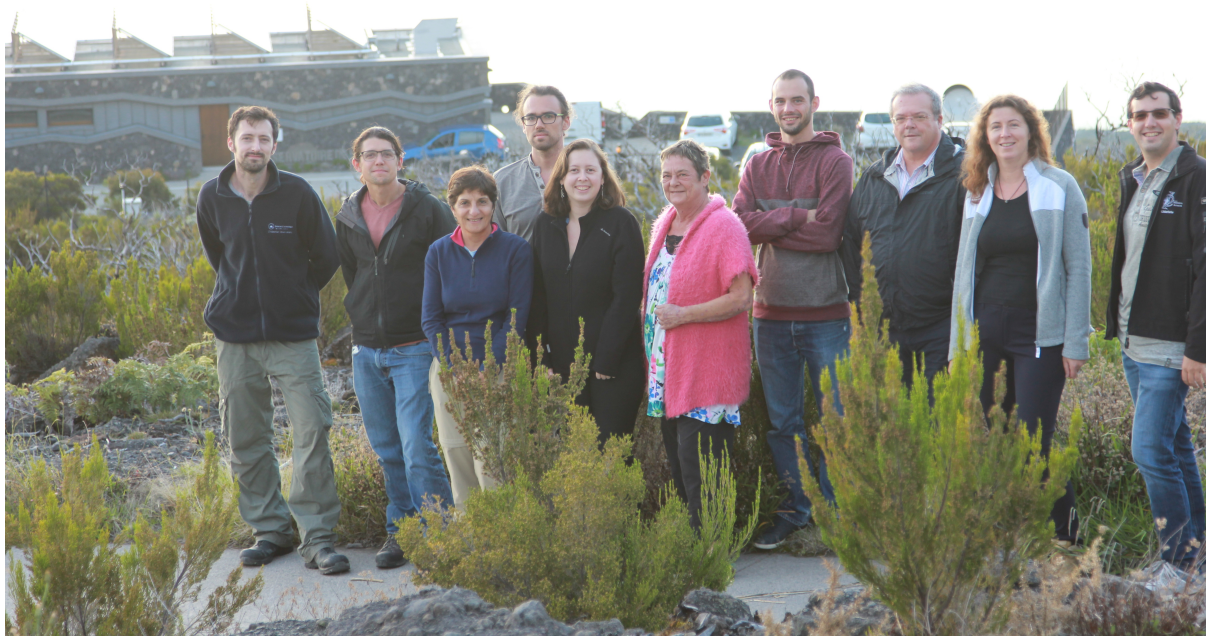


FIGURE 2.1 – Une partie de l'équipe de la campagne CONCIERTO (de gauche à droite, de haut en bas) : Allister Mallett, Ryan Neely, Bert Verreyken, Damien Héron, Jean-Pierre Cammas, Susanne Koerner, Guillaume Payen, Emal Rumi, Hélène Vérèmes, Françoise Posny. Absent de la photo : Stéphanie Evan, Jérôme Brioude, Frank Weinhold, Irene Reinares, Jean-Marc Metzger, Yann Hello, Freya Addison, Louis Mottet, Patrick Hernandez, Eric Golubic. Photo de Guillaume Payen

La campagne de l'ANR CONCIERTO comporte deux volets. Le premier consiste à produire une inter-comparaison des données physiques de la TTL à partir d'observations mesurées par instruments sous ballons, RADAR et satellites. Les données physiques mesurées lors de la campagne sont les contenus en glace, en aérosol, en ozone, en vapeur d'eau, ainsi que les précipitations cumulées, et les champs météorologiques (vent, température, RH) de la TTL. Le second volet concerne l'étude des sorties de modèles (Meso-NH/FLEXPART) conçus pour résoudre les mécanismes physiques qui affectent la TTL sur l'océan Indien. Nous nous intéresserons principalement à la campagne de mesures intensives de l'été austral 2019, bien que le volet observation de CONCIERTO se soit déroulé sur 3 été australs (2018-2019-2020), avec un lâcher en mars 2017 dans le cadre du projet LEFE VAPEURDO (LEFE pour Les Enveloppes Fluides et l'Environnement). La campagne de mesures intensives de CONCIERTO s'est déroulée du 1 janvier au 10 mars 2019, avec le déploiement du RADAR nuage Mira-35, d'un micro-rain RADAR, d'un céilomètre et d'un radiomètre (en partenariat avec l'université de Leeds) à l'observatoire du Maïdo. Le RADAR-Mira 35 peut observer la vitesse verticale des masses d'air, la réflectivité équivalente du milieu (auteur des nuages) et le contenu en hydrométéores de celui-ci. En complément, les instruments de l'observatoire, notamment les Lidar aérosol, Lidar ozone et Lidar vapeur d'eau ont été exploités à une fréquence moyenne de 0.41 tir par jour ouvré (lundi au vendredi).

Description des radiosondages

Pendant la campagne intensive, 6 radiosondages équipés de sonde CFH (Cryogenic Frost Point Hygrometer), ECC ozone (Electrochemical Concentration Cell), COBALD (Compact Optical Backscatter and Aerosol Detector) et iMet ont été lancés sur alerte. L'ensemble des radiosondages de la campagne est listé dans le Tableau 2.2. Les attelages sous ballons sont tous équipés de sonde météorologique Météomodem-M10 pour les mesures de pression, température, humidité et vent (sonde PTU, Figure 2.9). Une partie des lâchers réalisés en parallèle d'une campagne d'intercomparaison de sondes météorologiques dans le cadre du réseau GRUAN a également été équipée de sondes météorologiques Vaisälä (LM021, LM022 et LM023, Figure 2.9).

Liste des radiosondages				
Nom	Dates	Heure (UTC)	Altitude max (km)	Remarques
LM017	03 mars 2017	18 :00	27.18	CT Enawo
LM018	03 mars 2018	16 :37	17.36	CT Dumazile
LM019	17 mars 2018	15 :43	17.38	CT Eliakim
LM020	11 janv 2019	17 :55	31.30	cirrus à 16,5 km
LM021	24 janv 2019	17 :04	19.58	cirrus et nuages humide
LM022	31 janv 2019	18 :41	30.86	atmosphère non perturbée
LM023	08 fev 2019	18 :51	25.01	CT Gelena
LM024	28 fev 2019	17 :35	30.84	cirrus à la tropopause
LM025	01 mars 2019	17 :00	31.19	cirrus en haute troposphère

TABLEAU 2.1 – Tableau récapitulatif des différents radiosondages effectués pour la campagne CONCIERTO. En gras les radiosondages auxquels j'ai participé. On écrit LM pour Le Maïdo, CT pour cyclone tropical. Source : <https://lacy.univ-reunion.fr/activites/programmes-de-recherche/anr-concirto>

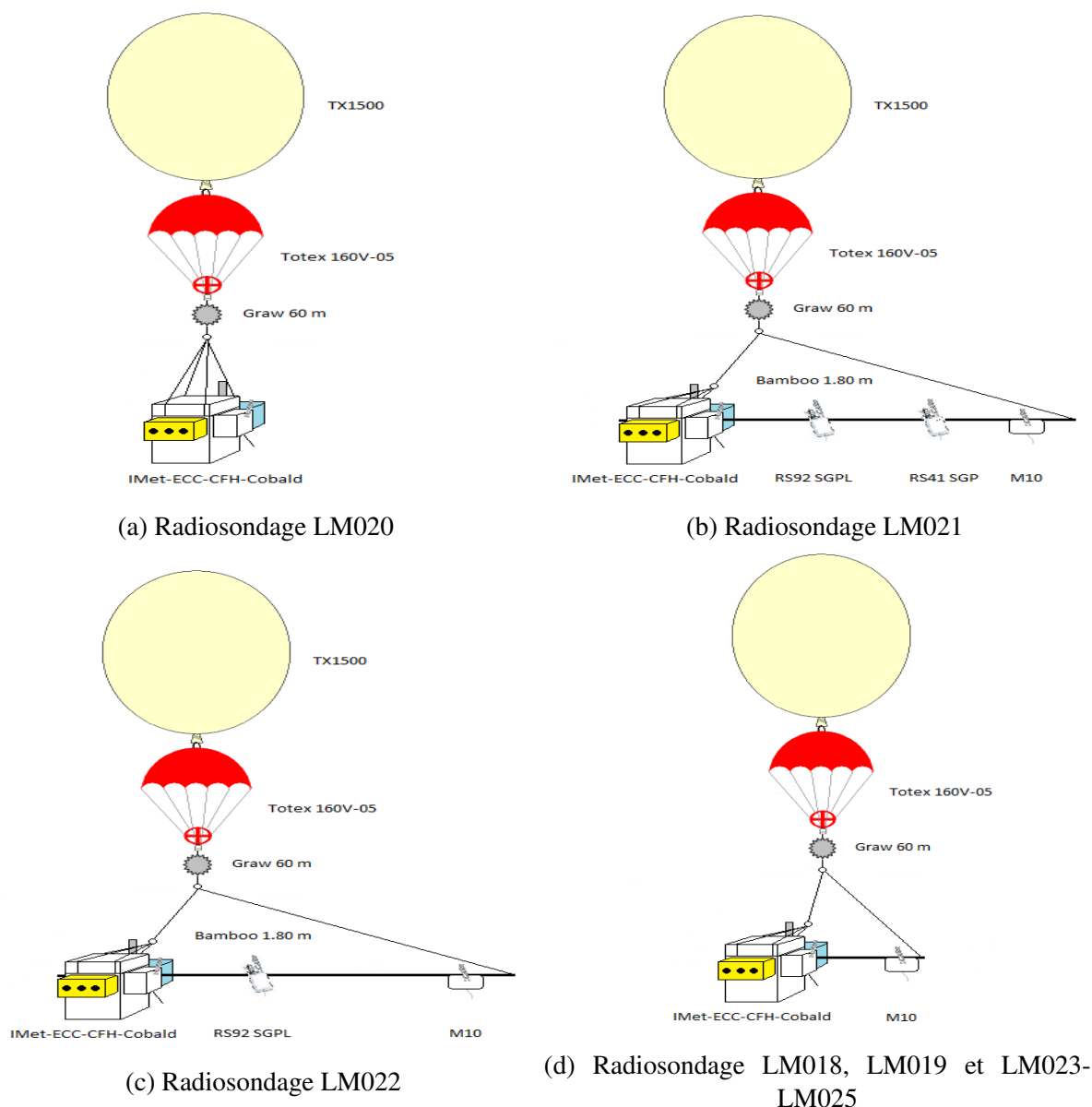


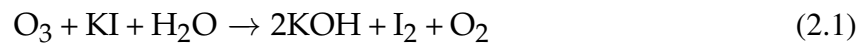
FIGURE 2.2 – Schémas représentant les différentes configurations d'attelage sous ballon utilisées pendant la campagne CONCIERTO. Crédit : Susanne Meier.

Sonde ECC

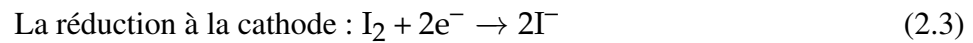
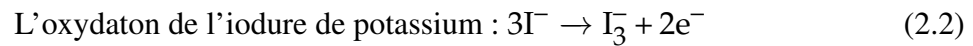
Les sondes à cellules à concentration électrochimique (ECC pour Electrochemical Concentration Cell en anglais) ont été développées par Komhyr (1969); Komhyr et al. (1995). Elles sont largement utilisées depuis, notamment dans le réseau de mesures d'ozone par radiosonde de l'hémisphère sud SHADOZ (Southern Hemisphere ADDitional OZonesondes), qui mesure l'ozone chaque semaine depuis 1998 à l'île de La Réunion (Witte et al., 2017, 2018; Thompson et al., 2017; Sterling et al., 2017).

Les sondes ECC fonctionnent selon un principe d'oxydoréduction de l'ozone avec l'iodure de potassium (KI). L'anode et la cathode, qui contiennent chacune une électrode de platine, sont plongées dans deux solutions de KI (saturées en KI à l'anode et diluées à 0.5% à la cathode). Les deux chambres sont reliées par un pont ionique, c'est-à-dire un pont qui laisse passer les

électrons mais qui est imperméable aux solutions. L'air ambiant est pompé jusqu'à la chambre de la cathode où l'ozone va réagir avec la solution aqueuse :



Le diiode (I_2) va réagir dans l'eau en présence, un courant se crée alors à partir de la différence de potentiel entre l'anode et la cathode :



Les réactions 2.2 et 2.3 vont générer un courant qui sera proportionnel à la concentration d'ozone directement injectée dans l'anode (réaction 2.1). En connaissant les paramètres tels que le débit d'air injecté, la température du courant d'air, et le courant résiduel de la pompe on peut en déduire la concentration et la pression partielle de l'ozone du milieu. Comme chaque sonde induit des erreurs différentes, des mesures du débit de la pompe et du courant résiduel sont faites en amont du lâcher afin de connaître un éventuel biais dans les mesures. La méthode est robuste jusqu'à 20 km d'altitude avec une erreur sur la mesure de l'ordre de 5% (Komhyr et al., 1995; Smit et al., 2007). Au-delà de 20 km, l'incertitude augmente, avec une erreur autour de 10% (Komhyr et al., 1995; Smit et al., 2007).

Pour éviter que l'instrument ne gèle lors de l'ascension du ballon, la sonde est placée dans un boîtier en polystyrène et thermiquement isolant (Figure 2.3). La taille de la sonde est d'environ $35 \times 20 \times 20 \text{ cm}^3$, pour 580 g.

Une première préparation de la sonde est réalisée 3-7 jours avant le lâcher, puis une seconde le jour du lâcher. La préparation des sondes a été réalisée par Françoise Posny (LACy, Saint-Denis de l'île de La Réunion, France), PI des mesures SHADOZ (Southern Hemisphere ADDitional OZonesondes) de La Réunion et Jean-Marc Metzger (OSUR-R, Saint-Denis de l'île de La Réunion, France).

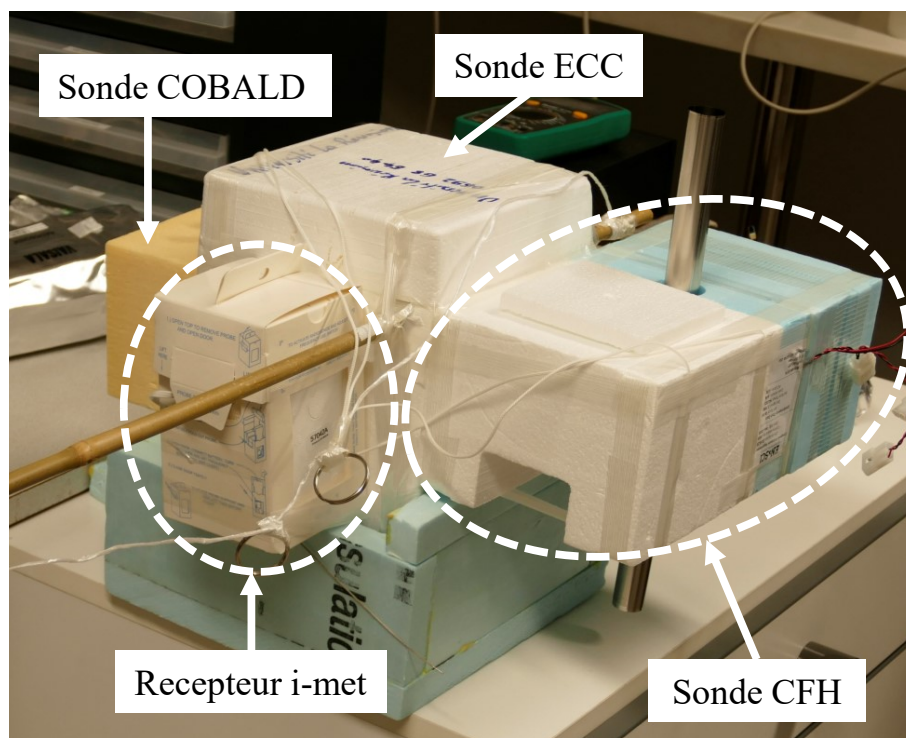


FIGURE 2.3 – Présentation des principaux instruments équipant les ballons de la campagne CONCIERTO.

Sonde COBALD

La sonde COBALD (Compact Optical Back-scatter Aerosol Detector) est une sonde de rétrodiffusion légère conçue pour la mesure des aérosols et des nuages. La sonde est développée par l'équipe de Frank Wienhold à l'ETH de Zurich, à partir des travaux préliminaires de Rosen et Kjome (1991). À l'origine développée pour l'observation de cirrus (Brabec et al., 2012), la sonde COBALD peut également être utilisée pour l'étude des aérosols atmosphériques, notamment en stratosphère (Vernier et al., 2015; Brunamonti et al., 2018).

Deux LED à haute puissance émettent de la lumière dans le domaine spectral bleu (longueur d'onde $\lambda = 455$ nm) et infrarouge proche ($\lambda = 940$ nm). Une photodiode en silicium avec une fenêtre d'observation de 6° est située entre les deux LED et capte la lumière rétrodiffusée par les molécules d'air, les aérosols, les gouttelettes de nuages ou cristaux de glace. Pour capter la lumière des LED avec un minimum de pollution lumineuse, la sonde COBALD s'utilise seulement de nuit. Le traitement des signaux mesurés par le capteur en silicium combiné à l'utilisation d'un modèle d'optique atmosphérique renseigne sur la taille des particules d'aérosols ou de cristaux de glace et sur leur concentration dans la masse d'air traversée. Les sondes COBALD étaient préparées par Susanne Meier (DWD/GRUAN Lead Center, Lindenberg, Allemagne), Frank Wienhold (IAC/ETH, Zürich, Suisse) et Stéphanie Evan (LACy, Saint-Denis de l'île de La Réunion, France).

Sonde CFH

La sonde CFH, pour Cryogenic Frostpoint Hygrometer (Figure 2.1d), est un instrument capable de mesurer le rapport de mélange de vapeur d'eau, entre la surface et la stratosphère (

10hPa, Vömel et al., 1995). La sonde maintient précisément la température d'un miroir de façon à obtenir une fine couche de condensation ou de gel sur sa surface. La température pour laquelle la couche va se former correspond à la température du point de rosée ou de givrage (en fonction du condensat liquide ou solide). Pour relever l'épaisseur et la nature du condensat recouvrant le miroir, un signal lumineux émis par une LED est capté après réflexion sur la surface du miroir par un photodétecteur. Connaissant la nature et l'épaisseur de la couche de condensation, la température du miroir va ensuite être ajustée afin de conserver une réflectivité constante (et donc la couche du condensat). En connaissant les conditions thermodynamiques (pression, température) de la masse d'air (mesurées par une sonde météorologique) et la température du point de rosée de celle-ci (sonde CFH), on en déduit le rapport de mélange de vapeur d'eau de la masse d'air. Comme souligné dans le chapitre 4 du guide des instruments et méthode d'observation du OMM (World Meteorological Organization, 2018), la qualité de la mesure dépendra grandement du temps de réponse au chauffage du miroir (conseillé autour de 1 seconde), et du flux régulier d'air pour maintenir une couche stable de condensat sur le miroir.

Le miroir peut être réchauffé en utilisant un serpentin chauffant. Pour le refroidissement, on utilise un liquide cryogénique (le trifluorométhane, ou CHF₃). Ce liquide cryogénique a la capacité de refroidir le miroir entre -30 et -85 °C en-dessous de la température ambiante (à toute altitude). Un thermostat contrôle en permanence la température du miroir et un microcontrôleur déclenche les mécanismes de régulation thermique, ce qui permet de chauffer et de refroidir rapidement le miroir.

La sonde CFH est très performante dans la troposphère et jusqu'à la moyenne stratosphère. L'incertitude totale sur la température du point de givre est autour de 0,51°C, ce qui amène une incertitude sur le rapport de mélange de vapeur d'eau entre 3% et 6% dans la troposphère et moins de 10% en stratosphère (Vömel et al., 2007). Des études récentes montrent une incertitude ré-évaluée autour de 2% à 3% dans la stratosphère, avec un maximum autour de 5% au niveau de la tropopause (Vömel et al., 2016). Comme pour les autres sondes, la partie électronique de la sonde est placée dans une boîte en polystyrène pour l'isoler thermiquement. La sonde mesure environ 39 × 39 × 39 cm pour un poids de 500 g, et 1050 g avec le liquide cryogénique.

Les sondes CFH étaient préparées par Susanne Meier (DWD/GRUAN Lead Center, Lindenberg, Allemagne), Frank Wienhold (IAC/ETH, Zürich, Suisse) et Stéphanie Evan (LACy, Saint-Denis de l'île de La Réunion, France).

Les sondes météorologiques

La sonde Météomodem M10 : La température est mesurée à l'aide d'une thermistance (résistance variable en fonction de la température). La pression est calculée à partir de l'altitude GPS (Global Positioning System) de la sonde. La vitesse du vent est calculée à partir du déplacement de la sonde qui est mesuré par GPS. L'humidité relative (RH) est calculée à l'aide d'un capteur d'humidité capacitif développé par UPSI France (Dupont et al., 2020). La mesure de RH a une erreur estimée inférieure à 2,2 % en troposphère (0-15 km) et un biais sec proche de 3,7 % au dessus de 15 km (Héron et al., 2020). Une sonde mesure 9,5 × 9,5 × 8,85 cm pour un poids de 150 g.

La sonde Vaisala RS92 : Le capteur d'humidité de la sonde Vaisala RS92 est un condensateur à couche mince qui mesure directement l'humidité relative (Dirksen et al., 2014). La mesure RH a une erreur inférieure à 10 % jusqu'à 15 km pour les lâchers de nuit. De jour,

l'erreur sur la mesure de RH augmente rapidement avec l'altitude atteignant 20 % au dessus de 14 km (Dirksen et al., 2014). Le principe de mesure des vents est par mesure GPS, comme la sonde Météomodem M10. La RS92 est équipée d'un capteur de température capacitif filaire (« F-Thermocap »). La sonde mesure $22 \times 8 \times 7,5$ cm pour 160 g.

La sonde Vaisala RS41 : La sonde RS41 a vocation à remplacer la sonde RS92. Le capteur de température a été changé pour une thermistance en platine et la technologie du capteur d'humidité a été améliorée (Résolution de 0.1% pour un temps de réponse > 0,3 seconde contre 1% et > 0,5 seconde pour la RS92). La sonde mesure $28,2 \times 6,3 \times 10,4$ cm pour un poids de 80 g.

La sonde iMet-1-RSB : La sonde iMet-1-RSB est équipée d'un capteur d'humidité capacitif, la température est calculée à partir d'une thermistance et les vents sont, comme pour les autres sondes, calculés à partir des données GPS. L'iMet-1-RSB a une incertitude de mesure de la température de 0,3 °C, ou 5 % en RH, avec un biais indépendant de l'altitude de $0,5 \pm 0,2$ °C (Hurst et al., 2011). La sonde sert à la transmission des données par signal radio des sondes CFH, COBALD, ozone ECC, vers la station de réception au sol. La pression est mesurée à l'aide d'un dispositif piézoresistant en silicium. La sonde mesure $15,5 \times 9,2 \times 9,2$ cm pour un poids de 260 g.

Déroulement d'un radiosondage

Etude des conditions environnementales

L'objectif des radiosondages est l'observation des propriétés microphysiques des cirrus et la composition chimique (H_2O/O_3 /aérosols) des masses d'air en TTL provenant de la convection profonde. Pour choisir les dates et heures des lâchers, une analyse des prévisions du Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT) sont faite chaque jour de la campagne intensive par Stéphanie Evan et Jérôme Brioude. En fonction des phénomènes que l'on cherche à mesurer, cette tâche peut s'avérer difficile. Plusieurs lâchers (LM017, LM018, LM019 et LM023) sont dédiés à la mesure du détraînement convectif en haute altitude de cyclones tropicaux qui furent plus ou moins bien prédits par le CEPMMT. Lorsque le lâcher est dans une zone très nuageuse, on observe un éclatement prématuré du ballon (LM018 et LM019). Ceci est dû au fait que, pendant la montée en troposphère, l'enveloppe du ballon accumule de l'eau qui givre lorsque les températures plus basses à la tropopause sont atteintes. L'enveloppe du ballon s'en retrouve fragilisée et éclate. L'utilisation de ballons à double enveloppes permet de limiter l'éclatement prématuré à la tropopause.

Si les prévisions sont propices à un lâcher, les données du RADAR MIRA35 sont étudiées quelques heures avant le lâcher. La trajectoire du ballon est ensuite calculée par un modèle de trajectoire contraint par les champs de vent du modèle GFS (Modèle de prévision atmosphérique des États-Unis ou Global Forecasting System en anglais) afin de synchroniser le RADAR avec la trajectoire du radiosondage.

Préparation des instruments

La préparation des différents instruments se déroule entre 7 jours (sonde ECC) et quelques heures (Météomodem M10) avant le lâcher. Dans cette partie nous nous focaliserons sur la

préparation des sondes météorologiques et particulièrement sur les sondes Météomodem M10. La sonde M10 est étalonnée avec un capteur de référence au sol pour estimer un potentiel biais en RH. Le protocole GRUAN de préparation des sondes météorologiques inclut également un étalonnage du capteur d'humidité dans les conditions de saturation (RH=100 %) qui a été respecté pour l'ensemble des sondes météorologiques des lâchers LM020, LM021 et LM022. L'étalonnage se fait à l'aide d'une cuve d'humidité à 100 % (Figure 2.5). La cuve maintient un RH à 100 % par chauffage d'eau distillée qui évapore au sein de la cuve. Une ventilation à l'intérieur de la cuve permet de maintenir des conditions de RH homogènes. Finalement, le signal GPS des sondes météorologiques est testé en extérieur pour vérifier la qualité du signal.

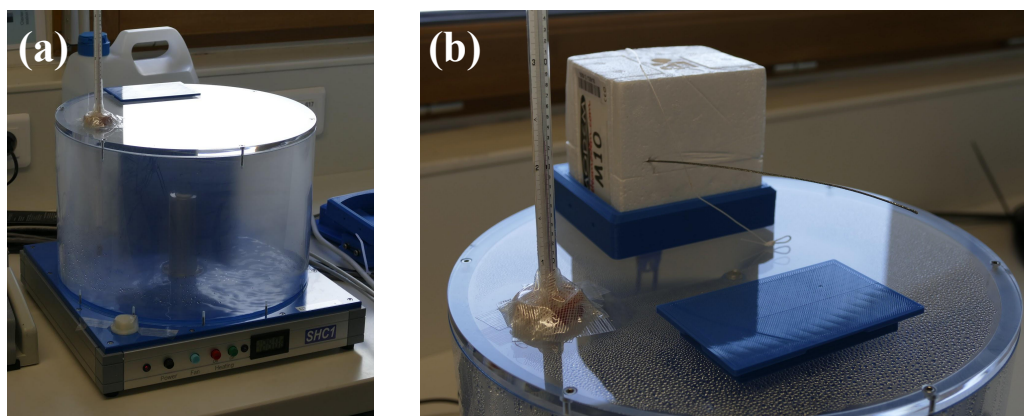


FIGURE 2.4 – (a) Cuve d'humidité à 100 %. (b) sonde Météomodem M10 en cours d'étalonnage dans la cuve d'humidité à 100 %.

En parallèle, on calcule le volume d'hélium à partir du poids total de l'attelage pour que la vitesse verticale moyenne du radiosondage soit autour de 5 m.s^{-1} . Par exemple, pour un chargement de 2,867 kg (lâchers LM018, LM019 et LM023-LM025), le ballon de 1500 g est rempli avec 126,61 bar d'hélium. La vitesse d'ascension de 5 m.s^{-1} est conseillée par les constructeurs des appareils de mesure pour un fonctionnement optimal des capteurs. Cette vitesse permet d'atteindre une altitude dépassant 30 km pour les ballons les plus résistants, et une résolution verticale autour de 5 mètres.

Assemblage du Radiosondage

Une fois l'ensemble des sondes préparés, elles sont solidarisiées entre elles. Comme on peut le voir sur les Figures 2.9 et 2.3, les sondes ECC, COBALD, CFH et iMet constituent un bloc et les sondes RS41, RS92 et M10 sont placées à minimum à 50 cm les unes des autres. La partie composée des sondes ECC, COBALD, CFH et iMet communique les données au récepteur au sol via un signal radio émis par la sonde iMet (entre 401 et 405 MHz). Les sondes M10, RS92 et RS41 sont placées à minimum à 50 cm les unes des autres afin d'éviter des interférences entre les sondes. Les fréquences d'émission de chaque sonde sont séparées d'au moins 1 MHz pour que les signaux transmis ne subissent pas d'interférence.

Un bambou est utilisé pour fixer les sondes et celui-ci sera attaché au ballon par l'intermédiaire d'un dérouleur de 60 m. La distance de 60 m est choisie pour stabiliser le mouvement

d'oscillation de l'attelage sous le ballon et limiter l'influence de l'écoulement autour de l'enveloppe du ballon sur les sondes. Pour diminuer la vitesse de chute de l'attelage après l'éclatement du ballon, un parachute est attaché à l'extrémité du dérouleur.

Deux sortes de ballons étaient disponibles pour la campagne, un de 1500 g et un ballon à deux membranes de 1200+500 g. Le ballon de 1500 g a largement été préféré lors de la campagne. Le lâcher LM023 a été effectué avec le ballon à double membranes à cause de la forte humidité en troposphère. Quand le ballon humide traverse une couche d'air très froide la membrane du ballon gèle et le risque d'éclatement augmente. Le ballon à double membranes a l'avantage de continuer son ascension avec un ballon plus petit après l'éclatement du premier ballon plus grand.



FIGURE 2.5 – Lâcher du sondage LM022 avec deux ballons. En vert à droite le Lidar Raman H_2O en fonctionnement, en bleu la lumière de la sonde COBALD. Source : Susanne Koerner

Une fois le ballon gonflé, on vérifie que le signal des différentes sondes soit bien capté par les différents logiciels d'acquisition. Le liquide cryogénique est alors versé dans le réservoir de la sonde CFH. Une fois que la température du miroir de la CFH est stabilisée, le lâcher peut se faire. Le radiosondage est effectué d'une aire de lancement à l'observatoire atmosphérique du Maïdo, dans un environnement avec le minimum de vent possible. Entre 1 heure et 30 minutes avant le lâcher de l'attelage, la DGAC (Direction générale de l'Aviation civile) est prévenu de l'heure et de la direction du lâcher pour prévenir tout accrochage avec un aéronef.

Acquisition des données

Les données sont transmises par les instruments avec une période autour d'une seconde. Le logiciel STRATO-9.66 enregistre les données reçues par l'iMet (404 MHz pour la COBALD, l'ECC, la CFH et l'iMet). Le logiciel d'acquisition de la sonde M10 (401,40 MHz) est Eoscan développé par Météomodem et l'acquisition des sondes RS92 (405,30 MHz) et RS41 (403,30 MHz) via DigiCORA MW41 développé par Vaisala. La durée d'un vol est entre 2 et 3 heures,

période durant laquelle l'opérateur s'assure de la bonne réception du signal. À la fin de l'acquisition, les données sont sauvegardées sur le serveur ftp de la campagne CONCIERTO.

Cas particulier du lâcher du 3 mars 2017

Cette partie vise à présenter le cas du lâcher radiosondage du 3 mars 2017 qui a servi de base aux simulations méso-échelles décrites dans les Chapitres 4 et 5. Ce lâcher a été effectué dans le cadre du programme LEFE VAPEURDO. Le cyclone tropical Enawo se forme la journée du 2 mars 2017 dans le bassin sud-ouest de l'océan Indien. Le 3 mars, l'étude des prévisions météorologiques et des trajectoires du modèle FLEXPART montrent qu'une masse d'air convective, en provenance du système Enawo, va passer en haute troposphère au-dessus de l'île de La Réunion.

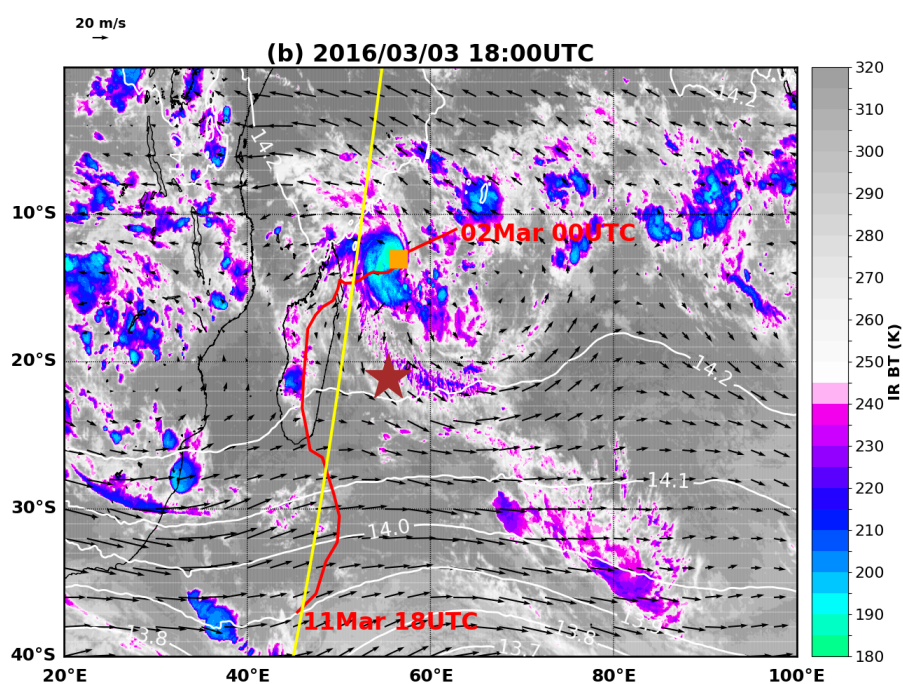


FIGURE 2.6 – Sommet nuageux estimés à partir de la température de brillance du satellite géostationnaire Météosat-7 (sous-section 3.1.1), le 3 mars à 18 UTC pour les observations. Le carré orange indique la position du centre convectif à 18 UTC, estimé à partir de la best-track du CMRS. La trace rouge est la trajectoire de la best track du cyclone Enawo d'après les analyses du CMRS. L'étoile marron indique la position de l'observatoire du Maïdo (21.08 S, 55.38 E). La ligne jaune correspond à la trajectoire de l'orbite de CALIPSO le 3 mars 2017 à 21:41 UTC. Les flèches représentent les champs de vent horizontaux des analyses du CEPMMT à 150 hPa et à 18:00 UTC. Les contours blancs indiquent la hauteur du géopotential dans les analyses du CEPMMT à 150 hPa. Source : Evan et al. (2020)

Les données d'ozone de la Figure 2.7 correspondent à des mesures de jour (lâcher du ballon vers 11:00 UTC) depuis l'aéroport de Roland Garros dans le nord de l'île de La Réunion (~20 km de distance avec l'observatoire du Maïdo). Les données de vapeur d'eau de la CFH correspondent à des mesures de nuit afin de coïncider avec les mesures du lidar de vapeur d'eau de l'Observatoire du Maïdo. Bien que le centre convectif du cyclone soit éloigné du site du lâcher (environ 900 km), les masses d'air mesurées en troposphère au-dessus du Maïdo possèdent des signatures d'activité convective récente. On constate une bonne concordance entre les profils de

vapeur d'eau du lidar et de la CFH dans l'ensemble de la troposphère. Une couche d'air humide est observée entre 12 et 16 km, ce qui est en adéquation avec les faibles valeurs d'ozone à cette altitude. Le minimum de vapeur d'eau à 2,7 ppmv est mesuré à 18 km.

Si l'ozone reste dans une gamme de valeur entre 10 et 60 ppbv en-dessous de 16 km, son rapport de mélange augmente rapidement au-dessus de 16 km (passant de 11 ppbv à 6000 ppbv entre 16 km et 25 km). Entre 10 et 15 km, le rapport de mélange d'ozone est en moyenne 45 ppbv en dessous de la climatologie (25,1 ppbv mesuré contre 70,1 ppbv pour la climatologie, Evan et al., 2020).

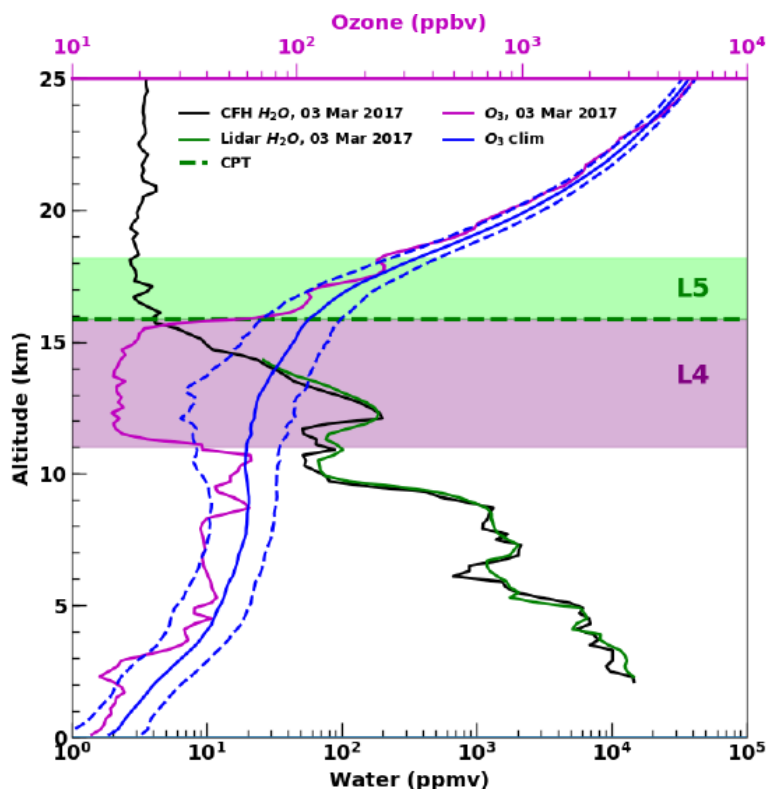


FIGURE 2.7 – Profils verticaux de vapeur d'eau de la sonde CFH et du lidar H₂O de l'observatoire du Maïdo (lignes noires et vertes, respectivement). Profil d'ozone NDACC/SHADOZ (ligne violette) du 3 mars 2017 à l'aéroport Roland Garros. L'emplacement de la tropopause est indiqué par la ligne verte en pointillés. Le profil climatologique de l'ozone pour la période 1998-2017 et pour la saison de décembre à mars est en bleu et l'écart-type de la moyenne climatologique est en pointillés bleus. Les couches les plus importantes des profils de vapeur d'eau/ozone sont ombrées et nommées. Source : Evan et al. (2020)

La Figure 2.8 retrace l'origine des masses d'air des couches L4 (12,1-13,1 km) et L5 (16,3-17,3 km) présentées sur la Figure 2.7, 2 et 3 jours avant le lâcher du 3 mars 2017. Une grande partie de la couche L4 a été soulevée par la convection depuis la basse troposphère (0-5 km) à 800 km au nord de l'île 2 à 3 jours avant le sondage (Figures 2.8a et 2.8b). En particulier, 2 jours avant le sondage (2.8a), les rétrotrajectoires indiquent qu'une grande partie (69 %) de la couche L4 provient de la basse troposphère (moins de 10 km) dans une région convective associée au cyclone tropical Enawo. 3 jours avant d'atteindre la couche L4 (2.8b), les trajectoires sont dispersées dans la basse troposphère autour de la tempête Enawo (61 % entre 0 et 5 km).

Les rétrotrajectoires de la couche L5 sont restées dans la haute troposphère 2 et 3 jours avant le lâcher (Figures 2.8c et 2.8d). Les trajectoires ont été confinées à la même bande de latitude à

l'est et à l'ouest de l'île de La Réunion dans une région de ciel clair, loin des nuages convectifs. Les Figures 2.8c et 2.8d montrent que les masses d'air proches de la tropopause mesurées par le lâcher du 3 mars 2017 n'ont probablement pas été affectées par, du moins Enawo à ce stade de son développement. Le système n'était certainement pas encore assez intense (stade de tempête tropicale) pour transporter de manière efficace des masses d'air en TTL depuis la couche limite.

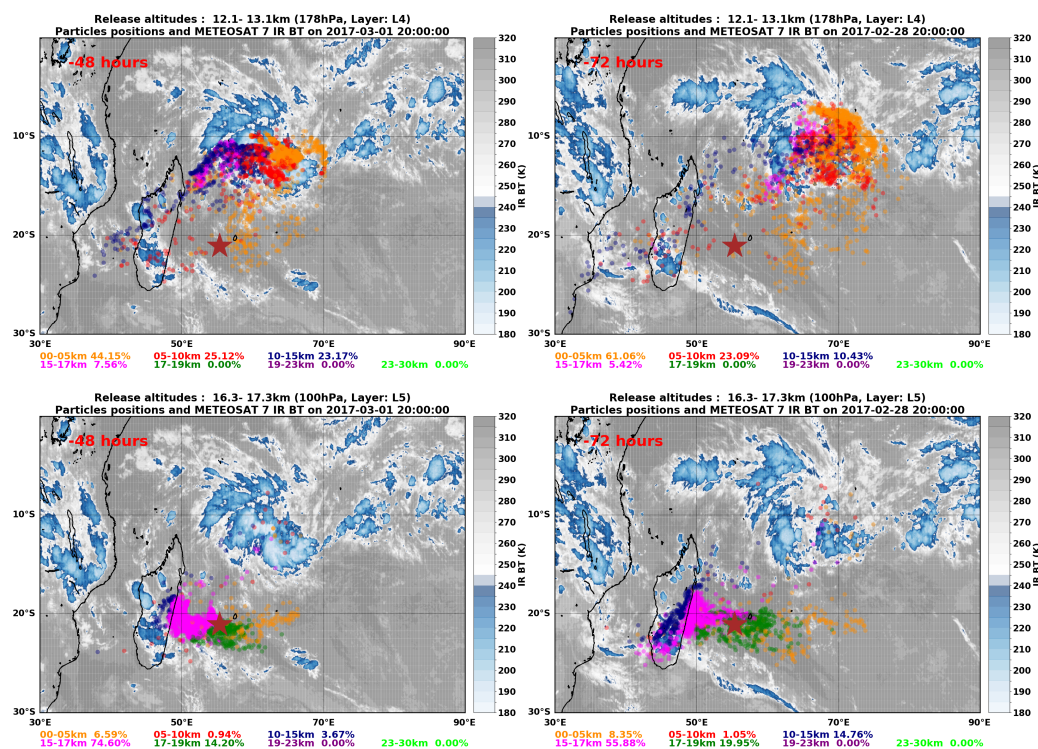


FIGURE 2.8 – Rétrotrajectoires calculées avec le modèle FLEXPART pour le lâcher CFH du 3 mars 2017 à 20 UTC. En (a) et (b), les rétrotrajectoires ont été initialisées à 178 hPa (couche L4) le 3 mars 2017. En (a) la position des particules 2 jours avant le lâcher (le 1er mars 2017 à 20:00 UTC) et en (b) la position des particules 3 jours avant le lâcher (le 28 février 2017 à 20:00 UTC). Le fond en bleu et gris indique la distribution des nuages observée par Météosat-7 au même date que les rétrotrajectoires. Le pourcentage d'influence associé aux différentes couches atmosphériques est indiqué selon un code couleur figurant au bas de chaque figure. (c, d) Identique à (a) et (b) mais pour les rétrotrajectoires initialisées à 100 hPa (couche L5) le 3 mars 2017. Source : Evan et al. (2020)

Campagne d'intercomparaison de sondes GRUAN

Objectif de la campagne

Le besoin croissant d'observations de variables météorologiques (température, humidité, vents) de haute qualité dans la troposphère et l'UTLS a amené le SMOC (Système Mondial pour l'Observation du Climat) à initier la mise en place d'un réseau de mesures de référence conçu pour fournir des données climatiques de haute qualité dans toute la colonne atmosphérique (<https://www.gruan.org/>, Bodeker et al., 2016). C'est pourquoi le réseau GRUAN (GCOS Reference Upper Air Network) a été fondé par l'OMM en 2008. Une grande fiabilité des données est primordiale pour caractériser pleinement les propriétés de la colonne atmosphérique et

s'assurer d'une bonne surveillance du changement climatique à long terme. Dans le cadre de l'obtention de la certification GRUAN de la sonde Météomodem M10, une campagne d'inter-comparaison de sondes météorologiques (M10, RS92 et RS41) a été organisée en parallèle de la campagne CONCIERTO. 12 radiosondages ont été effectués au zénith solaire de l'île de La Réunion entre le 7 et le 19 janvier 2019. Le choix de travailler lors du zénith solaire permet de s'affranchir du biais causé par l'inclinaison solaire et de travailler avec le maximum d'ensoleillement solaire pour comprendre l'effet radiatif sur le capteur de température des sondes RS41.

Le Réseau GRUAN a développé un algorithme de correction des mesures RH et température de la sonde RS92 (Dirksen et al., 2014). L'ajout de la sonde Vaisala RS41, qui est développée pour remplacer la RS92, est indispensable pour assurer la continuité des mesures dans les prochaines années. La sonde Météomodem M10 est la sonde utilisée par Météo-France. L'utilisation des trois sondes permet de mieux caractériser les incertitudes des sondes Météomodem M10 et Vaisala RS41 par rapport à la sonde de référence Vaisala RS92.

Présentation des lâchers de la campagne

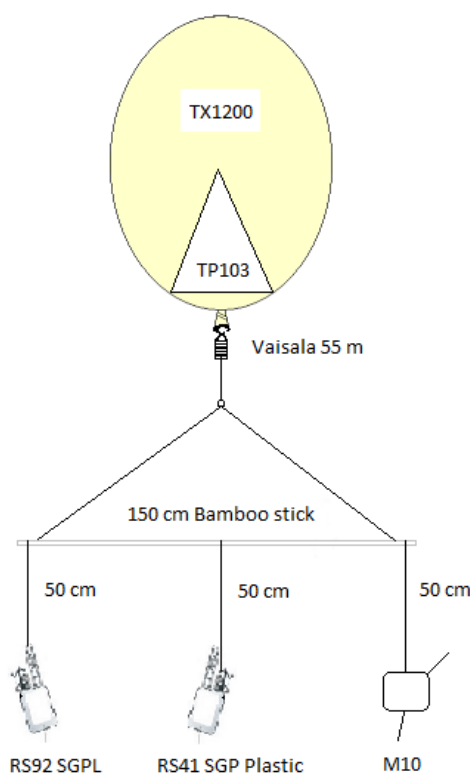


FIGURE 2.9 – Schéma représentant la configuration des différents radiosondages effectués pendant la campagne GRUAN. Crédit : Susanne Koerner

Comme expliqué précédemment, l'ensemble des sondes météorologiques répondent au protocole de préparation au sol du réseau GRUAN. Les radiosondes M10, RS41 et RS92 sont chacune étalonnées avec les mesures de température, d'humidité et de pression de surface. Un test supplémentaire effectué dans la cuve humidité 100% permet d'estimer le temps de réponse

de la sonde pour un environnement saturé à 100%. L'ensemble des radiosondages était équipé de sondes M10, RS41 et RS92. On utilise principalement un parachute de 1 kg TA1000 (lâcher L1-L3, L5-L6 et L8-L16) et un parachute de 1,2 km TX1200 (lâcher L4, L7, L17 et L19). Les lâchers ont été effectués par Susanne Koerner, Bert Veyrreken et Damien Héron.

Liste des radiosondages			
Nom	Dates	Heure (UTC)	Altitude max (km)
L01	07 janv 2019	07 :06	25.86
L02	08 janv 2019	06 :54	33.19
L03	09 janv 2019	06 :54	30.98
L04	10 janv 2019	06 :55	32.04
L05	10 janv 2019	18 :17	34.55
L06	11 janv 2019	06 :56	31.82
L07	11 janv 2019	17 :56	36.19
L08	12 janv 2019	06 :56	31.33
L09	14 janv 2019	06 :57	32.15
L10	15 janv 2019	07 :05	32.16
L11	17 janv 2019	06 :58	30.92
L12	18 janv 2019	06 :58	32.53
L13	19 janv 2019	06 :58	32.93
L14	21 janv 2019	06 :59	32.42
L15	22 janv 2019	06 :59	32.67
L16	23 janv 2019	07 :05	15.68
L17	24 janv 2019	07 :05	31.80
L18	24 janv 2019	17 :04	19.58
L19	25 janv 2019	07 :05	-

TABLEAU 2.2 – Tableau récapitulatif des différents radiosondages effectués pour la campagne d'inter-comparaison GRUAN. En gras les radiosondages auxquels j'ai participé.

Campagne de mesures ReNov'Risk-cyclone

Objectif de la campagne

La campagne ReNov'Risk-Cyclone est une composante du programme ReNov'Risk qui vise à évaluer l'impact du changement climatique sur les cyclones dans le sud-ouest de l'océan Indien. Le projet ReNov'Risk est financé par la Communauté Economique Européenne (CEE), la Région Réunion et l'Etat français dans le cadre du volet transnational du programme INTERREG-V océan Indien 2014-2020. Le projet ReNov'Risk est organisé en quatre volets (érosion, transfert, impacts et cyclone) et coordonné par Olivier Bousquet (LACy, UMR8105).

La composante ReNov'Risk Cyclones vise à mieux appréhender l'impact des cyclones tropicaux du sud-ouest de l'océan Indien sur les terres habitées du bassin dans le contexte du réchauffement climatique. Le programme a permis d'améliorer les outils de prévision existant dans le bassin et de favoriser la collaboration régionale (à l'échelle du bassin) autour de la prévision du risque cyclonique. Dans ce volet une campagne intensive de radiosondages sur deux

mois et 3 sites (Maputo au Mozambique, Tamatave à Madagascar et Petite-Terre à Mayotte) a été organisée pour améliorer les modèles de prévision sur l'océan Indien (notamment le modèle AROME dans sa configuration pour le sud-ouest de l'océan Indien).

Enfin, la campagne ReNov'Risk cyclone a été divisée en deux composantes. D'abord, l'étude des cyclones et des précipitations associées dans le canal du Mozambique et dans la région de l'île de La Réunion. Pour cela, la première action du programme fut le déploiement d'un réseau de 15 stations météorologiques à Madagascar et au Mozambique. La seconde action reposait plus particulièrement sur les prévisions de précipitations lors des cyclones tropicaux. Des formations d'étudiants et de techniciens d'agences météorologiques et le développement de méthodes d'analyses à l'échelle du bassin ont été organisées afin de favoriser le partage de compétence entre les différents organismes engagés dans la campagne.

Déroulement de la mission

Ma mission s'est déroulée du 1 au 16 février 2019 avec Quoc-Phi Duong (Ingénieur Météo-France). Le vendredi 1er février après-midi, l'équipe précédente nous montre la procédure pour le lâcher du ballon de 18 UTC dans les locaux de l'INAM (le service météorologique du Mozambique ou Mozambique National Meteorology Institute). L'attelage du radiosondage est constitué d'une sonde Météomodem M10, d'un parachute et d'un ballon 1000 g. Les procédures de lâcher sont plutôt simples, avec un étalonnage au sol de la sonde Météomodem M10 puis l'assemblage du radiosondage, un test sur la réception du signal via EOSCAN et enfin le lâcher. Les profils mesurés par la sonde sont envoyés directement à la fin du vol (environ 2h à 3h après le lâcher) pour l'assimilation par le modèle opérationnel Arpège de Météo-France.



FIGURE 2.10 – Lâcher du 7 février 2019 réalisé avec les étudiants de l'Institut National de Météorologie du Mozambique (Instituto Nacional de Meteorologia de Moçambique en portugais) et leur professeur.

Les jours suivants, nous lâchons 2 ballons par jour vers 12h30 et 18h30 en heure locale. Avec le développement des cyclones tropicaux FUNANI et GELENA, nous passons à 3 radiosondages par jour du mardi 5 au samedi 9 février (7h30, 12h30 et 18h30 heure locale). Pour la suite de la mission, nous repassons à 2 puis 1 radiosondage. En parallèle, nous avons également formé les étudiants de l'INAM à la préparation des sondes M10 et à la procédure de lâcher de ballon.

CHAPITRE 3.

OBSERVATIONS, MODÈLES ET MÉTHODOLOGIE

Sommaire

3.1	Observations par satellites de la convection	61
3.1.1	Les satellites géostationnaires Météosat-7 et Météosat-8	61
	Présentation des satellites	61
	Détermination de l'altitude de la convection profonde	61
3.1.2	Le satellite CALIPSO	62
	Présentation	62
	Détermination du contenu en glace	62
3.1.3	La constellation GPM	63
3.2	Présentation des modèles FLEXPART et Meso-NH	64
3.2.1	Le modèle FLEXPART	64
	Présentation du modèle	64
	Présentation des simulations	64
3.2.2	Le modèle Meso-NH	66
	Présentation	66
	Paramétrisations physiques	67
	Couplage Océan-Atmosphère	68
	Le schéma microphysique ICE3	69
	Comparaison des simulations avec les données de la best track	70

Ce chapitre présente les méthodes utilisées dans cette thèse pour étudier le transport convection dans le sud-ouest du bassin de l'océan Indien. Les instruments et observations par radiosondages ayant été présentés dans le chapitre précédent, on présente ici les observations satellites et leur utilisation pour l'étude des masses d'air convectives en TTL. Dans une seconde partie, on présente le modèle lagrangien FLEXPART et le modèle eulérien Meso-NH dont les simulations ont été exploitées dans les Chapitres 4 à 7.

Observations par satellites de la convection

Les satellites géostationnaires Météosat-7 et Météosat-8

Présentation des satellites

Le satellite Météosat-7 est un satellite géostationnaire centré sur 58°E fournissant des observations en continu sur l'Océan Indien (<https://www.wmo-sat.info/oscar/satellites/view/301>) entre le 5 décembre 2006 et le 1 février 2017. Le satellite mesure le rayonnement thermique de la Terre dans différents canaux (visible entre 0,5 et 0,9 μm , infrarouge vapeur d'eau entre 5,7 et 7,1 μm et infrarouge thermique entre 10,5 et 12,5 μm). La température du sommet des nuages convectifs est approximée à partir des mesures dans le canal infrarouge thermique du capteur MVIRI (Meteosat Visible Infra-Red Imager).

Météosat-8 a remplacé le satellite Météosat-7 en février 2017. Il est centré à 41,1°E. L'instrument de mesure MVIRI est remplacé par le capteur SEVIRI (Spinning Enhanced Visible Infra-Red Imager) enregistrant le rayonnement thermique dans 12 canaux répartis entre 0,6 μm et 14,4 μm , contre 3 canaux entre 0,5 μm et 12,5 μm pour MVIRI. La fréquence de mesure augmente en passant de 30 min à 15 min et la résolution horizontale du canal infrarouge de 5 km à 1 km. Le canal infrarouge utilisé pour détecter la convection profonde passe de 11,5 μm (entre 10,5 et 12,5 μm) à 10,8 μm (entre 9,8 et 11,8 μm).

Détermination de l'altitude de la convection profonde

Dans notre étude, la température de brillance est estimée à partir des canaux infrarouges les plus perméables de l'atmosphère (entre 9,5 μm et 12,5 μm). La loi de Plank permet de déduire la température qu'aurait un corps noir émettant à une fréquence et une intensité définie. En connaissant l'intensité lumineuse au sommet de l'atmosphère et en appliquant la loi de Plank pour les canaux adaptés, on obtient la température de brillance. Pour avoir une estimation de l'altitude du sommet d'un nuage profond, il est nécessaire que celui-ci soit parfaitement opaque (afin de filtrer l'ensemble de l'infrarouge émis depuis la surface terrestre). Pour estimer la hauteur d'un nuage convectif, il faut ensuite faire l'hypothèse que le sommet du nuage soit en équilibre thermique avec son milieu ($T_{\text{sommet}} = T_{\text{environnement}}$). Comme le sommet du nuage convectif est optiquement fin, le rayonnement infrarouge émis depuis le sommet du nuage est influencé par une couche plus ou moins profonde au sommet du nuage. L'altitude du nuage est généralement sous-estimée avec cette méthode. La surface terrestre est associée à des températures de brillance de 270-310 K aux tropiques, tandis que les nuages convectifs ont des températures de brillances inférieures à 230 K (Tissier, 2016).

Dans cette thèse, nous utilisons les températures de brillance à l'aide d'un seul canal de Météosat-7 ou Météosat-8. Minnis et al. (2008) ont utilisé les données du canal infrarouge 11 μm du spectroradiomètre imageur à résolution modérée MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) et les données prises par le satellite d'observation des nuages et des aérosols CALIPSO pour étudier la différence entre l'altitude du sommet des nuages, Z_{top} , et la hauteur de rayonnement infrarouge effectif, Z_{eff} , pour les nuages de glace optiquement épais (c'est-à-dire les nuages convectifs profonds). Ils ont trouvé que l'altitude des sommets nuageux profond (> 14 km) étaient 2 km plus bas pour l'altitude dérivée des capteurs passifs MODIS. Cela

suggère que l'utilisation d'un seuil de 230 K pour définir les nuages convectifs profonds peut induire une erreur significative dans l'altitude de ceux-ci.

Les analyses multi-spectrales se sont fortement développées avec le déploiement de l'instrument SEVIRI. Hamann et al. (2014) étudient une liste non-exhaustive de 10 algorithmes multi-spectrales. La plupart de ces algorithmes s'appuient également sur l'étude des propriétés physiques de l'atmosphère extraite des modèles globaux. Les résultats sur la hauteur des nuages aux tropiques peuvent varier jusqu'à 40 %, en fonction de la nature du nuage. Cependant, pour les nuages profonds et opaques, les résultats deviennent très fiables, avec une corrélation de 0,95 avec un écart-type d'une centaine de mètres entre les observations de CALIPSO et l'analyse multi-spectrale de SEVIRI.

Le satellite CALIPSO

Présentation

Le satellite CALIPSO est issu de la collaboration de la NASA (National Aeronautics and Space Administration) et du CNES (Centre National d'Etudes Spaciales). Cette mission a pour objectif de mieux comprendre le rôle des aérosols et des nuages dans le système terrestre. Le satellite est équipé de trois instruments. l'instrument WFC (Wide Field Camera) couvre une fenêtre entre 620 nm et 670 nm et donne des informations sur les propriétés nuageuses en journée avec une résolution de 125 m. Le IIR (Imaging Infrared Radiometer) qui mesure la radiance sur trois longueurs d'ondes, 8,65 μm , 10,6 μm et 12,05 μm . Le lidar CALIOP (Cloud–Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) émet aux longueurs d'onde 532 nm et 1064 nm et un télescope capte le signal retour à 1064 nm et sur deux voies polarisées (parallèle et orthogonale) du signal à 532 nm. La résolution verticale est autour de 30 m entre 0 et 40 km d'altitude et la résolution horizontale est autour de 335 m (Winker et al., 2003, 2009).

Le satellite CALIPSO est sur une orbite héliosynchrone, c'est-à-dire qu'il parcourt le globe en une journée en traversant l'équateur à 13h30 local avec une séparation de 24,7° de longitude entre chaque orbite successive à l'équateur. Le passage de CALIPSO dans le sud-ouest de l'océan Indien, aux latitudes proches de La Réunion se produit deux fois par jour, entre 20:00 et 22:00 UTC (minuit et 2 heure locale) et entre 09:00 et 11:00 UTC (13 et 15 heure locale). La convection débutant le matin, à 15 heure locale la convection est bien établie et CALIPSO peut mesurer des sommets convectifs importants. À l'inverse, le passage de nuit correspond à un refroidissement de la troposphère (entre minuit et 02 heures locale) et une diminution marquée des nuages convectifs. CALIPSO faisait partie de la constellation de satellite dite A-train (Afternoon constellation) puis a rejoint la constellation dite C-train (Calipso-Cloudsat constellation) depuis 2018. Le A-train était composé (jusqu'à 2018) de 7 satellites suivant la même orbite, 15 min séparant le premier du dernier passage. Le C-train est toujours sur une orbite héliosynchrone, mais son altitude est 16 km plus bas ce qui modifie son orbite par rapport au A-train. Les données du C-train ne peuvent plus être exploitées avec les données du reste du A-train.

Détermination du contenu en glace

Les paramètres physiques mesurés par CALIOP correspondent aux rétrodiffusions mesurées à 532 nm et 1064 nm (données de niveau 1). Dans notre étude, nous nous intéresserons

particulièrement au produit dérivé CALIOP-IWC (IWC pour Ice Water Content) développé par Avery et al. (2012). En partant de la rétrodiffusion des signaux polarisés à 532 nm, les nuages et les aérosols sont différenciés dans les profils verticaux (Liu et al., 2009). Puis en s'appuyant en plus sur le profil de température du sommet nuageux, Hu et al. (2009) déterminent les phases thermodynamiques de l'eau nuageuses dont la phase glace. Connaissant Le coefficient de rétrodiffusion de la glace, on calcule le coefficient d'extinction :

$$\sigma = S\beta \quad (3.1)$$

avec S le rapport entre l'extinction et la rétrodiffusion pour la glace, supposé constant dans les couches atmosphérique (caractéristiques) identifiées. β est le coefficient de rétrodiffusion de la glace et σ le coefficient d'extinction de l'espèce considérée. On calcule finalement le contenu en glace avec :

$$IWC = a\sigma^b \quad (3.2)$$

Avec $a=119$ et $b=1,22$ et σ le coefficient d'extinction en m^{-1} de la phase glace déterminée dans Hu et al. (2009) et le IWC (Ice Water Content) en $g.m^{-3}$ (Heymsfield, 2005; Avery et al., 2012). Dans notre étude, on utilise les données CALIOP de niveau 2 (version V4.10) des profils d'extinction et d'IWC avec une résolution verticale de 60 m et une résolution horizontale de 5 km, qui sont extraits du coefficient d'extinction à 532 nm (Avery et al., 2012).

La constellation GPM

GPM (Global Precipitation Measurement) est un programme majeur codirigée par la NASA et le JAXA (Japan Aerospace Exploration Agency) dédié à la mesure des précipitations à l'échelle globale. Le programme GPM a 3 principaux objectifs qui sont :

- 1 Améliorer la couverture globale d'observations des précipitations
- 2 Améliorer la connaissance des systèmes précipitants
- 3 Améliorer les simulations numériques des précipitations (orientée recherche ou prévision climatique)

GPM a été développé pour succéder au programme TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission), avec des canaux supplémentaires sur le radar de précipitation et sur l'imageur hyperfréquence. Le concept de la mission GPM est centré sur le déploiement d'un satellite « Core » GPM par la NASA et la JAXA, qui transporte un ensemble de capteur actif DPR (Dual-Frequency Precipitation Radar) et passif GMI (GPM Microwave Imager). Les mesures combinées des capteurs actifs/passifs sont également utilisées pour calculer des estimations cohérentes des précipitations à partir des 9 satellites constituant la constellation GPM.

L'algorithme IMERG (Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM, donnée intégrée multi-satellite pour GPM) combine les mesures de la constellation GPM pour fournir les champs de précipitations entre 60°N et 60°N. Trois produits de l'algorithme sont proposés, en fonction du degré d'assimilation des données au sol. Le produit le plus stable pour la recherche atmosphérique est le Final-Run, disponible 4 mois après le passage de la constellation. Les données ont

une résolution temporelle de 30 minutes avec une résolution horizontale de $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ (Huffman et al., 2019). Si le produit reste une référence aujourd'hui, Tan et Santo (2018) montrent que le Final-Run tend à surestimer les précipitations, en particulier lors de précipitations les plus importantes avec un biais dans l'algorithme jusqu'à 10 % aux tropiques.

Présentation des modèles FLEXPART et Meso-NH

Le modèle FLEXPART

Présentation du modèle

Le modèle FLEXPART (FLEXible PARTicle dispersion model) est un modèle de transport atmosphérique lagrangien dispersif qui permet de simuler les trajectoires à venir (trajectoire) ou passé (rétrotrajectoire) d'une masse d'air (Stohl, 1998). Les simulations lagrangiennes nécessitent des champs météorologiques pour le calcul des trajectoires de la parcelle d'air. FLEXPART peut-être couplé avec des champs météorologiques de modèles méso-échelles ou globaux (Stohl et al., 2005; Brioude et al., 2013; Verreyken et al., 2019). FLEXPART est doté de paramétrisations pour résoudre les processus sous maille, comme la turbulence ou la convection mouvement convectif.

Les premières études faites avec le modèle FLEXPART portaient principalement sur le transport de polluants atmosphériques à l'échelle continentale (Stohl et James, 2004; Stohl et al., 2005; Pisso et al., 2019). Plus récemment, Lal et al. (2014) analysant des retrotrajectoires FLEXPART pour déterminer l'origine dynamique des variations saisonnières d'ozone troposphérique dans le nord-ouest de l'Inde. Les rétrotrajectoires de 83 ballons sondes sont calculées sur 12 jours et montrent une dispersion des sources d'ozone en fonction des saisons. En haute troposphère, ils observent des minima d'ozone entre juillet et novembre associés à la convection de la mousson indienne. Durant la mousson, ils notent une forte proportion d'air en provenance du Moyen-Orient (35%) et d'Afrique subsaharienne (20 %) dans la basse troposphère d'Inde (0-2 km).

Présentation des simulations

Dans le but de comprendre l'origine des anomalies d'ozone en haute troposphère mesurées au-dessus de l'île de La Réunion, nous avons réalisé un ensemble de simulations avec le modèle FLEXPART entre novembre 2013 et avril 2016. Les trajectoires de cette thèse sont calculées avec les champs météorologiques du CEPMMT. Les simulations présentées ci-dessous sont analysées dans le Chapitre 4.

Le modèle FLEXPART a été forcé avec les analyses opérationnelles du CEPMMT à 00:00, 06:00, 12:00 et 18:00 UTC et les champs de prévision à 03:00, 09:00 UTC de l'analyse du modèle à 00:00 UTC et les prévisions de 15:00 et 21:00 UTC de l'analyse de 12:00 UTC. Nous utilisons FLEXPART pour calculer les rétrotrajectoires de 3 boîtes définies à 1 km d'intervalle dans la haute troposphère (c'est-à-dire 10-11, 11-12 et 12-13 km) au-dessus de l'île de La Réunion. De plus, les trajectoires sont initialisées dans une région de $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ autour de La Réunion. Pour simuler le transport atmosphérique à l'aide de trajectoires lagrangiennes, le modèle FLEXPART interpole linéairement en espace et en temps les champs météorologiques

du modèle CEPMMT qui ont une résolution de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ en longitude/latitude et 137 niveaux verticaux entre la surface et 50 km d'altitude. La résolution verticale varie de 20 m en surface, 100 m dans la basse troposphère, 300 m dans la moyenne et la haute troposphère et 500 m dans la stratosphère.

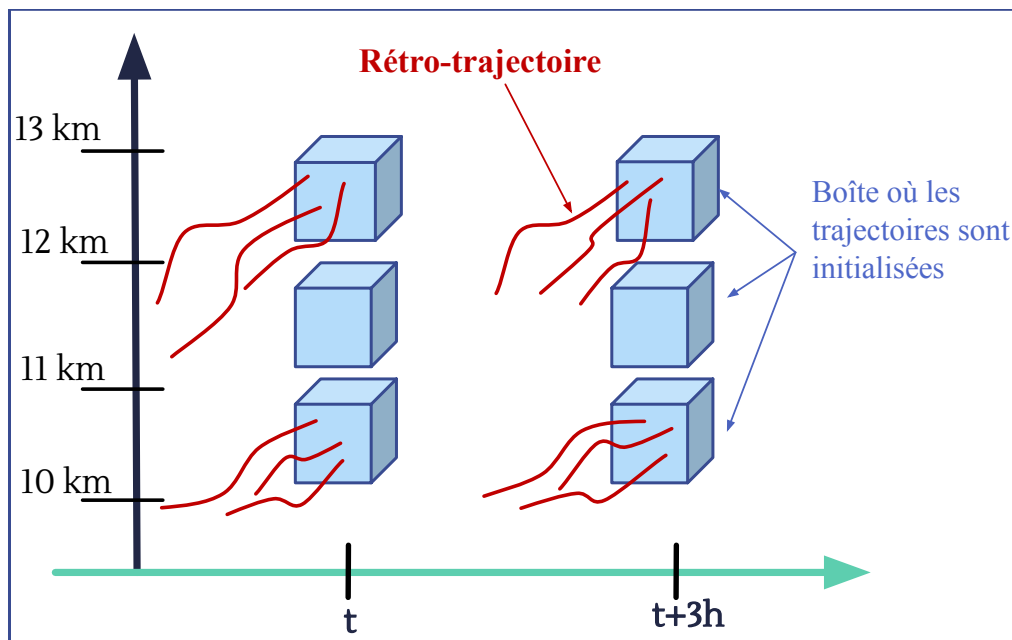


FIGURE 3.1 – Configuration des trajectoires FLEXPART pour l'étude de l'origine des masses d'air en haute troposphère au-dessus de La Réunion présentée dans le Chapitre 4.

Dans chaque boîte (en bleu dans Figure 3.1), 10 000 trajectoires sont calculées en remontant dans le temps (en rouge dans Figure 3.1). Les temps de résidence des trajectoires sont calculés dans des mailles définies par des coordonnées en longitude et latitude. Dans cette thèse, les temps de résidence sont calculés sur une grille régulière de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$. Les temps de résidence sont sauvegardés toutes les 3 heures sur une semaine.

Le modèle Meso-NH

Présentation

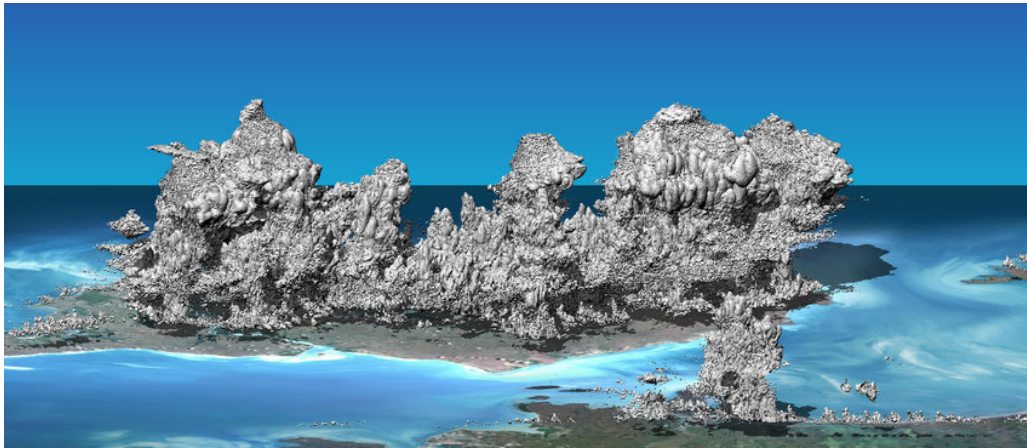


FIGURE 3.2 – Capture-écran de la simulation LES du nuage convectif Hector réalisée avec Meso-NH. Source : <https://www.youtube.com/watch?v=xjPumywGaAU>, (Dauhut et al., 2015).

Le modèle Meso-NH est un modèle à applications variées dont les développements récents permettent de réelles avancées dans la représentation des phénomènes climatiques. On pourra citer, de manière non exhaustive, des études récentes autour des poussières désertiques (Bègue et al., 2015), du rôle des sels marins dans l'intensification des cyclones (Hoarau, 2018; Pianezze et al., 2018) et de panaches volcaniques (Pianezze et al., 2019). Certains modules offrent également la possibilité d'étudier la chimie des aérosols (Leriche et al., 2013), l'activité électrique des tempêtes tropicales (Barthe et al., 2016), d'autres simulations autour de feu de forêt (Filippi et al., 2018) ou de la pollution en milieu urbain (Auguste et al., 2020).

Meso-NH est un modèle anélastique et non-hydrostatique, développé pour la recherche en physique atmosphérique par le Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) conjointement avec le Laboratoire d'Aérodynamique (<http://mesonh.aero.obs-mip.fr/mesonh>). Meso-NH est conçu pour des simulations à méso-échelle, c'est-à-dire l'étude de systèmes météorologiques de quelques kilomètres à plusieurs centaines de kilomètres. Différentes gammes de résolutions sont possibles le modèle Meso-NH, des résolutions horizontales de l'ordre de quelques mètres (LES, Large Eddy Simulation) jusqu'à des résolutions de plusieurs kilomètres (CRM, Cloud Resolving Model). La discrétisation verticale de Meso-NH correspond à des niveaux suivant la topographie de surface selon la formule de Gal-Chen et Somerville (1975) décrite en Figure 3.3. La grille horizontale du maillage est cartésienne, avec une résolution fixe nord-sud et est-ouest. Dans notre étude, nous interpolons la grille verticale irrégulière du modèle sur une grille régulière, selon des niveaux d'altitude (m) ou de pression (hPa).

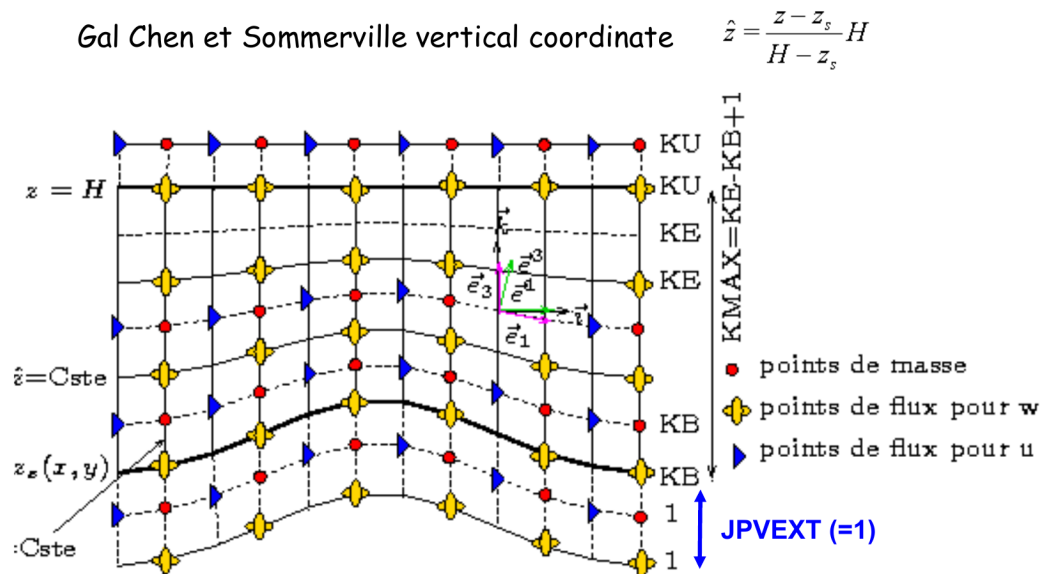


FIGURE 3.3 – Représentation de la grille verticale du modèle Meso-NH. Source : http://mesonh.aero.obs-mip.fr/mesonh54/MesonhTutorial?action=AttachFile&do=get&target=lac_Dyn_Phys_oct_2020.pdf.

De nombreuses études ont démontré la capacité du modèle à reproduire des événements convectifs intenses à l'échelle kilométrique, comme des orages tropicaux (Barth, 2007; Chaboureau et al., 2007; Barthlott et al., 2011) et des cyclones tropicaux (Barthe et al., 2016; Hoarau et al., 2018; Pianezze et al., 2018). Dans le but d'analyser comment les caractéristiques des hydrométéores qui peuvent influencer l'occurrence des éclairs dans les cyclones tropicaux, Barthe et al. (2016) compare deux simulations avec des schémas microphysiques à 1 moment. Le schéma à un moment résout seulement le rapport de mélange des hydrométéores. Malgré des conditions propices à l'électrification, les résultats montrent un nombre d'éclairs presque nul pour une vitesse de précipitation du grésil réduite. La diminution de la vitesse de chute du grésil entraîne également une intensification moins marquée de la tempête et un étalement horizontal des vents maximums. Cette étude montre toute l'importance de la représentation de la micro-physique pour l'intensification des cyclones. Dans le but d'améliorer les interactions océan-vague-atmosphère, Pianezze et al. (2018) a développé un couplage entre les modèles d'atmosphère Meso-NH, de vague WaveWatch et d'océan CROCO (Coastal and Regional Ocean Community model, <https://www.croco-ocean.org>). La simulation du cyclone Bejisa (2013) du sud-ouest de l'océan Indien avec le couplage développé par Pianezze et al. (2018) montre une organisation cyclonique très fidèle aux observations. Le refroidissement océanique induit par le couplage océan-atmosphère permet d'améliorer le cycle d'intensification de Bejisa (2013). Ils démontrent également que les simulations couplées vague-océan-atmosphère amélioreraient grandement la représentation des émissions de sel marin.

Paramétrisations physiques

Le modèle Meso-NH a été utilisé dans nos travaux pour représenter le transport convectif vers la TTL lors de cyclones tropicaux (Enawo en 2017 et Gelena en 2019, dans le sud-ouest de l'océan Indien). Les simulations à l'échelle kilométrique sont précieuses pour représenter

les cyclones qui se développent et s'organisent sur plusieurs centaines de kilomètres de diamètre. Cependant, la convection peu profonde répond à des phénomènes fines échelles. Une paramétrisation de la convection sous maille peut-être nécessaire pour résoudre les processus de convection peu profonde. Les modèles de type CRM (Cloud Resolving Model) incorporent un schéma qui permet de simuler la convection peu profonde pour des maillages de plus de 1 km de résolution. Dans Meso-NH, plusieurs schémas inspirés des travaux de Kain-Fritsch sont proposés (Bechtold et al., 2001; Kain, 2004; Pergaud et al., 2009) pour résoudre la convection peu profonde. Dans notre étude, nous avons utilisé la paramétrisation de Pergaud et al. (2009), qui se base sur une approche combinée des flux turbulents en couche limite (0-2km) et des flux massiques convectifs.

La convection profonde peut nécessiter également une paramétrisation pour les simulations de plus de 5 km de résolution. Pour nos simulations de 10 km et 5 km de résolution, la paramétrisation de Kain-Fritsch-Bechtold était activée (Bechtold et al., 2001). Le schéma de turbulence est basé sur Cuxart et al. (2000), le schéma radiatif pour la radiation à onde courte est issu le modèle de transfert radiatif rapide (RRTM; Mlawer et al., 1997) et pour la radiation à onde longue du schéma de Fouquart et Bonnel (1980). Meso-NH dispose de différents schémas d'advection, comme conseillé dans Lac et al. (2018), nous utilisons le schéma WENO-5 pour l'étude méso-échelle avec une discrétisation temporelle de Runge-Kutta en 5-3 (RK53). Ce schéma à l'avantage d'être peu coûteux en temps de calcul.

Le modèle Meso-NH peut-être couplé avec le modèle de surface SURFEX (Surface Externalisée). SURFEX fournit les flux de surface en fonction de la nature du terrain (continent, zone urbanisée, lac ou océan). La nature du terrain est déterminée à partir de la base de données ECOCLIMAP2 (Masson et al., 2013).

Couplage Océan-Atmosphère

Certaines simulations des cyclones tropicaux Enawo (2017) et Gelena (2019) ont été faites avec un couplage océan-atmosphère entre le modèle océanique CROCO et le modèle atmosphérique Meso-NH, dans le but d'améliorer les cycles d'intensifications. Ces simulations ont été réalisées grâce au développement de Joris Pianezze (Pianezze et al., 2018). CROCO est un modèle océanique dont les équations reposent sur un certain nombre d'hypothèses. D'abord, l'hypothèse hydrostatique, largement répandu pour les modèles océaniques qui repose sur un équilibre vertical des forces entre le gradient de pression et la force de flottaison. Ensuite, l'hypothèse de Boussineq qui impose l'absence de variation de la densité (sauf pour le calcul de la force de flottaison). L'hypothèse du fluide incompressible, qui conduit à une divergence des courants égale à zéro. On estime que les champs de gravité sont verticaux en tout point.

Les champs entre les deux modèles sont échangés toutes les 3 heures. Le modèle atmosphérique Meso-NH fournit les vents de surface et le rayonnement incident au modèle océanique. En retour, le modèle océanique CROCO fournit les champs de température et de courant de surface de la mer. Le module OASIS (Ocean Atmosphere Sea Ice Soil, Craig et al., 2017) interpole les champs d'un modèle à l'autre. Le domaine du modèle océanique est le même que le domaine atmosphérique, afin d'éviter des problèmes aux limites des modèles. Toutes les simulations couplées sont faites avec une résolution horizontale de 2 km pour les deux modèles. Le domaine océanique est résolu sur 32 niveaux verticaux. La formulation originale définissant la grille verticale du modèle océanique est décrite dans Song et Haidvogel (1994).

Le schéma microphysique ICE3

Pour nos simulations nous avons choisi de nous appuyer sur le schéma microphysique à 1 moment ICE3, développé par Pinty et Jabouille (1998), permet la résolution du rapport de mélange en hydrométéores des simulations selon 6 catégories distinctes : 3 catégories d'hydrométéores solides (cristaux de glace, neige et grésil) 2 hydrométéores liquides (eau nuageuse, goutte d'eau précipitante) et une forme gazeuse (la vapeur d'eau). Le schéma est dit à un moment, car la résolution physique concerne seulement le rapport de mélange. Au contraire, le schéma microphysique à deux moments LIMA (Liquid Ice Multiple Aerosols) qui est implémenté dans Meso-NH et résout le rapport de mélange et la taille des hydrométéores. La Figure 3.4 présente les processus qui interviennent dans les équations pronostiques de ICE3. Les processus d'accrétion en phase chaude, d'auto-conversion et d'évaporation sont inspirés du schéma de Kessler (1969). La loi de distribution en taille suit une distribution Gamma et des lois puissances permettent de relier les masses et les vitesses de précipitation aux diamètres des hydrométéores.

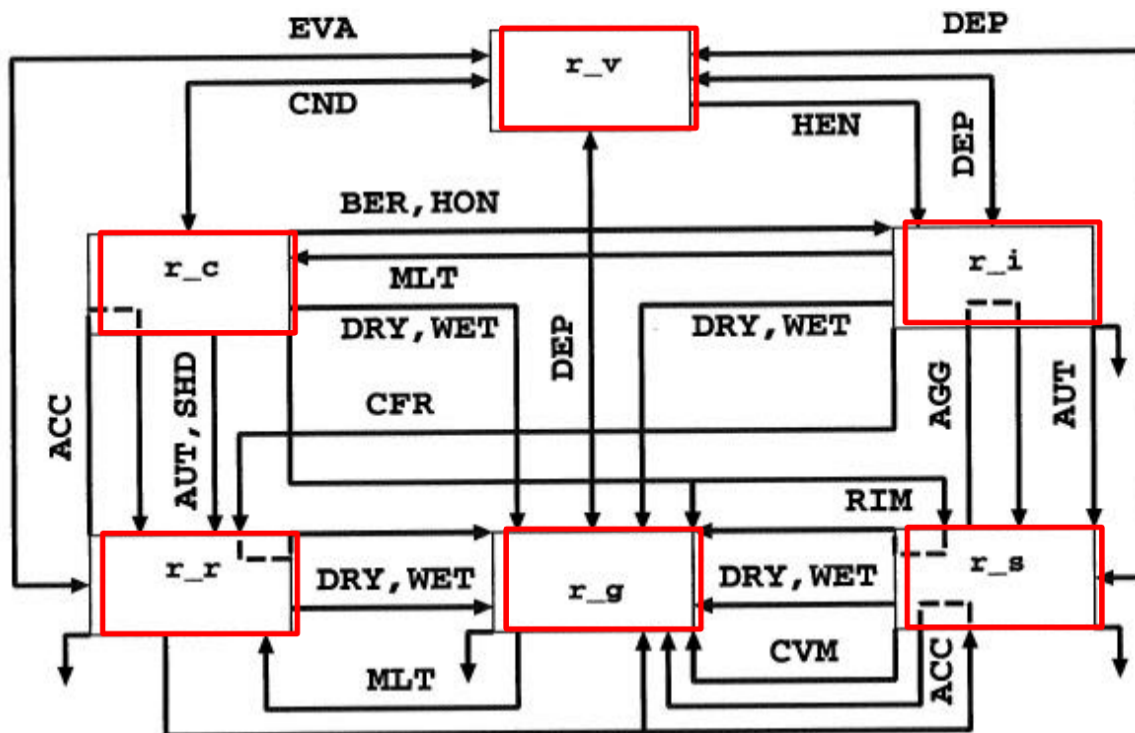


FIGURE 3.4 – Processus microphysiques représentés dans le schéma microphysique ICE3. EVA : Evaporation. SED: Sedimentation DEP : Déposition de vapeur d'eau sur la neige/glace. CND : condensation évaporation liquide/gaz. HON : nucléation homogène ($T < -35^{\circ}\text{C}$). HEN : nucléation hétérogène. BER : Dépos liquide sur la glace par effet Bergeron-Findeisen. AUT : autoconversion de la glace en neige ou eau nuageuse en pluie. AGG : agrégation de la glace en neige. RIM : agrégation de l'eau nuageuse. ACC : Accroissement des hydrométéores. CFR : congélation de la pluie en glace. SHD : liquéfaction du grésil en pluie, en passant par un état d'eau nuageuse dans un environnement sec (DRY). MLT : liquéfaction du grésil en pluie ($T > 0^{\circ}\text{C}$). CVM : transformation de la neige en grésil ($T > 0^{\circ}\text{C}$). DRY, WET : changement d'état dû à un environnement humide ou sec. Rapport de mélange (kg.kg) en eau sous forme nuageuse (r_c), goutte de pluie (r_r), grésil (r_g), neige (r_s), glace (r_i) et vapeur (r_v). Source : Pinty et Jabouille (1998).

Une contrainte forte du schéma ICE3 est le principe d'ajustement à saturation. Une fois les

rappports de mélange calculés pour chacune des espèces, le modèle vérifie la saturation de la maille et procède à une redistribution en hydrométéores jusqu'à atteindre un équilibre en saturation. Cette hypothèse est contraignante pour la microphysique de la TTL où la sursaturation ($RH_i > 100\%$) en glace peut-être observée. Elle peut également conduire à une surestimation des vitesses verticales lorsque la masse d'air se situe proche d'une limite de saturation (solide ou liquide), à cause d'une production de chaleur latente excessive provoqué lors de l'équilibrage.

Comparaison des simulations avec les données de la best track

Dans les chapitres 5, 6 et 7, environ 15 simulations du cyclone Enawo et 10 simulations du cyclone Gelena vont être analysées. Les premiers indicateurs que l'on étudie pour contrôler la dynamique du cyclone sont la trajectoire et l'intensification. Pour faciliter la comparaison des nombreuses simulations en terme de représentation de la trajectoire et de l'intensification du cyclone, on calcule l'erreur absolue moyenne (EAM) avec les données de la best track sur l'ensemble de la simulation. L'erreur absolue moyenne est définie en Équation 3.3.

$$EAM = \frac{1}{N_f} \sum_1^{N_f} |x| \quad (3.3)$$

Avec N_f le nombre de sorties de la simulation qui est comparé avec les données de la best track (en considérant que la best track est définie toutes les 6 heures). La valeur de x est remplacée par x_{traj} pour le calcul de l'erreur sur la trajectoire (en kilomètre), et par x_{pres} pour l'erreur sur l'intensification du cyclone (en hPa).

La formule de Haversine donne la distance en kilomètre entre deux points (défini par leurs coordonnées lat, lon) sur le globe terrestre assimilée à une sphère. On calcule x_{traj} comme la distance entre la localisation du cyclone dans la best track et la position du cyclone dans la simulation. Le centre du cyclone dans la simulation est estimé avec le minimum de pression au niveau de la mer. x_{pres} est défini comme la différence de la pression au niveau de la mer de la best track et le minimum de pression au niveau de la mer simulée. En complément de l'erreur absolue moyenne, on calcule aussi l'écart-type des erreurs de trajectoires et du minimum pression au niveau de la mer :

$$STD = \frac{1}{N_f} \sqrt{\sum_1^{N_f} (x - EAM)^2} \quad (3.4)$$

CHAPITRE 4.

ETUDE DE LA VAPEUR D'EAU ET DE L'OZONE EN HAUTE TROPOSPHÈRE TROPICALE AU DES- SUS DE L'ÎLE DE LA RÉUNION

Sommaire

4.1	Présentation de l'article	72
4.2	Méthodologie	73
4.3	Principaux résultats	74
4.4	Impact of convection on the upper-tropospheric composition (water vapor/ozone) over a subtropical site (Réunion Island, 21.1°-55.5°E) in the Indian Ocean. . .	75

Présentation de l'article

La variabilité de l'ozone dans la haute troposphère tropicale (10-13 km d'altitude) est importante pour le climat car elle influence le bilan radiatif de la planète (Lacis et al., 1990; Thuburn, 2002; Riese et al., 2012). De plus, elle modifie la capacité d'oxydation de l'atmosphère et la durée de vie d'autres espèces chimiques. Le bilan de l'ozone dans la haute troposphère tropicale est influencé par les intrusions stratosphériques, le transport convectif depuis la surface, les échanges horizontaux avec les moyennes latitudes et les réactions chimiques. En raison de l'interaction complexe entre la dynamique et la chimie, les concentrations d'ozone aux tropiques observées par les radiosondages des stations du réseau SHADOZ (Southern Hemisphere Additional OZonesondes) présentent une grande variabilité spatiale et temporelle (Thompson, 2003; Fueglistaler et al., 2009). A l'heure actuelle, il est encore difficile de déterminer l'incidence de la convection sur le bilan total d'ozone de la haute troposphère tropicale.

Solomon et al. (2005) ont utilisé une méthode statistique pour caractériser l'impact de la convection sur le minimum local d'ozone dans la haute troposphère au-dessus des sites SHADOZ du continent maritime (Fidji, Samoa, Tahiti et Java). Ils ont identifié un minimum de 20 ppbv d'ozone dans 40 % des profils. Ces 20 ppbv correspondent également au rapport de mélange de l'ozone dans la couche limite océanique locale. Les sites sont situés dans une région convectivement active (Laing et Michael Fritsch, 1997; Solomon et al., 2005; Tissier, 2016) et ont une plus grande probabilité d'être influencés par la convection profonde locale que les autres sites SHADOZ.

La convection tropicale peut transporter des masses d'air de la couche limite marine vers la haute troposphère en moins d'une journée (Jorgensen et LeMone, 1988; Pfister et al., 2010). Comme la durée de vie chimique de l'ozone est de l'ordre de 50 jours, les masses d'air se trouvant dans la zone du détrainement convectif conserveront leur signature chimique de la couche limite (Folkins, 2002; Folkins et al., 2006). Le bassin sud-ouest de l'océan Indien est connu pour son activité cyclonique (Bessafi et Wheeler, 2006; Ho et al., 2006; Tao et Jiang, 2013; Tsuboi et Takemi, 2014) et convective (Blamey et Reason, 2012; Hoell et al., 2013; Macron et al., 2016). Dans cette étude, nous avons cherché à étudier la signature convective au-dessus de l'île de La Réunion et à comprendre la différence dans les mesures d'ozones des masses d'air en haute troposphère avec les mesures d'ozones des sites du Pacifique ouest. Les objectifs de cette étude sont les suivants :

- Déterminer le rôle de la convection sur le bilan chimique d'ozone et de vapeur dans la haute troposphère au-dessus de l'île de La Réunion.
- Etablir le lien entre la variabilité saisonnière et spatiale de la convection dans le bassin du sud-ouest de l'océan Indien et la variabilité de l'ozone et du RH observé en haute troposphère au-dessus de l'île de La Réunion.

Méthodologie

Pour répondre au premier objectif de l'étude, notre analyse s'appuie sur les observations par radiosondage de l'île de La Réunion entre 2013 et 2016. Les données quotidiennes d'humidité et de température sont mesurées par les radiosondages opérationnels de Météo-France (sonde Météomodem-M10). La fréquence journalière de cette base de données est propice à l'étude de l'hydratation de la haute troposphère due à la convection, car la vapeur d'eau en haute troposphère est soumise à une forte variabilité journalière. En étudiant les profils d'humidité relative (RH) et d'humidité relative par rapport à la glace (RHI), on arrive à dégager l'influence de plusieurs types de nuages sur la haute troposphère. En effet, un $RHI > 100\%$ est caractéristique d'une masse d'air saturée en glace, alors qu'un $RH > 50\%$ et $RHI < 80\%$ est caractéristique d'une masse d'air issue de la convection. Les profils d'ozone correspondent aux observations du réseau SHADOZ/NDACC (NDACC pour Network for the Detection of Atmospheric Composition Change). Les profils d'ozone sont hebdomadaires et leur étude a donc été réalisée à l'échelle saisonnière/intrasaisonnière.

La dernière partie de l'étude détermine l'origine convective des masses d'air observées en haute troposphère au-dessus de l'île de La Réunion. Pour cela l'étude s'appuie sur les rétrotrajectoires lagrangiennes calculées sur une semaine, pour les masses d'air mesurées en haute troposphère (10-13 km) au-dessus l'île de La Réunion. Les rétrotrajectoires sont calculées avec le modèle lagrangien FLEXPART (section 3.2.1). Les rétrotrajectoires permettent de retracer l'origines géographique des masses d'air jusqu'à la basse troposphère (0-5 km). Pour une masse d'air en haute troposphère, on calcule le temps total passé en basse troposphère (0-5 km). Ce produit RTLT (Resident Time in Low Troposphere) est disponible sur une grille régulière de $1^\circ \times 1^\circ$ couvrant le sud-ouest de l'océan Indien. Le RTLT permet de localiser d'éventuels foyers convectifs ayant influencé la haute troposphère au-dessus de La Réunion. Dans un second temps, le RTMT (Resident Time in Middle Troposphere) ou temps de résidence entre 5

et 10 km est également étudié afin de comprendre les processus de mélange en moyenne troposphère.

Pour estimer si la convection a bien été identifiée par les rétrotrajectoires FLEXPART, on analyse la couverture des nuages profonds à l'aide des températures de brillance mesurées par Météosat-7 (voir la sous-section 3.1.1). Pour améliorer les comparaisons, on calcule la probabilité de présence de nuages convectifs profonds sur une semaine qu'on appelle le DCCO (Deep Convective Cloud Occurrence). Le DCCO est défini sur une grille horizontale régulière semblable à la grille utilisée pour le calcul du RTLTL. Le DCCO est nul si on ne relève aucun nuage avec une température de brillance inférieure à 230 K sur une semaine. Le DCCO est égal à 1 si des nuages avec une température de brillance inférieure à 230 K sont observés de façon continue sur une semaine.

Principaux résultats

Une augmentation de l'activité convective au cours de l'été austral 2016 (une année de fort El Niño) par rapport aux étés australs 2014 et 2015, est associée à une hydratation plus élevée de la haute troposphère. Dans la haute troposphère, les rapports de mélange d'ozone sont plus faibles (moyenne de 57 ppbv) pour les masses d'air humide ($RH > 50\%$) que le rapport de mélange d'ozone moyen (73,8 ppbv) en haute troposphère. En haute troposphère, on trouve également que les rapports de mélange d'ozone inférieurs à 45 à 50 ppbv sont plus fréquemment observés près de la surface et entre 10 et 13 km d'altitude. Ce résultat suggère un transport convectif de la couche limite humide vers la haute troposphère, avec une zone de déentraînement convectif vers 13 km, en accord avec les études de Solomon et al. (2005) et Avery et al. (2010).

Une forte corrélation entre l'activité des cyclones tropicaux et les valeurs élevées de l'humidité relative en haute troposphère a été constatée au cours des étés australs de 2014 et 2015. On démontre aussi que l'influence de la convection isolée de la ZCIT était plus marquée en 2016 (très probablement en raison du fort épisode d'El Niño). Cependant, le transport vertical associé à ces nuages convectifs isolés est moins bien représenté dans les champs météorologiques du CEPMMT ($0,25^\circ \times 0,25^\circ$) utilisés pour piloter le modèle FLEXPART.

En novembre et décembre, les masses d'air au-dessus de l'île de La Réunion proviennent, en moyenne, d'Afrique centrale et du canal du Mozambique. En janvier et février, les régions sources sont la région nord-est de Madagascar et le canal du Mozambique. On a constaté que la signature chimique moyenne de l'ozone en haute troposphère issue de la convection était de 45 ppbv entre 10 et 13 km d'altitude, ce qui diffère de la valeur de 20 ppbv utilisée dans Solomon et al. (2005). Ce seuil plus élevé peut s'expliquer par le transport vertical de masses d'air à faible teneur en ozone de la couche limite marine vers la haute troposphère et leur mélange ultérieur avec des masses d'air troposphérique à plus forte teneur en ozone lors de leur transport vers La Réunion. Cette étude a fait l'objet d'un article dans *Atmospheric Chemistry and Physics*, qui est joint dans la prochaine section.

Impact of convection on the upper-tropospheric composition (water vapor/ozone) over a subtropical site (Réunion Island, 21.1°-55.5°E) in the Indian Ocean.



Impact of convection on the upper-tropospheric composition (water vapor and ozone) over a subtropical site (Réunion island; 21.1° S, 55.5° E) in the Indian Ocean

Damien Héron¹, Stéphanie Evan¹, Jérôme Brioude¹, Karen Rosenlof², Françoise Posny¹, Jean-Marc Metzger³, and Jean-Pierre Cammas^{1,3}

¹LACy, Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones, UMR8105, CNRS, Université de La Réunion, Météo-France, Saint-Denis, La Réunion, France

²Chemical Sciences Division, Earth System Research Laboratory, NOAA, Boulder, CO, USA

³Observatoire des Sciences de l'Univers de La Réunion, UMS3365, CNRS, Université de La Réunion, Météo-France, Saint-Denis, La Réunion, France

Correspondence: Damien Héron (damien.heron@univ-reunion.fr)

Received: 2 January 2020 – Discussion started: 18 February 2020

Revised: 22 May 2020 – Accepted: 25 June 2020 – Published: 22 July 2020

Abstract. Observations of ozonesonde measurements of the NDACC/SHADOZ (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change and the Southern Hemisphere Additional OZonesondes) program and humidity profiles from the daily Météo-France radiosondes at Réunion island (21.1° S, 55.5° E) from November 2013 to April 2016 were analyzed to identify the origin of wet upper-tropospheric air masses with low ozone mixing ratio observed above the island, located in the southwest Indian Ocean (SWIO). A seasonal variability in hydration events in the upper troposphere was found and linked to the convective activity within the SWIO basin. In the upper troposphere, ozone mixing ratios were lower (mean of 57 ppbv) in humid air masses (RH > 50 %) compared to the background mean ozone mixing ratio (73.8 ppbv). A convective signature was identified in the ozone profile dataset by studying the probability of occurrence of different ozone thresholds. It was found that ozone mixing ratios lower than 45 to 50 ppbv had a local maximum of occurrence between 10 and 13 km in altitude, indicative of the mean level of convective outflow. Combining FLEXPART Lagrangian back trajectories with METEOSAT-7 infrared brightness temperature products, we established the origin of convective influence on the upper troposphere above Réunion island. It has been found that the upper troposphere above Réunion island is impacted by convective outflows in austral summer. Most of the time, deep convection is not observed in the direct vicinity of the island,

but it is observed more than 1000 km away from the island, in the tropics, either from tropical storms or the Intertropical Convection Zone (ITCZ). In November and December, the air masses above Réunion island originate, on average, from central Africa and the Mozambique Channel. During January and February the source region is the northeast of Mozambique and Madagascar. Those results improve our understanding of the impact of the ITCZ and tropical cyclones on the hydration of the upper troposphere in the subtropics in the SWIO.

1 Introduction

The variability of ozone in the tropical upper troposphere (10–16 km in altitude) is important for the climate as it influences the radiative budget (Lacis et al., 1990; Thuburn and Craig, 2002; Riese et al., 2012) and modifies the oxidizing capacity of the atmosphere and the lifetime of other chemical species. The tropical ozone budget in the upper troposphere is influenced by stratospheric intrusions, convective transport from the surface, advection from mid-latitudes and chemical reactions.

Due to the complex interplay between dynamics and chemistry, tropical ozone concentrations observed by radiosondes at stations within the Southern Hemisphere Additional OZonesondes (SHADOZ) network show large spa-

tial and temporal variability (Thompson et al., 2003a; Fueglistaler et al., 2009). The average tropical ozone mixing ratio in the upper troposphere has a value of 40 ppbv, varying between 25 and 60 ppbv. Causes for the ozone variability in the tropics are particularly difficult to ascertain without a careful analysis of the processes involved in the observed variability (Fueglistaler et al., 2009). One example is that the S shape, found in the mean ozone profile in the SHADOZ stations over the Pacific, was interpreted by Folkins and Martin (2005) to be a consequence of the vertical profile of the cloud mass flux divergence.

In general, the impact of convection on the ozone budget in the tropical upper troposphere is not well established. Solomon et al. (2005) used a statistical method to characterize the impact of convection on the local ozone minimum in the upper troposphere above the SHADOZ sites within the maritime continent (Fiji, Samoa, Tahiti and Java). They identified a minimum of 20 ppbv of ozone in 40 % of the ozone profiles. The 20 ppbv corresponds also to the ozone mixing ratio in the local oceanic boundary layer. The sites are located in a convectively active region (Hartmann, 1994; Laing and Fritsch, 1997; Solomon et al., 2005; Tissier et al., 2016) and have a higher probability to be influenced by local deep convection than other SHADOZ sites.

Tropical convection can transport air masses from the marine boundary layer to the upper troposphere (Jorgensen and LeMone, 1989; Pfister et al., 2010) in less than a day. Because the ozone chemical lifetime is on the order of 50 d, air masses within the convective outflow will retain the chemical signature of the boundary layer (Folkins et al., 2002, 2006). Ozone can therefore be used as a convective tracer, and in doing such, Solomon et al. (2005) estimated the mean level of convective outflow to be between 300 and 100 hPa, or 8 and 14 km in altitude, for SHADOZ stations located in the western Pacific.

At present, little is known about the impact of convection on SHADOZ sites that are away from actively convective regions. In the Southern Hemisphere, the position of Réunion island (21.1° S, 55.5° E) in the southwest Indian Ocean (SWIO, 10 to 45° S and 40 to 80° E) is particularly well suited to study the chemical composition of the troposphere over the Indian Ocean. During austral summer (November to April), the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) moves closer to Réunion island, and convective activity in the SWIO is more pronounced with tropical cyclones forming in the region. Blamey and Reason (2012) estimated that the east of Mozambique Channel is the most convective zone of the region.

In this paper, we analyze ozonesonde measurements of the NDACC/SHADOZ program and humidity profiles from daily Météo-France radiosondes from Réunion island between November 2013 and April 2016 to identify the origin of wet upper tropospheric air masses with low ozone mixing ratio observed above the island, and we try to understand the role of transport, detrainment and mixing pro-

cesses on the composition of the tropical upper troposphere over Réunion island. We use infrared brightness temperature data from the METEOSAT-7 geostationary satellite to identify deep convective clouds over the SWIO region. The geographic origin of air masses measured by the radiosondes is estimated using Lagrangian back trajectories calculated by the FLEXible PARTicle dispersion model (FLEXPART) (Stohl et al., 2005). Section 2 presents the radiosonde measurements, satellite products and FLEXPART model used in this study. Section 3 presents the seasonal variability in ozone and humidity as well as the convective influence on the radiosonde measurements. Results on the mean level of convective outflow and the convective origin of the air masses measured over Réunion island are also presented in Sect. 3. A summary and conclusions are given in Sect. 4.

2 Measurements and model

2.1 Ozone and water vapor soundings

The ozonesondes at Réunion island are launched under the framework of the Network for the Detection of Atmospheric Composition Change (NDACC) and the Southern Hemisphere Additional OZonesondes (SHADOZ) programs. The SHADOZ project gathers ozonesonde and radiosonde (pressure, temperature, wind) data from tropical and subtropical stations (Sterling et al., 2018; Witte et al., 2017, 2018; Thompson et al., 2017). Between 2014 and 2016, 158 ozonesondes were launched at Réunion island (almost 3 per month). The majority of the ozonesonde launches occur around 10:00 UTC at the airport (Gillot: 21.06° S, 55.48° E), located on the north side of the island. Balloons carry the ECC ozonesonde (Electrochemical Concentration Cell) in tandem with the Meteomodem M10 meteorological radiosonde. Smit et al. (2007) evaluated ECC-sonde precision to be better than \pm (3–5) % and accuracy to be about \pm (5–10) % below 30 km altitude.

In addition, we use data from operational daily meteorological Meteomodem M10 radiosonde launches performed by Météo-France (MF) at 12:00 UTC at the airport since 2013. The MF dataset provides relative humidity (RH) measurements with respect to water at a higher frequency than the SHADOZ data, and this is important to study the day-to-day variability of the impact of convection on the upper troposphere. The Meteomodem M10 radiosondes provide measurements of temperature, pressure and RH with respect to water and zonal and meridional winds. We also calculated RH with respect to ice (RH_i) when the temperature is below 0 °C by using the formula of Hyland and Wexler (1983) for saturation vapor pressure over ice. We compared the M10 measurements with cryogenic frost-point hygrometer (CFH) water vapor sondes when they are launched in tandem at the Maïdo Observatory (21.08° S, 55.38° E), located on the west coast of the island, 20 km away from the airport. Balloon-

borne measurements of water vapor and temperature started in 2014 at the Maïdo Observatory on a campaign basis within the framework of the Global Climate Observing System (GCOS) Reference Upper-Air Network (GRUAN) (Bodeker et al., 2015). The CFH was developed to provide highly accurate water vapor measurements in the tropical tropopause layer (TTL) and stratosphere, where the water vapor mixing ratios are extremely low (~ 2 ppmv). CFH mixing ratio measurement uncertainty ranges from 5 % in the tropical lower troposphere to less than 10 % in the stratosphere (Vömel et al., 2007, 2016). Based on 17 (CFH+M10) soundings, we found that in the lower troposphere, below 5 km, the mean RH difference is 1 %. In the middle (5–10 km) and upper troposphere (10–15 km) the mean RH differences are 1.5 % and 2.2 %, respectively. Near 15 km in altitude, the M10 RH shows a dry bias with a peak difference of 3.7 %.

For both MF and SHADOZ sondes, the average ascent speed of the balloon is 5 m s^{-1} , and measurements are recorded every second so the mean native vertical resolution is around 5 m for both datasets. Vertical gaps as high as 500 m can occur in the two datasets, and the native vertical resolution varies with altitude. Thus, NDACC/SHADOZ ozonesonde and MF radiosonde data are interpolated to a regular vertical grid with a 200 m grid spacing.

As noted previously, this study focuses on austral summer conditions (November to April) and in particular the austral summer seasons 2013–2014, 2014–2015 and 2015–2016 (hereafter referred to as summer 2014, 2015 and 2016, respectively). Figure 1 shows the NDACC/SHADOZ 2013–2016 seasonal average ozone mixing ratio profiles as well as the overall mean 4-year average. The 4-year average profile over 2013–2016 increases in the troposphere (from 25 ppbv at the surface to 200 ppbv at 17 km). In austral autumn (March, April and May) and winter (June, July and August) the ozone values are lower than the mean climatology in the troposphere above 3 km. Ozone values increase in the lower troposphere during the dry season (from May to September) when biomass-burning plumes from southern Africa and Madagascar can be transported eastward and result in ozone production in the lower troposphere over the Indian Ocean (Sinha et al., 2004). The maximum of tropospheric ozone occurs in austral spring (September, October and November) at the end of the biomass-burning season (which extends from July to October; Marengo et al., 1990). Using ozonesonde and lidar from Réunion island from 1998 to 2006, Clain et al. (2009) showed that the influence of stratosphere–troposphere exchange induced by the subtropical jet stream is maximum in austral winter (June to August) when the jet moves closer to the island. They established that the 4–10 and 10–16 km altitude ranges can be directly influenced by biomass burning and stratosphere–troposphere exchange. The influence of stratosphere–troposphere exchange is in agreement with high-ozone and low-water-vapor layers, which are ubiquitous over Réunion island in austral winter. Austral summer (DJF) exhibits low ozone values, and in par-

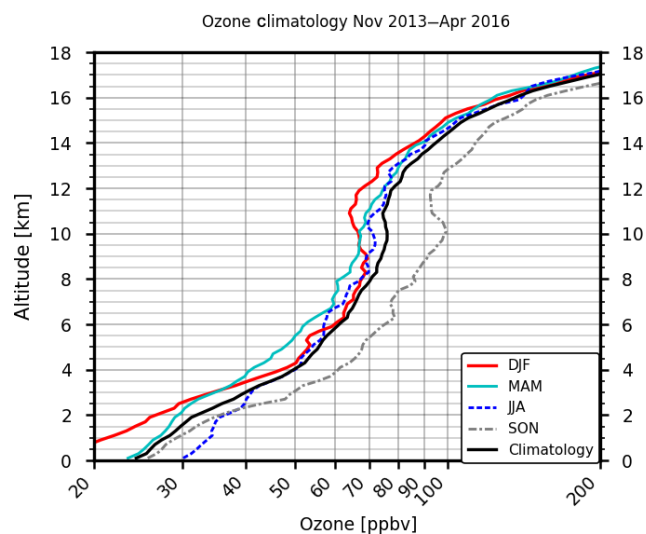


Figure 1. Climatological mean ozone profile (from November 2013 to April 2016) in black. The 2013–2016 seasonal mean ozone profile for summer (December, January, February) is in red, spring (March, April, May) is in cyan, winter (June, July, and August) is in blue and autumn (September, October, November) is in grey.

ticular, below 3 km and between 9 and 14 km summertime ozone is at an annual low. The source of these low values will be discussed later in this paper.

2.2 METEOSAT-7 geostationary satellite data

METEOSAT-7 is a geostationary satellite positioned at the longitude 58° E that provides images for the Indian Ocean since December 2005. The thermal infrared channel (wavelengths $10.5\text{--}12.5 \mu\text{m}$) of the Meteosat Visible and InfraRed Imager (MIVIRI) instrument onboard METEOSAT-7 has a temporal resolution of 30 min and a horizontal resolution of 5 km at nadir. Here we use the METEOSAT-7 hourly infrared brightness temperature product available from the ICARE data archive (<ftp://ftp.icare.univ-lille1.fr>, last access: 23 March 2020).

We assume black-body radiation (Slingo et al., 2004; Tissier, 2016) to estimate the brightness temperature. Young et al. (2013) have classified clouds in the tropics from the CloudSat and MODIS database for 1 year of observations (2007) over the 30° S – 30° N latitude band. They established that cirriform clouds have, on average, higher brightness temperatures than deep convective clouds (respectively 268.5 K and 228.5 K; Fig. 5 of Young et al., 2013). Therefore, we identify deep convective clouds by selecting METEOSAT-7 pixels with brightness temperatures lower than 230 K. Minnis et al. (2008) used the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) $11 \mu\text{m}$ IR channel data and data taken by the Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO) to investigate the difference between cloud-top altitude, Z_{top} , and infrared effec-

tive radiating height, Z_{eff} , for optically thick ice cloud (i.e., deep convective clouds). They found an error of 2 km in the derived cloud-top altitude from passive sensors, for clouds higher than 14 km in altitude, and an error of 1.25 km below. This suggests that using a threshold of 230 K to define deep convective clouds can induce an error in the selection of these clouds. Thin cirrus clouds could be included in our selection of deep clouds, but it is difficult to say how much by using passive satellite sensors only. Additional measurements from active sensors such as CALIPSO would be required to distinguish between the deep convective cores inferred from passive infrared radiances and cold in situ formed cirrus clouds. However, this is beyond the scope of this study. We tested the sensitivity to the 230 K threshold, and found that our definition of deep convective cloud occurrence (DCCO) with a brightness temperature of 230 K is a good compromise to distinguish deep convective clouds over land and ocean.

In order to fold FLEXPART weekly products with METEOSAT-7 infrared brightness temperature data, the latter dataset is interpolated to a regular latitude–longitude grid with a 1° resolution. In addition, for every day between November 2013 and April 2016, we create a map of the deepest convective clouds valid for the previous 7 d by accumulating their positions over the prior week. Thus, for each day we establish maps of DCCO valid for the previous week as defined in Eq. (1).

$$\text{DCCO}[d, i, j] = \frac{1}{7 \times 24} \sum_{t=d-6}^d \sum_{h=0}^{23} N_t[h, i, j]$$

$$\text{with } N_t[h, i, j] = \begin{cases} 1 & \text{if } T_b < 230 \text{ K} \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases} \quad (1)$$

In Eq. (1), DCCO is a function of day (d), latitude (i) and longitude (j). The term N_t is the hourly highest cloud counter, and T_b corresponds to METEOSAT-7 infrared brightness temperature. The weekly product is indicated by the sum of day “ d ” and day “ $d-6$ ” (a total of 7 d). We normalize DCCO by dividing the two sums in Eq. (1) by the total number of hourly METEOSAT-7 observations available during a week (i.e., 7×24 images). The mean DCCO map for the period of the study (summer seasons between November 2013 and April 2016) is shown in Fig. 2.

A weakness of the methodology relates to our treatment of convective tower anvils, which may have brightness temperatures colder than 230 K. However, we assume that only convective centers correspond to cloud tops with a brightness temperature below 230 K. We are using this assumption to identify the deep convective clouds and compare their distribution with the vertical transport from the boundary layer to the upper troposphere calculated by the FLEXPART model.

2.3 FLEXPART

To estimate the convective origin of mid- to upper-tropospheric air masses observed above Réunion island, we

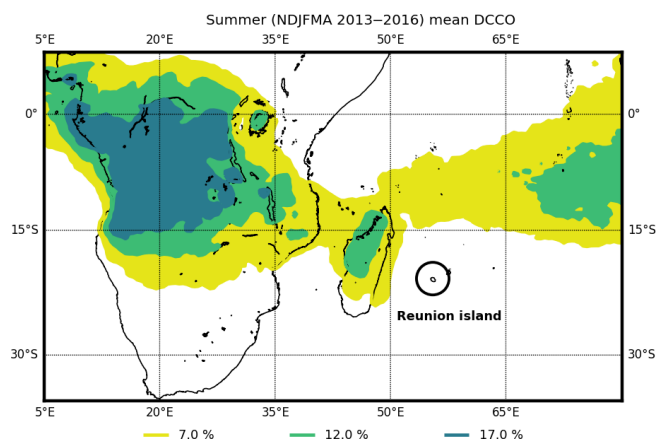


Figure 2. Average map of the deep convective cloud occurrence (DCCO) for austral summer conditions (NDJFMA from November 2013 to April 2016). The yellow contour is for DCCO > 7 %, the green contour is for DCCO > 12 % and the dark green contour is for DCCO > 17 %.

use the FLEXPART Lagrangian particle dispersion model (Stohl et al., 2005). We use input meteorological fields from the ECMWF Integrated Forecast System (IFS, current ECMWF operational data) that have 137 vertical levels up to 0.01 hPa. The vertical resolution varies: ~ 20 m near the surface, ~ 100 m in the low troposphere, ~ 300 m in the middle to upper troposphere, and 500 m in the stratosphere. FLEXPART was driven by using operational ECMWF analysis at 00:00, 06:00, 12:00 and 18:00 UTC and the 3 and 9 h forecast fields from the 00:00 and 12:00 UTC model analysis.

We use FLEXPART to calculate back trajectories of particles from three bins at 1 km intervals in the upper troposphere (i.e., 10–11, 11–12, 12–13 km) above Réunion island. Vertical bins are defined between 10 and 13 km to trace the lower observed ozone values in the upper troposphere during austral summer (Fig. 1). The bins have a horizontal latitude–longitude resolution of $0.1^\circ \times 0.1^\circ$. In every altitude bin, 10 000 trajectories are computed backward in time. Transport and dispersion in the atmosphere are done by the resolved winds and the subgrid turbulent parameterization. Two-week-long back trajectories are initialized every 3 h (00:00, 03:00, 06:00, 09:00, 12:00, 15:00, 18:00 and 21:00 UTC) each day between 1 November 2013 and 31 December 2016. FLEXPART back trajectories can then be processed in the form of a gridded output of the residence time. The residence time field was reported on a regular $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ output grid every 3 h. The resolution of the gridded output is independent from those of the meteorological input. Therefore, we use $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ operational ECMWF input fields to compute the backward trajectories, and the resulting residence time is reported on a regular $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ output grid. The residence times of particles indicate where and for how long air masses sampled over the observation site have resided in a given atmospheric region (lower troposphere,

planetary boundary layer, etc.) along the back trajectories (Stohl et al., 2005). The residence times of the back trajectories are computed on $1^\circ \times 1^\circ$ grid cells using the FLEXPART model output values and summed over 24 h to provide a daily estimate of the source regions. We define the daily fraction of residence time in the lower troposphere (RTLTL, Eq. 2) as the residence time of air masses that were in the troposphere below 5 km divided by the total residence time in the troposphere. RTLTL is a function of day (d), latitude (i) and longitude (j). The convective origin of an air mass observed in the upper troposphere can be inferred by high values of RTLTL, i.e., the air mass was in the lower troposphere below 5 km for a significant amount of time compared to the total residence time spent in the whole troposphere. The threshold at 5 km to define the lower troposphere was chosen to take into account the convective transport of air masses from the boundary layer and subsequent in-cloud mixing during the ascent from the lower troposphere to the upper troposphere. The location, intensity and vertical extent of deep convection in the FLEXPART model is determined by the calculation of a convective available potential energy (CAPE) and the atmospheric thermodynamic profile using the meteorological fields from ECMWF. The trajectories are then redistributed vertically by a displacement matrix. Hence, the accuracy of the convective cell location will be driven by the convective cell locations within the ECMWF model output.

$$\text{RTLTL}[d, i, j] = \frac{1}{T_{\text{total}}} \sum_{z=0}^{5 \text{ km}} \sum_{h=1}^8 T_d[h, i, j, z] \quad (2)$$

with $T_d[h, i, j, z]$ equal to residence time in (i, j, z) for back trajectories initialized on day “ d ” at “ h ” hours. $T_{\text{total}}[d] = \sum_{i,j,z} \sum_{h=1}^8 T_d[h, i, j, z]$ is the total residence time of a trajectory initialized on day “ d ”.

3 Results

3.1 Seasonal variability of relative humidity

Figure 3 shows the time series of vertical profiles of RH from 2014 to 2016. High RH values (above 80 %) observed below 2 km are typical values of the tropical humid marine boundary layer (Folkens and Martins, 2005). The mean value of RH in the upper troposphere (10–13 km) ranges from $\sim 10\%$ during the dry season (austral winter, May to October) to 40 % during the wet season (austral summer, November to April) throughout the year. The troposphere between 2 and 10 km shows higher values of RH (mean of 37 %) during austral summer than during the austral winter (mean of 15 %). Above the 0°C isotherm, the RH contour (RH $i > 100\%$) shows a low proportion of potential cirrus clouds in the most hydrated profiles.

Higher values of RH of $\sim 60\%$ from the boundary layer to the upper troposphere can be observed sporadically during

austral summer. These higher values of RH are related to convective events (e.g., tropical thunderstorms and/or cyclones) in the vicinity of the island. Other high values of RH ($> 40\%$) in the upper troposphere also appear, and they do not seem directly connect to local convection over Réunion island. We define these higher values of RH in the upper troposphere as “upper-tropospheric hydration events”. We will later show that these upper-tropospheric hydration events are associated with convective detrainment of air masses in the upper troposphere and their subsequent long-range transport to Réunion island. Profiles with a RH $i > 100\%$ are represented by black isocontours in Fig. 3. RH i values $\geq 100\%$ could be an indication of the presence of cirrus clouds. However, additional remote-sensing instruments (e.g., lidar or radar) would be needed in addition to the radiosonde measurements of RH to truly assess the presence of these clouds. Figure 4 shows the daily evolution of mean upper-tropospheric (10–13 km) RH from September 2013 to July 2016. The RH values are color-coded according to the RH i (top) and the water vapor mixing ratio (bottom) values. The different RH i –water-vapor mixing ratio ranges used in Fig. 4 correspond to our definition of dry profiles (in blue), wet profiles (in orange) and supersaturated profiles (in red). To distinguish the effect of temperature and water vapor on RH / RH i values, we computed the water vapor mixing ratio (WV) for each profile between September 2013 and July 2016. We found a mean 10–13 km WV of 121 ppmv over this period. The value is in agreement with a climatological WV value computed with the Microwave Limb Sounder (MLS) v4.2 water vapor data for 2005–2017. We calculated a MLS climatological WV profile for a region of $5^\circ \times 5^\circ$ surrounding Réunion island. The MLS climatological WV profile at 261 hPa (~ 10 km) is 116 ppmv and agrees with the mean upper-tropospheric value of 121 ppmv inferred from the radiosonde data. The top panel in Fig. 4 shows that 91 % of profiles with RH $> 50\%$ are associated with high RH $i > 80\%$. These events have also a high WV and indicate a hydration rather than a cooling effect on the high RH / RH i values. Some hydrated profiles (RH $> 50\%$, 9 % of the profiles) with a low RH $i (< 80\%)$ are present in January 2016, and this could be linked to a cooling of the upper troposphere; 27 % of the hydrated profiles (RH $> 50\%$) correspond to supersaturated RH i (RH $i > 100\%$) and occur mostly in 2015 and 2016. The RH of averaged water vapor mixing ratio (WV, 121 ppmv) is compared to the most hydrated profile (WV > 302.5 ppmv). There are few events with WV > 121 ppmv in winter; the averaged water vapor in winter is around 66 ppmv compared to 182 ppmv in summer. Peak values of RH as high as $\sim 60\%$ are observed and linked to a net hydration of the upper troposphere (WV > 304 ppmv). Their occurrence varies from 2014 to 2016. As the distinction between high RH $i (> 80\%)$ and low RH $i (< 80\%)$ is similar to the distinction between hydrated profiles (RH $> 50\%$) and dry profiles (RH $< 50\%$), RH is used subsequently, instead of RH i , to study convective effects on the hydration of the upper troposphere above Réunion island.

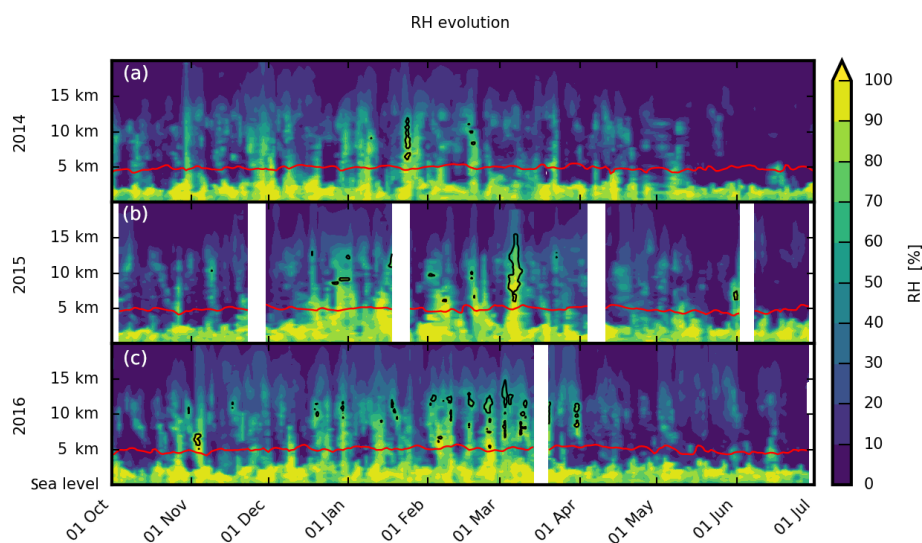


Figure 3. Time–height cross sections of day-to-day variations of relative humidity (RH) for October 2013–July 2014 (a), October 2014–July 2015 (b) and October 2015–July 2016 (c). The RH field is interpolated in time except when 5 d of data is missing. Black contours are for RH > 100 %, and the red line corresponds to the 0 °C isotherm.

It is known that the El Niño–Southern Oscillation (ENSO) can affect convective activity over the SWIO (e.g., Ho et al., 2006; Bessafi and Wheeler, 2006). The NOAA Climate Prediction Center Ocean Niño Index (ONI, http://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php, last access: 15 April 2019), which is based on sea surface temperature (SST) anomalies in the Niño 3.4 region, was equal to -0.4 in austral summer 2014 (ENSO neutral conditions), $+0.6$ in austral summer 2015 (weak El Niño) and $+2.2$ in austral summer 2016 (strong El Niño). With an increase in SSTs during El Niño events, convective activity over the SWIO is enhanced (Klein et al., 1999). At the same time, El Niño events can increase the vertical wind shear over the SWIO, which could reduce the intensification of tropical cyclones (Ho et al., 2006) and so increases the number of storms that do not reach the tropical cyclone stage. (In the SWIO a storm is classified as a tropical cyclone when 10 min sustained winds exceed 118 km h^{-1} .)

The differences in humidification in the upper troposphere can also be affected by the Madden–Julian Oscillation (MJO). To define the state of the MJO, we used the Real-time Multivariate MJO (RMM) indices RMM1 and RMM2 from the Australian Bureau of Meteorology (<http://www.bom.gov.au/climate/mjo/graphics/rmm.74toRealtime.txt>, last access: 21 April 2020). RMM1 and RMM2 are based on a combined empirical orthogonal function analysis of 15° S to 15° N averaged outgoing longwave radiation in addition to zonal winds at 850 and 200 hPa (Wheeler and Hendon, 2004). The MJO cycle, as defined by RMM1 and RMM2, can be split up into eight phases with phases 2 and 3 corresponding to a MJO convective center over the Indian Ocean. The square

root of the square summation of RMM1 and RMM2 represents the MJO amplitude. The MJO is defined as active when its amplitude is greater than 1.

During the three austral summers studied, the MJO was active over the Indian Ocean for a similar number of days (14 %, 18 % and 18 % of the time in austral summers 2014, 2015 and 2016, respectively). The averaged upper tropospheric RH for an active MJO over the Indian Ocean is 30 %, almost the same as the climatological RH over the period November 2013 to April 2016 (cf. Fig. 5). During some of these MJO events there was an increase in RH, e.g., 5–11 December 2013 (50 %), 3–5 November 2015 (46 %), 13–20 January 2016 (52.4 %) and 1–3 February 2016 (54.8 %). Garot et al. (2017) studied the evolution of the distribution of upper-tropospheric humidity (UTH) over the Indian Ocean with regard to the phase of the MJO (active or suppressed). They used RH (with respect to water) measurements from the Sounder for Atmospheric Profiling of Humidity in the Intertropics by Radiometry (SAPHIR)/Megha-Tropiques radiometer, RH measured by upper-air soundings, dynamic and thermodynamic fields produced by the ERA-Interim model, and the cloud classifications defined from a series of geostationary imagers to assess changes in the distribution of UTH when the development of MJO takes place in the Indian Ocean. There is a strong difference in the distribution of UTH according to the phase of MJO (active or suppressed). During active (suppressed) phases, the distribution of UTH measured by SAPHIR was moister (drier). However, their study focused on the equatorial (8° S – 8° N) Indian Ocean region, whereas we are investigating upper-tropospheric RH distribution over a subtropical site. The MJO is the main driver of the fluctuations of tropical weather on weekly to monthly

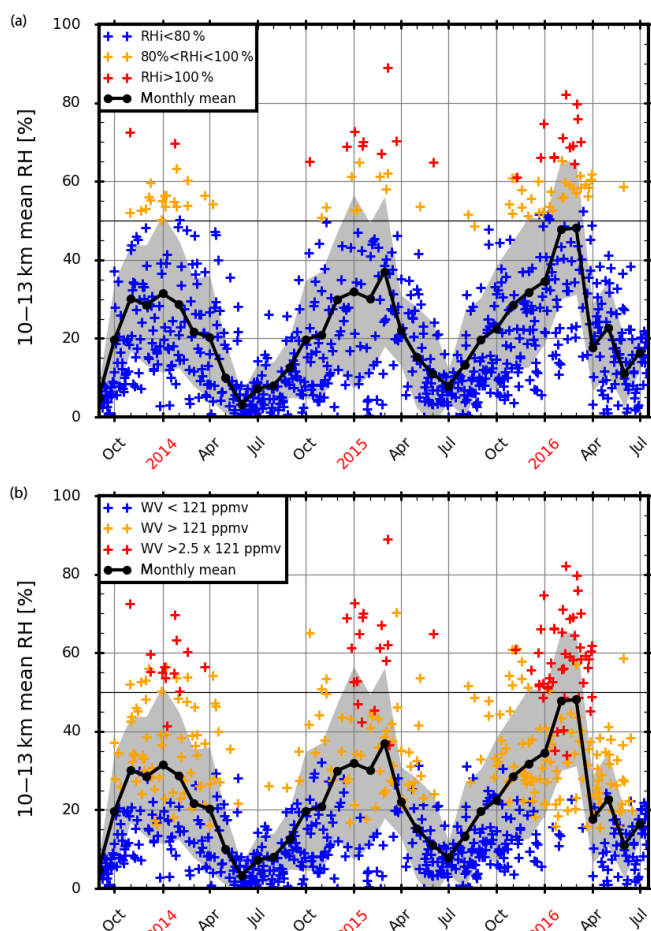


Figure 4. (a) Daily evolution of mean upper tropospheric (10 to 13 km) RH for the period September 2013 to July 2016. The RH (with respect to water) values are color-coded according to the values of RH_i . In blue are RH values for $RH_i < 80\%$, in orange are RH values for $80\% < RH_i < 100\%$, and in red are RH values for $RH_i > 100\%$. (b) Daily evolution of mean upper tropospheric (10 to 13 km) RH for the period September 2013 to July 2016. The RH (with respect to water) values are color-coded according to the values of water vapor mixing ratios (WV). The mean 10–13 km WV is 121 ppmv. In blue are RH values for $WV < 121\text{ ppmv}$, in orange are RH values for $121\text{ ppmv} < WV < 2.5 \times 121\text{ ppmv}$ and in red are RH values for $WV > 2.5 \times 121\text{ ppmv}$. On the two panels, the thick black line corresponds to the monthly-mean RH in the upper troposphere.

timescales over the Indian Ocean. Thus, it can influence convective activity (e.g., tropical cyclones) over the basin and the subsequent cloudiness and upper tropospheric RH (via transport of moisture). A clearer explanation of the interplay between ENSO/MJO and upper-tropospheric humidity over a subtropical site such as Réunion island would require the analysis of additional years, but this is out of the scope of this study.

Austral summer 2014 (Figs. 3 and 4) is affected by three tropical cyclone events. Overall, summer 2014 is the driest of the 3 years. Consistent with a higher ONI at +0.6, higher

convective activity is observed in austral summer 2015. The outflow from two tropical cyclones affected Réunion island: Bansi from 9 to 19 January and Chedza 13 to 22 January. Higher convective activity was also observed in February and March 2015. In 2016, associated with a strong El Niño event ($ONI = +2.2$), there was an increase in convective activity as compared to austral summers 2014 and 2015. Figure 4 shows that austral summer 2016 is associated with higher RH in the upper troposphere (Fig. 4). Previous studies have shown a correlation between intense El Niño events and an increase in ITCZ precipitation over the SWIO (Yoo et al., 2006, Ho et al., 2006). We will later show that the majority of the austral summer 2016 upper tropospheric hydration events are associated with the convective activity located in the ITCZ.

Figure 5 shows the histogram of RH between 10 and 13 km for the three austral summer periods (2014, 2015 and 2016). We choose a RH value of 25 % (corresponding to the median of the distribution) to characterize the upper tropospheric background, which should be dry without the effect of convective hydration. In the rest of the study, a RH threshold of 50 % is used to isolate upper tropospheric air masses that have likely been affected by deep convection. A threshold for RH had to be chosen to isolate the RH and ozone profiles that were most likely impacted by convection. The average water vapor mixing ratio between 10 and 13 km in austral summer (182 ppmv) is larger than in austral winter (65 ppmv), probably due to the effect of deep convection and associated moisture transport and cloudiness. The average RH of air masses with water vapor mixing ratios greater than 182 ppmv is 48.8 %. Thus, a RH threshold of 50 % is used to isolate upper tropospheric air masses that may have been affected by deep convection in the rest of the study.

3.2 Convective influence on the upper troposphere

In this part of the study, we use the NDACC/SHADOZ dataset to analyze the convective influence on air masses observed above Réunion island. The 2013–2016 NDACC/SHADOZ ozone dataset has a mean background value of 81 ppbv in the upper troposphere (average ozone mixing ratio between 10 and 13 km). Figure 6 shows the ozone distributions for the lower troposphere (below 5 km, green bars in Fig. 6) and the upper troposphere (10–13 km, grey bars in Fig. 6); 76.8 % of the lower tropospheric ozone data have values ranging from 15 to 40 ppbv. These values agree with ozone mixing ratios typically observed for air masses in the marine boundary layer (20 ppbv); we note that the values larger than 20 ppbv can be explained by mixing with air masses of the tropical free troposphere with climatologically higher ozone content. In the upper troposphere, ozone mixing ratios range from 30 to 110 ppbv (Fig. 6). To estimate the average residence time in the upper troposphere, we analyzed the evolution of RTLT for different back-trajectory durations (not shown). RTLT from 46 h back trajectories is mostly located in the vicinity of Réunion

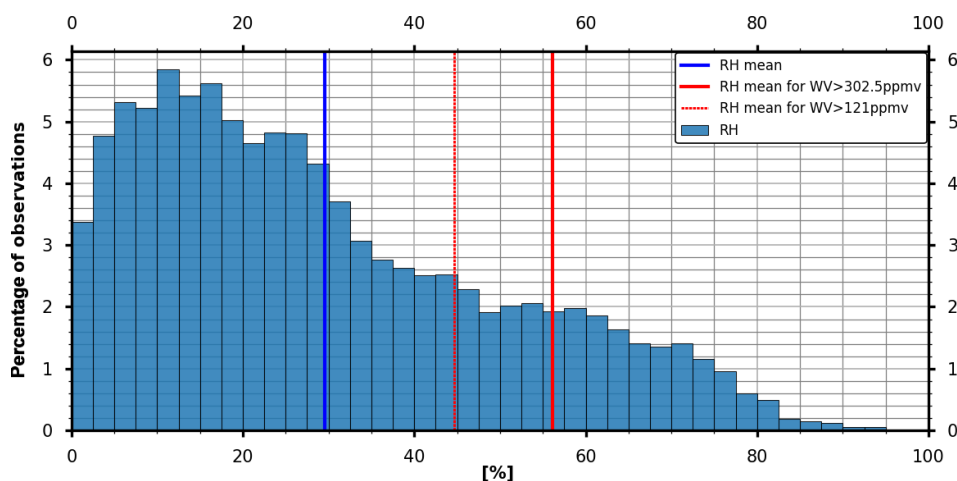


Figure 5. RH distribution in the upper troposphere (10–13 km) above Réunion island. The 904 profiles for the period November 2013–April 2016 were used to compute the distribution. Bins are every 5 %. The mean RH of the distribution (30.4 %) is shown with a blue line, the mean RH for a hydrated profile ($WV > 121$ ppmv) with a dotted red line and the mean RH for strong hydration ($WV > 2.5 \times 121$ ppmv) with a red line.

island, as well as the northeast of Madagascar. The 96 h RTLT pattern is significantly different and spreads over the eastern and northern regions of Madagascar for 2015 and 2016 and also west of Madagascar in 2014. The pattern of 120 h and 168 h RTLT is roughly similar to the 96 h RTLT, except that RTLT is more spread over the northeast and west of Madagascar. It means that most of the humid air masses reaching the 10–13 km layer above Réunion island were embedded in convective clouds and were transported from the lower troposphere to the upper troposphere within 96 h. The spread in the RTLT product from 96 to 168 h backward in time is the result of horizontal atmospheric transport in the lower troposphere. Therefore, we can estimate an average time of transport between the main convective sources and the upper troposphere over Réunion island to be 96 h.

For the upper troposphere, we further consider the ozone distribution for humid air masses by using a RH threshold of 50 %. We performed sensitivity tests by using RH thresholds ranging from 40 % to 55 %, and found that the ozone distribution in the upper troposphere is very similar for these different RH thresholds (not shown). One main mode appears in the ozone distribution for air masses with $RH > 50$ % (blue bars in Fig. 6) that is centered around 45 ppbv (56.4 % of data are between 30 and 57.5 ppbv). As explained previously, the mode centered around 45 ppbv in the wet distribution may be associated with vertical transport of low-ozone air masses from the marine boundary layer to the upper troposphere and subsequent mixing with tropospheric air masses with higher ozone content along their pathway.

Ozone mixing ratios higher than 70 ppbv are observed less frequently in the moist upper troposphere (16 % of the observations) than in the total distribution (43 % of the observations). However, the average ozone mixing ratio in the humid upper troposphere is on average higher than the ozone mix-

ing ratio observed in the lower troposphere (45 ppbv against 31.7 ppbv, respectively). This again agrees with a convective transport pathway from the marine boundary layer to the upper troposphere and mixing along the pathway.

As suggested in Fig. 2, and later discussed in Sect. 3.5, the deep convection that may commonly influence the upper troposphere above Réunion island is not directly in the vicinity of the island but further north in the ITCZ region. The difference between the ozone signature in the low troposphere (31 ppbv) and directly above Réunion island (45 ppbv) suggests that mixing processes occurred during the long-range transport through the upper troposphere enriched in ozone (~ 81 ppbv) between the convective region and Réunion island. Another explanation could be that land-based convection (from Madagascar or Africa) lifted air masses enriched in ozone from the boundary layer.

3.3 Level of convective outflow

Solomon et al. (2005) have studied ozone profiles at several tropical sites in the Southern Hemisphere to characterize the impact of deep convection on the ozone distribution in the tropical troposphere. They studied 6 years of measurements (1998 to 2004) from different stations of the SHADOZ network. In the Solomon et al. (2005) study, 40 % of the ozone profiles over the western tropical Pacific (WTP) stations (Fiji, Samoa, Tahiti and Java) have ozone mixing ratios lower than 20 ppbv within the upper troposphere (10 to 13 km); 20 ppbv is the average ozone mixing ratio found in the clean marine boundary layer of the WTP. The WTP is the most active convective basin of the Southern Hemisphere due to warmer SSTs in this region (Hartmann, 1994; Laing and Fritsch, 1997; Solomon et al., 2005; Tissier, 2016). Hence, ozone profiles in the WTP have a higher probability of be-

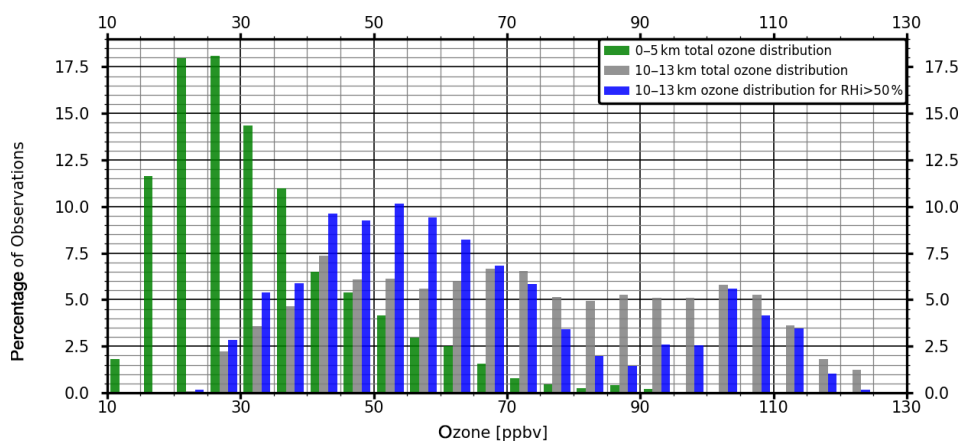


Figure 6. NDACC/SHADOZ ozone distribution in the lower troposphere (0–5 km) shown in green. The total distribution in the upper troposphere (10–13 km) is shown in grey and for moist data (10–13 km and RH > 50%) in blue. The distributions are based on 55 ozone profiles for austral summers 2014, 2015 and 2016. The mean values for each distribution are 73.8, 57 and 33.5 ppbv for the 10–13 total ozone distribution, 10–13 km ozone distribution with RH > 50% and 0–5 km total ozone distribution, respectively.

ing influenced by recent and nearby convection than other SHADOZ stations. This explains the weaker probability of ozone mixing ratios lower than 20 ppbv in the upper troposphere for other stations which are located further from the ITCZ region.

Figure 7 shows fractions of the ozone distribution lower than different ozone mixing ratios (25, 40, 45, 50, 55 and 60 ppbv) for ozone profiles observed during the austral summer seasons of 2013 to 2016. A low probability of measuring ozone mixing ratios lower than 25 ppbv is found at the top of the boundary layer. Furthermore, none of the ozone profiles have a mixing ratio lower than 20 ppbv between 8 and 13 km, confirming the results by Solomon et al. (2005), and less than 12% of the profiles have an ozone mixing ratio lower than 40 ppbv. However, the fraction of ozone profiles displays a maximum of occurrence for ozone thresholds at 45 (22%), 50 (27%) and 55 ppbv (35%) between 10 and 13 km, corresponding to the altitude of the mean level of convective outflow found in Solomon et al. (2005).

We will show in the subsequent sections that the ozone chemical signature of convective outflow diagnosed from Fig. 7 is mainly associated with air masses detrained from the ITCZ. In comparison to the WTP region, the ITCZ is primarily located north of Réunion island (Schneider et al., 2014), even in austral summer (Fig. 2). Considering that Réunion island is farther from the ITCZ than the stations in the WTP, a longer time for long-range transport to occur is needed from the convective region to Réunion island, and thus mixing between low-ozone air masses in the boundary layer with high-ozone air masses in the upper troposphere can explain the values observed in the upper troposphere over Réunion island. Moreover, photochemical production of ozone during long-range transport after convective entrainment can increase the ozone of an air mass (Wang et al., 1998).

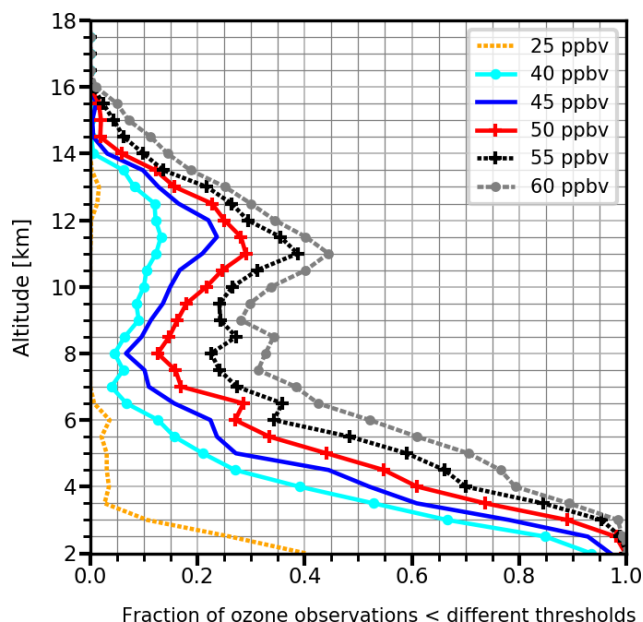


Figure 7. Vertical profiles of frequency of occurrence of ozone mixing ratios below 25, 40, 45, 50, 55 and 60 ppbv at Réunion island for austral summers (NDJFMA) 2014, 2015 and 2016.

3.4 Origin of convective outflow observed above Réunion island

3.4.1 Tropical Cyclone Hellen as a case study

Hellen was a tropical cyclone that formed in the Mozambique Channel and was named on 26 March 2014. It became a category 4 tropical cyclone on the Saffir–Simpson scale on 30 March 2014. After reaching its maximum stage on 30 March 2014, Hellen was classified as category 1 on

the Saffir–Simpson scale and was 1200 km away from Réunion island at the time of the sounding on 31 March 2014 at 12:00 UTC. Although Tropical Cyclone Hellen is not the most influential cyclone on the upper troposphere above Réunion island, it is a relevant case study as it is representative of tropical cyclones that form in the Mozambique Channel for the SWIO region. In addition, this system had a clear signature in the RH profile in the upper troposphere (relative maximum of RH of 60 % at 11 km altitude in Fig. 8c, red curve). Since RH_i is around 100 % at 11 km and the decrease in humidity below the layer is slower than above the layer, it probably indicates a hydration effect due to sedimented ice crystals.

Patterns of the RTLT (fraction of residence time in the lower troposphere; see Sect. 2.3 for definition) during the week before 31 March 2014 for air masses sampled in the upper troposphere above Réunion island are displayed in Fig. 8a. RTLT can be considered a map of density probability function of origin of the thousands of trajectory particle source locations in the lower troposphere. High values of RTLT (filled contours in Fig. 8a) are observed over the Mozambique Channel and are coincident with the best track of Tropical Cyclone Hellen (red curve in Fig. 8a and b). Thus, the FLEXPART backward trajectories indicate that the air mass sampled on 31 March 2014 above Réunion island spent a significant amount of time in the lower troposphere during the previous week while Tropical Cyclone Hellen was intensifying over the Mozambique Channel. Additionally, the high values of RTLT coincide with a high weekly mean convective cloud cover (DCCO; see Sect. 2.2 for definition) for the same week (Fig. 8b). The weekly DCCO was higher over the Mozambique Channel in agreement with the presence of the tropical cyclone in this region during the week preceding 31 March 2014.

The two maps of RTLT and DCCO roughly display the same pattern (maximum above the Mozambique Channel). A detailed analysis of RTLT was performed for Tropical Cyclone Hellen with different residence times in the lower troposphere with 48, 96, 120 and 168 h FLEXPART back trajectories (not shown). After 48 h, no contribution in RTLT is found. After 96 h, the RTLT is located north of the storm track, within the convective region of Tropical Cyclone Hellen. After 120 and 168 h, an counterclockwise dispersion toward Africa, outside the convective cells, is found. It represents the fraction of air masses in the lower troposphere that was advected toward the convective clouds before reaching the 10–13 km altitude range. Hence, the collocation of RTLT with DCCO depends on the collocation of the convective regions in FLEXPART+ECMWF and METEOSAT-7 but also on the duration of the back trajectories. By combining the two products of FLEXPART-derived RTLT and METEOSAT-7 DCCO, we can thus infer that the air mass sampled in the upper troposphere over Réunion island on 31 March 2014 was in the lower troposphere over the Mozambique Channel the week before. This air mass was

located 1500 km away from Réunion island and was transported from the lower troposphere to the upper troposphere by deep convective clouds within Tropical Cyclone Hellen and then advected eastward toward Réunion island. Hence this specific case study illustrates the ability of the FLEXPART model to track the convective origin of air masses in the upper troposphere above Réunion island.

3.4.2 Impact of convection on RH variability

In this section, we will identify which tropical cyclones have influenced the upper troposphere above Réunion island. We display in Fig. 9 the trajectories of 23 tropical cyclones (8 in 2014, 9 in 2015 and 6 in 2016) that were within a 2100 km radius around Réunion island, representing 74 % of tropical cyclones that developed within the SWIO basin between summers 2014 and 2016 (from November 2013 to April 2016). Outside the 2100 km radius, the influence of tropical cyclones (TCs) on Réunion island's upper troposphere is found to be limited (not shown).

There is significant variability in the number of SWIO cyclones that traverse (or maybe form in) the Mozambique Channel in a given year. For 2014 there were three (out of eight for the SWIO), for 2015 there was two (out of nine), and for 2016 there was none (out of six). Near Réunion island, a similar activity is found during the three summer seasons (about two cyclones per year in the direct vicinity of the island). In 2014, Tropical Cyclone Bejisa was the only cyclone that directly impacted Réunion island. During the three austral summer seasons of 2014, 2015 and 2016, half of the tropical cyclones formed northeast of Réunion island (12 in total).

In order to determine the tropospheric origin of upper tropospheric air masses observed over Réunion island during summers 2014, 2015 and 2016 (Fig. 3), we integrated the RTLT gridded over the domain of study (1° latitude–longitude resolution) to define the spatially integrated quantity sRTLT (Fig. 10). We calculated a similar product for the middle troposphere (sRTMT, 5–10 km). A peak in the time series of sRTLT in Fig. 10 means that an event, associated with a deep vertical transport from the lower troposphere to the 10–13 km altitude range, has increased the lower tropospheric origin of air masses measured in the upper troposphere above Réunion island. Hence, we integrated the values of the RTLT folded with DCCO (RTLT×DCCO) to obtain the probability of convective origin of each air mass (Fig. 10). When and where this cumulative probability is not null, the product RTLT×DCCO points at the convective events that most likely hydrated the upper troposphere over Réunion island. If a peak in sRTLT is correlated with a peak in RTLT×DCCO, it means that the lower-tropospheric origin estimated by FLEXPART simulations corresponds to convective clouds observed by the METEOSAT-7 satellite. Finally, sRTLT and RTLT×DCCO are compared to the average upper-tropospheric (10–13 km) water vapor mixing ratio

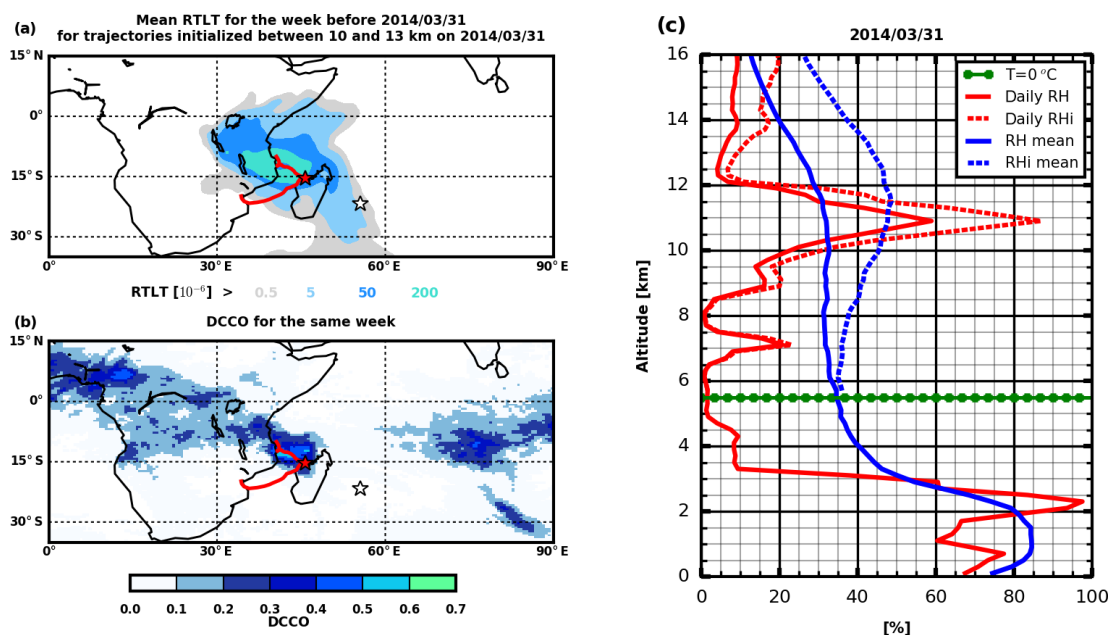


Figure 8. (a) Fraction of residence time below 5 km (RTLTL) for air masses initialized in the upper troposphere (10–13 km) over Réunion island on 31 March 2014. (b) Map of DCCO for the week before 31 March 2014. In panels (a) and (b) the best-track data are provided by Météo-France. In the two panels on the left, the red star indicates the position of Tropical Cyclone Hellen on 31 March 2014, and the white star corresponds to the location of Réunion island. (c) RH / RHi profiles on 31 March 2014 (solid and dotted red lines, respectively) and seasonal mean RH / RHi profiles (solid and dotted blue lines, respectively) over austral summers 2014, 2015 and 2016. The dotted green line corresponds to the 0°C isotherm.

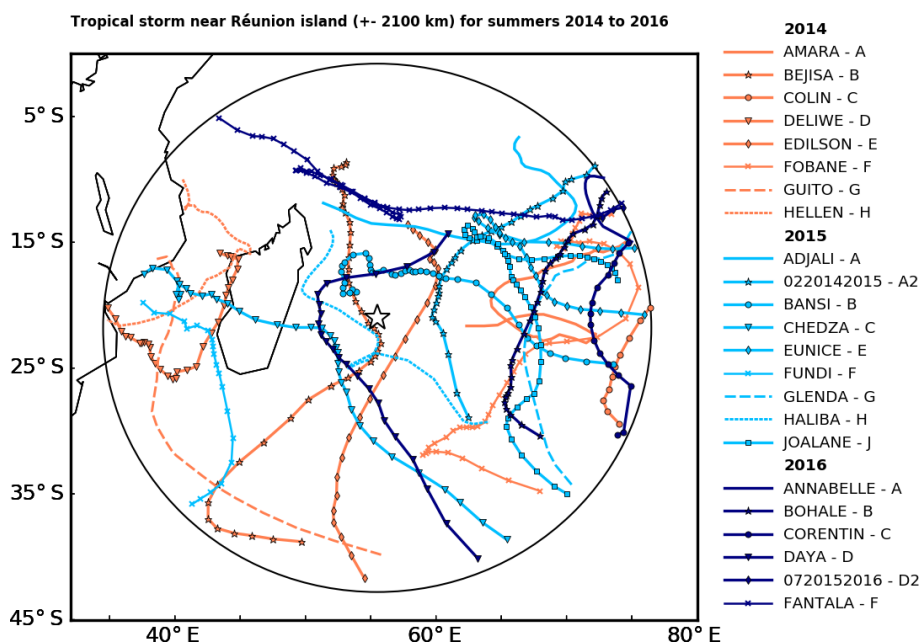


Figure 9. Map of best tracks of tropical cyclones for a range ring of 2100 km around Réunion island. The best tracks of tropical cyclones during austral summer 2014 (November 2013 to April 2014) are shown in orange with different symbols for each tropical cyclone (TC); best tracks are in cyan for austral summer 2015 (November 2014–April 2015) and in blue for austral summer 2016 (November 2015–April 2016, in green). The yellow star indicates the location of Réunion island.

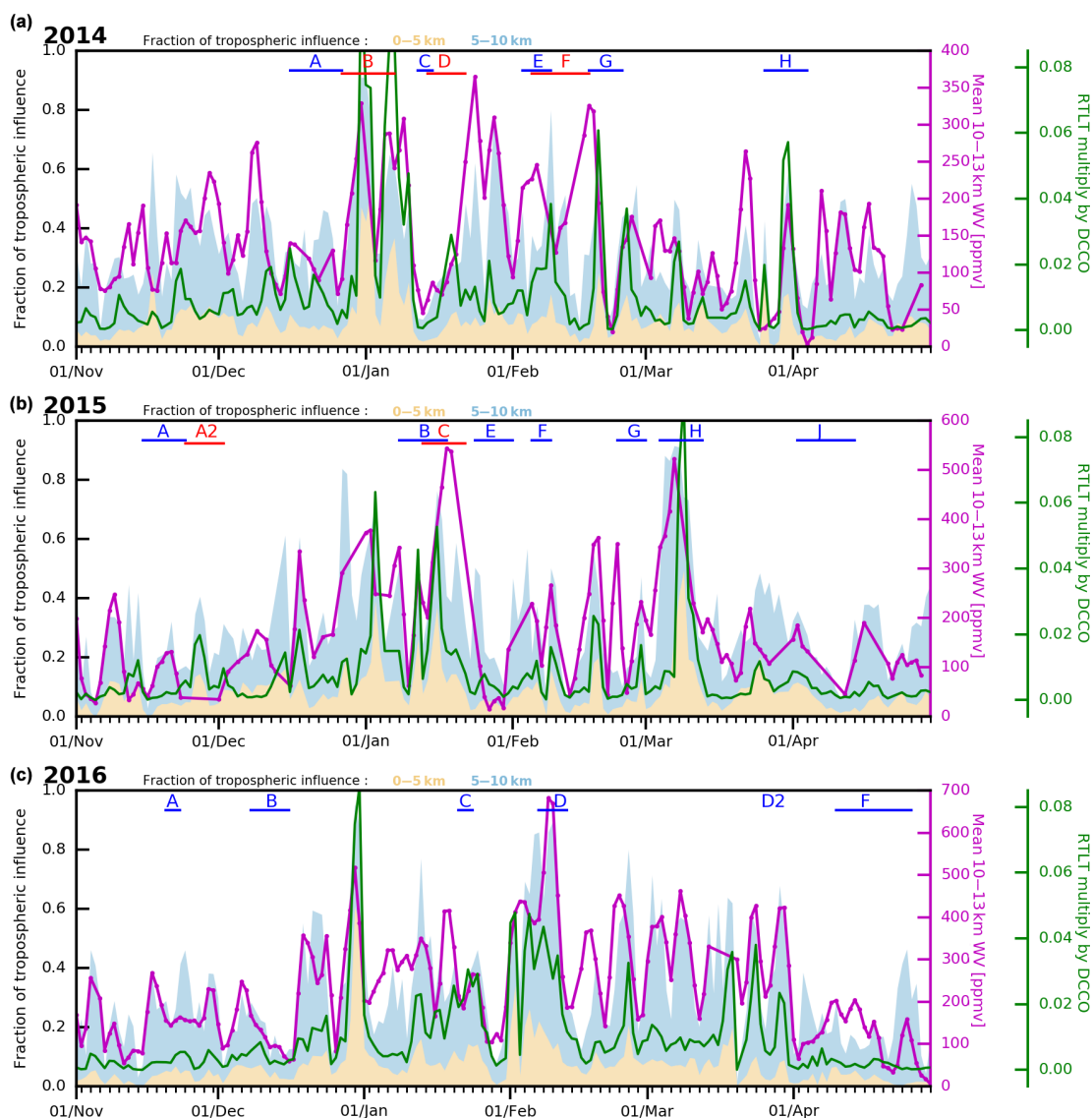


Figure 10. (a) Time evolution of fraction of tropospheric influence (spatially summed) for the lower troposphere (0–5 km, sRTLTL) in orange and the middle troposphere (5–10 km, RTMT) in blue. The product of DCCO and RTLT is shown by a green line, and mean upper-tropospheric (10–13 km) water vapor mixing ratio is shown in purple for austral summer 2014. (b, c) Same as top panel for austral summers 2015 and 2016, respectively. The letters in red and blue indicate periods with different tropical cyclones for each austral summer as shown in Fig. 9.

over Réunion island (Fig. 10). The $RTLT \times DCCO$ product allows us to identify the tropical cyclones that have hydrated the upper troposphere over Réunion island, i.e., TCs Bejisa, Deliwe, Guito, and Hellen in 2014 (B, D, G and H in upper panel of Fig. 10); Bansi, Chedza, Fundi, and Haliba in 2015 (B, C, F and H in middle panel of Fig. 10); and Corentin and Daya in 2016 (C, D in lower panel of Fig. 10). Note that the absence of soundings between 26 and 31 December 2015 prevents us from diagnosing the influence of tropical storm A2 in 2015. Among these cyclones, three of them (Bejisa in 2014 and Bansi and Haliba in 2015) had trajectories close to Réunion island, six of them (Deliwe, Guito, Hellen

in 2014; Chedza and Fundi in 2015 and Daya in 2016) had trajectories west of Réunion island, and none had a trajectory east of Réunion island. The results are consistent with the study of Ray and Rosenlof (2007). Using the Atmospheric Infrared Sounder (AIRS) and MLS satellite data, Ray and Rosenlof (2007) estimated the enhancement of water vapor due to 32 typhoons (western Pacific) and 9 hurricanes (northern Atlantic) at 223 hPa (~ 11 km). They found an enhancement of up to 60 to 70 ppmv, within a 500 km radius north of the tropical storm centers, where the highest water vapor enhancement was found. The convective outflow of tropical cyclones that impacted the upper troposphere over Réunion

island was located south of the cyclone centers, the most hydrated part of the tropical cyclones in the Southern Hemisphere according to Ray and Rosenlof (2007).

sRTMT in Fig. 10 represents the origin in the middle troposphere. An increase in sRTMT is associated with a vertical transport in the troposphere weaker than events that increase sRCTL, such as deep convection. A study by Schumacher et al. (2015) has shown that vertical transport within stratiform clouds can reach 10 m s^{-1} below 7 km and has a slower ascent rate ($< 0.5 \text{ m s}^{-1}$) up to 10 km. It suggests that the variability in sRTMT signature may be related to differences in the impact of stratiform clouds on water vapor mixing ratio in the upper troposphere (10–13 km). Figure 10 shows a higher correlation between water vapor mixing ratio variability in the upper troposphere and the sum of sRCTL and sRTMT than sRCTL or sRTMT taken individually. sRCTL+sRTMT and the upper tropospheric WV have a squared linear correlation coefficient of 0.46, while RCTL or RTMT has a squared linear coefficient of 0.23 or 0.42, respectively, with upper tropospheric WV mixing ratio. It indicates that water vapor transport occurred both from the lower troposphere (e.g., by deep convection) and from the middle troposphere (e.g., by large-scale uplift of air masses associated with stratiform clouds) toward the upper troposphere. While the relative contribution of RCTL and RTMT varies over the summer seasons, the highest peaks in WV mixing ratio are associated with peaks in RCTL, due to convective transport associated with the passage of tropical cyclones.

3.4.3 Geographic origin of the convective outflow

Figure 11 shows the monthly averaged maps of the product of DCCO and RCTL, which represents the probability of convective influence from a given region on the upper troposphere above Réunion island. At the beginning of the austral summer seasons (November 2013, 2014 and 2015), the main convective regions that influence the upper troposphere above Réunion island are located in central Africa (Congo Basin and Angola). Then from November to January, the influential convective region moves to the east towards Mozambique Channel. For seasons 2014 and 2015, most of the influential convective regions are linked to cyclonic activity. TC Bejisa (B-2014, near Réunion island) and TC Deliwe (D-2014, in the Mozambique Channel) were the most influential convective events in January 2014. For January 2015, two tropical cyclones were active in the SWIO, Bansi (B-2015, near Réunion island) and Chedza (C-2015, Mozambique Channel). In February 2014, three cyclones formed in the SWIO basin. Despite the short distance from the island, TC Edilson (E-2014) did not have a significant influence on the upper troposphere above Réunion island, while a more remote tropical cyclone such as Guito (G-2014, in Mozambique Channel) significantly hydrated the upper troposphere above Réunion island. In March 2014, the little patch in the Mozambique Channel was directly linked with the Tropical

Cyclone Hellen (H-2014). In February 2015 TC activity decreased and convection over Madagascar hydrated the upper troposphere above Réunion island. TC Haliba (H-2015) caused the maximum value of $\text{RCTL} \times \text{DCCO}$ observed east of Madagascar in March 2015 (red contour in Fig. 11 for March 2015). There were fewer tropical cyclones (Figs. 10 and 11) that influenced Réunion island in 2016, but there was, nonetheless, intense convective activity over the SWIO. In austral summer 2016, convective activity was more spread across the SWIO and southern Africa.

4 Summary and conclusion

We analyzed ozonesonde measurements from the NDACC/SHADOZ program and humidity profiles from the daily Météo-France radiosondes at Réunion island between November 2013 and April 2016 to identify the origin of wet upper-tropospheric air masses with low ozone mixing ratio observed above the island, located in the subtropics of the SWIO basin.

A seasonal variability in hydration events in the upper troposphere was found. The variability was linked to the seasonal variability of convective activity within the SWIO basin. An increase in the convective activity in austral summer 2016 (a strong El Niño year) compared to austral summers 2014 and 2015 was associated with higher upper-tropospheric hydration. In the upper troposphere, ozone mixing ratios were lower (mean of 57 ppbv) in humid air masses ($\text{RH} > 50\%$) compared to the background mean ozone mixing ratio (73.8 ppbv).

A convective signature was identified in the ozone profile dataset by studying the probability of occurrence of different ozone thresholds. It was found that ozone mixing ratios lower than 45 to 50 ppbv had a local maximum of occurrence near the surface and between 10 and 13 km in altitude, indicative of the mean level of convective outflow, in agreement with Solomon et al. (2005) and Avery et al. (2010).

Combining FLEXPART Lagrangian back trajectories with METEOSAT-7 infrared brightness temperature products, we established the origin of convective influence on the upper troposphere above Réunion island. We found that the ozone chemical signature of convective outflow above Réunion island is associated with air masses detrained from the ITCZ located northwest of the island and tropical cyclones in the vicinity of the island (2100 km around the island). A higher correlation between tropical cyclone activity and high upper-tropospheric RH values was found in austral summers 2014 and 2015. It was found that isolated convection within the ITCZ was more pronounced in 2016 (most likely due to the strong El Niño), and as a result the vertical transport associated with these isolated convective clouds was misrepresented in the $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ meteorological fields used to drive the FLEXPART model. For austral summers 2014 and 2015, the FLEXPART model is able to trace back the origin

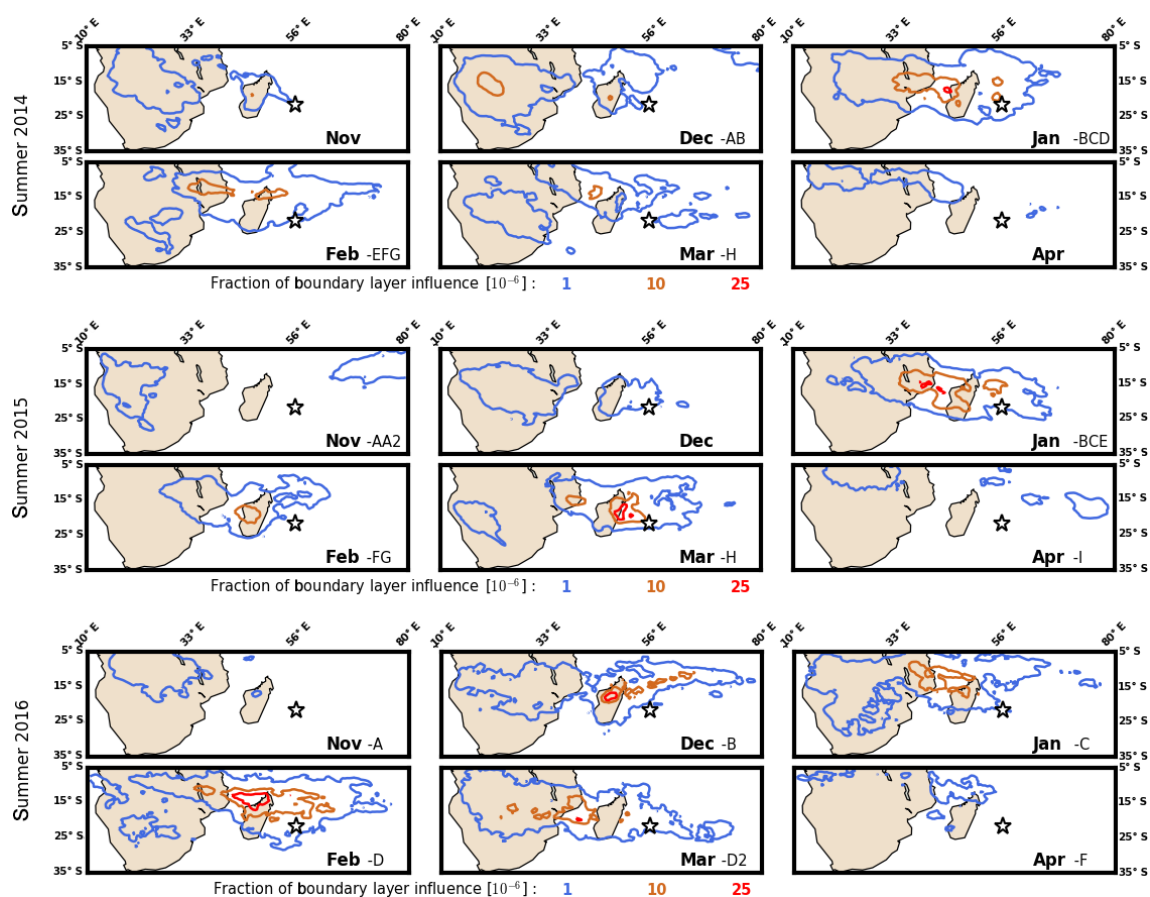


Figure 11. Monthly-average product of DCCO and RTLT normalized by the total residence time in the whole atmospheric column. From top right to bottom left: November 2013, December 2013, January 2014, February 2014, March 2014, April 2014, November 2014, December 2014, January 2015, February 2015, March 2015 and April 2015. The values for each contour are indicated by the numbers in blue, orange and red at the bottom of each panel. The location of Réunion island is indicated by a white star in each plot. In each subplot, the letters indicate tropical cyclones that occurred during a given month.

of upper-tropospheric air masses with low ozone and high RH signatures to convection over the Mozambique Channel and/or Madagascar and within tropical cyclones.

Hence, it has been found that the upper troposphere above Réunion island is impacted by convective outflows in austral summer. Most of the time, deep convection is not observed in the direct vicinity of the island, as opposed to the western Pacific sites in the study by Solomon et al. (2005), but more than 1000 km away from the island in the tropics either from tropical storms or the ITCZ. In November and December, the air masses above Réunion island originate, on average, from central Africa and the Mozambique Channel. During January and February the source region is the northeast region of Madagascar and the Mozambique Channel.

The average chemical ozone signature of convective outflow was found to be 45 ppbv between 10 and 13 km in altitude, which differs from the 20 ppbv threshold used in Solomon et al. (2005). The higher threshold can be explained by vertical transport of low-ozone air masses from the marine

boundary layer to the upper troposphere and subsequent mixing with tropospheric air masses with higher ozone content along their pathway when advected over more than 1000 km.

Data availability. METEOSAT-7 data used in this study are available at <http://www.icare.univ-lille1.fr/archive> (Desclotres, 2020). The NDACC/SHADOZ ozone measurements for Réunion island are available at <https://tropo.gsfc.nasa.gov/shadoz/Reunion.html> (Thompson, 2020). The FLEXPART Lagrangian trajectories can be requested from Stephanie Evan (stephanie.evan@univ-reunion.fr).

Author contributions. All authors contributed to the paper. DH wrote the article with contributions from SE, JB, KR and JPC. JMM and FP performed the ozone radiosonde measurements. SE and JB performed the FLEXPART simulations. DH processed the radiosonde and FLEXPART data. All authors revised the article draft.

Competing interests. The authors declare that they have no conflict of interest.

Acknowledgements. OPAR (Observatoire de Physique de l'Atmosphère à La Réunion, including Maïdo Observatory) is part of OSU-R (Observatoire des Sciences de l'Univers à La Réunion), which is being funded by Université de La Réunion, CNRS-INSU, 720 Météo-France and the French research infrastructure ACTRIS-France (Aerosols, Clouds and Trace gases Research InfraStructure). This work was supported by the French LEFE CNRS-INSU Program (VAPEURDO).

Review statement. This paper was edited by Farahnaz Khosrawi and reviewed by three anonymous referees.

References

- Avery, M., Twohy, C., Mc Cabe, D., Jioner, J., Severance, K., Atlas, E., Blake, D., Bui, T. P., Crouse, J., Dibb, J., Diskin, G., Lawson, P., McGill, M., Rogers, D., Sashse, G., Scheuer, E., Thompson, A. M., Trepte, C., Wennberg, P., and Ziemke, J.: Convective distribution of tropospheric ozone and tracers in the Central American ITCZ region: Evidence from observations during TC4, *J. Geophys. Res.*, 115, D00J21, <https://doi.org/10.1029/2009JD013450>, 2010.
- Blamey, R. C. and Reason, C. J. C.: Mesoscale Convective Complexes over Southern Africa, *J. Climate*, 25, 753–766, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-10-05013.1>, 2012.
- Bessafi, M. and Wheeler, M. C.: Modulation of South Indian Ocean tropical cyclones by the Madden Julian Oscillation and convectively coupled equatorial waves, *Mon. Weather Rev.*, 134, 638–656, <https://doi.org/10.1175/MWR3087.1>, 2006.
- Bodeker, G. E., Bojinski, S., Cimini, D., Dirksen, R. J., Haefelin, M., Hannigan, J. W., Hurst, D., Madonna, F., Maturilli, M., Mikalsen, A. C., Philippon, R., Reale, T., Seidel, D. J., Tan, D. G. H., Thorne, P. W., Vömel, H., and Wang, J.: Reference upper-air observations for climate: From concept to reality, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 97, 123–135, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00072.1>, 2015.
- Clain, G., Baray, J. L., Delmas, R., Diab, R., Leclair de Bellevue, J., Keckhut, P., Posny, F., Metzger, J. M., and Cammas, J. P.: Tropospheric ozone climatology at two Southern Hemisphere tropical/subtropical sites, (Reunion Island and Irene, South Africa) from ozonesondes, LIDAR, and in situ aircraft measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 1723–1734, <https://doi.org/10.5194/acp-9-1723-2009>, 2009.
- Desclotres, J.: MFG-IODC+57°, AERIS/ICARE Data and Services Center, University of Lille, available at: <http://www.icare.univ-lille1.fr/archive>, last access: 17 July 2020.
- Folkens, I. and Martin, R. V.: The vertical structure of tropical convection and its impact on the budgets of water vapor and ozone, *J. Atmos. Sci.*, 62, 1560–1573, <https://doi.org/10.1175/JAS3407.1>, 2005.
- Folkens, I., Kelly, K. K., and Weinstock, E.M.: A simple explanation for the increase in relative humidity between 11 and 14 km in the tropics, *J. Geophys. Res.*, 107, 4736, <https://doi.org/10.1029/2002JD002185>, 2002.
- Folkens, I., Bernath, P., Boone, C., Eldering, A., Lesins, G., Martin, R.V., Sinnhuber, B. M., and Walker, K.: Testing convective parameterizations with tropical measurements of HNO₃, CO, H₂O, and O₃: implications for the water vapor budget, *J. Geophys. Res.*, 111, D23304, <https://doi.org/10.1029/2006JD007325>, 2006.
- Fueglistaler, S., Dessler, A., Dunkerton, T., Folkens, I., Fu, Q., and Mote, P.: Tropical tropopause layer, *Rev. Geophys.*, 47, RG1004, <https://doi.org/10.1029/2008RG000267>, 2009.
- Garot, T., Brogniez, H., Fallourd, R., and Viltard, N.: Evolution of the Distribution of Upper-Tropospheric Humidity over the Indian Ocean: Connection with Large-Scale Advection and Local Cloudiness, *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 56, 2035–2052, <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-16-0193.1>, 2017.
- Hartmann, D. L.: Introduction to Physical Climatology, Academic Press, New York, 411, 1994.
- Ho, C.-H., Kim, J.-H., Jeong, J.-H., Kim, H.-S., and Chen, D.-Y.: Variation of tropical cyclone activity in the South Indian Ocean: El Niño-Southern Oscillation and Madden-Julian Oscillation effects, *J. Geophys. Res.*, 111, D22101, <https://doi.org/10.1029/2006JD007289>, 2006.
- Hyland, R. W. and Wexler, A.: Formulations for the thermodynamic properties of the saturated phases of H₂O from 173.15 K to 473.15 K, *ASHRAE Tran.*, 89, 500–519, 1983.
- Jorgensen, D. P. and Lemone, M. A.: Vertical velocity characteristics of oceanic convection, *J. Atmos. Sci.*, 46, 621–640, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1989\)046<0621:VVCOOC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1989)046<0621:VVCOOC>2.0.CO;2), 1989.
- Klein, S. A., Soden, B. J., and Lau, N.-C.: Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge, *J. Climate*, 12, 917–932, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<0917:RSSTVD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<0917:RSSTVD>2.0.CO;2), 1999.
- Lacis, A. A., Wuebbles, D. J., and Logan, J. A.: Radiative forcing of climate by changes in the vertical distribution of ozone, *J. Geophys. Res.*, 95, 9971–9981, 1990.
- Laing, A. G. and Fritsch, J. M.: The global population of mesoscale convective complexes, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 123, 389–405, 1997.
- Marengo, A., Medale, J. C., and Prieur, S.: Study of tropospheric ozone in the tropical belt (Africa, America) from STRATOZ and TROPOZ campaigns, *Atmos. Environ.*, 24, 2823–2834, 1990.
- Minnis, P., Yost, C. R., Sun-Mack, S., and Chen, Y.: Estimating the top altitude of optically thick ice clouds from thermal infrared satellite observations using CALIPSO data, *Geophys. Res. Lett.*, 35, 1–6, 2008.
- Pfister, L., Selkirk, H. B., Starr, D. O., Rosenlof, K., and Newman, P. A.: A meteorological overview of the TC4 mission, *J. Geophys. Res.*, 115, D00J12, <https://doi.org/10.1029/2009JD013316>, 2010.
- Ray, E. A. and Rosenlof, K. H.: Hydration of the upper tropopause by tropical cyclones, *J. Geophys. Res.*, 112, D12311, <https://doi.org/10.1029/2006JD008009>, 2007.
- Riese, M., Ploeger, F., Rap, A., Vogel, B., Konopka, P., Dameris, M., and Forster, P.: Impact of uncertainties in atmospheric mixing on simulated UTLS composition and

- related radiative effects, *J. Geophys. Res.*, 117, D16305, <https://doi.org/10.1029/2012JD017751>, 2012.
- Schneider, T., Bischoff, T., and Haug, G. H.: Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone, *Nature*, 513, 45–53, <https://doi.org/10.1038/nature13636>, 2014.
- Schumacher, C., Stevenson, S. N., and Williams, C. R.: Vertical motions of the tropical convective cloud spectrum over Darwin, Australia, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 141, 2277–2288, <https://doi.org/10.1002/qj.2520>, 2015.
- Sinha, P., Jaeglé, L., Hobbs, P. V., and Liang, Q.: Transport of biomass burning emissions from southern Africa, *J. Geophys. Res.*, 109, D20204, <https://doi.org/10.1029/2004JD005044>, 2004.
- Slingo, A., Hodges, K. I., and Robinson, G. J.: Simulation of the diurnal cycle in a climate model and its evaluation using data from Meteosat 7, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 130, 1449–1467, <https://doi.org/10.1256/qj.03.165>, 2004.
- Smit, H. G. J., Straeter, W., Johnson, B. J., Oltmans, S. J., Davies, J., Hoegger, B., Stubi, R., Schmidlin, F. J., Thompson, A. M., Witte, J. C., Boyd, I., and Posny, F.: Assessment of the performance of ECC-ozonesondes under quasi-flight conditions in the environmental simulation chamber: Insights from the Jülich Ozone Sonde Intercomparison Experiment (JOSIE), *J. Geophys. Res.*, 112, D19306, <https://doi.org/10.1029/2006JD007308>, 2007.
- Solomon, S., Thompson, D. W. J., Portmann, R. W., Oltmans, S. J., and Thompson, A. M.: On the distribution and variability of ozone in the tropical upper troposphere: Implications for tropical deep convection and chemical-dynamical coupling, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L23813, <https://doi.org/10.1029/2005GL024323>, 2005.
- Sterling, C. W., Johnson, B. J., Oltmans, S. J., Smit, H. G. J., Jordan, A. F., Cullis, P. D., Hall, E. G., Thompson, A. M., and Witte, J. C.: Homogenizing and estimating the uncertainty in NOAA's long-term vertical ozone profile records measured with the electrochemical concentration cell ozonesonde, *Atmos. Meas. Tech.*, 11, 3661–3687, <https://doi.org/10.5194/amt-11-3661-2018>, 2018.
- Stohl, A., Forster, C., Frank, A., Seibert, P., and Wotawa, G.: Technical note: The Lagrangian particle dispersion model FLEXPART version 6.2, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 2461–2474, <https://doi.org/10.5194/acp-5-2461-2005>, 2005.
- Thuburn, J. and Craig, G. C.: On the temperature structure of the tropical stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 107, 4017, <https://doi.org/10.1029/2001JD000448>, 2002.
- Tissier, A. S.: Transport au niveau de la tropopause tropicale et convection, PhD thesis, Laboratoire de météorologie dynamique, Université Pierre et Marie Curie – Paris VI, France, 2016.
- Thompson, A. M.: SHADOZ Southern Hemisphere Additional Ozonesondes, NASA/Goddard Space Flight Center, available at: <https://tropo.gsfc.nasa.gov/shadoz/Reunion.html>, last access: 17 July 2020.
- Thompson, A. M., Witte, J. C., McPeters, R. D., Oltmans, S. J., Schmidlin, F. J., Logan, J. A., Fujiwara, M., Kirchhoff, V. W. J. H., Posny, F., Coetzee, G. J. R., Hoegger, B., Kawakami, S., Ogawa, T., Johnson, B. J., Vömel, H., and Labow, G.: Southern Hemisphere Additional Ozonesondes (SHADOZ) 1998–2000 tropical ozone climatology 1. Comparison with Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) and ground-based measurements, *J. Geophys. Res.*, 108, 8238, <https://doi.org/10.1029/2001JD000967>, 2003.
- Thompson, A., Witte, J., Sterling, C., Jordan, A., Johnson, B., Oltmans, S., Fujiwara, M., Vömel, H., Allaart, M., Piters, A., Coetzee, G. J. R., Posny, F., Corrales, E., Diaz, J., Félix, C., Komala, N., Lai, N., Maata, M., Mani, F., and Thiongo, K.: First Reprocessing of Southern Hemisphere Additional Ozonesondes (SHADOZ) Ozone Profiles (1998–2016). 2. Comparisons with Satellites and Ground-based Instruments: SHADOZ Data Evaluation, *J. Geophys. Res.*, 122, 13000–13025, <https://doi.org/10.1002/2017JD027406>, 2017.
- Vömel, H., Barnes, J. E., Forno, R. N., Fujiwara, M., Hasebe, F., Iwasaki, S., Kivi, R., Komala, N., Kyrö, E., Leblanc, T., Morel, B., Ogino, S. Y., Read, W. G., Ryan, S. C., Saraspriya, S., Selkirk, H., Shiotani, M., Canossa, J. V., and Whiteman, D. N.: Validation of Aura Microwave Limb Sounder water vapor by balloonborne Cryogenic Frost point Hygrometer measurements, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 112, D24S37, <https://doi.org/10.1029/2007JD008698>, 2007.
- Vömel, H., Naebert, T., Dirksen, R., and Sommer, M.: An update on the uncertainties of water vapor measurements using cryogenic frost point hygrometers, *Atmos. Meas. Tech.*, 9, 3755–3768, <https://doi.org/10.5194/amt-9-3755-2016>, 2016.
- Wang, Y., Jacob, D. J., and Logan, J. A.: Global simulation of tropospheric O₃-NO_x-hydrocarbon chemistry. 3. Origin of tropospheric ozone and effects of nonmethane hydrocarbons, *J. Geophys. Res.*, 103, 10757–10767, 1998.
- Wheeler, M. C. and Hendon, H. H.: An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction, *Mon. Weather Rev.*, 132, 1917–1932, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2004\)132<1917:AARMMI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132<1917:AARMMI>2.0.CO;2), 2004.
- Witte J. C., Thompson, A. M., Smit, H. G. J., Fujiwara, M., Posny, F., Coetzee, G. J. R., Northam, E. T., Johnson, B. J., Sterling, C. W., Mohammed, M., Ogino, S.-Y., Jordan, A., daSilva, F. R., and Zainal, Z.: First reprocessing of Southern Hemisphere Additional Ozonesondes (SHADOZ) profile records (1998–2015) 1: Methodology and evaluation, *J. Geophys. Res.*, 122, 6611–6636, <https://doi.org/10.1002/2016JD026403>, 2017.
- Witte, J. C., Thompson, A. M., Smit, H. G. J., Vömel, H., Posny, F., and Stuebi, R.: First reprocessing of Southern Hemisphere Additional Ozonesondes (SHADOZ) Profile Records. 3. Uncertainty in ozone profile and total column, *J. Geophys. Res.*, 123, 3243–3268, <https://doi.org/10.1002/2017JD027791>, 2018.
- Yoo, S. H., Yang, S., and Ho, C. H.: Variability of the Indian Ocean sea surface temperature and its impacts on Asian-Australian monsoon climate, *J. Geophys. Res.*, 111, D03108, <https://doi.org/10.1029/2005JD006001>, 2006.
- Young, A. H., Bates, J. J., and Curry, J. A.: Application of cloud vertical structure from CloudSat to investigate MODIS-derived cloud properties of cirriform, anvil, and deep convective clouds, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 118, 4689–4699, <https://doi.org/10.1002/jgrd.50306>, 2013.

CHAPITRE 5.

MODÉLISATIONS MÉSO-ÉCHELLES DU CYCLONE TROPICAL ENAWO (2017)

Sommaire

5.1	Présentation des simulations du cyclone tropical Enawo (2017)	93
5.1.1	Motivation des simulations	93
5.1.2	Présentation du cas d'étude Enawo (2017)	95
5.2	Etude de la sensibilité à la définition du domaine	97
5.3	Etude de la sensibilité aux paramètres physiques et à la résolution horizontale	99
5.3.1	Tests sur les distributions de SST en forçage du cyclone Enawo.	100
5.4	Simulations avec domaines imbriqués	103
5.5	Amélioration de la représentation de l'intensification et des précipitations.	106
5.5.1	Présentation des simulations de référence	106
5.5.2	Intensification du cyclone ENAWO dans la simulation océan-atmosphère	109
5.5.3	Amélioration des précipitations dans les simulations à haute résolution	111
5.5.4	Distribution des nuages convectifs	112
5.5.5	Validation des simulations à l'aide de mesures sous ballon	114
5.5.6	Le transport de vapeur d'eau dans la TTL, influence des résolutions verticale/horizontale	115
5.6	Conclusions	117

Présentation des simulations du cyclone tropical Enawo (2017)

Motivation des simulations

Dans le chapitre précédent, nous avons démontré que les cyclones du sud-ouest de l'océan Indien pouvaient influencer la chimie (ozone/vapeur d'eau) de la haute troposphère tropicale à l'aide d'observations quasi-hebdomadaires (en ozone) ou quotidiennes (radiosondages météorologiques) de l'île de La Réunion. Les mesures par radiosondages météorologiques dont nous disposons ne permettent pas de comprendre complètement les mécanismes du transport convectif vers la TTL (14-20 km) par les cyclones tropicaux. Le temps du transport convectif en TTL par les cyclones est plutôt court (autour de l'heure) et nécessite des données sur une durée équivalente. De plus, les mécanismes mis en jeu lors du transport induisent des phénomènes de

changement de phase de la vapeur d'eau qui ne sont pas mesurés par des sondes météorologiques. Lors de la campagne de mesure CONCIERTO, des mesures de détrainement convectif ont été observées en TTL. Certaines mesures coïncident avec des épisodes cycloniques dans le bassin du sud-ouest de l'océan Indien (Evan et al., 2020). En particulier, le détrainement mesuré lors de l'intensification du cyclone tropical Enawo (2017), qui fût le cyclone le plus intense de l'hémisphère sud en 2017, a retenu notre attention.

En complément de l'observation CFH qui s'est faite à environ 900 km du centre convectif du cyclone Enawo, on a choisi de réaliser des simulations méso-échelles afin de comprendre le transport de vapeur d'eau observé par la sonde CFH. Le choix de l'approche méso-échelle se justifie par plusieurs points. D'abord, l'échelle d'un système cyclonique (rayon entre 300 et 500 km) rend très coûteuse les simulations LES (résolutions inférieures à 500 m). Les simulations à plus de 10 km de résolution ne permettent pas de représenter fidèlement les processus de transport en TTL (échelle kilométrique) associés à la convection. Les simulations méso-échelles sont donc un bon compromis pour résoudre la dynamique et la microphysique d'un cyclone tropical. Pianezze et al. (2018) ont développé un couplage océan-vague-atmosphère pour améliorer la représentation du cycle d'intensification des cyclones, d'émission de sel marin, et l'évolution des champs océaniques par Meso-NH/CROCO. Les résultats des simulations sont très intéressantes, avec des cycles d'intensification cyclonique fidèles aux observations et un refroidissement océanique sous le système convectif qui est cohérent avec les observations.

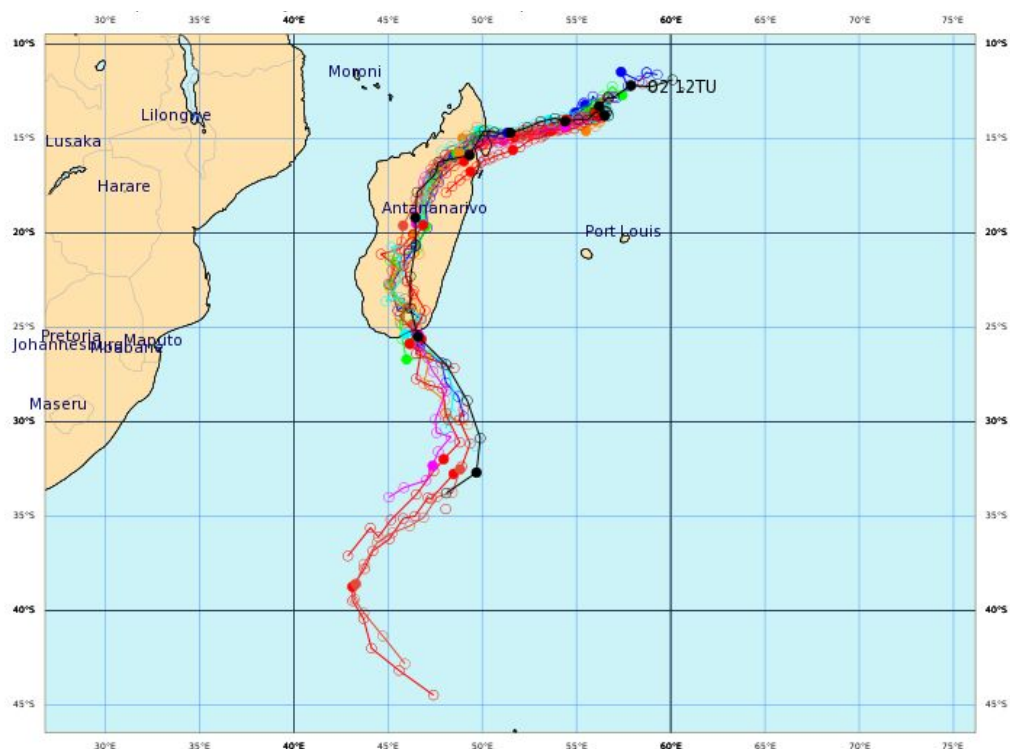


FIGURE 5.1 – Ensemble des prévisions opérationnelles sur 4 jours de la trajectoire d'ENAWO entre le 2 mars 12 UTC et le 11 mars 06 UTC issues du CEPMMT. Les trajectoires sont estimées à partir du minimum de pression au niveau de la mer. En noir la best track du CMRS.

Comme on a pu le voir, les cyclones tropicaux sont des systèmes convectifs difficiles à

observer (chapitre 2), mais ils sont également difficiles à reproduire avec les modèles atmosphériques à méso-échelle (Pianezze et al., 2018; Allison et al., 2018; Preston et al., 2019). En effet, les conditions atmosphériques en haute mer sont difficiles à prévoir à cause du manque d'observations dans l'atmosphère au-dessus des océans. Au vu de la sensibilité des modèles aux conditions initiales, avoir une bonne représentation de la dynamique globale est une condition favorable pour la simulation de systèmes méso-échelles. En augmentant le temps de simulation, on augmente également les sources d'erreurs des champs atmosphériques simulés par rapport aux observations. Ces erreurs viennent du caractère chaotique (grande sensibilité aux conditions initiales) des équations gouvernant la dynamique atmosphérique. Pour pallier à ces difficultés, Allison et al. (2018) ainsi que Preston et al. (2019) ont eu recours à l'assimilation de données atmosphériques issues de modèles globaux pour améliorer la dynamique des cyclones tropicaux dans leurs simulations (méthode dite de nudging). L'étude de la représentation des nuages convectifs, des champs de vents à 850 hPa et à 150 hPa dans les analyses opérationnelles du CEPMMT nous a conforté dans notre choix sur la modélisation du cyclone Enawo. La Figure 5.1 montre que les trajectoires du cyclone Enawo, estimées par le produit opérationnel du CEPMMT sont fidèles à la best track de Météo-France. On en conclut que les conditions synoptiques menant à la formation du cyclone tropical Enawo sont bien représentées par le modèle du CEPMMT.

Avant de focaliser l'étude sur le transport de vapeur d'eau en TTL par le cyclone Enawo dans le chapitre 6, on présente ici les simulations réalisées afin de reproduire le plus fidèlement possible la dynamique d'intensification et la structure du cyclone. Le chapitre présente dans un premier temps les simulations à basse résolution (10 km de résolution) qui nous ont permis de tester l'influence du domaine et des champs de températures océaniques sur la trajectoire et l'intensification d'Enawo. Nous avons ensuite diminué la résolution dans des simulations (5 km et 2 km) et étudié les précipitations de simulations utilisant la technique de domaines imbriquées, le rôle de la résolution verticale et l'apport d'un couplage océan-atmosphère. Les simulations ont été réalisées sur le supercalculateur OCCIGEN du CINES (Centre Informatique National de l'Enseignement Supérieur).

Présentation du cas d'étude Enawo (2017)

Enawo est un cyclone tropical qui s'est formé après un épisode de MJO sur le bassin de l'océan Indien (Sous-sections 1.5.2 ; 1.3.3). Suite à une perturbation tropicale au nord-est de l'île Maurice (le 1 mars 2017), une circulation cyclonique s'organise jusqu'au 2 mars 2017, date à laquelle la tempête tropicale Enawo est nommée par le CMRS (Centre Météorologique Régional Spécialisé). Le fort cisaillement vertical (différence de vents en haute troposphère et basse troposphère) va ralentir l'intensification et la propagation de la tempête tropicale sur les premiers jours. En particulier, entre le 3 mars 12 UTC et le 4 mars 18 UTC, la tempête Enawo est stationnaire et son intensification est très lente. Le vent moyen maximum sur 10 minutes ($V_{10\text{min}}$) passe de 60 à 85 km.h⁻¹ en 30 heures. Enawo devient ensuite une forte tempête tropicale à la fin de la journée du 4 mars ($V_{10\text{min}}=95$ km.h⁻¹), avec des observations de nuages très froids au centre du système. Un cycle de reformation du mur de l'œil commence à la fin du 4 mars et se termine le 5 mars vers 12 UTC. Le cyclone se renforce dans la journée du 5 mars et reprend sa propagation ouest sud-ouest, devenant un cyclone tropical avec $V_{10\text{min}}=120$ km.h⁻¹ et une pression minimale au centre (P_m) de 970 hPa. Enawo aborde la côte nord-est de Madagascar par la région Sava le 7 mars autour de 9 h 30 UTC, juste après avoir atteint son

pic d'intensité de cyclone tropical très intense avec $V_{10\min}$ atteignant 250 km.h^{-1} (des rafales à 285 km.h^{-1}) et P_m de 925 hPa. Il fût ainsi le cyclone le plus puissant à frapper Madagascar depuis Gafilo en mars 2004. Enawo est également le plus puissant cyclone de la saison cyclonique 2016-2017 dans l'hémisphère sud. Enawo s'affaiblit rapidement en raison de l'interaction avec la surface de l'île de Madagascar. Enawo est classé comme dépression tropicale sur terre dans la matinée du 8 mars et accélère vers le sud de l'île de Madagascar jusqu'au 9 mars. Enawo émergea finalement sur l'océan Indien le 9 mars en fin de journée, considéré comme une dépression post-tropicale par Météo-France en raison de sa forme asymétrique et de son faible développement vertical.

Alors que le cyclone Enawo est en pleine phase d'intensification (6 mars 2017 à 00 UTC), une dépression tropicale s'organise à environ 2500 km à l'est d'Enawo. La tempête Fernando va s'intensifier lentement (avec $V_{10\min}=45 \text{ km.h}^{-1}$ et $P_m = 1000 \text{ hPa}$ le 7 mars) avant l'attérisage d'Enawo sur les côtes de Madagascar.

Precipitation between the 02 and the 10 march 2017

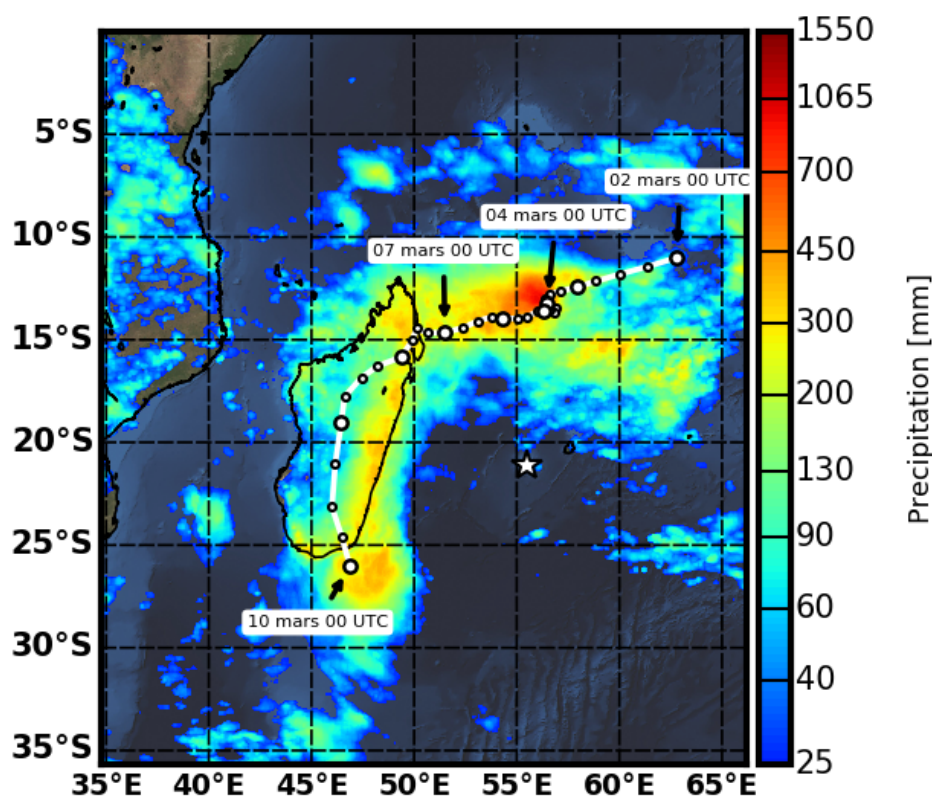


FIGURE 5.2 – Précipitation cumulée du cyclone tropical Enawo, entre le 2 et le 10 mars 2017. Les données sont issues du satellite GPM (sous-section 3.1.3). En blanc la best track du cyclone tropical Enawo issue des analyses du CMRS, avec un point toutes les 6 heures (00, 06, 12 et 18 UTC). Les grands ronds blancs au contour noir représentent le début de chaque jour (00 UTC).

Au cours de son cycle de vie, Enawo parcourt le bassin avec une trajectoire parabolique représentative des cyclones du bassin sud-ouest de l'océan Indien (Ho et al., 2006). En quelques jours, l'intensité du cyclone passe de tempête tropicale à cyclone tropical très intense. Le large spectre d'intensité parcouru par Enawo (de tempête tropicale à cyclone tropical intense) en fait

un cyclone intéressant à étudier pour comprendre l'impact de l'intensification d'un système sur le transport en vapeur d'eau en TTL. Dans la nuit du 5 mars, le cycle de remplacement du mur de l'œil d'Enawo est cependant difficile à reproduire, d'autant plus qu'il n'est pas reproduit par les analyses du CEPMMT.

Etude de la sensibilité à la définition du domaine

Pour tester la sensibilité de la représentation de la trajectoire et de l'intensité du cyclone Enawo à la définition géographique du domaine, une résolution horizontale relativement basse ($10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$) a été choisie pour l'ensemble des simulations. Ceci a permis de tester les différentes configurations de domaines qui sont présentées sur la figure 1.

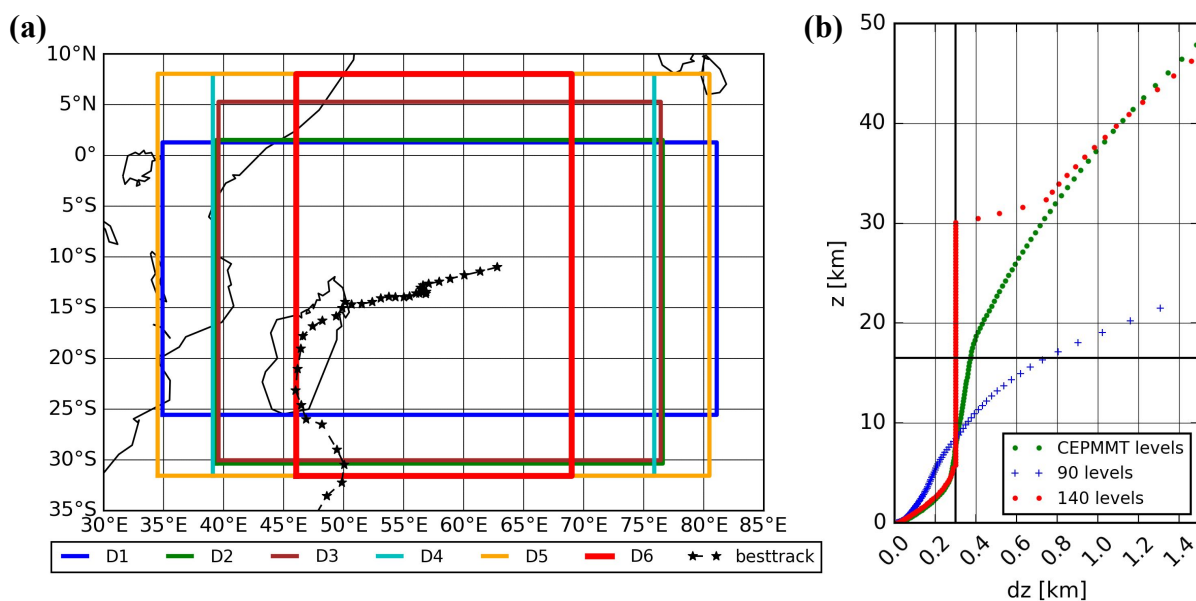


FIGURE 5.3 – (a) Présentation des différents domaines des simulations étudiés dans cette section. (b) Les niveaux verticaux du modèle en fonction de la maille verticale. En bleu pour les simulations Meso-NH, en rouge la grille verticale du modèle Arome océan Indien (2017) qui sera utilisée dans la section 5.5, et en vert la résolution des champs d'analyse du CEPMMT utilisés pour l'initialisation des simulation Meso-NH.

Au total, une dizaine de simulations ont été produites, testant 6 domaines différents avec une taille de grille variant de 250×450 à 500×500 points (cf Figure 1). Des tests sur la sensibilité du modèle au nombre de niveaux verticaux ont été faits en amont du projet. Pour l'ensemble des tests, 140 niveaux verticaux ont été utilisés pour obtenir la résolution verticale nécessaire (300 m) pour représenter correctement la structure de la TTL et améliorer la représentation et la propagation des ondes de gravité générées par la convection. Selon Evan et al. (2013), il est nécessaire d'avoir une résolution verticale de moins de 500 m jusqu'à la stratosphère et d'avoir une couche absorbante suffisamment épaisse ($\sim 20 \text{ km}$) pour bien prendre en compte la dissipation de ces ondes au sommet du modèle. La couche absorbante s'étale de 30 km à 50 km avec 17 niveaux (résolution entre 400 m et 1,3 km). La Figure 5.3b montre la grille verticale utilisée dans les simulations avec 140 (rouge) ou 90 (bleu) niveaux verticaux.

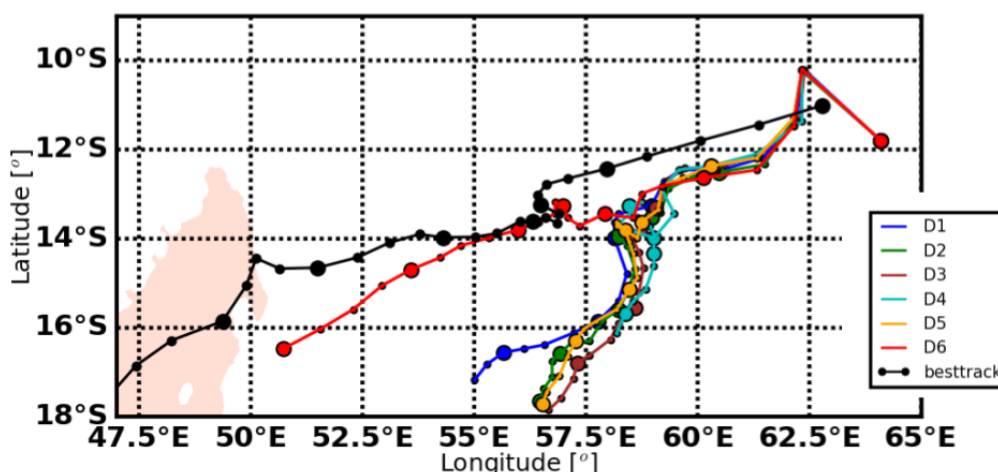


FIGURE 5.4 – Trajectoires du cyclone tropical Enawo obtenues dans les simulations Meso-NH et les données de la best track du CMRS. La trajectoire est définie en calculant le minimum de pression au niveau de la mer dans les simulations sur les domaines D1 à D6. Les trajectoires des simulations sont pour la période du 2 mars 2017 à 00 UTC au 7 mars 2017 à 00 UTC. La best track, en noir, s'étend du 2 mars 00 UTC au 8 mars 12 UTC. Un point toutes les 6 heures (00, 06, 12 et 18 UTC) avec un grand rond au contour noir au début de chaque jour (00 UTC).

La Figure 5.4 présente la trajectoire du cyclone Enawo issue des données best track du CMRS et la trajectoire simulée par Meso-NH avec différentes définitions de domaines (de D1 à D6, cf Figure 5.3a). Pour choisir l'étendue géographique des domaines testés, nous avons analysé les champs de vent des analyses du CEPMMT, les cartes de couverture nuageuse du satellite géostationnaire Météosat-7 et les bulletins cycloniques de Météo-France. Ceux-ci soulignent la présence d'une perturbation (nommée Fernando le 5 mars), se formant partiellement du 2 au 3 mars qui semble alimenter en basse couche Enawo en masses d'air humide à l'est d'Enawo. Les domaines D1, D2, D3, D4 et D5 sont définis avec une limite à l'est qui varie entre 70°E et 80°E. Ceci permet d'inclure l'influence de la perturbation Fernando sur le développement du cyclone tropical Enawo. La trajectoire du cyclone Enawo, en utilisant ces domaines, diverge vers le sud par rapport à la best track. Une analyse des champs de précipitations mesurés par le satellite GPM montre que la limite est de ces domaines (D1, D2, D3, D4 et D5) coupe au centre la perturbation Fernando, située vers 75°E autour du 3 mars (Figure 5.5). La dynamique de cette perturbation ne peut donc pas être proprement résolue par Meso-NH avec un bord est entre 70°E et 80°E.

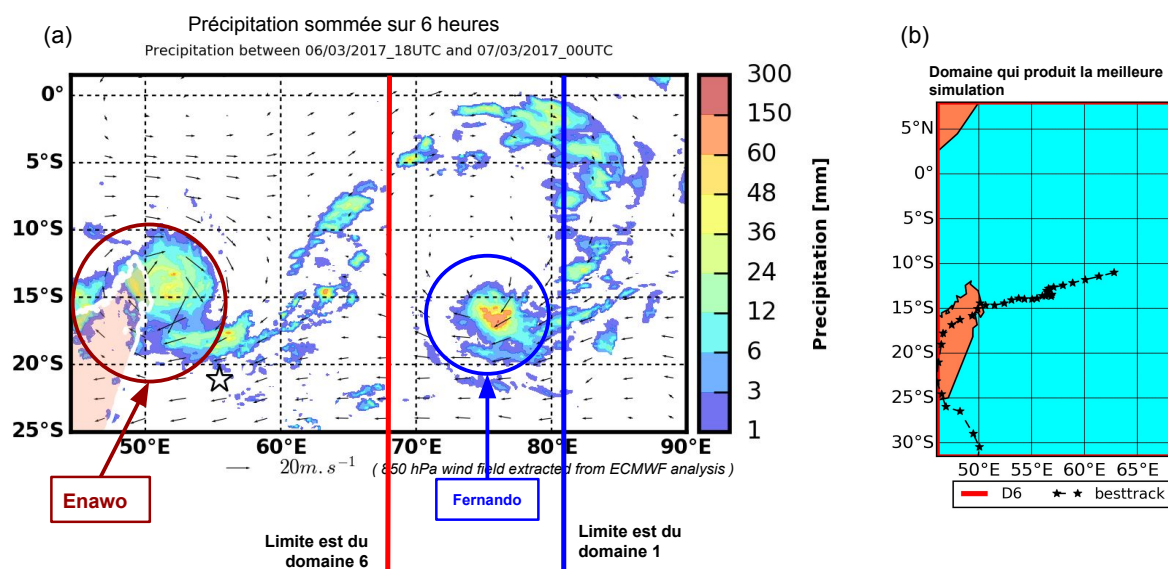


FIGURE 5.5 – Droite : Précipitations cumulées pendant 6 heures, entre le 6 mars 2017 à 18 UTC et le 7 mars à 00 UTC dans le bassin sud-ouest de l’océan Indien. Les précipitations sont calculées à partir des données du satellite GPM (sous-section 3.1.3). Les deux systèmes sont ici clairement définis avec Enawo centré sur 12,5°S/62,5°E et Fernando sur 17°S/75°E. Une large bande précipitante connecte les deux systèmes. Gauche : Domaine D6 et trajectoire issue de la best track d’Enawo.

Utiliser un domaine plus grand pour simuler les deux systèmes Enawo et Fernando aurait été trop coûteux en terme d’heures de calcul. Ainsi, nous avons défini un domaine D6 avec un bord est à 68°E pour que la perturbation Fernando soit en dehors du domaine de simulation de Meso-NH, mais pour que les analyses de l’CEPMMT qui fournissent les conditions aux limites (vent, température, humidité) puissent toujours apporter l’influence de Fernando (flux d’humidité) sur le développement d’Enawo. L’influence de Fernando sur la dynamique d’Enawo est donc fournie à la limite est du domaine D6 par les analyses du CEPMMT. En utilisant le domaine D6, la trajectoire simulée est nettement plus proche de la best track que les autres domaines (cf. Figure 5.4). Cette première partie nous a permis de trouver la définition optimale d’un domaine père dans la simulation Meso-NH pour travailler par la suite avec des domaines imbriqués.

Etude de la sensibilité aux paramètres physiques et à la résolution horizontale

La première partie a permis de définir le domaine père qui sera utilisé pour la suite de l’étude. Initialement prévu autour de 500×500 points (les domaines D3 ou D5), le domaine père est réduit à un domaine de 250×500 points (domaine D6), ce qui permet une plus grande liberté sur le temps de calcul pour tester la sensibilité de la simulation à certains paramètres physiques. Après avoir obtenu une trajectoire du cyclone cohérente avec la best track, l’amélioration des simulations se focalise sur l’intensification du système Enawo. La température de surface

de l'océan (SST) conditionne le potentiel énergétique disponible aux cyclones tropicaux. Nous avons donc testé la sensibilité des simulations à différents champs de SST.

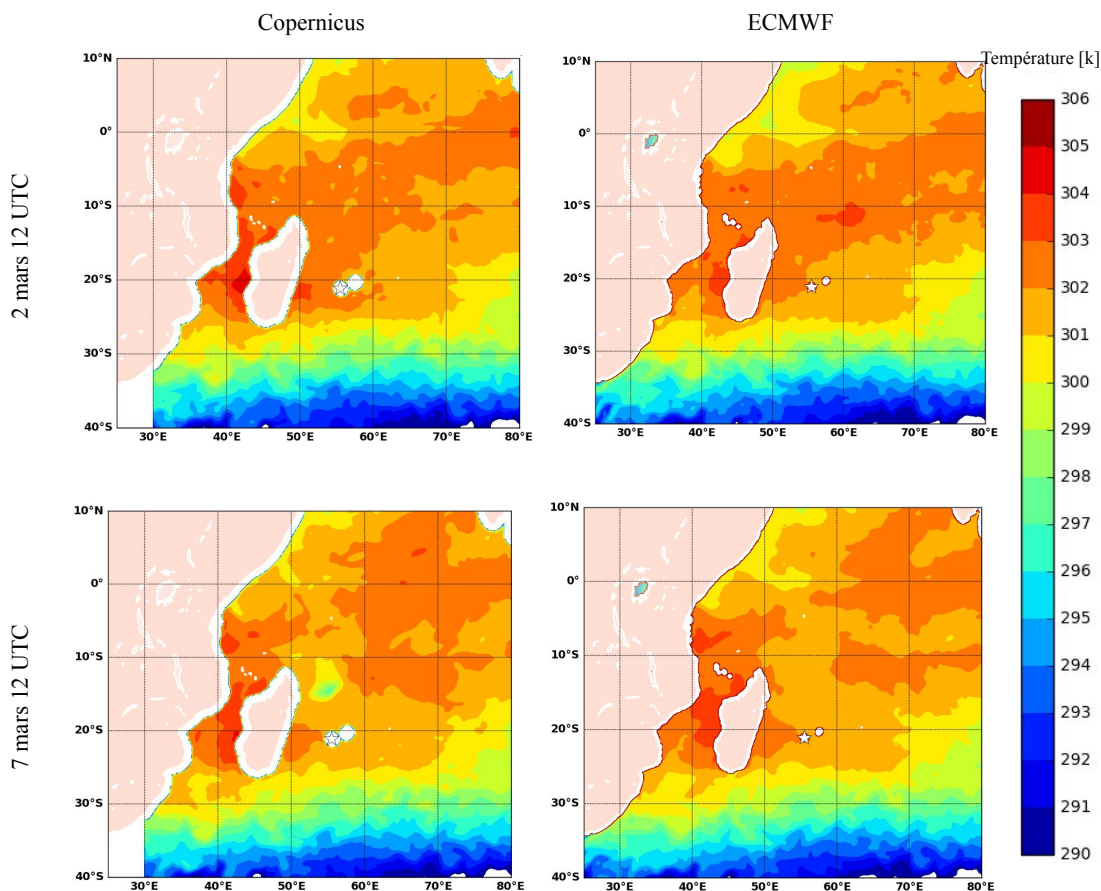


FIGURE 5.6 – Température de la surface de l'océan Indien déterminée par les analyses de Copernicus (European Union's Earth observation programme, à gauche) et CEPMMT (droite). Les données Copernicus sont extraites de https://resources.marine.copernicus.eu/?option=com_csw&view=details&product_id=GLOBAL_ANALYSISFORECAST_PHY_CPL_001_015 et calculées avec le modèle océanique NEMO 3.4 et l'assimilation de champs de surface. Les données de SST du CEPMMT sont également calculées avec le modèle océanique NEMO 3.4 (Nucleus for European Modelling of the Ocean) mais via un couplage océan-vague-atmosphère.

Tests sur les distributions de SST en forçage du cyclone Enawo.

La simulation T1 utilise une SST fixe tout au long de la simulation (SST des analyses opérationnelles du CEPMMT du 2 mars à 00 UTC). Ce sera également une contrainte pour les simulations avec domaines imbriqués, qui ne permet pas une mise à jour de la SST. Ensuite, deux simulations avaient un champ de SST mis à jour toutes les 6 heures (T2 et T3). La première utilise une SST extraite de l'analyse du CEPMMT (à ~ 9 km de résolution), en accord avec les conditions aux limites du domaine (simulation T2). La seconde simulation utilise la SST extraite du centre européen Copernicus (25 km de résolution, simulation T3). Les deux champs de SST viennent du modèle NEMO 3.4 (Nucleus for European Modelling of the Ocean) et contiennent l'assimilation d'observations satellitaires (e.g. du satellite MODIS) et in situ (e.g.

bouées, bateaux). Les champs océaniques extraits de l'analyse CEPMMT viennent de simulations couplées entre le modèle atmosphérique et le modèle océanique NEMO 3.4. Les champs de SST du début et de la fin des simulations sont présentés en Figure 5.6.

Caractéristiques					Erreur absolue moyenne	
Nom	Résolu° (km)	Domaine	SST	Niveaux verticaux	Trajectoire (km)	Intensité (hPa)
T1	10 km	D6	fixe	140	167±69	7,4±5,8
T2	10 km	D6	CEPMMT	140	153±69	7,15±5,45
T3	10 km	D6	Copernicus	140	187±74,5	10,2±11,9
T4	5 km	D6	CEPMMT	140	105±50	6,2±5,5

TABLEAU 5.1 – Tableau récapitulatif des simulations T1 à T4. L'erreur absolue moyenne est calculée par rapport aux données de la best track du CMRS. Pour T1, la SST initiale est extraite de l'analyse opératinelle du CEPMMT du 2 mars à 00 UTC.

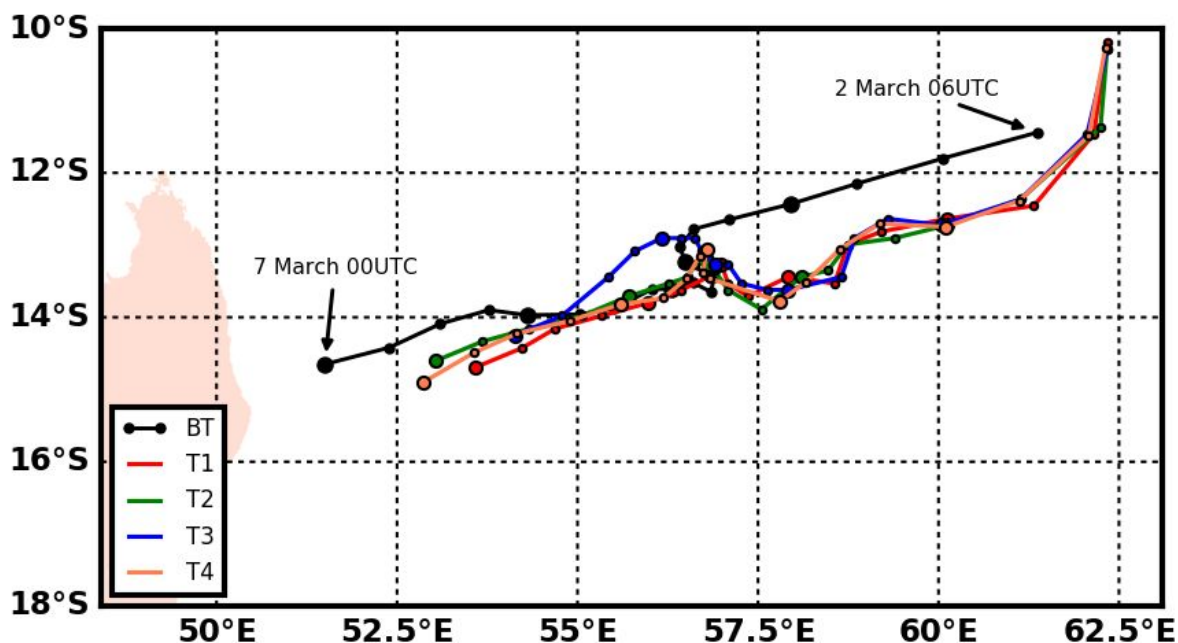


FIGURE 5.7 – Trajectoires du cyclone tropical Enawo simulées avec différents champs de SST pour tester la sensibilité à la SST (T1,T2 et T3), la résolution (T2 à 10 km et T4 à 5km de résolution). Les trajectoires sont présentées pour la période du 2 mars 2017 à 06 UTC au 7 mars 2017 à 00 UTC. En noir la trajectoire calculée dans la best track. Un point toutes les 6 heures (00, 06, 12 et 18 UTC) avec un grand rond au contour noir au début de chaque jour (00 UTC).

Bien que la différence entre les trajectoires des différentes simulations reste minimale (quelques centaines de kilomètres sur la Figure 5.7), une différence notable concerne l'intensification du cyclone. Le minimum de pression au niveau de la mer est un bon indicateur pour estimer l'intensification d'un cyclone. En effet, plus la pression au centre du système est faible, plus les vents du système sont forts. La Figure 5.8 présente l'intensification (diagnostiquée avec le minimum de pression au centre du système) des trois simulations que l'on compare aux données de la best track du CMRS. Sur la Figure 5.7, on note que, pendant la première partie de la simulation

(0 à 42 heures), les trois intensifications sont équivalentes. Par la suite le système continue de se creuser dans les simulations T1 et T2 alors que l'intensification se fait de manière plus progressive dans la simulation T3. L'intensification des simulations T1 et T2 est plus importante que la best track entre 72 et 102 heures. Le 4 mars (72 heures de simulation) correspond à un ralentissement du déplacement du système (cf. Figure 5.7). En comparaison, la première phase de l'intensification du cyclone dans la simulation T3 (jusqu'à 102 heures de simulation) semble plus réaliste que dans les simulations T1 et T2 car sa pression au centre est plus proche de la best track, mais le phénomène d'intensification rapide (après 102 heures) n'est pas représenté par le modèle. Le champ SST fourni par Copernicus qui combine modélisation et assimilation d'observations par bouées et satellites, prend en compte le refroidissement de la SST suite au passage du cyclone Enawo.

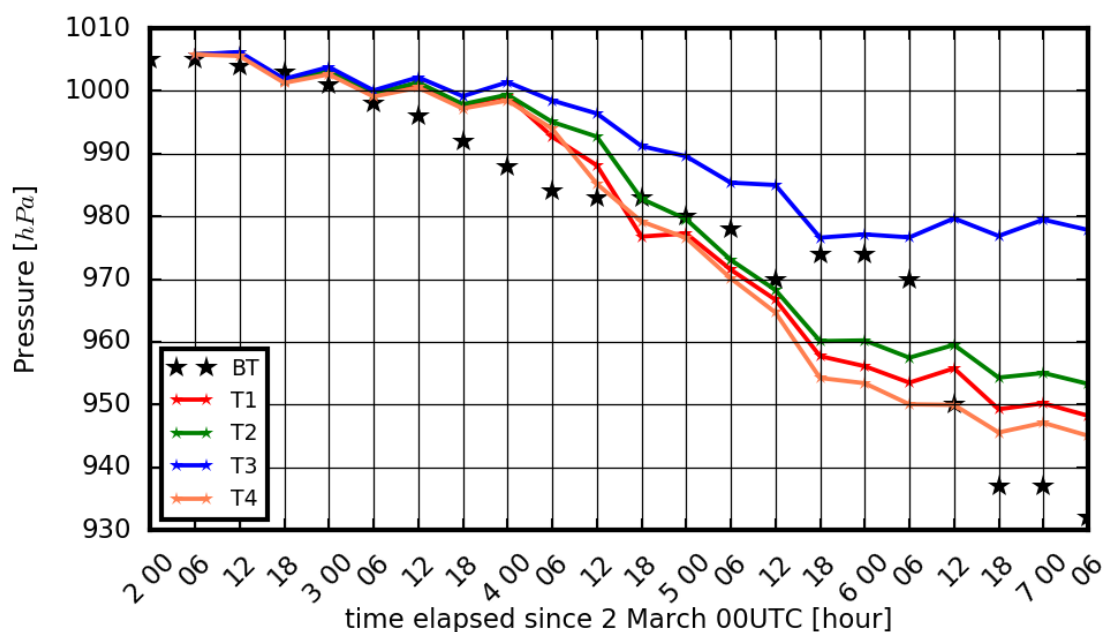


FIGURE 5.8 – Évolution de la pression au centre du système Enawo, représentative de son intensité, en fonction du temps depuis le 2 mars à 00 UTC (début des simulations) et de différentes configurations de Meso-NH : T1 utilise une SST fixe, T2 utilise les champs de SST tirés de l'analyse opérationnelle du CEPMMT, avec une mise à jour toutes les 6 heures et enfin T3 utilise les champs de SST tirés des analyses Copernicus, avec une mise à jour toutes les 6 heures. En noir on trace la pression au centre d'Enawo calculée dans la best track.

On peut supposer que le refroidissement de la SST dans les données Copernicus au passage d'Enawo est surévalué dans la seconde partie de la simulation T3 (après le 4 mars de simulation) ce qui empêche le renforcement du cyclone. Cependant, des études récentes ont mesuré un refroidissement de la SST de l'ordre de 6 K après le passage d'un ouragan (Seroka et al., 2016), en accord avec le refroidissement de la SST calculé par Copernicus pour le cyclone Enawo. Dans les analyses opérationnelles du CEPMMT, il n'y a pas de refroidissement notable de la SST au passage d'Enawo (Figure 5.6). Ainsi, l'énergie disponible en surface étant plus importante, on observe un creusement plus important du système entre le 4 et le 5 mars. Après le 6 mars à 12 UTC, les simulations T1, T2 et T4 sous-estiment l'intensité d'Enawo par rapport à la best track.

L'intensification est quasi-continue dans les simulations T1, T2 et T4, alors que l'observation suggère un arrêt de l'intensification à la fin du 5 mars. Le cycle de remplacement du mur de l'œil du cyclone Enawo est associé à l'arrêt d'intensification du 5 mars et à l'intensification rapide observée le 6 mars. Les simulations Meso-NH n'ont pas reproduit le cycle de remplacement du mur de l'œil d'Enawo. Dans les simulations T1, T2 et T4, le cyclone continue donc son intensification progressive jusqu'au 6 mars. Enfin, nous avons testé la sensibilité à la résolution horizontale en comparant la simulation T2 de 10 km de résolution à une simulation T4 d'une résolution de 5 km. On remarque une légère amélioration de la pression au coeur de l'œil en comparaison de la best track (Figure 5.8) dans la simulation T4 par rapport à la simulation T2 à 10 km.

Simulations avec domaines imbriqués

Caractéristique				Erreur absolue moyenne	
Nom	Domaine père	conv profonde	Niveau verticaux	Trajectoire (km)	Intensité (hPa)
T5	D5	off	140	241±106	4,54±4,9
T6	D6	on	140	164±67	6,87±5,9
T7	D6	off	140	105±50	6,2±5,5

TABLEAU 5.2 – Tableau récapitulatif des simulations T5 à T7. L'erreur absolue moyenne est calculée par rapport à la best track du CMRS.

Dans cette section, l'apport d'un domaine fils est testé pour la simulation du cyclone Enawo. Les simulations ont été effectuées avec deux domaines imbriqués en condition dite de two-way (conditions limites partagées entre le domaine père et le domaine fils) avec une résolution de 2 km pour le domaine fils et de 10 km pour le domaine père. Le domaine fils est de taille suffisamment large (1000 × 800) pour simuler l'ensemble de la trajectoire d'Enawo du 2 au 7 mars. Deux simulations ont été réalisées en utilisant le domaine D6 comme domaine père : une simulation avec le schéma de convection profonde activé (T6) et une sans schéma de convection (T7). Le but était de tester l'influence du schéma de convection sur la dynamique du cyclone (dans le domaine fils). Une simulation T5 a été testée avec le domaine D5 comme domaine père. En utilisant 2 domaines imbriqués avec un domaine fils à 2 km de résolution, les résultats confirment qu'une meilleure résolution horizontale améliore la trajectoire du cyclone Enawo (cf. Figure 5.9).

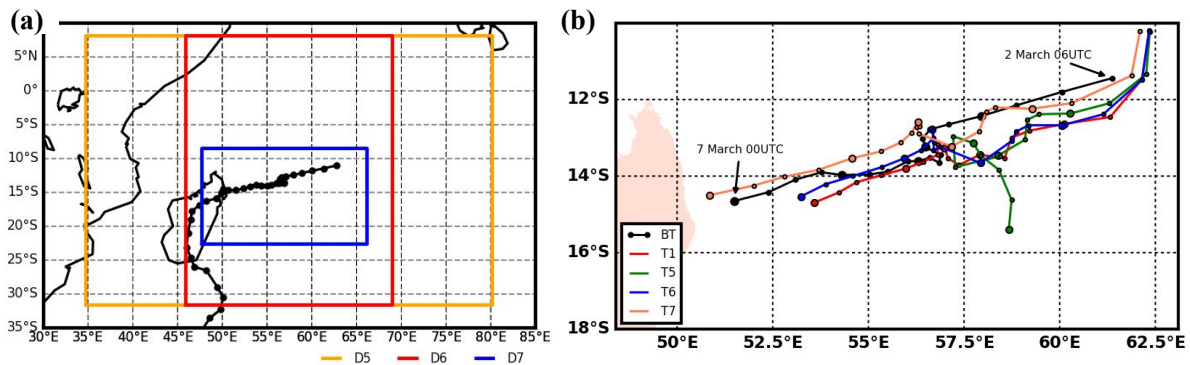


FIGURE 5.9 – (a) Domaines D5 (en jaune), D6 (en rouge) et D7 (en bleu) des simulations présentées en (b). (b) Trajectoires d’Enawo simulées à l’aide de deux domaines imbriqués. Les domaines fils des simulations T5, T6 et T7 ont une dimension de 1000×800 avec une résolution horizontale de 2 km (D7). Le domaine père de T5 est D5, alors que les simulations T6 et T7 ont le domaine D6 comme domaine père. Les trois domaines pères ont une résolution de 10 km. Les trajectoires des simulations sont présentées sur la période du 2 mars 2017 à 06 UTC 7 mars 2017 à 00 UTC. La simulation T5 elle est présentée sur la période du 2 mars 06 UTC au 6 mars 00 UTC. En noir on trace la trajectoire calculée dans la best track. Un point toutes les 6 heures (00, 06, 12 et 18 UTC) avec un grand rond au contour noir au début de chaque jour (00 UTC).

On constate également que la simulation T5 dévie vers le sud, et confirme que le domaine père D6 est le meilleur pour contraindre le domaine fils. Ceci est en accord avec des résultats de la première phase de l’étude, à savoir que le domaine père avec une limite trop à l’est ne permet pas de reproduire une bonne trajectoire d’Enawo. La différence entre les simulations T6 et T7 est marquée dans la première phase d’intensification (avant le 4 mars), avec la trajectoire vers l’ouest jusqu’à $\sim 57,5^\circ\text{E}$ de T7 plus proche de la best track que la trajectoire de T6. Dans la seconde phase d’intensification, les deux trajectoires sont proches de la best track mais la simulation T7 est la seule simulation atteignant une vitesse de propagation comparable aux observations.

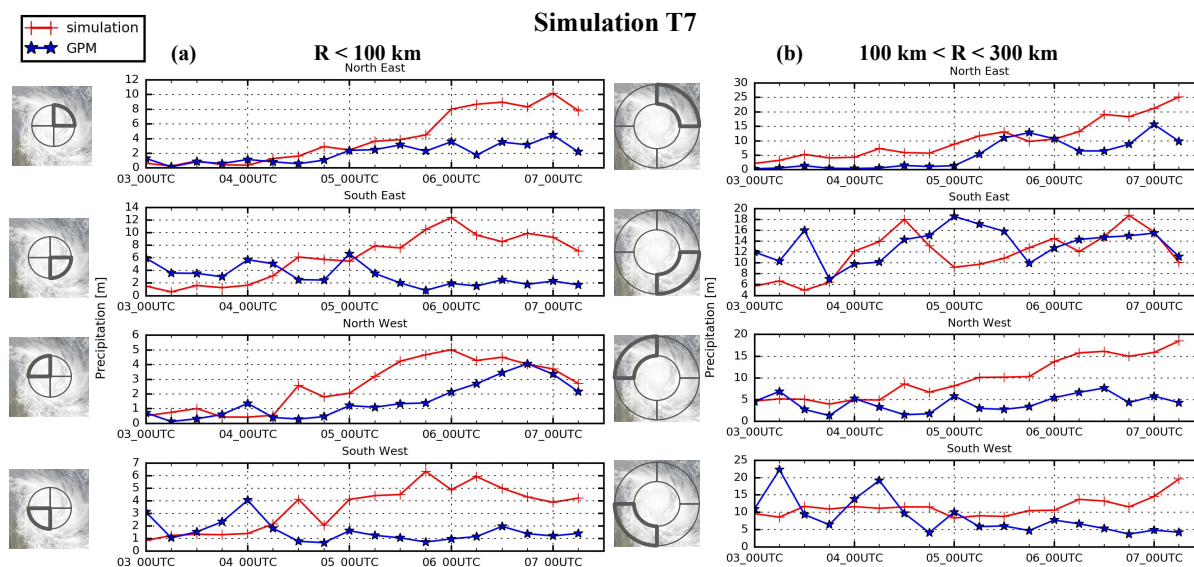


FIGURE 5.10 – Cumul des précipitations par quadrant géographique en fonction du temps, dans les 100 km et entre 100 et 300 km autour de l'œil du cyclone. En bleu la simulation T7, en rouge pour les données satellites GPM. Les données de GPM correspondent au produit IMERGHH qui sont disponibles à une résolution de $0,1 \times 0,1^\circ$ toutes les 1/2 heures. Pour cette comparaison les données des simulations Meso-NH sont interpolées sur la même grille que GPM. Pour la courbe rouge, le centre du cyclone est estimée à partir des données de la best track CMRS. L'échelle verticale varie d'un graphique à l'autre.

La Figure 5.10 montre l'évolution des précipitations par quadrant dans les simulations comparées aux observations de GPM en fonction du temps. Dans la première partie de la simulation (avant le 5 mars), l'amplitude des précipitations est bien simulée (Figure 5.10 avant le 5 mars) entre 0 et 300 km autour de l'œil du cyclone. Après le 5 mars, les précipitations des bandes secondaires (entre 100 km et 300 km) au sud de l'œil du cyclone sont surestimées. Dans le mur de l'œil, on trouve dans les simulations des précipitations jusqu'à 6 fois plus importantes que dans les observations. On peut également noter que la répartition des précipitations est plus symétrique dans la simulation que dans les observations. Des résultats similaires ont déjà été constaté dans les travaux de Hoarau (2018). Dans ses simulations du cyclone Dumile (2012), Hoarau (2018) montre que le schéma microphysique ICE3 pourrait être responsable de cette organisation trop symétrique. Une explication avancée par Hoarau (2018) est que la distribution de noyau de nucléation dans sa simulation n'est pas homogène et dépendante de l'emplacement et de la force des vents de surface. Cet effet pourrait renforcer l'asymétrie des systèmes convectif.

La Figure 5.11 montre les précipitations cumulées sur 5 jours de la simulation T7 d'Enawo (gauche) et les précipitations mesurées par le satellite de GPM (droite) entre le 3 et le 7 mars 2017. On peut constater que la zone avec les précipitations les plus fortes vers $12,5^\circ\text{S}$, 55°E est assez bien représentée dans le domaine fils bien que les précipitations soient légèrement plus fortes que dans les observations GPM. On remarquera qu'il existe une bande secondaire de précipitations vers 15°S , 60°E qui n'est pas représentée dans la simulation Meso-NH. Cette figure montre un étalement des précipitations simulées dans le bassin très important comparé aux observations. Les précipitations provoquées par l'orographie de la côte est de Madagascar sont amplifiées dans les simulations.

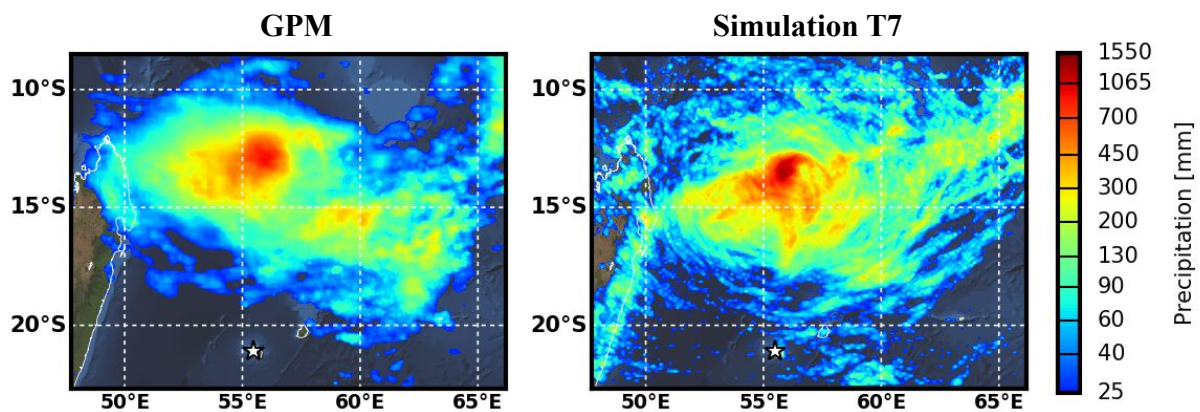


FIGURE 5.11 – Comparaison des précipitations observées par le satellite GPM (à gauche) et des précipitations simulées dans le domaine fils à 2 km (à droite) de T7. Pour cette comparaison les données de Meso-NH sont interpolées sur la grille de GPM. Les précipitations sont cumulées entre le 3 et le 7 mars 2017.

Nous avons aussi testé l'influence du schéma de convection sur la représentation dans le domaine fils (simulation avec schéma convectif activé T6 ou désactivé T7). Cette étude n'a montré aucune réelle amélioration dans la représentation du système Enawo en utilisant le schéma de convection dans le domaine fils. D'ailleurs, l'utilisation du schéma de convection à une résolution de 2 km se situe dans la limite de la cohérence physique du schéma de convection profonde. La consommation en heures de calcul est plus importante en utilisant la technique des domaines imbriqués avec un domaine fils composé de $1000 \times 800 \times 140$ points (T6, T7). Le temps de calcul par simulation d'une semaine d'évolution du cyclone approche 150 000 heures cpu dans les simulations avec 2 domaines imbriqués. Ceci est dû, entre autres, à des difficultés de convergence du solveur de pression quand le système devient très intense (après le 5 mars à 12 UTC).

Amélioration de la représentation de l'intensification et des précipitations.

Présentation des simulations de référence

Les simulations avec domaines imbriqués de la phase 3 ont permis de bien améliorer la trajectoire du cyclone. Cependant, l'intensification du cyclone entre le 5 et 7 mars (Enawo s'intensifie de cyclone à cyclone intense) ainsi que la représentation des précipitations dans le domaine à 2 km restent à être améliorées (Figure 5.10).

Le dernier jeu de simulations qui sera étudié est basé sur trois simulations précédentes (T2, T4 et T7), et trois nouvelles simulations à 2 km de résolution (S4, S5 et S6). L'ensemble est présenté dans le Tableau 5.3.

Caractéristique					EAM	
Nom	Résolu° (km)	Domaine	SST	Niveaux verticaux	trajectoire (km)	intensité (hPa)
S1-(T2)	10 km	D7	CEPMMT	140	167±68	7,4±5,8
S2-(T4)	5 km	D7	CEPMMT	140	141±67	8,0±7,1
S3-(T7)	2 km	D6+D7	CEPMMT	140	105±50	6,2±5,5
S4	2 km	D7	CEPMMT	140	97±54	5,7±5,1
S5	2 km	D7	Couplage	140	87±54	8,9±8,7
S6	2 km	D7	CEPMMT	90	98±51	4,8±4,8

TABLEAU 5.3 – Tableau récapitulatif des simulations de la phase 4. S1 correspond à T2, S2 à T4 et S3 à T7. Nous faisons le choix de renommer T2, T4 et T7 pour plus de cohérence avec le Chapitre 6. L'erreur absolue moyenne (EAM) est calculée par rapport aux données de la best track du CMRS.

Pianezze et al. (2018) ont développé un système couplé Océan-Vague-Atmosphère basé sur le modèle atmosphérique Meso-NH, le modèle océanique Coastal and Regional Ocean Community model (CROCO ; <http://www.croco-ocean.org>) et le modèle de vague WAVEWATCH3. Ce système couplé a été testé pour le cas du cyclone tropical Bėjisa de janvier 2014 et a montré que des simulations à haute résolution (< 5 km) avec le système couplé permettait une bonne représentation de la trajectoire et de l'intensité du cyclone Bėjisa. L'utilisation de la configuration Meso-NH/CROCO/WAVE WATCH3 n'est pas possible lorsqu'on utilise des simulations avec domaines imbriqués. Nous avons donc réalisé une simulation S6 à 2 km de résolution (Simulation S4 dans Tableau 5.3), forcée avec les champs de SST du CEPMMT, sur le domaine fils des simulations imbriquées (domaine D7, Figure 5.12). Nous la définissons comme simulation de référence. Pour faciliter les comparaisons, la simulation couplée est également réalisée avec le domaine D7. Une dernière simulation à 2 km de résolution, mais avec la grille verticale du modèle AROME (Figure 5.3) est présentée ici et discutée dans la sous-section 5.5.6. Le but de la simulation S6, qui a une moins bonne résolution verticale en TTL, est d'évaluer l'effet d'une résolution grossière (~ 1 km) sur les flux de vapeur en TTL.

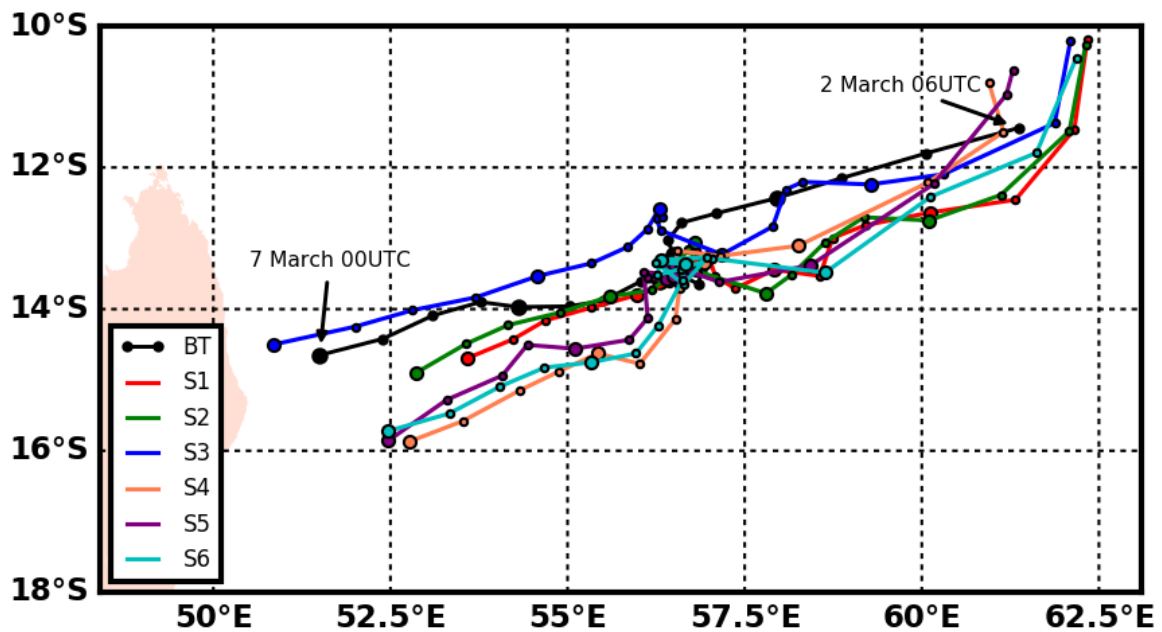


FIGURE 5.12 – Trajectoire des simulations S1 à S6 présentées dans le Tableau 5.3. Les trajectoires sont représentées pour la période du 2 mars 2017 à 06 UTC au 7 mars 2017 à 00 UTC. Un point toutes les 6 heures (00, 06, 12 et 18 UTC) avec un grand rond blanc au contour noir au début de chaque jour (00 UTC).

Comme le suggère le Tableau 5.3 et la Figure 5.12, la trajectoire du cyclone est mieux représentée dans la simulation imbriquée (S4) que pour les autres simulations à hautes résolutions (S3, S5 et S6). Avant le 4 mars, bien que la simulation S3 présente une direction fidèle à la trajectoire de la best track, S3 accumule beaucoup de retard sur les observations. Entre le 4 et le 5 mars, le cyclone arrête sa propagation, la best track et les simulations S4, S5 et S6 sont particulièrement proches. Sur la dernière partie de la simulation, la simulation proposant la trajectoire la plus fidèle est la simulation avec le domaine imbriqué.

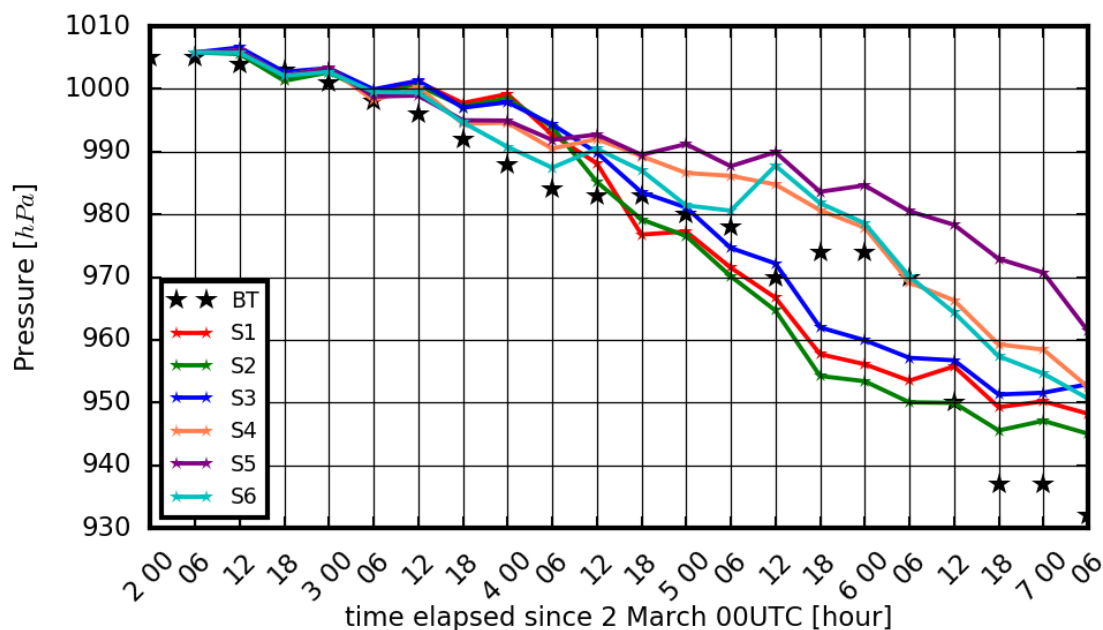


FIGURE 5.13 – Evolution de la pression minimale au niveau de la mer des simulations S1 à S6 présentées dans Tableau 5.3. En noir la pression au niveau de la mer du centre d’Enawo estimé par les services du CMRS.

Sur la Figure 5.13, on remarque que l’intensification du cyclone est fidèlement reproduite pour toutes les simulations jusqu’à la fin du 4 mars. Cependant, l’intensification rapide du système la journée du 6 mars (20 hPa en 18 heures) est particulièrement difficile à reproduire (Figure 5.13). Les simulations ne reproduisant pas le cycle de remplacement du mur de l’œil, les cycles d’intensification sont plus monotones dans les simulations. Il se dégage deux tendances dans la représentation de l’intensification, les simulations S4, S5 et S6 qui s’intensifient rapidement à partir du 5 mars à 00 UTC, et les simulations S1, S2 et S3 qui s’intensifient lentement après le 5 mars 00 UTC. En étudiant les erreurs absolues moyennes dans le Tableau 5.3, on remarque que les simulations S4, S5 et S6 sont plus fidèles aux analyses de la best track CMRS que les simulations S1, S2 et S3. La résolution horizontale à 2 km des simulations S4 à S6 améliore significativement la trajectoire et l’intensification (Tableau 5.3) des cyclones simulés. L’exception de la simulation S3 (domaine fils à 2 km également), dont l’intensification est proche des simulations basse résolution (S1 et S2), montre l’importance du domaine père pour obtenir des simulations réalistes dans le domaine fils.

Intensification du cyclone ENAWO dans la simulation océan-atmosphère

La Figure 5.14 présente le refroidissement océanique simulé par Meso-NH lors du passage d’Enawo. À gauche le champ de SST extrait de l’analyse du CEPMMT à l’instant initial (2 mars 00 UTC), au milieu la température à la fin de la simulation sans couplage (S4), et à droite la SST issue de la simulation océan/atmosphère (S5). En noir, à gauche et au centre, la trajectoire représentée dans la simulation S4. La trajectoire de droite en noir est celle de la simulation S5. Très peu d’observations in situ/satellites permettent d’observer le refroidissement océanique lors de l’intensification des cyclones. L’opacité des nuages engendrés par celui-ci complique

grandement les observations des basses couches par les satellites. Cependant, lorsque le modèle atmosphérique Meso-NH est couplé avec le modèle océanique CROCO, on observe un refroidissement de surface de la mer liée au passage d'Enawo de l'ordre de 6 K. Ce résultat est en accord avec les observations présentées dans l'étude de Seroka et al. (2016). À partir de bouées et de gliders, Seroka et al. (2016) ont mesuré un refroidissement de 6 K à proximité de l'ouragan Irène dans l'Atlantique est (2011).

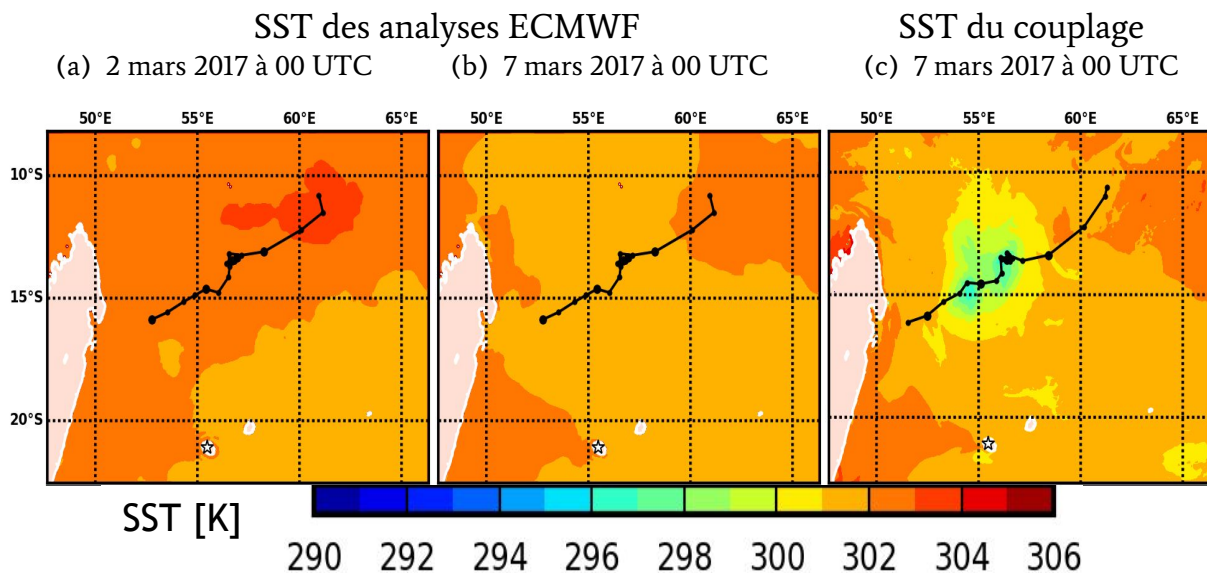


FIGURE 5.14 – (a) SST dans le bassin de l'océan Indien issue des analyses CEPMMT le 2 mars 2017 à 00 UTC. (b) idem que (a) mais le 7 mars 2017 à 00 UTC. (c) SST dans le bassin de l'océan Indien à l'issue de la simulation couplée Meso-NH-CROCO (S5), le 7 mars 2017 à 00 UTC. En noir la trajectoire simulée dans S4 (a) et (b), et la trajectoire simulée dans S5 pour (c).

L'intensité des cyclones est modulée par le refroidissement de la SST comme expliquée dans des études de modélisation précédentes (Pianezze et al., 2018; Seroka et al., 2016). Comme l'océan se refroidit dans la simulation couplée, le cyclone absorbe moins d'énergie de la surface de l'océan et son cycle d'intensification devrait être plus réaliste. Cependant, comme l'intensification du cyclone Enawo est déjà sous-estimée dans les simulations S4 et S6 (c'est-à-dire sans tenir compte du refroidissement de l'océan sous le cyclone), la simulation couplée simule un cyclone moins profond (en pression) que l'analyse des données de la best track du CMRS. Après le 5 mars, le couplage réduit significativement la vitesse d'intensification (Figure 5.13).

Amélioration des précipitations dans les simulations à haute résolution

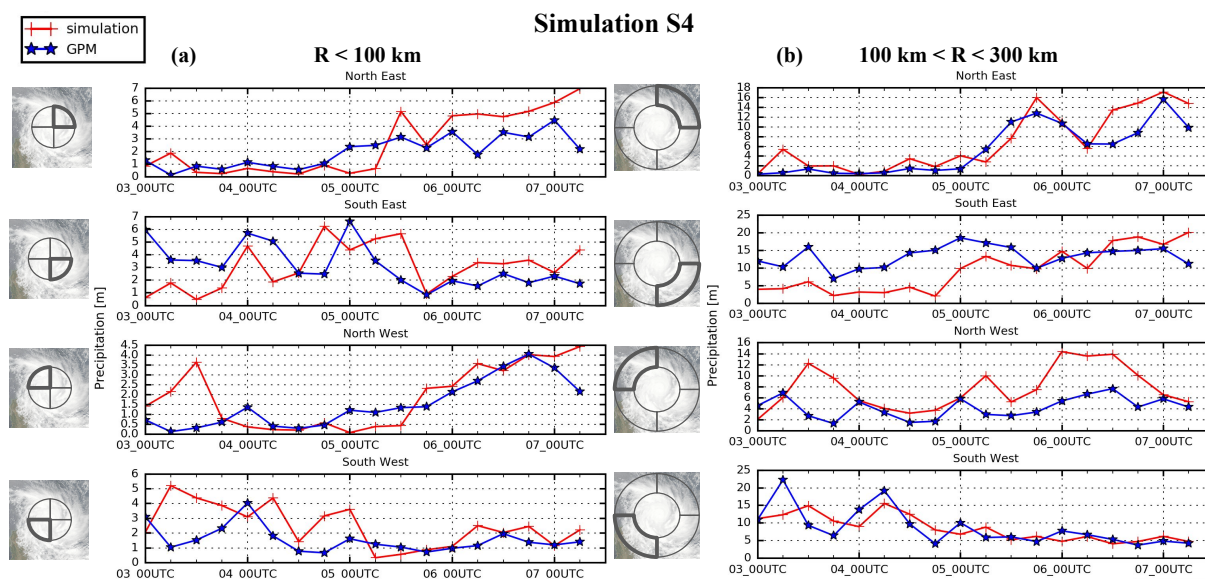


FIGURE 5.15 – Cumul des précipitations par quadrant en fonction du temps, dans une région de 100 km autour de l'œil du cyclone (a) et une région de 100 à 300 km autour de l'œil du cyclone (b). En bleu la simulation S4, en rouge pour les données satellites GPM. Les données de GPM correspondent au produit IMERGHH qui sont disponibles à une résolution de $0,1 \times 0,1^\circ$ toutes les 1/2 heures. Pour cette comparaison, les données des simulations Meso-NH sont interpolées sur la grille de GPM. Pour la courbe rouge, le centre du cyclone est estimé à partir de la best track CMRS. L'échelle verticale peut varier d'un graphe à l'autre.

Une des principales limitations de la simulation avec le domaine imbriqué (S3) est la mauvaise représentation des précipitations (Figure 5.10). Les précipitations du domaine père de S3 présentaient déjà une surestimation des précipitations, certainement provoquée par la résolution explicite de la convection profonde. Les échanges entre les deux domaines imbriqués ont probablement influencé les fortes précipitations observées dans le domaine fils de S3. La Figure 5.15 suggère une amélioration des précipitations dans la simulation S4 par rapport aux résultats précédemment obtenus. Une intercomparaison des précipitations des simulations S4, S5 et S6 a montré des résultats similaires à ceux présentés dans la Figure 5.15. Les précipitations sont bien résolues par le modèle, que ce soit au voisinage direct de l'œil ($R < 100$ km) ou dans les bandes secondaires ($100 \text{ km} < R < 300$ km). Le défaut de symétrie souligné par les Figures 5.10 et 5.11 est atténué dans la simulation S4 (Figure 5.15).

Distribution des nuages convectifs

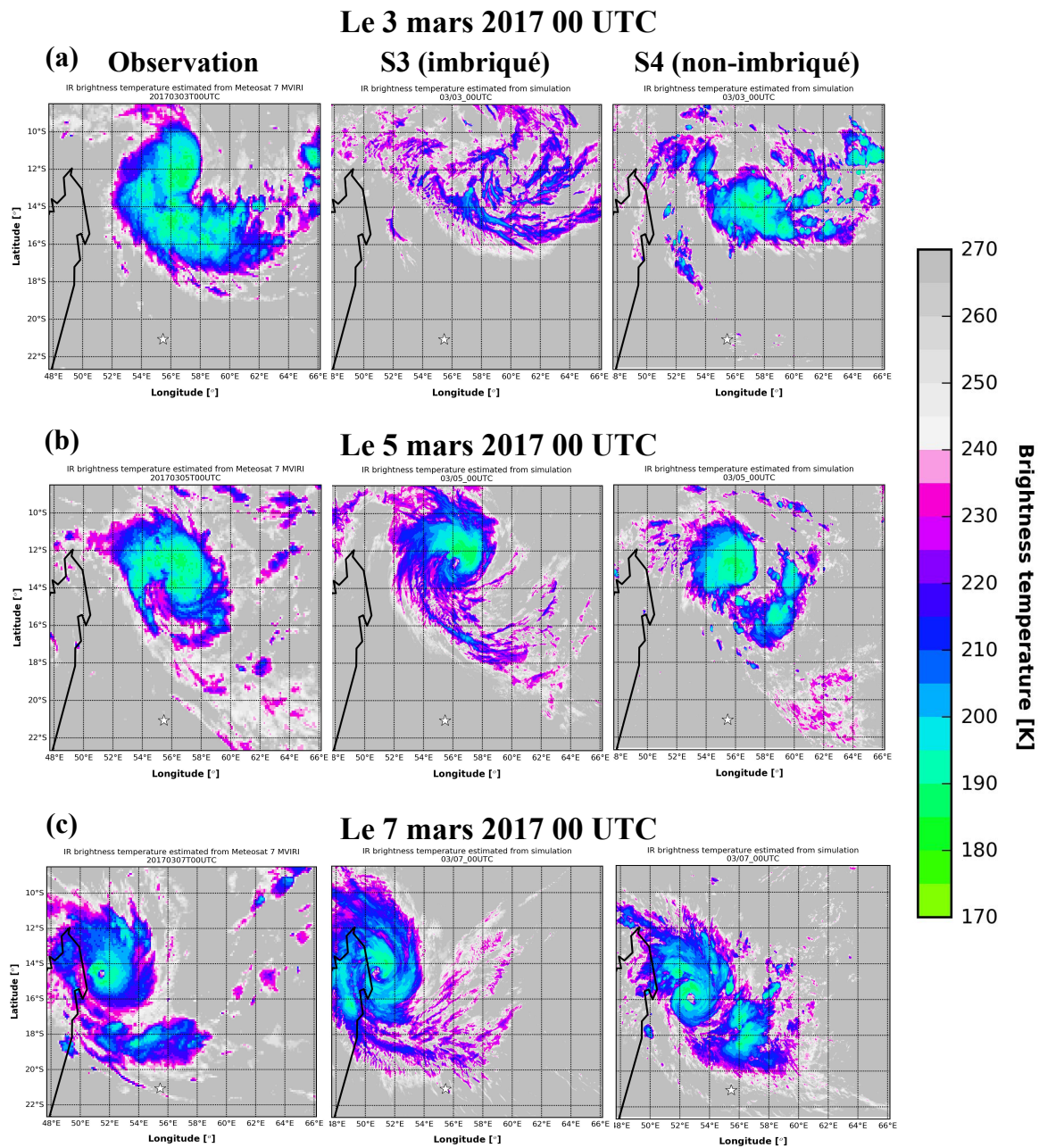


FIGURE 5.16 – Évolution des sommets nuageux estimée à partir de la température de brillance (sous-section 3.1.1) les 3, 5 et 7 mars à 00 UTC (respectivement ligne a, b et c) et, de gauche à droite, pour les observations dans le canal infrarouge du satellite Météosat-7, la simulation S3 et la simulation S4. Les températures de brillance des simulations sont calculées à partir du modèle de transfert radiatif RTTOV-11 (Senf et Deneke, 2017; Saunders et al., 2018).

La Figure 5.16 ci-dessus présente à droite la température de brillance observée dans le canal infrarouge par le satellite Météosat-7 au-dessus du cyclone tropical Enawo, au milieu issue de la simulation S3 et à droite de la simulation S4 pour les 3, 5 et 7 mars 2017 (respectivement lignes a, b et c) à 00 UTC. La simulation S4 d'Enawo (à droite) fournit une représentation assez fidèle

de la hauteur des nuages les plus froids et de leur étendue spatiale mesurée le 3 mars 2017 à 00 UTC (Figure 5.16a). Le centre de la convection semble être correctement localisé ($14^{\circ}\text{S};58^{\circ}\text{E}$) malgré un léger biais sud-est dans la simulation (environ 100 km). La bande convective au nord-est du système est également assez bien reproduite dans la simulation S4. Au contraire, la simulation S3 représente mal l'amas nuageux du cyclone, et seules quelques bandes précipitantes sont visibles. L'amas nuageux au nord-ouest de l'œil d'Enawo est également absent des simulations S4 et S3.

L'amas convectif est fidèlement reproduit par les simulations S4 et S3 le 5 mars 2017 à 00 UTC (Figure 5.16b). Malgré un biais nord-ouest dans la localisation de l'amas dans la simulation S4, l'altitude des nuages et leur étalement sont cohérents avec les observations. La simulation S3 sous-estime l'altitude des nuages profonds et semble en avance sur la formation de l'œil du système.

À la fin de la simulation, le système simulé dans S4 est plus au sud-est que le système observé, avec un décalage qui s'est accentué par rapport au 5 mars. Le biais sud-est entre la simulation S4 et les observations est maximal le 7 mars 2017 à 00 UTC. La symétrie selon un axe nord-ouest/sud-est est plus prononcée dans la simulation S4 bien que les précipitations étudiées précédemment (sous-section 5.5.3) suggéraient une représentation fidèle du transport convectif. La simulation S3 donne quant à elle une bonne représentation de l'altitude des sommets nuageux. La bande convective au sud du système et les nuages profonds au cœur de l'œil sont correctement reproduits. La convection profonde semble cependant être surestimée dans la partie nord du cyclone le 7 mars pour les deux simulations.

La distribution des sommets nuageux simulée par S3 et S4 montre la faculté du modèle à reproduire fidèlement l'altitude du detrainement d'altitude associé au cyclone tropical Enawo. La simulation S4 à 2 km donne des résultats plus réalistes dans l'ensemble de la simulation et sera utilisée dans le chapitre 6 pour l'étude du transport de vapeur d'eau en TTL par le cyclone Enawo.

Nous avons relevé une seconde fois un problème de symétrie dans les simulations d'Enawo. Ce problème peut s'expliquer en partie par l'utilisation du schéma microphysique à 1 moment ICE3 dans les simulations. En effet, une étude récente de Hoarau et al. (2018) pour le cyclone tropical Dumile de janvier 2013 a montré que le schéma microphysique à 1 moment ICE3 produisait des précipitations plus fortes que les observations sur une région concentrée autour de l'œil du cyclone. L'utilisation du schéma microphysique à 2 moments LIMA (Vié et al., 2016) couplée au module d'aérosols ORILAM (Tulet, 2005) permettait d'obtenir une représentation des précipitations du cyclone tropical Dumile qui soit plus asymétrique avec des précipitations plus faibles ($< 4\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$) mieux représentées qu'avec le schéma à 1 moment ICE3. Selon Hoarau et al. (2018), le schéma ICE3 génère quasi exclusivement des épisodes fortement pluvieux ($> 20\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$) et sous-estime les épisodes de faibles précipitations ($< 4\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$). Nous avons initialement prévu d'utiliser le schéma microphysique LIMA couplé au module ORILAM pour les simulations du cyclone tropical Enawo. Cependant, le surcoût lié à l'utilisation du schéma couplé ORILAM/LIMA fût estimé à un facteur 2,6 du temps de calcul par rapport à une simulation avec le schéma ICE3. Étant donné la taille du domaine fils utilisé ($1000 \times 800 \times 140$), l'ajout du schéma couplé ORILAM/LIMA était trop lourd à gérer numériquement.

Validation des simulations à l'aide de mesures sous ballon

Pour valider les profils simulés (vents/température/rapport de mélange en vapeur d'eau) au dessus de l'île de La Réunion, nous utilisons les mesures in situ obtenues par le radiosondage (LM017) du 3 mars 2017 à 18 UTC (section 2.1). Bien que le radiosondage ait été effectué à plus de 900 km du cyclone (Figure 5.17a), il a été possible de mesurer le détrainement convectif en haute troposphère associé à Enawo. Les Figures 5.17b-e comparent les profils simulés et observés de température (5.17b), de rapport de mélange de vapeur d'eau (5.17c) et des vents zonal et méridien (5.17d et e). Au vu des similitudes observées dans les sections précédentes entre les simulations S1, S2 et S3 d'une part et les simulations S4, S5 et S6 d'autre part, la comparaison des simulations avec le radiosondage du 3 mars 2017 se focalisera sur chacun des deux groupes.

La Figure 5.17b souligne un biais froid de 1 K dans la troposphère pour l'ensemble des simulations. Si la structure thermique de la TTL est cohérente avec le profil mesuré, on observe dans les simulations S4, S5 et S6 un important biais chaud (autour de 1 K). Le biais froid en troposphère qui est déjà observé dans les champs de température de l'analyse du CEPMMT utilisée pour l'initialisation (non montré dans ce manuscrit), n'est corrigé par aucune simulation.

L'altitude du détrainement du cyclone Enawo est mesurée dans les Figures 5.17c-e. Autour de 13 km d'altitude, on observe un maximum de vapeur d'eau (Figure 5.17b) venant du nord-est (visible sur les Figures 5.17d et 5.17e). L'altitude du détrainement est assez bien reproduite par les simulations S4 à S6, bien qu'une valeur plus faible dans la vapeur d'eau simulée (82,6 ppmv dans les simulations S4,S5 et S6 contre 246 ppmv observés par la CFH à 12,4 km). Il est intéressant de noter que l'altitude du détrainement observé ici est en accord avec l'altitude moyenne du détrainement de la convection sur le bassin du sud-ouest de l'océan Indien étudié dans le Chapitre 4. Les champs de vent sont très bien reproduits dans toute la troposphère et dans la TTL dans les simulations S4 à S6. Les résultats des simulations S1-S3 sont plus contrastés, avec l'absence d'un maximum local de vapeur d'eau entre 12 et 14 km (Figure 5.17c) et les petites structures des profils de vent zonal/méridien sont moins bien représentées dans la TTL (Figure 5.17d).

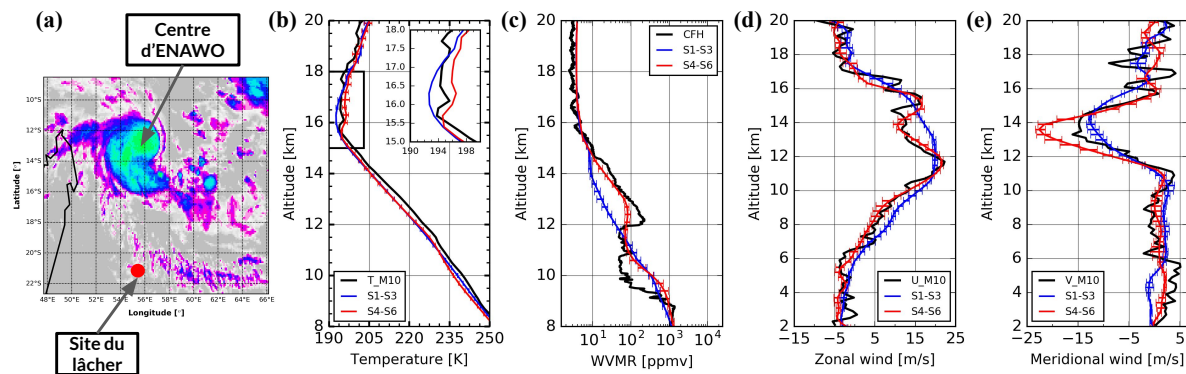


FIGURE 5.17 – (a) Température de brillance dans le canal infrarouge de Métésat-7, observée le 3 mars 2017 à 18 UTC (date du radiosondage LM017) au-dessus du sud-ouest de l’océan indien (sous-section 3.1.1). La barre de couleurs est la même que celle présentée en Figure 5.16 et n’est pas montrée ici. En rouge on représente la position de l’île de La Réunion. (b) Comparaison des profils de température, (c) du rapport de mélange de vapeur d’eau WVMR (Water Vapor Mixing Ratio), (d) du vent zonal et (e) du vent méridional. Pour les Figures b-e on a en noir les profils mesurés par la sonde, en bleu le profil moyen des simulations S1, S2 et S3 interpolé à la position de l’observatoire du Maïdo. Idem pour les profils en rouge, pour les simulations S4 à S6. Les barres horizontales sur les courbes bleues et rouges représentent l’écart type des profils moyennés. Les profils de vents et de température sont mesurés par la sonde Météomodem-M10 et le profil de vapeur d’eau par la sonde CFH (sous-section 2.1.2).

Le transport de vapeur d’eau dans la TTL, influence des résolutions verticale/horizontale

Dans les sous-sections précédentes, on a pu voir les similitudes dans la dynamique d’Enawo pour les simulations à 2 km de résolution S4, S5 et S6. La résolution verticale de la simulation S6 a été dégradée en haute troposphère et stratosphère (résolution dégradée de 300 m à 900 m en TTL ; Tableau 5.3, Figure 5.3) sans qu’il n’y ait de réelle incidence sur la dynamique du système. En effet la trajectoire (Figure 5.12) et l’intensification (Figure 5.13) du système ne semblent pas perturbées entre les simulations S4 (300 m en TTL) et S6 (900 m en TTL).

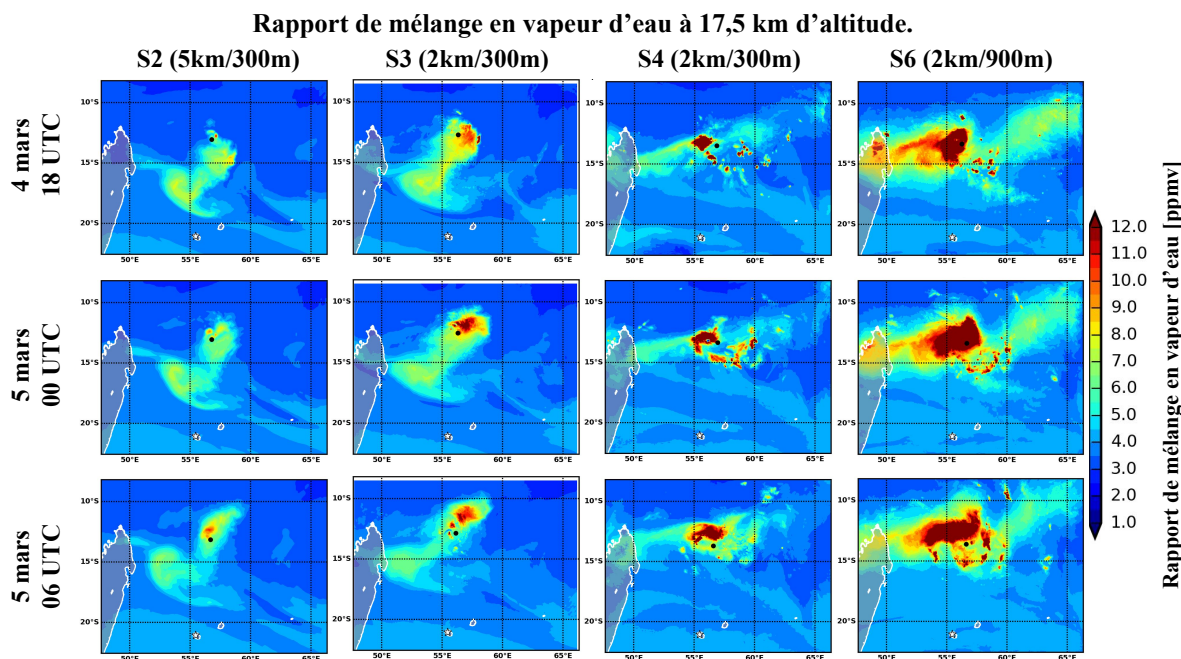


FIGURE 5.18 – Coupe horizontale à 17,5 km d'altitude du rapport de mélange de vapeur d'eau [ppmv]. De gauche à droite pour les simulations S2, S3, S4 et S6. Entre parenthèses on indique les résolutions horizontales/verticales en TTL. De haut en bas les 4 mars à 18 UTC, 5 mars 00 UTC et 5 mars 06 UTC. Le point noir montre le centre du cyclone Enawo pour chaque simulation à chaque instant. Le centre du cyclone est estimé à partir du minimum de pression au niveau de la mer.

La Figure 5.18 montre l'évolution du rapport de mélange de vapeur d'eau à 17,5 km. Le choix de cette altitude est motivé par le profil moyen de vapeur d'eau en TTL dans les simulations qui montrent un maximum local à cette altitude. Dans les simulations S2, S3 et S4, une augmentation marquée de la vapeur d'eau est observée aux abords du centre d'Enawo. Les maxima de vapeur d'eau (en marron) sont suffisamment localisés pour qu'on puisse en déduire un transport de vapeur d'eau via la convection profonde dans le mur de l'œil d'Enawo. On montrera dans le chapitre suivant les mécanismes d'injection de glace dans la basse stratosphère associés à Enawo.

En comparant les simulations S2 (à 5 km) et S4 (à 2 km), on remarque que la diminution de la résolution horizontale tend à augmenter le transport de vapeur d'eau en TTL. Ceci est probablement dû à une meilleure représentation de la convection profonde et des mouvements ascendants au cœur d'Enawo dans la simulation S4. Ce résultat est en accord avec les simulations de Dauhut et al. (2015) qui montre une augmentation des flux convectifs dans l'orage Hector pour une maille qui s'affine. Malgré une distribution nuageuse qui semblait moins fidèle aux observations de Météosat-7 sur la Figure 5.16, la simulation S3 donne des résultats comparables en terme de transport de vapeur d'eau simulé dans S4. Les similarités dans l'amplitude et la localisation du signal de vapeur d'eau en TTL dans les simulations S2 à S5 (S5 est comparable à S4 et n'a donc pas été montré dans la Figure 5.16) suggèrent un résultat robuste quant au transport de vapeur d'eau en TTL.

Les quantités de vapeur d'eau transportées dans la simulation S6 dépassent de plusieurs ordres de grandeurs le transport de vapeur d'eau en TTL des autres simulations. La faible résolution verticale au niveau de la TTL de la simulation S6 entraîne un transport de vapeur d'eau

irréaliste en TTL (17,5 km). Le champ de vapeur d'eau de la Figure 5.18 à 17,5 km est une interpolation entre les niveaux à 17,1 km et 18 km de la simulation S6 (résolution verticale de 900 m entre 17,1 km et 18 km). La Figure 5.19 montre l'évolution au cours du temps de la hauteur de la tropopause (CPT) moyennée sur tout le domaine. On remarque que la hauteur de la tropopause de la simulation S6 est en moyenne 800 mètres au-dessus de la tropopause de S4 (la tropopause est à 17,3 km pour S6 et 16,5 km pour S4). Les simulations S2, S3 et S5 ont des hauteurs de tropopause proches de celles montrées pour S4. Une résolution verticale trop faible en TTL semblent dégrader la représentation de la tropopause, avec une tendance, dans nos simulations, à sur-évaluer la hauteur de celle-ci. Finalement, la coupe à 17,5 km de la vapeur d'eau présentée en Figure 5.18 montre le sommet convectif de la simulation S6 juste en dessous de la tropopause.

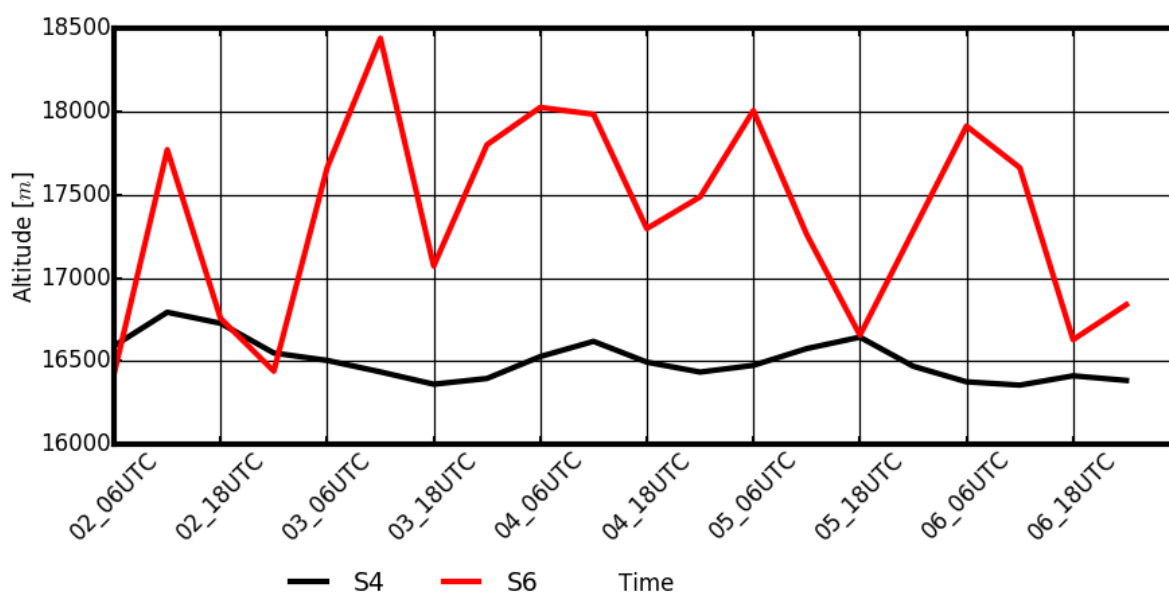


FIGURE 5.19 – Evolution de l'altitude moyenne de la tropopause sur l'ensemble du domaine des simulations S4 (noir) et S6 (rouge).

Conclusions

Ce chapitre nous a permis de tester différentes configurations du modèle Meso-NH pour la représentation de la dynamique (trajectoire, intensification) du cyclone tropical Enawo et de son impact sur le transport de vapeur d'eau en TTL. Dans un premier temps, une étude sur la définition géographique du domaine d'étude suggère une forte interaction entre Enawo et le cyclone tropical Fernando qui se forme vers le 5 mars 2017 à 400 km à l'est du cyclone Enawo. La représentation la plus fidèle de la trajectoire d'Enawo est obtenue avec le domaine D6 qui est le plus étalé nord/sud. Ce domaine a une limite est qui est très à l'est et qui ne coupe pas la trajectoire de Fernando. Comme on pourra le voir par la suite dans l'étude sur le cyclone tropical Gelena (2019), les interactions entre deux cyclones sont difficiles à modéliser avec un domaine de taille raisonnable. À l'heure actuelle, l'étude indépendante de chaque cyclone est privilégiée en considérant que l'influence du système voisin (advection d'humidité) est fournie par les analyses du CEPMMT.

En s'appuyant sur des simulations avec le domaine D6, la sensibilité du modèle aux paramètres physiques telle que la SST et la résolution horizontale ont été testées. Les champs de SST issus des analyses de Copernicus et du CEPMMT semblent avoir un rôle mineur sur la trajectoire du système, mais influencent grandement l'intensification du système. Le refroidissement de surface de la mer dans les analyses Copernicus induit par le passage d'Enawo entraîne un ralentissement de l'intensification du cyclone dans la simulation à partir du 5 mars 2017.

Pour améliorer la résolution des simulations, 3 simulations imbriquées avec les domaines D6 et D5 (10 km) comme domaine père et le domaine D7 comme domaine fils (2 km) ont été réalisées. Deux simulations (avec le schéma microphysique ICE3) sont réalisées avec le schéma de convection activée/désactivée dans le domaine fils à 2 km. La simulation n'utilisant que le schéma microphysique ICE3 permet de quantifier la convection explicite à 2 km. Les trajectoires et les cycles d'intensification sont très encourageants dans les simulations utilisant des domaines imbriqués. Le cyclone simulé est cependant trop symétrique et surestime les précipitations à l'est du mur de l'œil et dans le sud des bandes secondaires. Ceci est probablement la conséquence de l'usage du schéma microphysique à 1 moment ICE3 (Hoarau et al., 2018).

Pour améliorer la représentation des précipitations, un nouveau jeu de simulations à haute résolution est présenté en section 5.5. Les simulations à 2 km de résolution sans domaine imbriqué permettent d'améliorer significativement la représentation des précipitations du cyclone, malgré une trajectoire avec un biais sud proche de 100 km par rapport à la best track. L'étude des températures de brillance dans le canal infrarouge nous renseigne sur la représentation de la convection profonde dans les simulations. Les nuages très froids observés au-dessus du cyclone Enawo sont bien reproduits par l'ensemble des simulations à 2 km, avec des températures de brillance pouvant atteindre 170 K localement (environs 18 km d'altitude). Finalement, la comparaison avec les profils du radiosondage LM017 du 3 mars 2017 à 18 UTC montre la capacité du modèle à reproduire le détrainement convectif issu du cyclone tropical Enawo. Les simulations S1 à S6 donnent des résultats cohérents avec les observations. Par la suite, la simulation S4 (2 km), forcée avec les champs de SST de l'CEPMMT sera exploitée pour l'étude du transport de vapeur d'eau en TTL.

CHAPITRE 6.

IMPACT DU CYCLONE TROPICAL ENAWO (2017) SUR LE CONTENU EN VAPEUR D'EAU DE LA RÉGION DE LA TROPOPAUSE TROPICALE.

Sommaire

6.1	Présentation de l'article	120
6.2	Méthodologie	121
6.3	Principaux résultats	122
6.4	Conclusions	122
6.5	Meso-scale simulations of tropical cyclone ENAWO (2017) and impact on hydration of the tropical tropopause layer	123

Présentation de l'article

Le cas d'étude présenté dans ce chapitre se focalise sur le cyclone tropical Enawo qui s'est déroulé en mars 2017 dans le sud-ouest de l'océan Indien. Un rapport de l'OMM de 2017 (cf. tableau 2.5 de Organization, 2017) indique que sur la période 1979-2008, le bassin sud-ouest océan Indien concentre 15 % de l'activité cyclonique mondiale, ce qui en fait le troisième bassin en terme d'activité cyclonique après le Pacifique nord-ouest (~30% de l'activité cyclonique mondiale) et le Pacifique nord-est (~19% de l'activité cyclonique mondiale). Cependant le sud-ouest de l'océan Indien demeure une région relativement peu étudiée bien qu'elle présente une activité cyclonique comparable au bassin de l'Atlantique nord (~13% de l'activité cyclonique mondiale) qui lui a fait l'objet de plus d'études.

Dans le chapitre 5, nous avons présenté un jeu de simulations Meso-NH du cyclone tropical intense Enawo de mars 2017 (catégorie 3 sur l'échelle de Saffir Simpson Scale). Le centre Météo-France de La Réunion l'avait classé « cyclone tropical intense », avec des vents maxima moyennés sur 10 minutes atteignant 205 km.h^{-1} (rafales à 285 km.h^{-1}) et une pression minimale en son centre de 925 hPa. Il fût ainsi le cyclone le plus puissant à frapper Madagascar depuis Gafilo en mars 2004. Enawo est également le plus puissant cyclone de la saison cyclonique 2016-2017 sur l'hémisphère sud.

Evan et al. (2020) présentent une analyse d'observations par radiosondage de vapeur d'eau et d'ozone pour les cas de la tempête tropicale Corentin (Janvier 2016) et du cyclone tropical

Enawo (Mars 2017). Les mesures de vapeur d'eau, d'ozone et de température par des instruments sous ballon ainsi qu'une analyse Lagrangienne avec le modèle FLEXPART permettent de quantifier l'influence de ces deux systèmes sur la composition chimique (ozone/vapeur d'eau) de la région de la tropopause tropicale au-dessus du sud-ouest de l'océan Indien. Bien que cette étude conclut que le cyclone tropical Enawo a fortement humidifié la région de la haute troposphère, sa contribution en vapeur d'eau en basse stratosphère reste mitigée. Ils expliquent cela par le fait que les observations sous ballons se sont produites assez loin du coeur convectif du cyclone (~ 900 km) et lorsque le système est encore dans une phase d'intensification au nord de La Réunion.

Pour compléter cette étude, des simulations méso-échelles avec le modèle Meso-NH ont été réalisées afin d'étendre les résultats de l'étude d'Evan et al. (2020). Des simulations Meso-NH à haute résolution (2 km), permettant une représentation explicite de la convection, ont été réalisées pour l'ensemble du cycle de vie du cyclone tropical Enawo au-dessus de l'océan (2-7 mars 2017) avant qu'il n'atteigne la côte est de Madagascar. Entre le 2 et 4 Mars, Enawo évolua de dépression tropicale à tempête tropicale. Le 4 Mars, la progression du système ralentit et stagne au-dessus de l'océan permettant au système de se renforcer. Enawo passa du statut de tempête tropicale à cyclone tropical le 5 Mars et atteint son pic d'intensité le 7 mars.

Méthodologie

La configuration du modèle Méso-NH utilisée pour simuler le cycle de vie d'Enawo du 2 au 7 mars, correspond à un domaine de 1000×800 avec une résolution horizontale de 2 km (simulation S4 dans le chapitre précédent) qui couvre en partie le sud-ouest de l'océan Indien ($47\text{-}66^\circ\text{E}$, $8\text{-}23^\circ\text{S}$). Cinq configurations différentes ont été testées pour évaluer la sensibilité du modèle à la taille du domaine, la résolution horizontale et les conditions de température de surface de la mer (SST). La propagation est-ouest du système est relativement bien représentée dans l'ensemble des simulations avec une vitesse de propagation assez similaire aux données de la best-track fournie par Météo-France. La trajectoire simulée se situe cependant à environ 100 km au sud de la trajectoire fournie par la best-track. Toutes les simulations arrivent à représenter l'évolution lente au-dessus de l'océan le 4 mars. Dans la nuit du 5 au 6 mars, Enawo effectue un cycle de remplacement du mur de l'oeil (Eyewall Replacement Cycle, ERC), ce qui explique le comblement analysé par Météo-France, suivi d'une nouvelle phase d'intensification. Les simulations Méso-NH ne sont pas capables de représenter cet ERC et le système continue de se creuser progressivement dans les simulations.

Des 5 configurations testées, la simulation à 2 km (dite S4) avec un forçage de SST correspondant aux analyses du CEPMMT présente les résultats les plus réalistes en terme d'intensification et de propagation. Le schéma microphysique à 1-moment ICE 3 est utilisé dans cette simulation. Les précipitations simulées sont comparées aux observations du satellite GPM. Les précipitations dans la région du mur de l'oeil sont surestimées alors qu'elles sont sous-estimées dans les bandes secondaires du système. Les températures de brillance dans le canal infrarouge de la simulation S4 sont comparées aux observations du satellite géostationnaire Météosat-8. La couverture nuageuse est assez bien représentée dans la simulation S4. Le sommet des nuages convectifs semble être un peu plus haut que les observations dans la simulation Simulation S4 avec un biais froid de 2°C par rapport à Météosat-8.

Principaux résultats

Le contenu en glace simulé (Ice Water Content, IWC, $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) est comparé aux observations du satellite CALIPSO qui effectua un passage au-dessus du mur de l'oeil le 5 mars à 21 :30 UTC. Les contenus en glace simulés et observés sont du même ordre de grandeur, cependant il est surestimé par un facteur 10 au-dessus de la tropopause tropicale. La présence de cristaux de glace près de la tropopause se fait sur une région plus étendue que dans les observations satellites. Les champs de vitesse vertical, de température, de rapport de mélange en vapeur d'eau et en glace simulés sont utilisés pour calculer le flux net de vapeur d'eau et de glace vers la basse stratosphère. Le flux net est intégré pour une région de 700 km autour de l'oeil du cyclone. Le transport de glace/vapeur d'eau en basse stratosphère est maximal lorsque le système s'intensifie au-dessus de l'océan le 4 mars. À partir du 5 mars, la quantité de glace injectée diminue bien que le système atteigne son pic d'intensité le 7 mars. Un cas de percée nuageuse en stratosphère est analysé en détails pour le 4 mars. Une injection directe de la glace par Enawo est simulée entre 17 et 19 km d'altitude et s'accompagne d'un assèchement en-dessous de la tropopause. La sous-saturation en glace ($\text{RH}_i < 100\%$) de la basse stratosphère déclenche la sublimation des hydrométéores glacés injectés entre 17 et 19 km. Ceci entraîne une humidification de la basse stratosphère. En moyenne, la percée nuageuse simulée le 4 mars contribue à une augmentation du rapport de mélange en vapeur d'eau d'au moins 3 ppmv dans une région de 50 km autour de l'oeil du cyclone. Entre le 2 et le 7 mars, les profils de vapeur d'eau simulés indiquent que le cyclone tropical Enawo assèche la région de la tropopause de -0,1 ppmv tandis qu'il humidifie la basse stratosphère entre 17 et 19 km de ~ 2 ppmv. La comparaison des flux net de vapeur d'eau et de glace sont positifs en basse stratosphère ce qui signifie que le système est une source de vapeur d'eau pour la stratosphère. Après 5 jours de simulation, le contenu en vapeur d'eau dans une région de 500 km autour du centre du cyclone augmente de 1,5 ppmv, soit une augmentation de 45% par rapport à la valeur initiale.

Conclusions

Les résultats de la simulation Méso-NH à 2 km suggèrent que les cyclones tropicaux du sud-ouest de l'océan Indien peuvent jouer un rôle conséquent dans le bilan de vapeur d'eau de la basse stratosphère, avec une humidification de 0,4 ppmv pour une région (0-30°S, 30-90°E) qui couvre 8 % de la ceinture tropicale (30°S-30°N). Les estimations de flux net de vapeur d'eau de la simulation Méso-NH sont utilisées pour quantifier l'influence globale des cyclones tropicaux. Les calculs s'appuient aussi sur les études d'Allison et al. (2018) et de Preston et al. (2019) pour des simulations méso-échelles de cyclone dans l'Atlantique nord et le Pacifique Ouest. Le nombre moyen de cyclones tropicaux et leur durée de vie moyenne sont estimés avec les données de best-track de la base de données IBTrACS. On estime que globalement les cyclones tropicaux peuvent humidifier la basse stratosphère de 0,3 à 0,5 ppmv, ce qui est comparable aux effets de la convection de la Mousson asiatique ou du puissant phénomène d'El Niño de 2015-2016.

Meso-scale simulations of tropical cyclone ENAWO (2017) and impact on hydration of the tropical tropopause layer

Mesoscale simulations of tropical cyclone Enawo (March 2017) and its impact on TTL water vapor.

Damien Héron¹, Stephanie Evan¹, Joris Pianeze^{1,2}, Thibaut Dauhut³, Jerome Brioude¹, Karen Rosenlof⁴, Vincent Noel⁵, Soline Bielli¹, Christelle Barthe¹ and Jean-Pierre Cammas^{1,6}

5 ¹Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones, UMR8105 (Université de La Réunion, CNRS, Météo-France)

²Mercator Ocean, Ramonville Saint-Agne, France

³Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, Germany

⁴Chemical Sciences Laboratory, Earth System Research Laboratory, NOAA, Boulder, 80305, CO, USA

⁵Laboratoire d'Aérodynamique, CNRS/UPS, Observatoire Midi-Pyrénées, 14 avenue Edouard Belin, Toulouse, France

10 ⁶Observatoire des Sciences de l'Univers de La Réunion, UMS3365 (CNRS, Université de La Réunion, Météo-France), Saint-Denis de la Réunion, France

Correspondence to: Stephanie Evan (stephanie.evan@univ-reunion.fr) and Damien Héron (damien.heron@univ-reunion.fr)

Abstract. In early March 2017, tropical cyclone (TC) Enawo formed north of Réunion Island and moved westward toward Madagascar. Enawo evolved from a tropical depression on 2 March to an intense TC on 6 March. This study explores the water vapor transport into the tropical tropopause layer (TTL) throughout TC Enawo's development. High-resolution (2km) mesoscale simulations using the Meso-NH model were performed to cover TC Enawo's lifecycle over the ocean for the period 2-7 March 2017. The simulated convective cloud field agrees with geostationary satellite infrared observations. Compared to the Global Precipitation Measurements (GPM) and Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation (CALIPSO) satellite observations, the simulation seems to reproduce well both location and amplitude of the observed precipitation. Simulated and observed ice water content have similar ranges in the upper troposphere but simulated ice above the tropopause is overestimated by a factor 10. Balloon-borne measurements of water vapor, temperature and horizontal winds are also used to validate the Meso-NH simulations in the upper-troposphere and TTL regions. The simulations reveal that the maximum water vapor transport into the TTL occurred on 4 March, when deep (cold) convective clouds were observed. As a result, the lower stratospheric water vapor is increased by ~50% when compared to pre-storm conditions. An increase of ~2ppmv in water vapor mixing ratio was simulated in the lower stratosphere within a 700-km region surrounding Enawo's center. Our simulation of TC Enawo suggests that TCs over the Southwest Indian Ocean (0-30°S, 30-90°E) could produce a moistening of 0.4 ppmv. We extended our results to the global tropics (30°S-30°N) using the estimates from published work (Allison et al., 2018; Preston et al., 2019) and by calculating statistics on TC numbers and durations using the International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS) dataset. We estimated a global impact of TC induced tropical lower stratospheric moistening of 0.3 to 0.5 ppmv. Our results suggest that TCs may play an important role in the moistening of the TTL/lower stratosphere via direct injection of ice particles and subsequent sublimation.

35 1. Introduction

Water vapor in the low stratosphere regulates up to 10% of the greenhouse effect at the earth's surface (Solomon et al., 2010). The stratospheric water vapor concentration is primarily affected by the freeze-drying at the tropical tropopause (Brewer, 1949) and the production of water vapor by methane oxidation (le Texier et al., 1988). It has

been established that freeze-drying process at the cold point temperature of the tropical tropopause is the main driver of the annual and interannual variability in the entry value of stratospheric water vapor (Mote et al., 1996; 40 Randel et al., 2004). On a long-term and global scale, air enters the stratosphere through the tropical tropopause (Brewer, 1949). This air regulates the radiative and chemical balance of the global Upper Troposphere Lower Stratosphere by carrying trace species with it. In the tropics, between 14 km and 19 km in altitude, the tropical tropopause layer (TTL), is a transition layer between two different dynamical regimes from rapid vertical transport 45 in the troposphere associated with moist tropical convection to slow ascent in the stratosphere due to the Brewer Dobson circulation. The TTL is often referred to as the “gateway to the stratosphere” for water vapor and other chemical constituents (Fueglistaler et al., 2009). Processes occurring in the TTL control the hydration of the stratosphere (Jensen et al., 2013). The overall contribution due to transport of air by passing the cold trap is not well quantified, but it may contribute during extreme events (e.g. the strong 2016 El Niño; Avery et al., 2017).

50 Very deep convection may overshoot the tropical tropopause (~17km), injecting water vapor and ice crystals directly into the stratosphere (Avery et al., 2017; Corti et al., 2008). In addition, overshooting convection plays a critical role in transporting short-lived chemical compounds from near the surface to the lower stratosphere, which is hard to achieve via a large-scale slow ascent (Bergman et al., 2012; Shepherd, 2008).

Dessler et al. (2016) hypothesize that injection of ice into the lower stratosphere could account for 20 to 50% of 55 the 1 ppmv increase in lower stratospheric water vapor expected in a warming climate. As the role of tropical convection on the Upper Troposphere/Lower Stratosphere (UTLS) composition is still under discussion, observational and modeling studies are needed to further assess the net effect of convection on UTLS water vapor and other short-lived chemical compounds.

Deep convection and in particular overshooting convection have a direct impact on lower stratospheric water 60 vapor. The net effect (hydration or dehydration) will depend on the depth of the injection, the size of the injected ice particles, and the conditions (i.e. relative humidity with respect to ice RH_i) of the environment into which the overshoots inject ice (Dauhut et al., 2018; Jensen et al., 2007; Schoeberl et al., 2018; Ueyama et al., 2018). In sub-saturated TTL air, condensed ice is not removed quickly enough to produce net dehydration (Jensen et al., 2007).

Deep convection associated with tropical cyclones can play an important role in the transport of chemical 65 constituents from the troposphere to lower stratosphere (Ray and Rosenlof, 2007; Zhan and Wang, 2012).

From 23 years of infrared brightness temperature (IR-BT) measurement, Romps and Kuang, (2009) showed that a large fraction of overshooting tropical convection occurs within tropical cyclones (15% of all the convection that overshoot the tropopause). Using Lagrangian trajectories and airborne measurements, Vogel et al. (2014) showed that the combination of rapid uplift by a typhoon and eastward eddy shedding from the Asian monsoon 70 anticyclone is a fast transport pathway that carries boundary pollutants from Southeast Asia/West Pacific within approximately 5 weeks to the lowermost stratosphere in northern Europe. Analyses of balloon-borne sensors launched from Lhasa, China, in August 2013 show that nearly half of the measured ozone profiles in the upper troposphere were influenced by tropical cyclones occurring over the western Pacific (Li et al., 2017).

Several studies based on model results have also demonstrated that deep convection can efficiently transport water 75 vapor and pollutants to the UTLS (Hassim and Lane, 2010; Jensen et al., 2007; Marécal et al., 2006). Recently, Allison et al. (2018) used high-resolution (1.33km) simulations with the Weather Research and Forecasting (WRF) model to investigate the water vapor transport to the UTLS within TC Ingrid (a category 1 storm on the

Saffir Simpson Scale) in the Gulf of Mexico. They identified dehydration between 14.5 and 17.5 km due to ice sedimentation and hydration between ~17.5 and 21 km due to the sublimation of ice crystals.

80 In addition, Preston et al. (2019) investigated transport of O₃/CO/water vapor by typhoon Mireille (a category 3 storm) over the Western North Pacific using the WRF model with chemistry (WRF-Chem). Their high-resolution (3km) simulations showed positive vertical fluxes throughout the troposphere and the tropopause, which increased the CO/water vapor concentration in the UTLS region. Despite having different intensities (category 1 versus category 3 storm), overshooting tops were identified for both systems that transported large quantities of water
85 vapor to the UTLS. Both studies also agree in terms of estimation of net water vapor flux within 50%.

The current study focuses on an intense TC that occurred over the SWIO in March 2017. (Tao and Jiang, 2013) For the period 1979-2008, an average of ~90 TCs having maximum sustained winds ≥ 63 km/h occurred each year globally (cf. Table 2.5 WMO 2017). The most active TC basin is the Western North Pacific (WNP, ~30% of the global total), followed by the Eastern North Pacific (ENP, ~19% of the global total), the Southwest Indian
90 Ocean (SWIO, ~15% of the global total) and the North Atlantic (NA, ~13% of the global total). The SWIO has been poorly studied so far despite having tropical-cyclone activity that is comparable to that of the NA. Using 11-year Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) precipitating hydrometeor satellite observations, Tao and Jiang, (2013) identified overshooting tops in tropical cyclones (above 14 km) and showed that the South Indian Ocean is the second basin after the Northwest Pacific in terms of total number of overshooting tops (cf. Table 2
95 of Tao and Jiang, 2013).

The event analyzed is the intense TC Enawo (category 3 on the US Saffir Simpson Scale), that made landfall in northeastern Madagascar on 7 March 2017, killing more than 80 people and causing extensive damage. In a previous study, Evan et al. (2020) investigated the effect of deep convection on the TTL composition over the SWIO during austral summer (December-March). They focused on the origin of convective signatures in two
100 balloon-borne water vapor profiles observed in the vicinity of tropical storms in January 2016 (Tropical Storm Corentin) and March 2017 (TC Enawo). The balloon-borne measurements were made in coordination with lidar observation at the Maïdo Observatory on Réunion Island (21°S, 55°). Using lagrangian backtrajectories, convective activity in both tropical storms was shown to produce significant hydration in the upper troposphere (UT). In contrast, no water vapor anomaly was found near or above the tropopause region on 3 March 2017 over
105 Réunion Island as the tropopause region was not downwind of TC Enawo. In addition, the balloon was launched at a distance of ~1000 km from Enawo when the storm was still intensifying. Results from Allison et al. (2018) and Preston et al. (2019) suggest that overshooting convection and subsequent water vapor transport to the lower stratosphere (LS) mostly occurs in the eyewall region of TCs. Here, we extend the Evan et al. (2020) analysis of TC Enawo using a mesoscale model to quantify the impact of TC Enawo on UTLS water vapor.

110 With a background ranging from 2 ppmv to 6 ppmv (Fueglistaler et al., 2009; Rosenlof et al., 2001), the water vapor content in the TTL is very sensitive to small variations. Most GCMs with coarse horizontal and vertical grid spacings underestimate convective transport and its effect on UTLS water vapor. High-resolution modeling allows a better representation of deep convection within TCs and is therefore useful to understand the relative roles of vertical transport of and ice microphysics on UTLS water vapor (Allison et al., 2018; Chaboureau et al.,
115 2007; Dauhut et al., 2015; Frey et al., 2015; Mrowiec et al., 2012; Ravindra Babu et al., 2015). The main goal of this study is to further our understanding of the impact of TC on the TTL by simulating the TC Enawo over the SWIO basin, for the period 2-7 March 2017 when the storm was intensifying from tropical storm to intense tropical

cyclone. over the SWIO. We take advantage of the Meso-NH model that has been previously developed for the simulations of TCs in the SWIO (Hoarau et al., 2018; Pianezze et al., 2018). This study is also part of the
120 CONCIERTO (CONvection CIRrus over the Tropical indian Ocean) project that aims to further our knowledge on how deep convection and cirrus clouds affect the TTL over the SWIO.

The present paper is organized as follows. Section 2 describes the Meso-NH model setup as well as balloon-borne in situ measurement and satellite observations used to evaluate the model representation of TC Enawo. Section 3 presents an overview of the evolution of TC Enawo in both observations and simulations. Section 4 investigates
125 simulated water and ice transport to the low stratosphere. The global impact of TCs to the tropical lower stratospheric water vapor is assessed in Section 5. The model results are discussed in Section 6. Finally, Section 7 contains the conclusions and a summary of our study.

2. Observations and Mesoscale model

2.1 Satellite observations

130 METEOSAT 8 is a geostationary satellite located at 41.1°E that monitors for the Indian Ocean since March 2017. The Brightness Temperatures (BT) of the infrared channel at $10.8\ \mu\text{m}$ are used to identify deep convective clouds within TC Enawo and validate their representation in the Mesoscale simulations. METEOSAT 8 data used in this study are provided by National Oceanic and Atmospheric Administration National Centers for Environmental Prediction (NCEP) and correspond to globally merged (60°S – 60°N) infrared BT from various geostationary
135 satellites (John Janowiak, 2017). They have a temporal resolution of 30 minutes and a horizontal resolution of 4 km.

The Global Precipitation Measurement Integrated Multi-satellitE Retrievals (GPM-IMERG) product from the National Aeronautics and Space Administration (NASA) is used to evaluate simulated rainfall. It uses an algorithm that merges precipitation radar, microwave precipitation estimates, microwave-calibrated infrared, and
140 rain gauge analyses at a spatial resolution of 0.1° over the latitudinal belt 60°N – 60°S (Huffman et al., 2018). The GPM-IMERG product has a temporal resolution of 30 minutes.

Measurements from the Cloud and Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP) lidar onboard the Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation (CALIPSO) satellite are used to validate the distribution of simulated ice clouds in the UTLS. Original CALIOP observations correspond to backscatter
145 measurements at 532 nm and 1064 nm since June 2006 (Level 1 data). CALIOP Level 2 data (version V4.10) contain extinction and Ice Water Content (IWC) profiles at 60-m vertical and 5-km horizontal resolutions, which are retrieved from the 532-nm extinction coefficient (Avery et al., 2012). Between March 2 and 7, there were 9 CALIPSO overpasses over TC Enawo. However, only the overpass on 5 March at 21:30 UTC was over TC Enawo's eye region (cf. Figure 7).

150 2.2 Balloon-borne observations.

A balloon launch was specifically planned using a Lagrangian model and geostationary infrared images to sample the convective outflow from TC Enawo on 3 March 2017 at 18 UTC. The balloon sonde payload consisted of the Cryogenic Frostpoint Hygrometer (CFH) as well as the Internet iMet-1-RSB and Meteomodem M10 meteorological radiosondes. A detailed description of the balloon measurements is provided in Evan et al. (2020).

155 The Cryogenic Frost Point Hygrometer (CFH) is an in-situ instrument that measures the water vapor mixing ratio profile from the surface to the stratosphere (~28km).

The CFH was developed to provide highly accurate water vapor measurements in the TTL and stratosphere where the water vapor mixing ratios are extremely low (~2 ppmv). CFH mixing ratio measurement uncertainty ranges from 5% in the tropical lower troposphere to less than 10% in the stratosphere (Vömel et al., 2007) ; a recent study
160 shows that the uncertainty in the stratosphere can be as low as 2-3% (Vömel et al., 2016). The M10 radiosonde provides measurements of Relative Humidity (RH), temperature, pressure, vertical velocity, wind speed and direction from which zonal/meridional winds are derived.

2.3 Meso-NH model

Simulations of TC Enawo were performed with the Mesoscale, anelastic, and nonhydrostatic model Meso-NH
165 version 5.3 (Lac et al., 2018). Recent Meso-NH simulations have been used successfully to study tropical storms/cyclones over the SWIO (Barbary et al., 2019; Hoarau et al., 2018; Lac et al., 2018; Pianezze et al., 2018). Meso-NH has also been used to study overshooting convection and stratospheric hydration (Chaboureau et al., 2007; Dauhut et al., 2015).

Different simulations (Table 1), were performed with the Meso-NH model. The simulations have vertical grid
170 spacings less than 100 m in the boundary layer and 300m up to 30km (140 verticals levels), with a damping layer in the uppermost 25 km and a model top at 1hPa. All simulations are initialized and forced at the boundaries with 6-hourly analyses from the operational European Centre for Medium Range Weather Forecasts - Integrated Forecast System (ECMWF-IFS) with a grid spacing of ~9km and 137 vertical levels. Simulations were run from 2 March 2017, 00UTC to 7 March, 00UTC to encompass Enawo's evolution from tropical depression to very
175 intense TC just before landfall over Madagascar. The turbulent scheme is based on Cuxart et al. (2000). We use a single-moment bulk mixed-phase cloud parameterization ICE3 (Lac et al., 2018; Pinty and Jabouille 1998). It solves the microphysics of five hydrometeors which are three precipitable species (snow, rain, and graupel) and two non-precipitating hydrometeors (cloud water, and cloud ice). The longwave radiative scheme used in Meso-NH is the rapid radiation transfer model (RRTM; Mlawer et al., 1997). The shortwave radiative scheme is based
180 on Foucart and Bonnel (1980). The subgrid shallow convection is based on the eddy-diffusivity mass flux and Kain-Fritsch approach of entrainment and detrainment in cumulus clouds (Pergaud et al., 2009). Meso-NH is coupled with the surface model SURFEX (Surface Externalisée, Masson et al., 2013) and uses COARE-3 parameterisation for ocean-atmosphere fluxes (Fairall et al., 2003). The first model level is at 10m.

Initial simulations were run to test the model's sensitivity to different parameterizations on a domain A covering
185 46°E-69°E in longitude, 32°S-8°S in latitude at a horizontal grid-spacing of 10 km (Simulation S1). Tests on domain limits have been performed to identify the sensitivity to the eastern boundary. Then, five simulations were performed (Table 1) to test the horizontal resolution, nested domains and sensitivity to SST. Simulations were run in domain A with a horizontal grid-spacing of 10km and 5km (Simulations S1 and S2). The Kain Fritsch cumulus parameterization was used to simulate deep convection in S1 and S2. A second domain, called domain B, centered
190 over a region that encompasses Enawo's life cycle was designed (Figure 1) for simulations with a horizontal grid-spacing of 2km (Simulations S3, S4 and S5). Deep convection was explicitly resolved at that resolution. Simulation S3 had nested domains having grid spacings of 10 (domain A) and 2km (domain B). It was found that using one-way grid-nesting did not improve the model's representation of Enawo, so higher resolution simulations

at 2km were run without nesting (Simulations S4, S5). The sensitivity to the Sea-Surface-Temperature (SST) was also tested. In simulations S1 to S4, the Sea-Surface-Temperature (SST) data from ECMWF were used and updated every 6 hours. Simulation S5 is coupled with the oceanic model CROCO (Coastal and Regional Ocean Community model, <http://www.croco-ocean.org>, (Debreu et al., 2012; Penven et al., 2006). Further details on the coupling are provided in Voldoire et al. (2017) and Pianezze et al. (2018). The oceanic model has a horizontal resolution of 2km and 32 vertical levels from the surface to the ocean bottom (about a depth of 5km below Enawo) and shares the same domain of simulation as the Meso-NH model.

3. Evolution of TC Enawo

3.1 TC Enawo (March 2017)

The Madden Julian Oscillation (MJO) was active at the end of February and during the first week of March 2017 with a signal centered over Africa and the Indian Ocean. Favored by the MJO active phase and the arrival of an equatorial Rossby wave, Enawo initially formed as a tropical disturbance on March 2 with 10-minute maximum sustained wind speeds $\sim 40 \text{ km.h}^{-1}$. The Regional Specialized Meteorological Center (RSMC) La Réunion, in charge of TC's forecasts for the SWIO, named the storm Enawo on 2 March 2017 at 00 UTC. The best track data used in this study are provided by RSMC La Réunion.

In the SWIO, different stages of TCs are defined using a 10-min maximum sustained as follows: Tropical Depression (TD, $< 17.4 \text{ m.s}^{-1}$), Moderate Tropical Storm (MTS, $\geq 17.4 \text{ m.s}^{-1}$), Severe Tropical Storm (STS, $\geq 24.6 \text{ m.s}^{-1}$), Tropical Cyclone (TC, $\geq 32.9 \text{ m.s}^{-1}$ = Category 1 on the US Saffir-Simpson Scale), Intense TC (ITC, $\geq 43.6 \text{ m.s}^{-1}$, Categories 2-3 on the US Saffir-Simpson Scale) and Very Intense TC (VITC, $\geq 59.6 \text{ m.s}^{-1}$, Categories 4-5 on the US Saffir-Simpson Scale).

Between 2 and 4 March, Enawo intensified slowly from TD to TS because of a strong east-southeast vertical wind shear. On 4 March, Enawo stalled over the ocean while intensifying. Very cold cloud tops ($< -90^\circ\text{C}$) were observed at that time. Enawo evolved from TS to TC on 5 March at 06UTC with an eyewall with a poorly defined structure. Later, the intensification speed was slowed by an Eyewall Replacement Cycle (ERC), observed on satellite microwave images. An ERC occurs when the pressure forces at the center of the TC push inward the eyewall. At some point, the eyewall collapses and a new eyewall forms afterward. Because of a decrease in vertical wind shear, Enawo further intensified to reach the ITC stage on 6 March at 12UTC (Category 2-3 on the Saffir-Simpson scale), with 10-minute maximum sustained winds of 46.3 m.s^{-1} (90kts). The 10-minute maximum sustained winds (VMAX) increased by 23 m.s^{-1} (45 kts) in 24 hours, larger than the top 5% percentile of rapid intensification over the SWIO basin (Leroux et al., 2018). Enawo reached peak intensity on 7 March at 06 UTC, with ten-minute maximum sustained winds at 56.5 m.s^{-1} (110 kts) and the central pressure at 932 hPa. TC Enawo reached Madagascar's northeastern coast on March 7 at around 09:30 UTC and was the third strongest tropical cyclone on record to strike the island. It was also the strongest TC of the Southern Hemisphere for the 2016/2017 TC season. The RSMC La Réunion provides 6-hourly best-track data that include the location of the storm center, minima of mean sea level pressure (MSLP) and 10-min maxima sustained wind. Root mean square errors (RMSE) between the Best Track and the simulations were calculated for track (in km) and MSLP (in hPa) following the approach of Chandrasekar and Balaji (2012) and Allison (2018). The RMSE for the track and MSLP for each simulation are presented in Table 1. Based on the results of MSLP and RMSE, simulation S4 does a better job in representing

the intensification phase and the trajectory of Enawo. The comparison of S4 to Enawo's best track, precipitation and balloon-borne measurements are presented in the subsequent sections. Simulation S4 will be used in section 4 to investigate the vertical structure of the TTL and water vapor/ice transport to the lower stratosphere.

235 3.2 Trajectory/intensification

Figure 1 compares the simulated trajectory of simulation S4 to the best-track data from March 2 at 06UTC (top right) and March 7 at 00 UTC (bottom left). The trajectory in the simulations is defined using a minimum of Mean Sea Level Pressure (MSPP). The simulated trajectory is to the south of the one provided in the best-track data but with a RMSE of 97 ± 54 km. After March 4, the simulated trajectory is even more to the south when compared to
240 the best track. However, the westward propagation of the tropical cyclone is relatively well represented with comparable propagation speed. On March 4, the simulation was able to show that Enawo stalled over the ocean near $13.6^{\circ}\text{S}/56.5^{\circ}\text{E}$. In the rest of the study, we use the minimum MSLP to define the storm center.

Figure 2 compares Enawo's simulated intensity (MSLP) with the corresponding RSMC La Réunion best-track data. Enawo's intensity is relatively well represented in the simulation in the first 60 hours of the run (2,3 and 4
245 March). The simulation has a RMSE for MSLP less than 6hPa. Since no nudging was applied, it is remarkable that the Meso-NH simulations can represent Enawo's initial development from tropical depression on 2 March, 00UTC to moderate tropical storm on 3 March, 18UTC. This is most likely due to the high-resolution operational ECMWF analyses used for initialization and the fact that the initial storm structure was present in the ECMWF analysis on 2 March 00UTC. When initialized a few days before, the Meso-NH did not generate the initial tropical
250 depression that would become TC Enawo.

On 5 March 00UTC, Enawo stalled over the ocean after the ERC. The ERC was not reproduced by the simulation and the simulation started to diverge compared to Enawo's MSLP. An ERC is particularly difficult to simulate and a resolution less than 500 m is necessary to resolve this process (S. Bielli, personal communication). Between
255 60h and 96h, the intensification is slower in the simulation as indicated by the slower decrease in the simulated MSLP. After 96h (6 March, 00 UTC), the rapid intensification when Enawo evolves from TC to intense TC is shown in the best-track data with a drop of 30 hPa in the MSLP over 12 h. The model is not able to capture this rapid intensification but instead simulates a steady intensification phase. As a consequence, the error in the MSLP increases to 20 hPa at the end of the simulation.

3.3 Precipitation

260 Figure 3 displays a comparison of GPM observed rainfall (left) to the one simulated in the S4 simulation (right). For this comparison, simulated precipitation was interpolated to the GPM grid ($0.1^{\circ}\times 0.1^{\circ}$) and integrated over the period 2 March, 06 UTC to 7 March, 00 UTC. Overall, the simulated total rainfall agrees with observations and Meso-NH captures the north-south asymmetry.

Between March 4 and March 5, heavy rain (in red on Figure 5) is observed in the eyewall. Precipitation for this
265 period tends to be overestimated in the S4 simulation. Precipitation within the secondary rainbands are consistent with those observed, especially south of Enawo's trajectory. The model tends to produce lighter precipitation over a larger region. In addition, simulated precipitation over the eastern coast of Madagascar is not observed in the GPM data.

3.4 Comparison to balloon-borne measurements.

270 We further compare the Meso-NH model results to balloon-borne measurements at the Maïdo Observatory on 3
March 2017 at 18 UTC. At the time of the balloon launch at the Observatory, Enawo was a tropical storm located
near 13° south latitude and 56.42° east longitude, about 900 km northwest of Réunion Island. For this comparison,
the model fields of water vapor mixing ratio, temperature, zonal and meridional winds are interpolated onto the
balloon's location and put on a regular 200-m vertical grid. Comparisons between the simulated profiles and
275 CFH/M10 radiosondes are shown on Figure 4. The CFH water vapor profile has fine-scale structures at 6 and
10km which are not reproduced in the simulation (Figure 4, right).

The detrainment of water vapor at ~13 km is resolved in the simulation but remains lower than the observed one.
In the troposphere between 2 and 14 km in altitude, the simulation has a wet bias of +450 ppmv, resulting from a
higher moisture transport with an explicit representation of convection at a 2 km grid-spacing. In the TTL (14-
280 18km in altitude), the mean water vapor difference at the location of the Maïdo Observatory is about -1ppmv in
S4.

The simulated temperature profile is colder than the M10 temperature profile in the troposphere between 2 and
14 km with a mean bias of -1 K. A cold bias of -2 K is also observed in TTL (14-18 km). However, both the model
and the observation indicate a CPT at ~16 km.

285 On Figure 4, the simulated and observed profiles of zonal and meridional wind speed are in good agreement. The
peak in meridional wind at 13km associated with Enawo's convective outflow in the UT is captured by the model.

3.5 Infrared brightness temperature

Figure 5 compares simulated (top panel) and observed (bottom panel) infrared Brightness Temperatures (BT) at
different stages of Enawo's lifecycle. The simulated infrared BT is estimated using the RTTOV-v11 radiative
290 model RTTOV-v11 (Saunders et al., 2018; Senf and Deneke, 2017). Infrared BTs are shown on 3 March, 18 UTC
(time of the balloon launch, left panels), 4 March 12 UTC (middle panels) and 5 March 21:30 UTC (right panels).
March 4 and 5 correspond to days of intensifying convection within Enawo that became a TC on 5 March at
12UTC. The simulated horizontal structure of Enawo is relatively well represented when compared to the
METEOSAT 8 satellite images.

295 The development of convective clouds is slightly delayed by a few hours in the simulation and the eyewall region
is not as well defined as in the observation. On 3 March 18 UTC, the simulation overestimates convection over
the eastern part of the domain. On 4 March 12 UTC, Enawo's deepest (coldest infrared BT) convective clouds are
located north of 15°S. Simulated convective clouds are 2°C colder than the observed ones which suggest higher
convective clouds than observed. In the simulation, the coldest infrared brightness temperatures range from -85°C
300 (March 2) to -92°C (March 4&6) while the METEOSAT 8 infrared BT range from -80.5°C to -90°C.

On March 5 at 21:30 UTC, the spiral rainbands are not as well defined in the simulation as clouds are more
scattered than in the observation. Simulated convective clouds are overestimated in the northwest quadrant while
they are underestimated in the southeast quadrant of the storm. Cold infrared BTs are observed in the simulated
TC rainband which suggest the existence of updraft in the simulation. There was a CALIPSO overpass over the
305 eyewall on 5 March, 2130 UTC (orange lines on Figure 7) and the distribution of simulated ice is presented in the
subsequent section.

4. Results

4.1 Vertical structure in the TTL.

Figure 6 represents an along-track cross-section (latitude versus altitude) comparing IWC profiles from the CALIOP observations to the Meso-NH simulation. The simulated IWC variable includes both cloud ice and precipitating snow which are prognostic variables of the ICE 3 microphysics scheme. The cross-section of IWC is shown for CALIPSO's orbit track on 5 March 21:30 UTC, crossing Enawo's eye region. At that time, Enawo was a severe Tropical Storm and the position of the simulated storm agrees with the geostationary satellite image valid at that time. On Figure 6, the mean cold point tropopause in the simulation is at 16.5 km and is indicated in black on both panels.

The CALIOP lidar cannot penetrate deep convective clouds, therefore observed IWC is not shown below ~10 km. From the distribution of IWC on Figure 8, we can see that the model tends to produce less ice in the convective core below ~15km in altitude, and more ice above. On the contrary, less ice is produced in the upper troposphere in Enawo's outer regions (south of 18.5°S and north of 11°S). In the upper troposphere, IWC values range from 10⁻⁴ to 10⁻² g.m⁻³ in both the observation and the simulation. Maximum values of IWC are observed in the eyewall: ~0.01 to 0.05 g.m⁻³ in the observation versus ~0.05 to 0.1 g.m⁻³ in the simulation. Simulated IWC is a factor 10 larger than CALIPSO IWC above the CPT. The location of the convective center is fairly well reproduced by the simulation (13°S,55°E in S4 versus 14°S,54.7°E in the CALIPSO observation). The simulation does show ice above the CPT between 11 and 15°S (IWC ranging from 10⁻⁵ to 10⁻⁴ g.m⁻³). However, CALIOP only shows ice above the CPT in the eye region (according to the best-track data the storm center was located at 13.96°S, 55.02°E on 5 March, 18 UTC).

Average mass (φ_{mass}), ice (φ_{ice}) and water vapor (φ_{vapor}) flux density (kg.m⁻².s⁻¹) to the low stratosphere (~18 km) can be computed as a function of time and distance from the TC center using the equations:

330

$$\varphi_{mass} = \frac{\left(\sum_{r_i < r_k}^{r \leq r_{k+1}} \rho(r_i) w(r_i) \right)}{N_k} \quad (1a)$$

$$\varphi_{ice} = \frac{\left(\sum_{r_i < r_k}^{r \leq r_{k+1}} \rho(r_i) w(r_i) q_{ice}(r_i) \right)}{N_k} \quad (1b)$$

$$\varphi_{vapor} = \frac{\left(\sum_{r_i < r_k}^{r \leq r_{k+1}} \rho(r_i) w(r_i) q_{vapor}(r_i) \right)}{N_k} \quad (1c)$$

335 r_i corresponds to a model grid point, ρ is the air density (kg.m⁻³), q_{ice} is the ice mixing ratio (kg.kg⁻¹), q_{vapor} is the water vapor mixing ratio (kg.kg⁻¹) and w is the vertical velocity (m.s⁻¹). Figure 7 illustrates the calculation of φ_{mass} and can be applied to φ_{ice} and φ_{vapor} by adding the q_{ice}/q_{vapor} term. We sum the $\rho \times w$ term at individual grid point over ring circle regions around the TC center (red symbol on Figure 7) defined by radiuses (r_k) varying from 20 to 700 km by 20 km increment (ie., $r_{k+1} - r_k = 20$ km) and divide by the number N_k of grid points in the ring circle region to define average φ_{mass} , φ_{ice} , φ_{vapor} (kg.m⁻².s⁻¹). Some studies have proposed to calculate upward flux using only grid points containing upward vertical motion (Chaboureau et al., 2007; Dauhut et al., 2016; Mrowiec et al., 2012). Wei, (1987) has estimated mass transport across the tropopause by looking at the contribution from diabatic processes, the temporal change of the tropopause potential temperature and mass exchange due to the potential temperature gradient along the tropopause (Ravindra Babu et al., 2015; Wei, 1987).

340

345 The maximum mass flux density is simulated on 4 and 6 March around 00 UTC within ~100km of the TC center (eye and eyewall regions) with values ranging from 0.5 to $1 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. Similarly, the maximum water vapor flux density is observed on 4 and 6 March, with values ranging from 1.5 to $2.5 \times 10^{-8} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. Large negative values are simulated on 4 March at 12UTC for both mass and water vapor fluxes density. During the same time period, sporadic transport of ice across 18km is simulated within a 300 km region around Enawo's center. At that
350 time, Enawo was still forming and thus updraft regions were more scattered within the storm. TC Enawo stalled over the ocean on March 4&5 and intensified (Figures 1&2). An enhancement of ice flux in the eye/eyewall regions (150 km around the TC center) can be observed on those days which is consistent with high (cold) convective clouds observed on Figure 5. After March 5, the ice flux at 18 km decreased although the observed storm reached peak intensity on 7 March. Comparison of the ice and water vapor fluxes on Figure 8, clearly
355 indicates that positive water vapor flux density into the stratosphere doesn't necessary mean direct injection of ice, and vice versa.

4.2 Overshooting convection on 4 March.

As indicated on Figure 8, positive ice flux to the LS was observed on 4 March, when the storm was intensifying over the ocean. In this section, we show an example of an overshooting convective event that occurred on 4 March
360 between 11:55 UTC and 12:45 UTC (Figure 9). Figure 9 depicts north to south cross sections (at longitude 56.09°E) through the simulated overshooting cloud on 4 March. Simulated higher vertical velocity near 13.4°S is coherent with the location of the storm center in the best-track data (13.65°S , 56.85°E on 4 March, 12UTC).

At 11:55 UTC, vertical winds in the lower TTL troposphere (14-16.5 km) are relatively weak. The 380 K isentropic surface (black lines on Figure 9) is deformed, possibly due to eddies or convectively generated gravity
365 waves. A dry layer can be observed below 380 K, which is linked with the cold point tropopause. Higher values of water vapor mixing ratio ~20 ppmv above the tropopause could be due to a precedent overshooting event within Enawo.

At 12:05 UTC, a stronger updraft develops near 13.5°S which further deforms the 380 K isentropic surface. Direct ice injection can be seen between 17 km and 19 km (ice mixing ratio of 10 ppmv to 1000 ppmv at 18 km) and
370 dehydration below the tropopause between 13.4°S to 13.6°S becomes more important.

At 12:15 UTC, stronger upward motion and tropopause's deformation are still observed. The water vapor mixing ratio above 380K increases from 15 ppmv to more than 45 ppmv.

10 minutes later, at 1225 UTC ice mixing ratio values decrease by a factor of 100 in the lower stratosphere (17-19km, 13.4°S - 13.6°S) while water vapor mixing ratios increase by a factor 4 compared to the initial condition (40
375 versus 10 ppmv initially). This suggests that ice was transported in the lower stratosphere and sublimated in a subsaturated environment thereby hydrating the LS (the full processes are described at high temporal resolution in Dauhut et al., 2018). The 380 K potential temperature surface between 13.4°S and 13.6°S is smoother and returns to its initial altitude (17km). The deformation of the 380 K surface between 12:05 UTC to 12:45 UTC suggests first strong deformation by the overshoot and then horizontal vertical propagation of high-frequency
380 gravity waves triggered by deep convection. At 12:35 UTC, ice mixing ratio contours become more similar to their initial values in the LS. Ice, which previously sublimated, is diluted in the LS. At 12:45 UTC, vertical motion is very weak in the lower TTL and the 380 K isentropic surface has returned to its initial 11:55 UTC altitude.

During the overshooting event on 4 March, the average LS water vapor mixing ratio increased from 6.1 to 7.4 ppmv around the TC center. It suggests transport of ice/water vapor from the troposphere. Ice sublimation in a sub-saturated LS leads to moistening. These results are further discussed in the discussion section.

4.2 Water vapor in TTL

We estimated the temporal change in TTL water vapor mixing ratio between the beginning and end of the Meso-NH simulations. Water vapor profiles were averaged over a 500 km region surrounding Enawo on 2 March 06 UTC (6 hours after the start of the simulation) and 7 March 00 UTC (end of the simulation). The average water vapor mixing ratio difference between these two dates is shown on Figure 10 for the Meso-NH simulation. A minimum of water vapor hydration can be seen at 16.5 km, near the tropical tropopause. A weak dehydration of -0.1 ppmv can be seen near the tropopause at 16.5 km. Using CFH and MLS water vapor profiles, Evan et al. (2020) estimated dehydration ranging from -0.4 to -0.1 ppmv at 100 hPa from a monthly mean MLS climatology (Figure 9 of Evan et al., 2020). Between 17 to 19km an increase in water vapor mixing ratio up to 2 ppmv can be seen. Allison et al., 2018 reported hydration between 17.5 and 21 km associated with Hurricane Ingrid (Category 1) over the North Atlantic, with a maximum of 2.6 ppmv. Ice crystals were transported to the LS by deep convection, sublimated and produced hydration.

Figure 11 shows time versus distance from Enawo's center simulated lower stratospheric water vapor mixing ratio, averaged over the 17-19 km altitude range, from 2 March, 06 UTC to 6 March, 18 UTC. Enhanced mixing ratio of water vapor, ~5 to 6 ppmv compared to a background mixing ratio of 3.3 ppmv, is observed first on March 3 at 00UTC near Enawo's center. High clouds were indeed observed on March 3, but as shown on Figure 5, the eyewall region in the simulation is not as well defined as in the observation and therefore this hydration event may be not well reproduced by the model. The enhanced mixing ratio has a slant wise propagation along time, with the enhanced mixing ratio propagating about 300 km away from Enawo's center in 12 hours. It shows that the water vapor injected near Enawo's center is advected outward from the storm's center, following the upper divergence wind pattern and Enawo's displacement, in the simulation.

A second hydration event near Enawo's center can be observed after 4 March 12 UTC. It is related to injection of ice in the TTL discussed in section 4.1 and 4.2 and depicted on Figure 8. The water vapor mixing ratio increased up to 7 ppmv in a 100 km radius around Enawo's center. Then, as observed for the injection on 3 March, the water vapor positive anomaly propagates outward Enawo's center, with water vapor mixing ratio of 5 ppmv transported 500 km away from Enawo's storm after 1.5 day of transport. At the end of the simulation, the water vapor mixing ratio background rose from 3.3 ppmv to 4.8 ppmv, an increase of 45%, 500 km away from Enawo's center.

5. Global impact of TCs to the tropical lower stratospheric water vapor

We compute a net vertical water vapor flux F_{mean} ($t \cdot hr^{-1}$, where t corresponds to the metric ton) at 18 km which corresponds to the lower-stratosphere using:

$$F_{mean} = \sum_i \rho_i q_{vi} w_i \times A \times 3.6 \quad (2)$$

Where ρ is the density ($kg \cdot m^{-3}$), w the vertical velocity ($m \cdot s^{-1}$) at a grid point, q_v the water vapor mixing ratio ($kg \cdot kg^{-1}$) at a grid point, A is the area of a grid cell ($2000 \times 2000 m^2$) and the 3.6 factor accounts for the conversion

420 from $\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}$ to $\text{t}\cdot\text{hr}^{-1}$. Net vertical water vapor flux was calculated by summing all flux values at individual grid points, regardless of sign, for a region of 700 km surrounding the TC center. It was found that a ~ 700 km radius best encompassed Enawo's circulation. Allison et al., (2018) used a radius of 300 km to define TC Ingrid in the North Atlantic and Preston et al. (2019) used a radius of 900 km for Typhoon Mireille in the Western North Pacific. We use hourly outputs on 4 and 5 March 2017 (48 hours) to estimate net vertical water vapor flux as it
 425 corresponds to days with larger water vapor fluxes on Figure 8.

Figure 12 displays the evolution of net water vapor flux F_{mean} at 18 km for 4-5 March 2017. The average net water vapor flux of $2.7 \times 10^3 \text{ t}\cdot\text{hr}^{-1}$ is positive, indicating that Enawo is a source of vapor for the lower stratosphere. The net water vapor flux varies from -1.3 to $1.7 \times 10^4 \text{ t}\cdot\text{hr}^{-1}$ with local peak values on 4 March 06 UTC, 5 March 06 UTC and 20 UTC (Enawo first achieved TC status on 5 March 12 UTC). Chaboureau et al. (2007) found observed
 430 peak water vapor flux of $2.8 \times 10^4 \text{ t}\cdot\text{hr}^{-1}$ across the tropical 380 K level (~ 100 hPa) for a case of land-convection over Brazil. Allison et al. (2018) used high-resolution (1.33 km) numerical simulations of TC Ingrid (September 2013) in the North Atlantic to assess vertical water vapor transport to the lower stratosphere. The net water vapor flux at 100 hPa was $2.1 \times 10^3 \text{ t}\cdot\text{hr}^{-1}$ on 14 September 18 UTC when Ingrid first achieved hurricane status. Over a 43-hour period, net vertical flux values ranged from -4.6×10^3 to $1.2 \times 10^4 \text{ t}\cdot\text{hr}^{-1}$. They estimated a total mass water
 435 vapor transport of $2 \times 10^5 \text{ t}$ to the 100 hPa level associated with Category 1 TC Ingrid (thus an average net vapor flux of $4.6 \times 10^3 \text{ t}\cdot\text{hr}^{-1}$). Similarly, Preston et al. (2019) performed a 3 km explicit convection simulation of Typhoon Mireille (1991) over the Western North Pacific, and found a similar average net water vapor flux to Allison et al. (2018). TC Mireille and TC Enawo have a comparable intensity (maximum sustained winds of $51.4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ and a central pressure of 925 hPa.) as category 3 TC, but Mireille was a larger system with a 900 km radius.

440 We can use our estimate of average net water vapor flux to the low stratosphere associated with Enawo to estimate the contribution to stratospheric water vapor from SWIO storms. Using the Best-Track data produced by RSMC La Réunion and focused on the most reliable 18-year period of the geostationary satellite era encompassing the 1999/2000–2016/17 cyclone seasons, we found an average of 4.8 TCs per year formed over the SWIO, in agreement with Leroux et al. (2018). We also estimated an average duration of 74 ± 49 hours (\pm refers to the
 445 standard deviation) per cyclone. Using an average net water vapor flux of $2.7 \times 10^3 \text{ t}\cdot\text{hr}^{-1}$ from Enawo's high-resolution simulation, we estimate that TCs over the SWIO could transport $9.6 \times 10^5 \text{ t}$ of water vapor into the lower stratosphere. Figure 10 shows that Enawo moistened the region between ~ 18 and 20 km. Dauhut et al. (2015) found moistening associated with a Hector thunderstorm between potential temperature levels 380-420 K (~ 17 –
 18.5 km). Using CALIOP data, Avery et al. (2017) reported that convective ice could be observed up to up to 2
 450 km above the tropopause over the Central Eastern Pacific (Figure 2a, 2b of Avery et al., 2017) due to the strong 2015–2016 El Niño. With a mean air density taken to be $0.1 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ between 18 and 20 km, TCs over the SWIO (0 – 30°S , 30 – 90°E) could produce a moistening of 0.4 ppmv, over a region which represents $\sim 8\%$ of the global tropics (30°S – 30°N).

While an individual TC may not contribute much to stratospheric water vapor, collectively all TCs on the globe
 455 may have a larger impact. The global TC transport of water vapor to the stratosphere can be computed as:

$$\text{Global TC mass of water vapor}(t) = F_{\text{mean}} \times \text{NTC} \times \text{DTC} \quad (3)$$

F_{mean} is the mean estimate of net water vapor flux at the tropopause ($\text{t}\cdot\text{hr}^{-1}$) for an individual TC, NTC is the average global number of TCs and DTC is the mean duration of a TC (in hours). We can estimate that F_{mean}

460 ranges from 2.7 to $4.6 \times 10^3 \text{ t.hr}^{-1}$ using the net water vapor flux estimates from Allison et al. (2018), Preston et al. (2019) and our simulation.

We derive NTC and DTC of tropical cyclones from the International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS) (Knapp et al., 2010). IBTrACS is a composite dataset of track estimates for TCs, which combines data from multiple agencies to facilitate analysis. We specifically use data from version 4 for the period of global
465 satellite coverage 1981-2017. The IBTrACS dataset defines 6 TC basins which are the North Atlantic, the West Pacific, the East Pacific, the South Pacific, the North Indian and the South Indian (Southeastern + Southeastern Indian Ocean). Agencies differ in their definition of maximum winds. Agencies in the United States use a 1-min wind, RSMC New Delhi reports a 3-min wind but most RSMCs use a 10-min wind. To compare our results to previous estimates (WMO 2017 and Schreck et al., 2014), the IBTrACS 10-min maximum sustained winds from
470 RSMCs Tokyo, Fiji, Wellington, La Réunion, and the Australian Bureau of Meteorology are divided by 0.88 to approximate a 1-min wind (hereafter VMAX). The data from RSMCs Miami and New Delhi are used in their original form. For each of TC basin, we consider only systems that reach the TC stage (ie. $V_{MAX} \geq 64 \text{ kt}$) and compute their mean duration as the period during which $V_{MAX} \geq 64 \text{ kt}$. We also consider VMAX at peak intensity. The results for individual basins and the global tropics are summarized in Table 3. Number of TCs
475 shown in Table 3 can be compared to Table 2.5 of WMO (2017) and Table 3 of Schreck et al., (2014). The mean global NTC is 45 ± 9 for the period 1981-2010. On average, these systems have a DTC of 78 ± 19 hours. Using equation (3), we can estimate that TCs could contribute annually from 0.3 to 0.5 ppmv to the tropical lower stratospheric water vapor.

Several uncertainties arise for the estimate of global TC transport of water vapor from equation (3). The annual
480 estimate of global TC water vapor transport has a combined uncertainty of 27% due to the $NTC \times DTC$ term in equation (3). But the largest uncertainty in equation (3) arises from the estimate of F_{mean} which in turn depends on TC structure/intensity and representation of microphysical as well as dynamical processes. It is difficult to assess the uncertainty due to the microphysical processes in the models (thus the uncertainty on water vapor mass mixing ratio and vertical velocity change due to latent heat release). In addition, Dauhut et al. (2017) discuss
485 uncertainty in F_{mean} estimate due to an Eulerian versus Lagrangian approach. The Eulerian approach leads to larger estimates that can be attributed to reversible motions like gravity waves, which actually do not transport mass. Mrowiec et al. (2015) compare the Eulerian and isentropic computations of the vertical mass flux for a deep convective event around Darwin. The Eulerian computation based on a positive velocity threshold gives a 50% larger estimate than the isentropic computation. Thus, the Eulerian approach used in Allison et al. (2018), Preston
490 et al. (2019) and the present study could bias the F_{mean} flux estimate by up to 50%.

6. Discussion

The global TC induced LS water vapor anomalies can be compared to previous studies that have quantified the impact of convection on tropical lower stratospheric water vapor.

Using Lagrangian trajectories driven by 6-hourly interim reanalysis of the ECMWF Forecast (ERA-Interim),
495 Ueyama et al. (2018) assess the impact of convection on the humidity and clouds in the TTL during boreal summer 2007. They estimated that convection moistens the 100-hPa level by 0.6 ppmv averaged over the 10°S – 50°N domain. ~50% of this increase (~0.3 ppmv) is due to the effect of the Asian monsoon (0 – 40°N , 40 – 140°E) convection. Nützel et al. (2019) performed a 4-year simulation with the chemistry-transport model Chemical

Lagrangian Model of the Stratosphere (CLaMS) driven by the ERA-Interim data and established that water vapor
500 from the Asian Monsoon region contributes on average at most 0.65 ppmv to the water vapor in the tropical
stratosphere at 450 K (~19 km). The Asian monsoon region corresponds to an area roughly 13% of the tropics
and is mainly active in July-August. Avery et al. (2017) used CALIOP observations of ice, MLS observations of
water vapor and lagrangian trajectories to estimate large anomalies in lower stratospheric water vapor and ice
during the 2015–2016 strong El Niño. A 0.9 ppmv tropical lower stratospheric moistening was observed during
505 this event, with 0.5–0.6 ppmv due to anomalously warm Tropical Warm Pool tropopause temperatures during
December 2015 and 0.3–0.4 ppmv due to deep convection over the Central Pacific (~11% of the tropics).
Therefore, our estimate of global TC tropical lower stratospheric moistening of 0.3 to 0.5 ppmv agrees with
previous studies that have considered deep convection on a regional scale.

The Asian Monsoon in the Northern Hemisphere is clearly the most important source region but our analysis
510 suggests that the most intense TCs may contribute to the tropical lower stratospheric water vapor budget,
especially in the Southern Hemisphere where there is no similar monsoon circulation. Because climate models
and observations predict more intense TC with warming sea surface temperatures (Elsner et al., 2008; Kossin et
al., 2020; Sobel et al., 2016), accurate understanding of the stratospheric impact of TC convection is critical in the
context of global warming. This is important not only for the lower stratospheric water vapor budget but also for
515 the transport of other chemical species (e.g. ozone, CO, ozone depleting substances) to the UTLS.

There are several limitations to the present study. First, we consider a single TC in the SWIO to assess the net TC
water vapor transport to the stratosphere in the SWIO basin. TC Enawo may not be representative of other TCs
in other basins as it was an intense TC (the strongest TC of the Southern Hemisphere for the 2016/2017 TC
season). Then, large-eddy simulations may be needed to better resolve deep convection and associated convective
520 updrafts, especially in the eyewall region. Heath et al. (2017) used 450 m WRF large-eddy simulations to study
deep convection during a real-world case (a case of continental convection over Northern America on 2 September
2013) and concluded that moving from grid-spacing of 1.35 km to 450 m yielded results that better compared
with ground-based radar and aircraft observations. Dauhut et al. (2015) found that a grid spacing on the order of
100 m may be necessary for a reliable estimate of hydration in a Meso-NH simulation of a Hector thunderstorm
525 observed on 30 November 2005 over the Tiwi Islands. Large-eddy simulations of TC Enawo would be valuable,
especially for convective updrafts in the eyewall region, but would require more computer power.

Finally, we use a single-moment microphysics scheme in our 2-km simulation of TC Enawo. One conclusion from
Allison et al. (2016) for TC Ingrid is that double-moment microphysics schemes produce more realistic tropical
clouds and precipitation, which are important for the representations of updrafts and transport of ice to the TTL.
530 While our comparison to the GPM satellite observations suggests that the simulation seems to reproduce well both
location and amplitude of the observed precipitation, our comparison to CALIOP IWC indicates that ice above
the tropopause is most likely overestimated in the simulation. Hoarau et al. (2018) performed a 2-km cloud
resolving Meso-NH simulation of TC Dumile (10-min maximum sustained wind of 36 m.s⁻¹ or 70 kts at peak
intensity) using the ORILAM (Organic Inorganic Log-normal Aerosol Model; Tulet, 2005) aerosol scheme and
535 the LIMA (LIMA, Liquid Ice Multiple Aerosols; Vié et al., 2016) two-moment microphysics scheme. Using a
one-moment microphysics scheme (ICE3, the scheme used in the present study) for the simulation of TC Dumile
led to a larger, more symmetric and more intense system than using a two-moment microphysics scheme coupled
with an aerosol scheme. It would be interesting to use the same aerosol-microphysics coupling for TC Enawo and

540 assess the impact on the model's representation of TTL ice and water vapor transport to the UTLS, however the computation time is expected to increase by a factor 3. In addition, Jiang et al. (2019) investigated the effects of sea salt aerosols on precipitation and UTLS water vapor in TCs with the WRF model. They simulated typhoon Hato in the Northwestern Pacific using two nested domains with horizontal resolutions of 9 km and 3 km. They performed two numerical experiments with the same two-moment microphysics scheme but different sea salt emission intensity. The experiment with increased sea salt emission intensity indicated an increase in precipitation
545 as well as more intense vertical movement in the eyewall and thus more water vapor transport to the upper troposphere, which promoted cloud ice deposition. This experiment was drier in the UTLS (above 17 km) and had a 18-20 km domain-averaged water vapor mixing ratio ~ 0.02 lower than the experiment with reduced sea salt emission. The enhanced air drying was explained by the enhancement of cloud ice deposition growth, which consumes more water vapor in the upper troposphere. The aerosol-microphysics schemes presented in Hoarau et
550 al. (2018) can be used in an ocean-waves-atmosphere coupled system (Pianezze et al., 2018) to include the effects of sea-salt aerosols on the microphysical structure of tropical cyclone. It could also be interesting to use this version of Meso-NH to further investigate water vapor transport to the UTLS in TCs.

The large uncertainty in our estimate of net flux of water vapor requires additional modeling (convection-permitting) and analysis of TTL in-situ/satellite observations of TCs in various basins but this is left to further
555 study. A preliminary analysis of 17-years MLS observations of water vapor for the most intense TCs (categories 4&5 on the Saffir-Simpson Scale) over 3 TC basins (Western North Pacific, North Atlantic and Southwestern Indian Ocean) show that these storms moisten the lower stratosphere (83 hPa/ ~ 18 km) from 0.3 to 0.5 ppmv in a ~ 5 to 10° region around the eye.

7. Summary and Conclusions

560 We extended the analysis of Evan et al. (2020) on the impact of TC Enawo on the TTL water vapor using the Meso-NH cloud resolving Mesoscale model. Between 2 and 4 March, Enawo intensified from TD to TS. On 4 March, Enawo stalled over the ocean while intensifying. Enawo evolved from TS to TC on 5 March, and reached peak intensity on 7 March.

The Meso-NH high-resolution (2 km) simulation used in this study covers Enawo's lifecycle from 2 to 7 March
565 for a model domain covering the SWIO. Five configurations were used to test the sensitivity of the model to domain extent, horizontal resolution, and SST boundary conditions.

The westward propagation of Enawo was relatively well represented by the model simulations with comparable propagation speed to the best track, and a maximum deviation between the simulated and observed tracks of ~ 100 km. All the simulations were able to show that Enawo stalled over the ocean while intensifying on 4 March.

570 Overall, simulation S4 achieved the most realistic representation of Enawo's intensity and propagation. Precipitations in simulation S4 were compared to GPM satellite observed rainfall. Precipitation in the eyewall tends to be overestimated in simulation S4, while precipitation within the secondary rainbands were consistent with those observed by GPM. Infrared brightness temperatures in simulation S4 were compared to the METEOSAT 8 satellite images. The horizontal structure of the cloud tops within Enawo is relatively well
575 represented. Simulation S4 had slightly higher convective clouds, as simulated convective clouds were 2°C colder than the observed ones.

Profiles of IWC in simulation S4 were compared through a vertical cross section of a CALIPSO overpass over the eyewall on 5 March 21:30 UTC. Observed and simulated IWC have similar ranges in the upper troposphere but simulated ice above the tropopause is overestimated by a factor 10. The location of the convective center was fairly well reproduced by the simulation, but the distribution ice above the CPT in simulation S4 covers a larger region than in CALIPSO.

Net mass fluxes of water vapor and ice into the stratosphere were estimated within a 700 km region around Enawo's center. Injection of water vapor and ice was maximum during the intensification phase of Enawo, when it stalled over the ocean on 4 March. Injection of ice decreased after March 5, although Enawo reached its peak intensity on 7 March.

An overshooting convection event on 4 March was analysed in detail. Direct injection of ice was simulated between 17 and 19 km altitude, associated with dehydration below the tropopause. Ice between 17 and 19 km altitude sublimated in a subsaturated environment and thereby hydrated the lower stratosphere. On average, the overshooting event simulated on 4 March 12UTC increased the lower stratospheric water vapor mixing ratio by 1.3 ppmv in a 50 km region around the TC center.

Water vapor profiles simulated by the 2 km Meso-NH simulations were averaged over a 500 km region surrounding Enawo's center. A negative water vapor change of -0.1 ppmv was found at 16.5 km altitude near the tropical tropopause. Between 17 and 19 km in altitude, an increase of ~2 ppmv in water vapor mixing ratio was simulated.

Comparison of net mass flux of water vapor and ice indicated that positive net mass fluxes of water vapor into the stratosphere are not necessarily associated with direct injection of ice by overshooting convection. The positive anomaly in the lower stratosphere started from the eye region of the storm and propagated outward Enawo's center. At the end of the simulation, the water vapor mixing ratio background rose by 1.5ppmv, an increase of 45%, 500 km away from Enawo's center.

Our simulation of TC Enawo suggests that TCs over the SWIO (0-30°S, 30-90°E) could produce a moistening of 0.4 ppmv over a region which represents ~8% of the global tropics (30°S-30°N). We extended our results to estimate the global impact of TCs to the tropical lower stratospheric water vapor using the estimates from published work (Allison et al., 2018; Preston et al., 2019) and by calculating statistics on TC numbers and durations using the IBTrACS dataset. We estimated a global impact of TC induced tropical lower stratospheric moistening of 0.3 to 0.5 ppmv.

Data availability. METEOSAT 8 data are accessible at https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/371_GPM_MERGIR1/summary. The GPM are provided by G. Huffman, D. Bolvin, D. Braithwaite, K. Hsu, R. Joyce, P. Xie, 2014: Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM (IMERG), version 4.4. NASA's Precipitation Processing Center, accessed 29 September, 2020, <ftp://arthurhou.pps.eosdis.nasa.gov/gpmdata/>. V4.10 CALIPSO Level 2 5 km cloud layer product is available at: https://doi.org/10.5067/CALIOP/CALIPSO/LID_L2_05KMCLAY-STANDARD-V4-10. The IBTrACS data are provided by Knapp, Kenneth R.; Diamond, Howard J.; Kossin, James P.; Kruk, Michael C.; Schreck, Carl J. III (2018). International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS) Project, Version 4. NOAA National Centers for Environmental Information. <https://doi.org/10.25921/82ty-9e16>. The CFH water vapor data is available from the SE upon request.

Author contributions. All authors contributed to the paper. DH and SE wrote the manuscript with contributions from JP, TD, JB, KR, VN, SB, CB and JPC. DH performed the Meso-NH simulations. All authors revised the manuscript draft.

Competing interests. The authors declare that they have no conflict of interest.

Acknowledgments

620 This work was partly funded by the French LEFE CNRS-INSU Program (VAPEURDO) and by the French Agence Nationale de la Recherche CONCIERTO project (ANR375 17-CE01-0005-01). Computer resources were allocated by GENCI (project 1100297). The Meso-NH code is publicly available at <http://www.mesonh.aero.obs-mip.fr/>. The simulations were performed with version 5-3. This work was done during the PhD of D. Héron who was financially supported by a MENRT fellowship from the University of Réunion Island.

625 References

- Allison, T.: WRF simulations of water vapor content for TC Ingrid (September 2013). M. S. Thesis. Florida State University, College of Art and Sciences. Tallahassee, Florida. 2016.
- Allison, T., Fuelberg, H. and Heath, N.: Simulations of Vertical Water Vapor Transport for TC Ingrid (2013), *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(15), 8255–8282, doi:10.1029/2018JD028334, 2018.
- 630 Avery, M., Winker, D., Heymsfield, A., Vaughan, M., Young, S., Hu, Y. and Trepte, C.: Cloud ice water content retrieved from the CALIOP space-based lidar: CALIOP ICE WATER CONTENT, *Geophys. Res. Lett.*, 39(5), n/a-n/a, doi:10.1029/2011GL050545, 2012.
- Avery, M. A., Davis, S. M., Rosenlof, K. H., Ye, H. and Dessler, A. E.: Large anomalies in lower stratospheric water vapour and ice during the 2015–2016 El Niño, *Nature Geosci.*, 10(6), 405–409, doi:10.1038/ngeo2961, 635 2017.
- Barbary, D., Leroux, M. and Bousquet, O.: The orographic effect of Reunion Island on tropical cyclone track and intensity, *Atmos Sci Lett*, 20(2), e882, doi:10.1002/asl.882, 2019.
- Bergman, J. W., Jensen, E. J., Pfister, L. and Yang, Q.: Seasonal differences of vertical-transport efficiency in the tropical tropopause layer: On the interplay between tropical deep convection, large-scale vertical ascent, and 640 horizontal circulations: VERTICAL-TRANSPORT EFFICIENCY IN THE TTL, *J. Geophys. Res.*, 117(D5), n/a-n/a, doi:10.1029/2011JD016992, 2012.
- Brewer, A. W.: Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere, *Q.J Royal Met. Soc.*, 75(326), 351–363, doi:10.1002/qj.49707532603, 1949.
- 645 Chaboureaud, J.-P., Cammas, J.-P., Duron, J., Mascart, P. J., Sitnikov, N. M. and Voessing, H.-J.: A numerical study of tropical cross-tropopause transport by convective overshoots, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(7), 1731–1740, doi:https://doi.org/10.5194/acp-7-1731-2007, 2007.
- Chandrasekar, R. and Balaji, C.: Sensitivity of tropical cyclone Jal simulations to physics parameterizations, *J Earth Syst Sci*, 121(4), 923–946, doi:10.1007/s12040-012-0212-8, 2012.
- 650 Corti, T., Luo, B. P., de Reus, M., Brunner, D., Cairo, F., Mahoney, M. J., Martucci, G., Matthey, R., Mitev, V., dos Santos, F. H., Schiller, C., Shur, G., Sitnikov, N. M., Spelten, N., Vössing, H. J., Borrmann, S. and Peter, T.: Unprecedented evidence for deep convection hydrating the tropical stratosphere: CONVECTIVE HYDRATION, *Geophys. Res. Lett.*, 35(10), doi:10.1029/2008GL033641, 2008.
- Cuxart, J., Bougeault, P. and Redelsperger, J.-L.: A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations, *Q.J Royal Met. Soc.*, 126(562), 1–30, doi:10.1002/qj.49712656202, 2000.
- 655 Dauhut, T., Chaboureaud, J.-P., Escobar, J. and Mascart, P.: Large-eddy simulations of Hector the convective making the stratosphere wetter, *Atmospheric Science Letters*, 16(2), 135–140, doi:10.1002/asl.2534, 2015.
- Dauhut, T., Chaboureaud, J.-P., Escobar, J. and Mascart, P.: Giga-LES of Hector the Convective and Its Two Tallest Updrafts up to the Stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, 73(12), 5041–5060, doi:10.1175/JAS-D-16-0083.1, 2016.

- 660 Dauhut, T., Chaboureau, J.-P., Haynes, P. H. and Lane, T. P.: The Mechanisms Leading to a Stratospheric Hydration by Overshooting Convection, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 75(12), 4383–4398, doi:10.1175/JAS-D-18-0176.1, 2018.
- Debreu, L., Marchesiello, P., Penven, P. and Cambon, G.: Two-way nesting in split-explicit ocean models: Algorithms, implementation and validation, *Ocean Modelling*, 49–50, 1–21, doi:10.1016/j.ocemod.2012.03.003, 2012.
- 665 Dessler, A. E., Ye, H., Wang, T., Schoeberl, M. R., Oman, L. D., Douglass, A. R., Butler, A. H., Rosenlof, K. H., Davis, S. M. and Portmann, R. W.: Transport of ice into the stratosphere and the humidification of the stratosphere over the 21st century: TWENTY-FIRST CENTURY STRATOSPHERIC WATER TREND, *Geophys. Res. Lett.*, 43(5), 2323–2329, doi:10.1002/2016GL067991, 2016.
- 670 Elsner, J. B., Kossin, J. P. and Jagger, T. H.: The increasing intensity of the strongest tropical cyclones, *Nature*, 455(7209), 92–95, doi:10.1038/nature07234, 2008.
- Evan, S., Brioude, J., Rosenlof, K., Davis, S. M., Vömel, H., Héron, D., Posny, F., Metzger, J.-M., Duflot, V., Payen, G., Vérémes, H., Keckhut, P. and Cammas, J.-P.: Effect of deep convection on the TTL composition over the Southwest Indian Ocean during austral summer, *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 1–44, doi:https://doi.org/10.5194/acp-2019-1072, 2020.
- 675 Fairall, C. W., Bradley, E. F., Hare, J. E., Grachev, A. A. and Edson, J. B.: Bulk Parameterization of Air–Sea Fluxes: Updates and Verification for the COARE Algorithm, *JOURNAL OF CLIMATE*, 16, 21, 2003.
- Foucart, Y. and Bonnel, B.: COMPUTATIONS OF SOLAR HEATING OF THE EARTH’S ATMOSPHERE: A NEW PARAMETERIZATION, *BEITR. PHYS. ATMOSPH.; DEU; DA. 1980; VOL. 53; NO 1; PP. 35-62; ABS. GER/FRE; BIBL. 2 P.*, 1980.
- 680 Frey, W., Schofield, R., Hoor, P., Kunkel, D., Ravegnani, F., Ulanovsky, A., Viciani, S., D’Amato, F. and Lane, T. P.: The impact of overshooting deep convection on local transport and mixing in the tropical upper troposphere/lower stratosphere (UTLS), *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(11), 6467–6486, doi:https://doi.org/10.5194/acp-15-6467-2015, 2015.
- 685 Fueglistaler, S., Dessler, A. E., Dunkerton, T. J., Folkins, I., Fu, Q. and Mote, P. W.: Tropical tropopause layer, *Reviews of Geophysics*, 47(1), doi:10.1029/2008RG000267, 2009.
- Hassim, M. E. E. and Lane, T. P.: A model study on the influence of overshooting convection on TTL water vapour, *Atmos. Chem. Phys.*, 10(20), 9833–9849, doi:10.5194/acp-10-9833-2010, 2010.
- 690 Heath, N. K., Fuelberg, H. E., Tanelli, S., Turk, F. J., Lawson, R. P., Woods, S. and Freeman, S.: WRF nested large-eddy simulations of deep convection during SEAC⁴ RS: NESTED LES OF DEEP CONVECTION, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 122(7), 3953–3974, doi:10.1002/2016JD025465, 2017.
- Hoarau, T., Barthe, C., Tulet, P., Claeys, M., Pinty, J.-P., Bousquet, O., Delanoë, J. and Vié, B.: Impact of the Generation and Activation of Sea Salt Aerosols on the Evolution of Tropical Cyclone Dumile, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 123(16), 8813–8831, doi:10.1029/2017JD028125, 2018.
- 695 Huffman George J., David T. Bolvin, Dan Braithwaite, Kuolin Hsu, Robert Joyce, Christopher Kidd, Eric J. Nelkin, Soroosh Sorooshian, Jackson Tan, Pingping Xie. ‘NASA Global Precipitation Measurement (GPM) Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM (IMERG)’. Available at https://docsserver.gesdisc.eosdis.nasa.gov/public/project/GPM/IMERG_ATBD_V06.pdf
- Jensen, E. J., Ackerman, A. S. and Smith, J. A.: Can overshooting convection dehydrate the tropical tropopause layer?, *J. Geophys. Res.*, 112(D11), D11209, doi:10.1029/2006JD007943, 2007.
- 700 Jensen, E. J., Diskin, G., Lawson, R. P., Lance, S., Bui, T. P., Hlavka, D., McGill, M., Pfister, L., Toon, O. B. and Gao, R.: Ice nucleation and dehydration in the Tropical Tropopause Layer, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110(6), 2041–2046, doi:10.1073/pnas.1217104110, 2013.

- Jiang, B., Wang, D., Shen, X., Chen, J. and Lin, W.: Effects of sea salt aerosols on precipitation and upper troposphere/lower stratosphere water vapour in tropical cyclone systems, *Sci Rep*, 9(1), 15105, doi:10.1038/s41598-019-51757-x, 2019.
- 705
- John Janowiak, B. J.: NCEP/CPC L3 Half Hourly 4km Global (60S - 60N) Merged IR V1, , doi:10.5067/P4HZB9N27EKU, 2017.
- Knapp, K. R., Kruk, M. C., Levinson, D. H., Diamond, H. J. and Neumann, C. J.: The International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS): Unifying Tropical Cyclone Data, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 91(3), 363–376, doi:10.1175/2009BAMS2755.1, 2010.
- 710
- Kossin, J. P., Knapp, K. R., Olander, T. L. and Velden, C. S.: Global increase in major tropical cyclone exceedance probability over the past four decades, *Proc Natl Acad Sci USA*, 117(22), 11975–11980, doi:10.1073/pnas.1920849117, 2020.
- Lac, C., Chaboureau, J.-P., Masson, V., Pinty, J.-P., Tulet, P., Escobar, J., Leriche, M., Barthe, C., Aouizerats, B., Augros, C., Aumond, P., Auguste, F., Bechtold, P., Berthet, S., Bielli, S., Bosseur, F., Caumont, O., Cohard, J.-M., Colin, J., Couvreux, F., Cuxart, J., Delautier, G., Dauhut, T., Ducrocq, V., Filippi, J.-B., Gazen, D., Geoffroy, O., Gheusi, F., Honnert, R., Lafore, J.-P., Lebeaupin Brossier, C., Libois, Q., Lunet, T., Mari, C., Maric, T., Mascart, P., Mogé, M., Molinié, G., Nuissier, O., Pantillon, F., Peyrillé, P., Pergaud, J., Perraud, E., Pianezze, J., Redelsperger, J.-L., Ricard, D., Richard, E., Riette, S., Rodier, Q., Schoetter, R., Seyfried, L., Stein, J., Suhre, K., Taufour, M., Thouron, O., Turner, S., Verrelle, A., Vié, B., Visentin, F., Vionnet, V. and Wautelet, P.: Overview of the Meso-NH model version 5.4 and its applications, *Geosci. Model Dev.*, 11(5), 1929–1969, doi:10.5194/gmd-11-1929-2018, 2018.
- 715
- 720
- Leroux, M.-D., Meister, J., Mekies, D., Dorla, A.-L. and Caroff, P.: A Climatology of Southwest Indian Ocean Tropical Systems: Their Number, Tracks, Impacts, Sizes, Empirical Maximum Potential Intensity, and Intensity Changes, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 57(4), 1021–1041, doi:10.1175/JAMC-D-17-0094.1, 2018.
- 725
- Li, D., Vogel, B., Bian, J., Müller, R., Pan, L. L., Günther, G., Bai, Z., Li, Q., Zhang, J., Fan, Q. and Vömel, H.: Impact of typhoons on the composition of the upper troposphere within the Asian summer monsoon anticyclone: the SWOP campaign in Lhasa 2013, *Atmos. Chem. Phys.*, 17(7), 4657–4672, doi:10.5194/acp-17-4657-2017, 2017.
- 730
- Marécal, V., Rivière, E. D., Held, G., Cautenet, S. and Freitas, S.: Modelling study of the impact of deep convection on the utls air composition - Part I: Analysis of ozone precursors, *Atmos. Chem. Phys.*, 6(6), 1567–1584, doi:10.5194/acp-6-1567-2006, 2006.
- Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouyssel, F., Brousseau, P., Brun, E., Calvet, J.-C., Carrer, D., Decharme, B., Delire, C., Donier, S., Essaouini, K., Gibelin, A.-L., Giordani, H., Habets, F., Jidane, M., Kerdraon, G., Kourzeneva, E., Lafaysse, M., Lafont, S., Lebeaupin Brossier, C., Lemonsu, A., Mahfouf, J.-F., Marguinaud, P., Mokhtari, M., Morin, S., Pigeon, G., Salgado, R., Seity, Y., Taillefer, F., Tanguy, G., Tulet, P., Vincendon, B., Vionnet, V. and Voldoire, A.: The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes, *Geosci. Model Dev.*, 6(4), 929–960, doi:10.5194/gmd-6-929-2013, 2013.
- 735
- 740
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J. and Clough, S. A.: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave, *J. Geophys. Res.*, 102(D14), 16663–16682, doi:10.1029/97JD00237, 1997.
- Mote, P. W., Rosenlof, K. H., McIntyre, M. E., Carr, E. S., Gille, J. C., Holton, J. R., Kinnersley, J. S., Pumphrey, H. C., Russell, J. M. and Waters, J. W.: An atmospheric tape recorder: The imprint of tropical tropopause temperatures on stratospheric water vapor, *J. Geophys. Res.*, 101(D2), 3989–4006, doi:10.1029/95JD03422, 1996.
- 745
- Mrowiec, A. A., Rio, C., Fridlind, A. M., Ackerman, A. S., Del Genio, A. D., Pauluis, O. M., Varble, A. C. and Fan, J.: Analysis of cloud-resolving simulations of a tropical mesoscale convective system observed during TWP-

- ICE: Vertical fluxes and draft properties in convective and stratiform regions, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D19), doi:10.1029/2012JD017759, 2012.
- 750 Nützel, M., Podglajen, A., Garny, H. and Ploeger, F.: Quantification of water vapour transport from the Asian monsoon to the stratosphere, *Atmos. Chem. Phys.*, 19(13), 8947–8966, doi:10.5194/acp-19-8947-2019, 2019.
- Penven, P., Debreu, L., Marchesiello, P. and McWilliams, J. C.: Evaluation and application of the ROMS 1-way embedding procedure to the central california upwelling system, *Ocean Modelling*, 12(1–2), 157–187, doi:10.1016/j.ocemod.2005.05.002, 2006.
- 755 Pergaud, J., Masson, V., Malardel, S. and Couvreur, F.: A Parameterization of Dry Thermals and Shallow Cumuli for Mesoscale Numerical Weather Prediction, *Boundary-Layer Meteorol.*, 132(1), 83–106, doi:10.1007/s10546-009-9388-0, 2009.
- Pianezze, J., Barthe, C., Bielli, S., Tulet, P., Jullien, S., Cambon, G., Bousquet, O., Claeys, M. and Cordier, E.: A New Coupled Ocean-Waves-Atmosphere Model Designed for Tropical Storm Studies: Example of Tropical Cyclone Bejisa (2013-2014) in the South-West Indian Ocean, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 10(3), 801–825, doi:10.1002/2017MS001177, 2018.
- 760 Preston, A. D., Fuelberg, H. E. and Barth, M. C.: Simulation of Chemical Transport by Typhoon Mireille (1991), *J. Geophys. Res. Atmos.*, 124(21), 11614–11639, doi:10.1029/2019JD030446, 2019.
- 765 Randel, W. J., Wu, F., Oltmans, S. J., Rosenlof, K. and Nedoluha, G. E.: Interannual Changes of Stratospheric Water Vapor and Correlations with Tropical Tropopause Temperatures, *JOURNAL OF THE ATMOSPHERIC SCIENCES*, 61, 16, 2004.
- Ravindra Babu, S., Venkat Ratnam, M., Basha, G., Krishnamurthy, B. V. and Venkateswararao, B.: Effect of tropical cyclones on the tropical tropopause parameters observed using COSMIC GPS RO data, *Atmos. Chem. Phys.*, 15(18), 10239–10249, doi:10.5194/acp-15-10239-2015, 2015.
- 770 Ray, E. A. and Rosenlof, K. H.: Hydration of the upper troposphere by tropical cyclones, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D12), doi:10.1029/2006JD008009, 2007.
- Romps, D. M. and Kuang, Z.: Overshooting convection in tropical cyclones, *Geophys. Res. Lett.*, 36(9), L09804, doi:10.1029/2009GL037396, 2009.
- 775 Rosenlof, K. H., Oltmans, S. J., Kley, D., Russell, J. M., Chiou, E.-W., Chu, W. P., Johnson, D. G., Kelly, K. K., Michelsen, H. A., Nedoluha, G. E., Remsberg, E. E., Toon, G. C. and McCormick, M. P.: Stratospheric water vapor increases over the past half-century, *Geophysical Research Letters*, 28(7), 1195–1198, doi:10.1029/2000GL012502, 2001.
- Saunders, R., Hocking, J., Turner, E., Rayer, P., Rundle, D., Brunel, P., Vidot, J., Roquet, P., Matricardi, M., Geer, A., Bormann, N. and Lupu, C.: An update on the RTTOV fast radiative transfer model (currently at version 12), *Geosci. Model Dev.*, 11(7), 2717–2737, doi:10.5194/gmd-11-2717-2018, 2018.
- 780 Schoeberl, M. R., Jensen, E. J., Pfister, L., Ueyama, R., Avery, M. and Dessler, A. E.: Convective Hydration of the Upper Troposphere and Lower Stratosphere, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 123(9), 4583–4593, doi:10.1029/2018JD028286, 2018.
- 785 Schreck, C. J., Knapp, K. R. and Kossin, J. P.: The Impact of Best Track Discrepancies on Global Tropical Cyclone Climatologies using IBTrACS, *Monthly Weather Review*, 142(10), 3881–3899, doi:10.1175/MWR-D-14-00021.1, 2014.
- Senf, F. and Deneke, H.: Uncertainties in synthetic Meteosat SEVIRI infrared brightness temperatures in the presence of cirrus clouds and implications for evaluation of cloud microphysics, *Atmospheric Research*, 183, 113–129, doi:10.1016/j.atmosres.2016.08.012, 2017.
- 790

- Shepherd, T. G.: Dynamics, stratospheric ozone, and climate change, *Atmosphere-Ocean*, 46(1), 117–138, doi:10.3137/ao.460106, 2008.
- Sobel, A. H., Camargo, S. J., Hall, T. M., Lee, C.-Y., Tippett, M. K. and Wing, A. A.: Human influence on tropical cyclone intensity, *Science*, 353(6296), 242–246, doi:10.1126/science.aaf6574, 2016.
- 795 Solomon, S., Rosenlof, K. H., Portmann, R. W., Daniel, J. S., Davis, S. M., Sanford, T. J. and Plattner, G.-K.: Contributions of Stratospheric Water Vapor to Decadal Changes in the Rate of Global Warming, *Science*, 327(5970), 1219–1223, doi:10.1126/science.1182488, 2010.
- Tao, C. and Jiang, H.: Global Distribution of Hot Towers in Tropical Cyclones Based on 11-Yr TRMM Data, *J. Climate*, 26(4), 1371–1386, doi:10.1175/JCLI-D-12-00291.1, 2013.
- 800 le Texier, H., Solomon, S. and Garcia, R. R.: The role of molecular hydrogen and methane oxidation in the water vapour budget of the stratosphere, *Q.J Royal Met. Soc.*, 114(480), 281–295, doi:10.1002/qj.49711448002, 1988.
- Tulet, P.: ORILAM, a three-moment lognormal aerosol scheme for mesoscale atmospheric model: Online coupling into the Meso-NH-C model and validation on the Escompte campaign, *J. Geophys. Res.*, 110(D18), D18201, doi:10.1029/2004JD005716, 2005.
- 805 Ueyama, R., Jensen, E. J. and Pfister, L.: Convective Influence on the Humidity and Clouds in the Tropical Tropopause Layer During Boreal Summer, *J. Geophys. Res. Atmos.*, doi:10.1029/2018JD028674, 2018.
- Vié, B., Pinty, J.-P., Berthet, S. and Leriche, M.: LIMA (v1.0): A quasi two-moment microphysical scheme driven by a multimodal population of cloud condensation and ice freezing nuclei, *Geosci. Model Dev.*, 9(2), 567–586, doi:10.5194/gmd-9-567-2016, 2016.
- 810 Vogel, B., Günther, G., Müller, R., Grooß, J.-U., Hoor, P., Krämer, M., Müller, S., Zahn, A. and Riese, M.: Fast transport from Southeast Asia boundary layer sources to northern Europe: rapid uplift in typhoons and eastward eddy shedding of the Asian monsoon anticyclone, *Atmos. Chem. Phys.*, 14(23), 12745–12762, doi:10.5194/acp-14-12745-2014, 2014.
- 815 Voldoire, A., Decharme, B., Pianezze, J., Lebeaupin Brossier, C., Sevault, F., Seyfried, L., Garnier, V., Bielli, S., Valcke, S., Alias, A., Accensi, M., Arduin, F., Bouin, M.-N., Ducrocq, V., Faroux, S., Giordani, H., Léger, F., Marsaleix, P., Rainaud, R., Redelsperger, J.-L., Richard, E. and Riette, S.: SURFEX v8.0 interface with OASIS3-MCT to couple atmosphere with hydrology, ocean, waves and sea-ice models, from coastal to global scales, *Geosci. Model Dev.*, 10(11), 4207–4227, doi:10.5194/gmd-10-4207-2017, 2017.
- 820 Vömel, H., Barnes, J. E., Forno, R. N., Fujiwara, M., Hasebe, F., Iwasaki, S., Kivi, R., Komala, N., Kyrö, E., Leblanc, T., Morel, B., Ogino, S.-Y., Read, W. G., Ryan, S. C., Saraspriya, S., Selkirk, H., Shiotani, M., Valverde Canossa, J. and Whiteman, D. N.: Validation of Aura Microwave Limb Sounder water vapor by balloon-borne Cryogenic Frost point Hygrometer measurements, *J. Geophys. Res.*, 112(D24), D24S37, doi:10.1029/2007JD008698, 2007.
- 825 Vömel, H., Naebert, T., Dirksen, R. and Sommer, M.: An update on the uncertainties of water vapor measurements using cryogenic frost point hygrometers, *Atmos. Meas. Tech.*, 9(8), 3755–3768, doi:10.5194/amt-9-3755-2016, 2016.
- Wei, M.-Y.: A New Formulation of the Exchange of Mass and Trace Constituents between the Stratosphere and Troposphere, *J. Atmos. Sci.*, (44), 3079–3086, 1987.
- 830 WMO: Global guide to tropical cyclone forecasting. C. Guard, Ed. WMO Tech. Rep. WMO/TD-1194, 399 pp., <http://www.wmo.int/cycloneguide/pdf/Global-Guide-to-Tropical-Cyclone-Forecasting.pdf>, 2017.
- Zhan, R. and Wang, Y.: Contribution of tropical cyclones to stratosphere-troposphere exchange over the northwest Pacific: Estimation based on AIRS satellite retrievals and ERA-Interim data: CONTRIBUTION BY TCS TO STE OVER WNP, *J. Geophys. Res.*, 117(D12), n/a-n/a, doi:10.1029/2012JD017494, 2012.

Table 1: Definitions of Meso-NH simulations used in the study. All simulations are from 2 March 00UTC to 7 March 00 UTC just before Enawo's landfall over Madagascar. Root Mean Square Error (RMSE) between the Best Track and simulated values of track (in km) and MSLP (in hPa) are calculated for each simulation. The values in brackets represent the standard deviation.

840

Simulation name	Horizontal grid-spacing (km)	Model domain	Interactive SST	Initial and boundary conditions	Track RMSE (km)	MSLP RMSE (hPa)
S1	10	A	Forced (IFS)	ECMWF IFS	167±68	7.4±5.8
S2	5	A	Forced (IFS)	ECMWF IFS	141±67	8.0±7.1
S3	2	A&B	Forced (IFS)	ECMWF IFS	105±50	6.2±5.5
S4	2	B	Forced (IFS)	ECMWF IFS	97±54	5.7±5.1
S5	2	B	Coupled (CROCO)	ECMWF IFS	87±48	8.9±8.7

845

Table 2: TC total net flux of water vapor ($\times 10^3 \text{ t}\cdot\text{hr}^{-1}$) to the lower stratosphere from Allison et al. (2018) and from the present study.

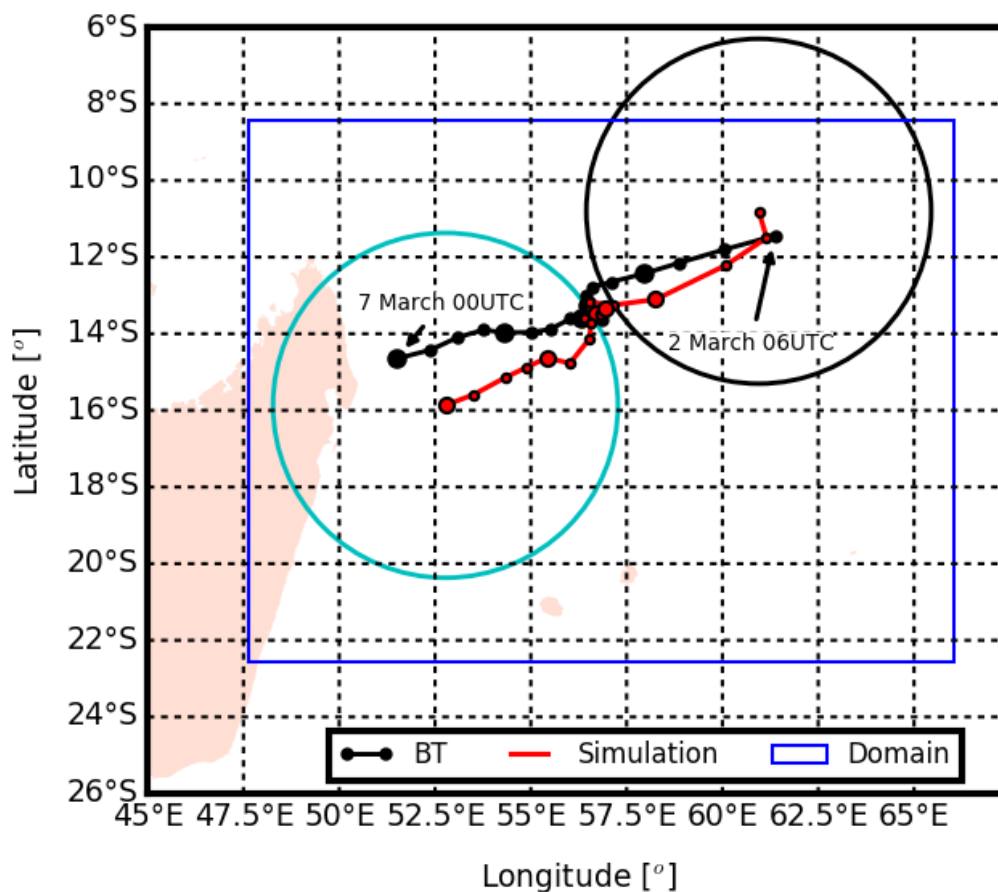
	Note	$F_{\text{mean}} (\times 10^3 \text{ t}\cdot\text{hr}^{-1})$
Allison et al. (2018)	300-km Cat 1 TC Ingrid in the NA 1.33 km grid-spacing, net flux estimated over 43 hours	4.6
The present study	600-km Cat 3 TC Enawo in the SWIO 2 km grid-spacing, net flux estimated over 48 hours	2.7

850 Table 3: The 25th, mean (standard deviation), and 75th percentiles for each region and global tropics of the annual number of tropical cyclones with 1-min VMAX ≥ 64 kt. The 25th, mean (standard deviation), and 75th percentiles for each region and global tropics of the duration of tropical cyclones (hours). The duration of a TC is defined as the period during which VMAX ≥ 64 kt. The 25th, mean (standard deviation), and 75th percentiles for each region and global tropics of maximum 1-min sustained wind (kt) at peak intensity.

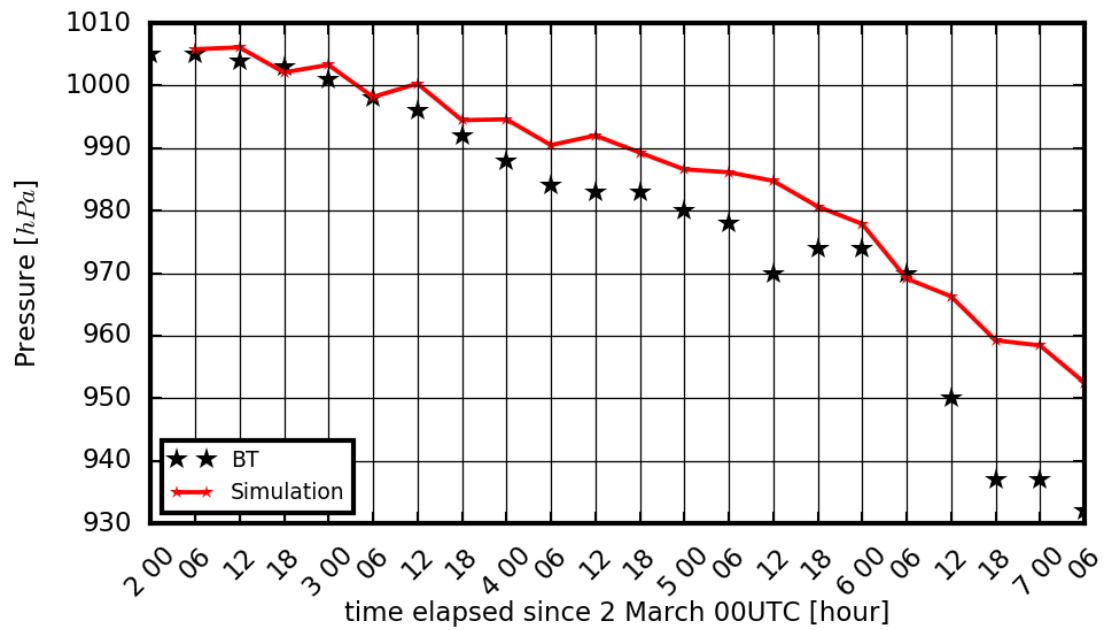
Region	Number of TC (1-min VMAX ≥ 64 kt)			Duration (hours)			1-min VMAX (kt) at peak intensity		
	25 th	Mean	75 th	25 th	Mean	75 th	25 th	Mean	75 th
Western Pacific	12.2	14.5±4.4	17.0	72	88±18	100	91.6	95.8±5.7	99.6

Eastern Pacific	7.0	9.3±3.6	11.0	64	78±20	92	90.5	96.0±9.5	102.9
South Indian	6.2	8.3±2.8	10.0	59	71±19	79	91.5	97.6±8.8	102.5
North Atlantic	4.0	6.4±3.1	8.7	32	51±25	70	84.0	92.6±9.4	98.7
South Pacific	4.0	5.5±2.5	7.0	56	73±30	82	85.2	96.8±12.5	106.8
North Indian	1.0	1.0±1.0	2.0	30	48±24	70	81.2	94.0±17.2	105.0
Global	42.5	45.0±9.1	49.0	102.0	78±19	186.0	79.5	96.2±21.4	113.6

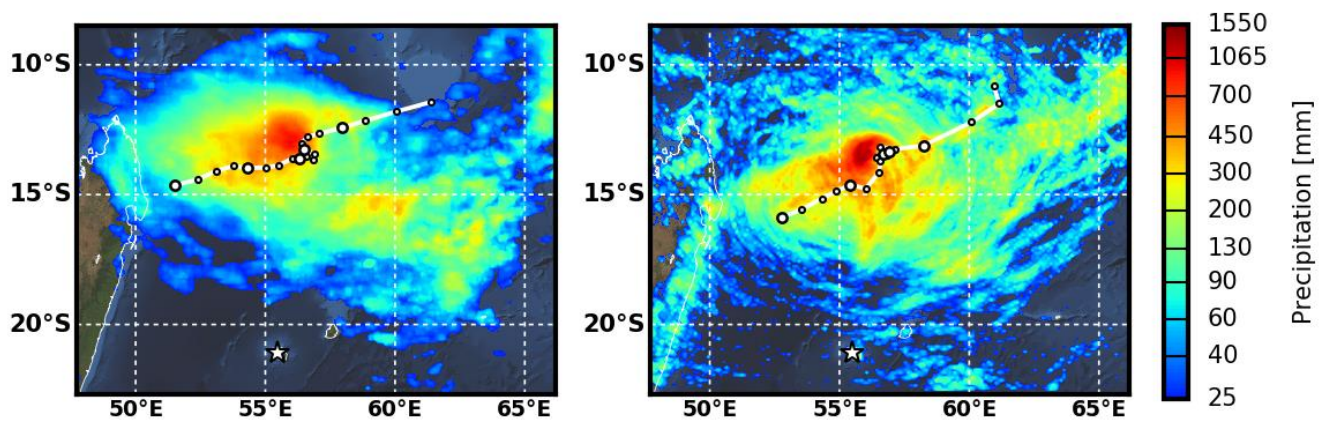
855



860 **Figure 1: Simulated (red line) versus RSMC La Réunion best-track (black line). Small dots correspond to 6-hourly locations while large dots correspond to daily locations from 2 March 06UTC to 7 March 00UTC. The 2 circles indicate regions which are used to compute an average water vapor profile around the TC center for the beginning and the end of simulation S4. The domain used in the Meso-NH simulation is in blue and has a 2-km resolution.**

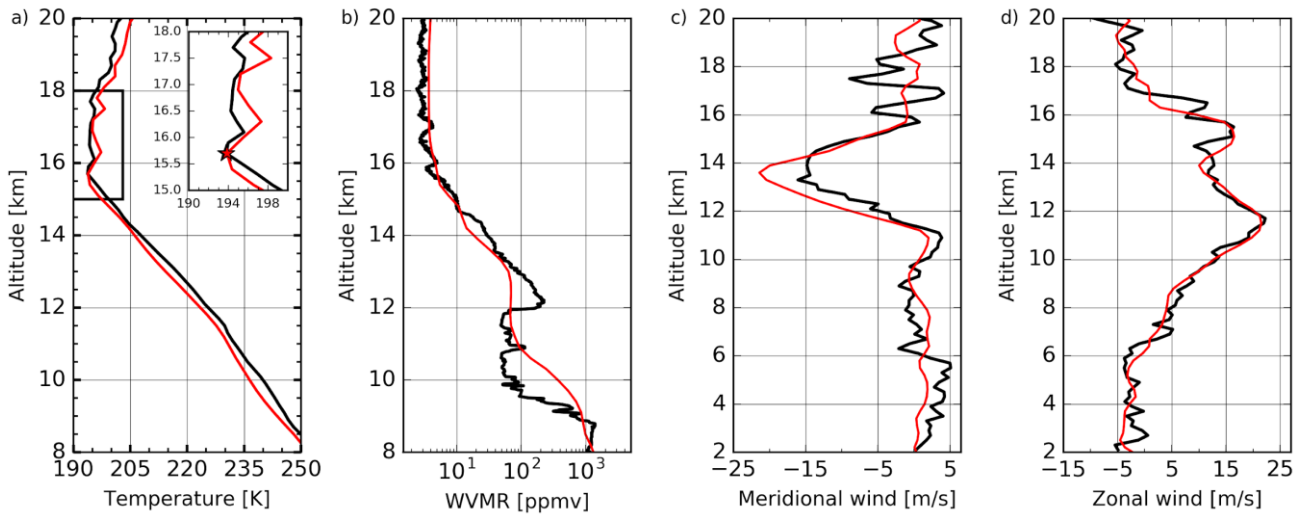


865 **Figure 2:** Time series of MSLP in the Meso-NH 2km simulation (red line) and in the RSMC La Réunion best-track data (black stars). 6-hourly values of MSLP are shown from 2 March 00UTC to 7 March 00UTC.

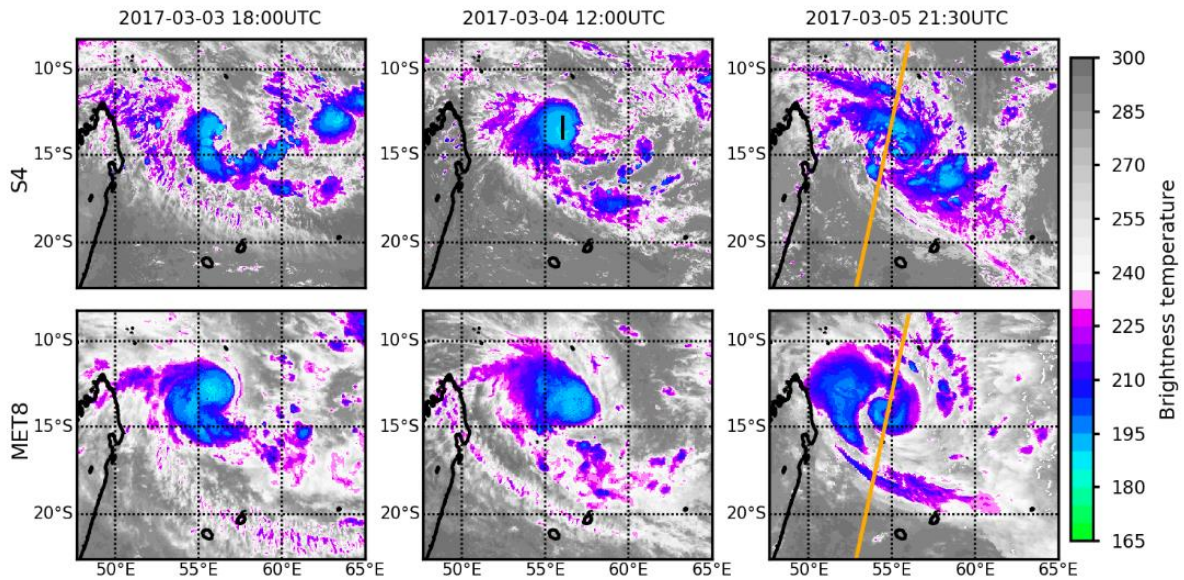


8 **Figure 3:** Accumulated precipitation for the period 2 March 06 UTC to 7 March 00UTC. Left: GPM observation. Right: Simulated precipitation. The white line on the left and right panels corresponds to RSMC La Réunion best-track data and simulated best-track respectively.

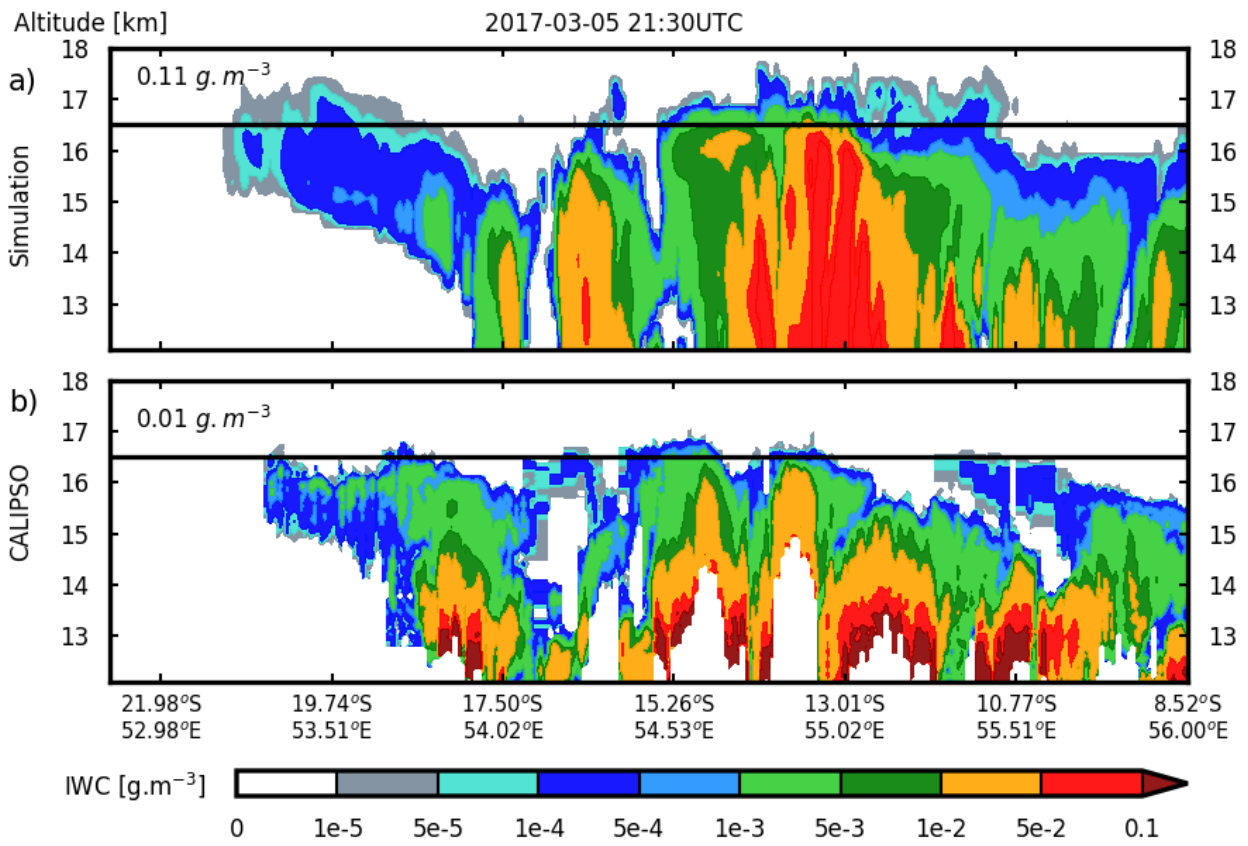
875



880 **Figure 4: Simulated (red) versus observed (black) profiles at the location of the Maïdo Observatory on 3 March 18 UTC: a) temperature, b) water vapor mixing ratio, c) meridional wind and d) zonal wind. CFH and M10 sonde observations are shown in black while simulated fields are shown in red. On the temperature profiles the location of the observed/simulated Cold Point Tropopause is indicated by black and red stars respectively.**



885 **Figure 5: Observed (bottom panels) versus simulated (upper panels) infrared brightness temperature on 3 March, 18 UTC (left), 4 March, 12 UTC (middle) and on 5 March, 21:30 UTC. The orange lines correspond to CALIPSO orbit tracks on 5 March at 21:30 UTC. On 4 March, 12 UTC the small vertical black line on the simulated infrared brightness temperature indicates the south-north cross section shown on Figure 8.**



890

Figure 6: Cross-section (Latitude versus altitude) of CALIOP Ice Water Content (IWC in $g \cdot m^{-3}$, bottom) along CALIOP track over TC Enawo on 5 March, 2130UTC. The corresponding simulated IWC for S4 is shown on the top panel. The black curves on both panels correspond to the simulated CPT which has a mean height of 16.5km. The numbers on the top left corner of each plot indicate the mean IWC above the CPT.

895

900

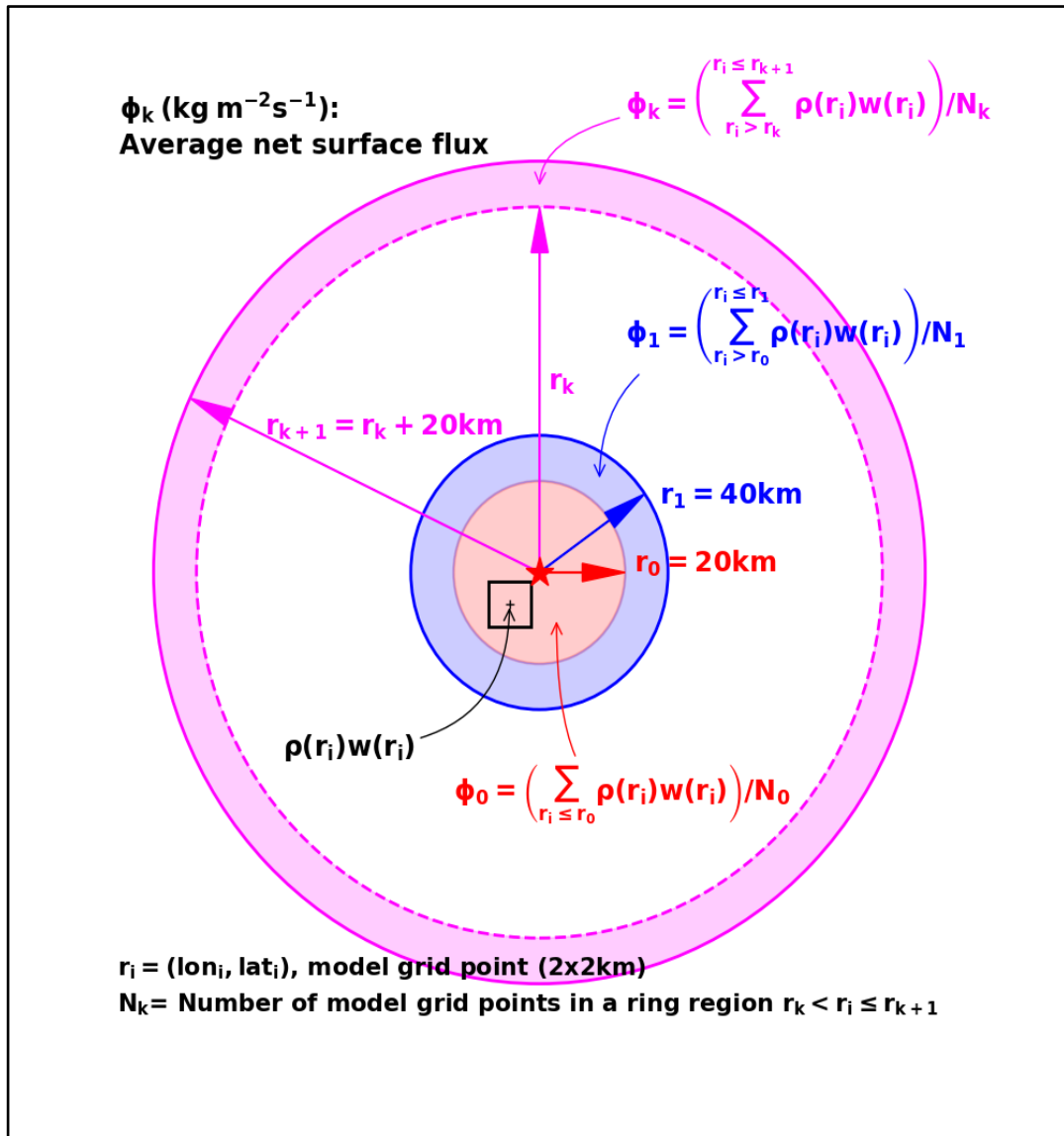


Figure 7: Diagram illustrating the computation of average net mass flux density ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) in the simulation. Average net mass fluxes density is computed for ring regions around the TC center (red star) for 20 km radius increment.

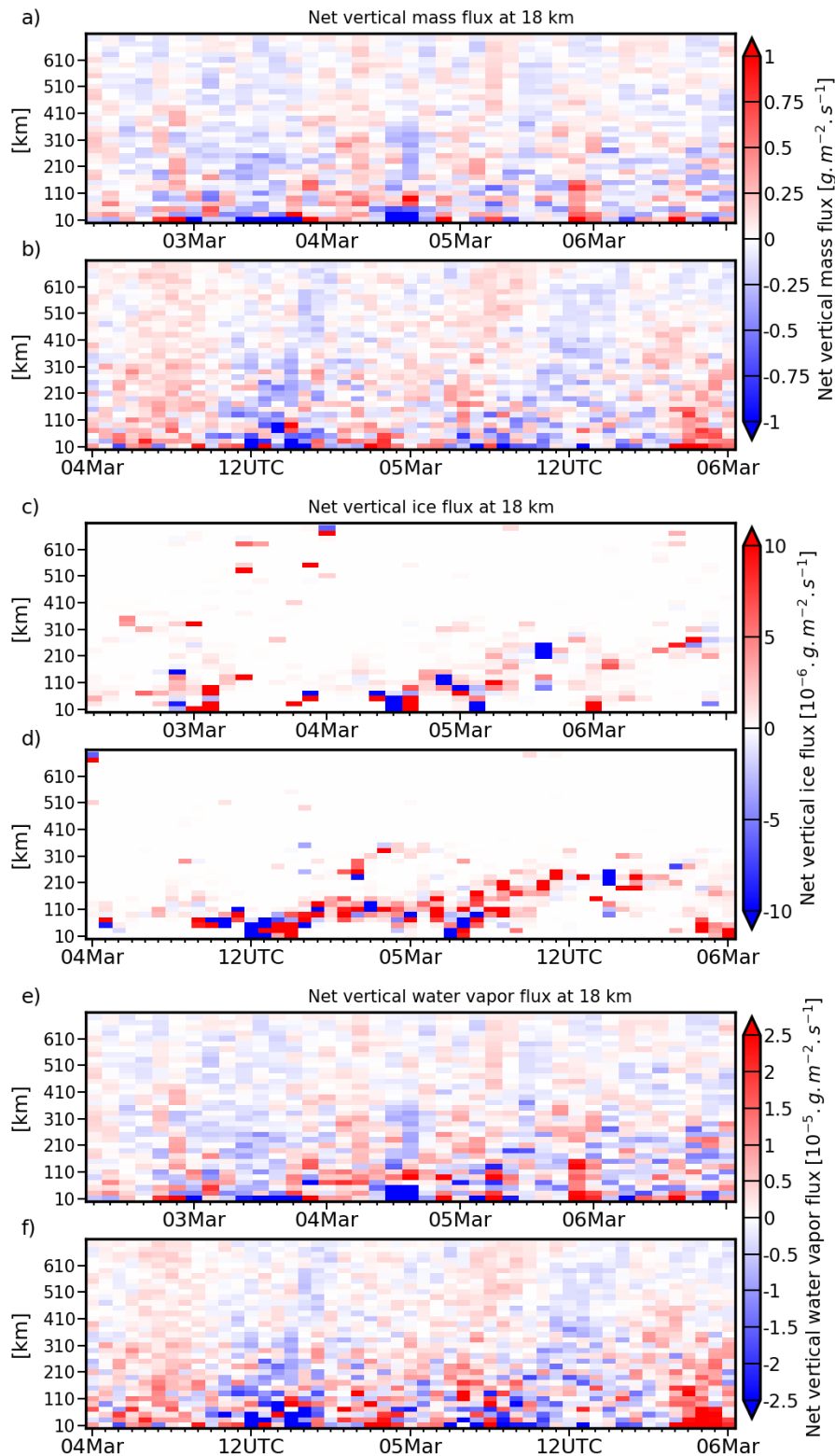
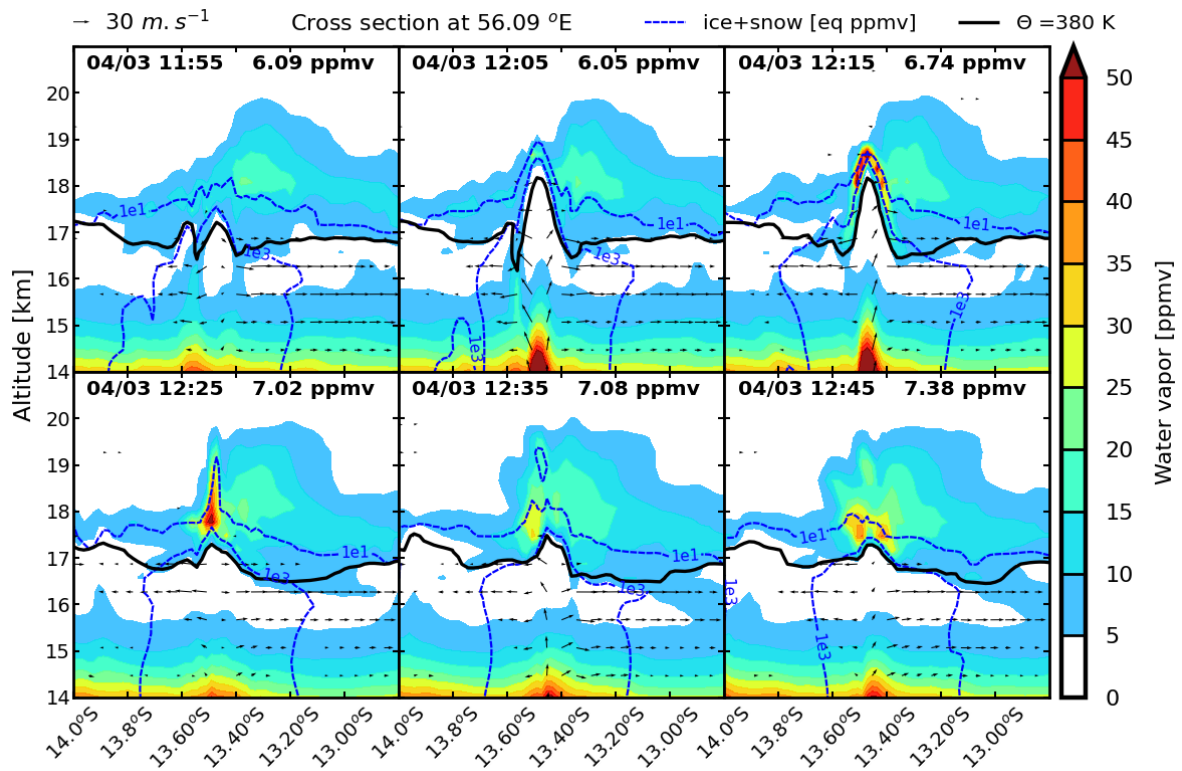


Figure 8: a) Net mass flux at 18 km in the simulation as a function of time and distance from the TC center. Values were averaged over bins of 20 km x 20 km for a distance of 0 to 700 km from the TC center and are shown every 3 hours from 2 March, 06 UTC to 7 March, 00 UTC. b) same as a) but hourly-values from 4 March, 00 UTC to 6 March, 00 UTC while the storm was intensifying over the ocean. c) 3-hourly ice flux values at 18 km in the simulations from 2 March, 06 UTC to 7 March, 00UTC d) Same as c) but for hourly values from 4 March, 00 UTC to 6 March 6, 00UTC. e) 3-hourly water vapor flux values at 18 km in the simulations from 2 March, 06 UTC to 7 March, 00 UTC d) Same as c) but for hourly values from 4 March, 00 UTC to 6 March 6, 00 UTC.

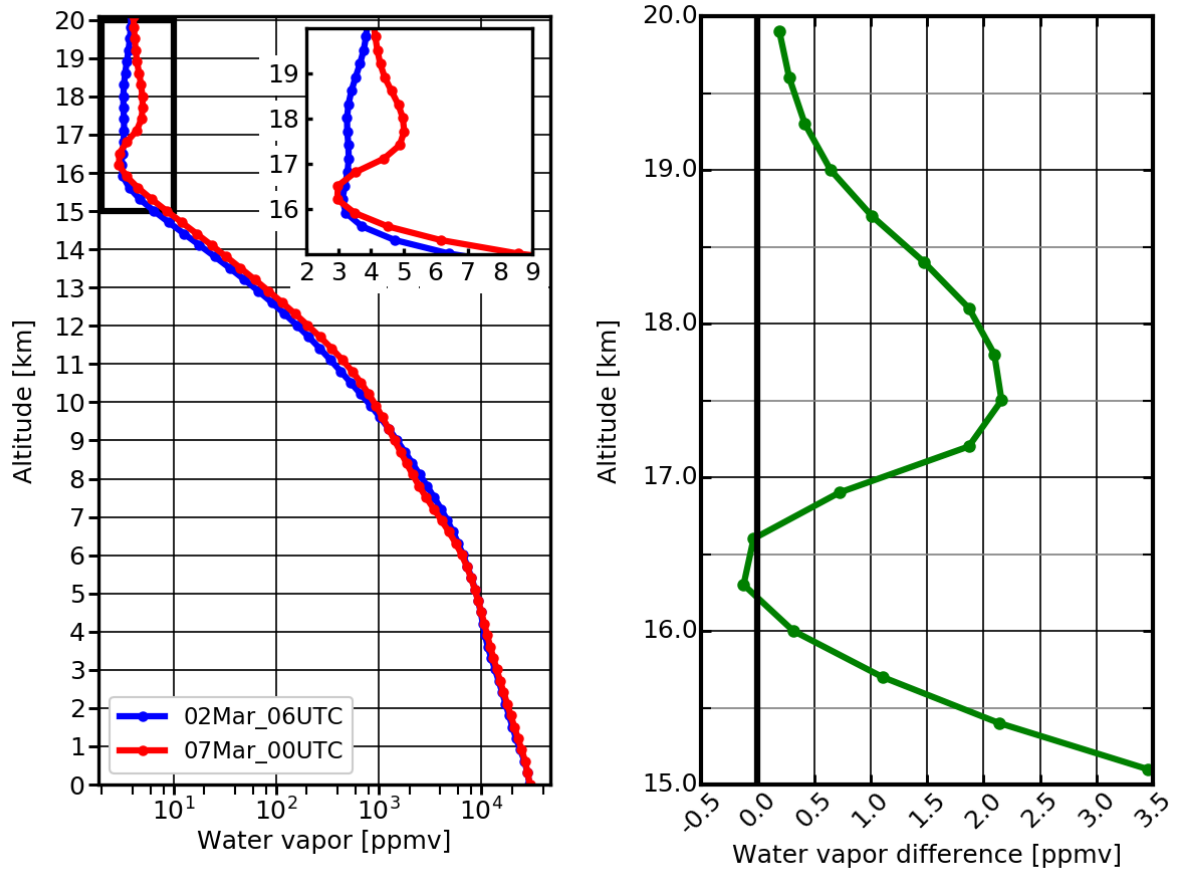
910

915



920 **Figure 9:** North to south cross sections through the simulated overshooting cloud on 4 March. Plots are every 10 minutes on 4 March from 11:55 UTC to 12:45 UTC. Color contours correspond to the water vapor mixing ratio. Ice mixing ratio (Snow+cloud ice) values ranging from 1 to 1000 ppmv are indicated by blue dashed lines. Black arrows correspond to the zonal/vertical wind fields. The black line in all panels corresponds to the 380 K isentropic surface. Mean water vapor mixing ratios above the 380 K surface are indicated in black on the top right corner of each panel.

925



930 **Figure 10: Left, simulated average water vapor mixing ratio profiles on 2 March 06 UTC (blue line) and 7 March 00 UTC (red line). The profiles were averaged over a 500 km region surrounding Enawo's center which is indicated by the circles on Figure 1. Right, water vapor mixing ratio difference between 2 March 06 UTC and 7 March 00 UTC. The profiles were averaged over a 500 km region surrounding Enawo's center which is indicated by the circles on Figure 1.**

935

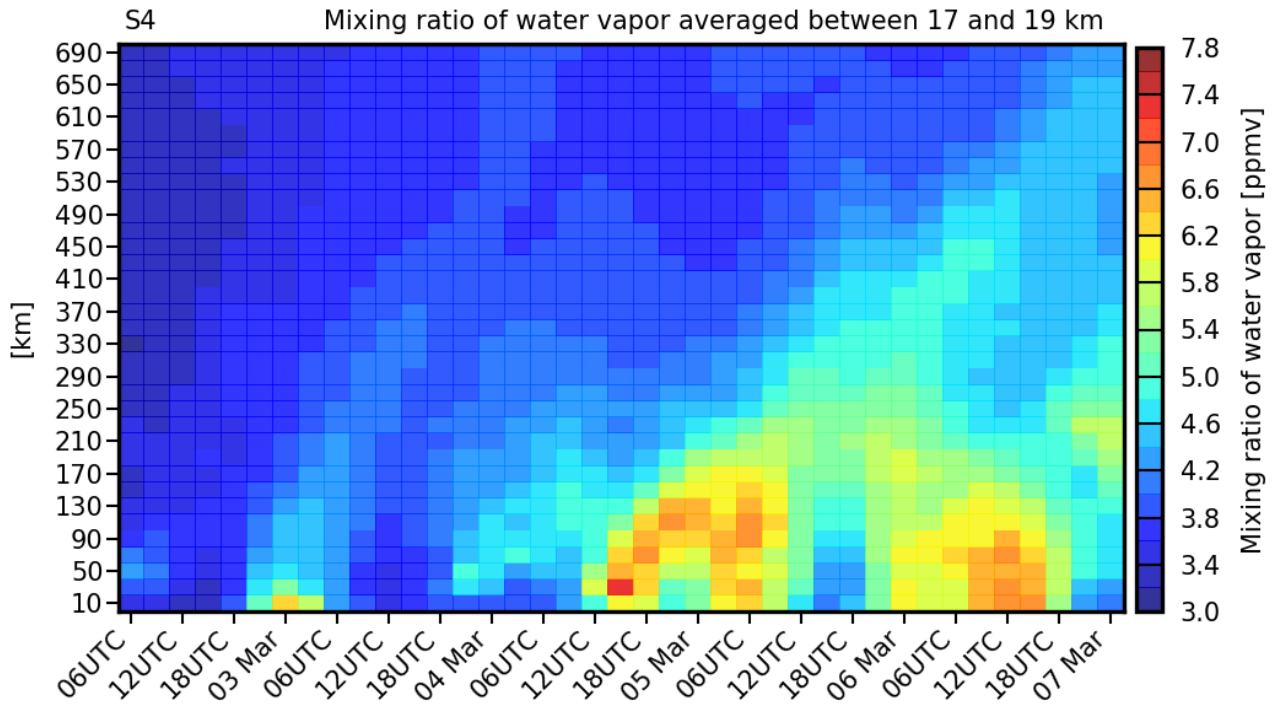


Figure 11: Time versus distance from the TC center of simulated water vapor mixing ratio averaged over the 17-19 km altitude range. Values correspond to bins of 20 km for a radius of 0 to 700 km around the TC center and are shown every 3 hours from 2 March 06 UTC to 7 March 00 UTC.

940

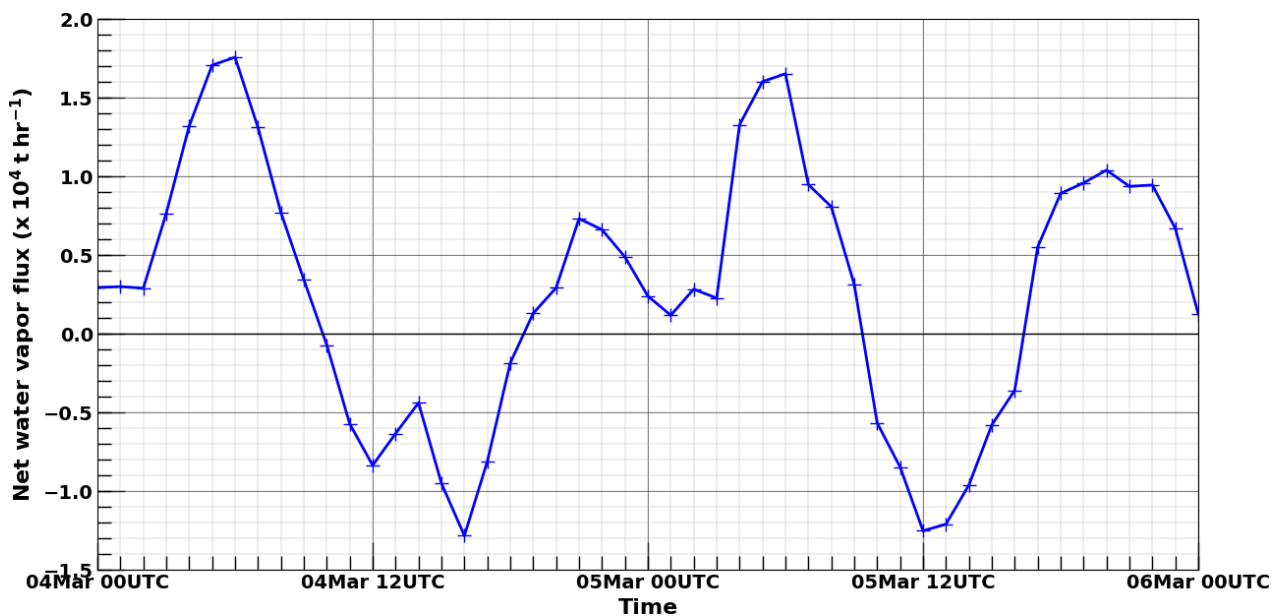


Figure 12: Time evolution of net vertical water vapor flux at 18 km ($t \cdot hr^{-1}$) from 4 March 00 UTC to 6 March 00 UTC. A 700-km region surrounding Enawo's center was used to compute the net vertical water vapor flux for each hourly model output.

945

CHAPITRE 7.

MODÉLISATION MÉSO-ECHELLE DU CYCLONE TROPICAL GELENA (2019)

Sommaire

7.1	Présentation des simulations du cyclone tropical Gelena (2019)	156
7.1.1	Motivation des simulations	156
7.1.2	Présentation du cas d'étude Gelena (2019)	157
7.2	Etude de sensibilité à la définition du domaine et à la date d'initialisation	159
7.3	Simulations à haute Résolution du Cyclone Tropical Gelena	162
7.3.1	Présentation des simulations	162
7.3.2	Etude des précipitations et des sommets nuageux	165
7.3.3	Perspectives pour l'étude du transport de vapeur d'eau en TTL dans les simulations du cyclone tropical Gelena	168

Présentation des simulations du cyclone tropical Gelena (2019)

Motivation des simulations

Dans les chapitre 5 et 6 nous avons mis en évidence que les cyclones du sud-ouest de l'océan Indien pouvaient augmenter le contenu en vapeur d'eau en TTL de 45%. Cette humidification se produit principalement dans une région de 500 km au tour du centre du cyclone. Une estimation de l'influence des cyclones tropicaux sur le bilan de vapeur d'eau à l'échelle du bassin du sud-ouest de l'océan Indien et globale à été présentée en fin de chapitre 6. Cette estimation est basée sur le flux net vertical de vapeur d'eau en TTL, calculé à partir des simulations à 2 km d'Enawo et des études d'Allison et al. (2018) et de Preston et al. (2019). On estime que les cyclones du sud-ouest de l'océan Indien pouvaient humidifier la basse stratosphère de 0,4 ppmv. Afin d'étendre les résultats obtenus pour le cyclone Enawo, nous avons décidé de simuler un nouveau cas d'étude, similaire à Enawo, avec la même configuration de Meso-NH (2 km de résolution, 140 niveaux verticaux, schéma microphysique ICE3). Le cyclone Gelena, formé le 4 février 2019 est un cyclone tropical du sud-ouest de l'océan Indien. Le détrainement en haute troposphère du cyclone à été observé dans le cadre de la campagne CONCIERTO (sous-section 2.1.2) le 8 février 2019 vers 18 UTC (Sondage LM023). Son cycle d'intensification est progressif, il atteint le stade de cyclone tropical intense en 4 jours, ce qui le rend idéal pour compléter l'étude d'Enawo.

La formation de Gelena s'est produite quelques jours après la formation du cyclone Funani au sud-ouest de l'océan Indien. Les deux cyclones ont des trajectoires très proches et une étude sur la taille du domaine est présentée dans la section 7.2 pour essayer de reproduire fidèlement la dynamique de Gelena. Un jeu de simulations à 2 km de résolution a ensuite été constitué (section 7.3) et comparé aux observations de précipitations de GPM, de température de brillance de Météosat-8 et aux profils du radiosondage LM023 (8 février 2019, 18 UTC à l'observatoire du Maïdo).

Présentation du cas d'étude Gelena (2019)

Le cyclone tropical Gelena (2019) s'est formé au nord-est des côtes de Madagascar et a été nommé par le CMRS le 4 février 2019 à 06 UTC. Du 4 au 6 février, le cyclone suit une trajectoire sud-ouest en s'intensifiant progressivement. À la fin du 5 février 2019, Gelena arrête sa propagation à 300 km à l'est de Madagascar et s'intensifie rapidement, passant du stade de dépression tropicale au stade de cyclone tropical. La journée du 6 février 2019 est marquée par un cycle de reformation du mur de l'œil du cyclone. La propagation du cyclone ralentit et l'énergie disponible à la surface océanique diminue. L'intensification du cyclone va donc ralentir. La propagation de Gelena reprend dans la journée du 7 février 2019 en suivant une trajectoire sud-est. Le 8 février à 12 UTC, Gelena est au plus proche de l'île Maurice (le centre du cyclone est à 509 km au nord-ouest de Maurice), avec des rafales de vent allant jusqu'à 220 km.h⁻¹ et une pression au centre (P_m) de 960hPa. Les 24 heures suivantes, Gelena poursuit sa propagation sud-est, en se renforçant, avec des rafales jusqu'à 285 km.h⁻¹ et une pression au centre $P_m=933$ hPa. Le système tropical s'intensifie progressivement jusqu'au stade de cyclone tropical intense la journée du 9 février (vers 12 UTC). À partir du 10 février le cyclone baisse en activité et redevient un cyclone tropical puis une forte tempête tropicale la journée du 11 février. Enfin, le cyclone se comble entre le 15 et le 16 février aux moyennes latitudes (34,5°S). Comme pour Enawo, les simulations de Gelena se concentrent sur sa phase d'intensification (entre le 04/02/2019 et le 10/02/2019).

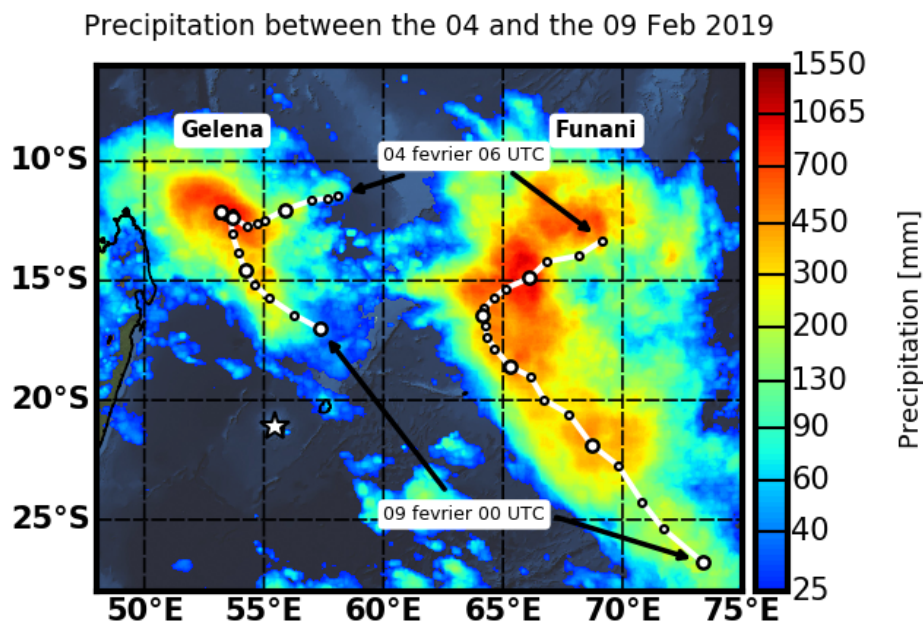


FIGURE 7.1 – Précipitations cumulées durant les cyclones tropicaux Gelena et Funani, entre le 04 février 06 UTC et le 09 février 2019. Les données sont issues des observations GPM (sous-section 3.1.3). En blanc les trajectoires issues des données best track du CMRS des cyclones tropicaux Gelena (à gauche) et Funani (à droite), avec un point toutes les 6 heures (00, 06, 12 et 18 UTC). Les grands ronds blancs au contour noir indiquent le début de chaque jour (00 UTC). L'étoile blanche représente la position de l'île de la Réunion.

Le cyclone tropical Funani s'est formé au nord-est du bassin des Mascareignes (vers 13,5°E-68°E) à la même date que le cyclone tropical Gelena (4 février 2019). Le cyclone s'intensifiera plus rapidement que Gelena, atteignant le stade de cyclone tropical le 6 février vers 18 UTC (rafales jusqu'à 220 km.h⁻¹, pression au centre de $P_m=968\text{hPa}$) et de cyclone tropical intense dans la journée du 7 février 2019 (rafales jusqu'à 280 km.h⁻¹, pression au centre de $P_m=937\text{hPa}$). Le cyclone Funani va rapidement se propager dans le bassin sud-ouest de l'océan Indien d'abord selon une trajectoire sud-ouest jusqu'au 6 février 2019, puis selon une trajectoire sud-est jusqu'aux moyennes latitudes.

Etude de sensibilité à la définition du domaine et à la date d'initialisation

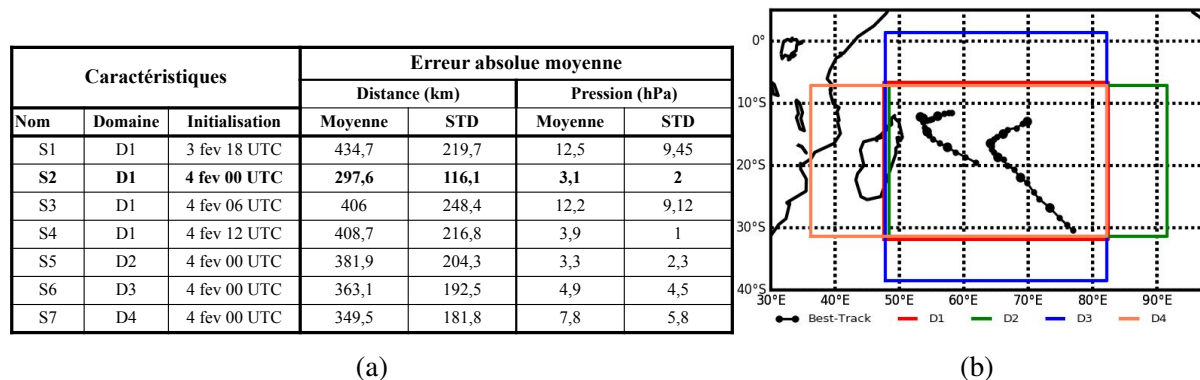


FIGURE 7.2 – Présentation des sept simulations de la section 7.2. À gauche le tableau exposant les domaines, dates d'initialisations et erreur absolue moyenne de la trajectoire et du minimum de pression au centre du cyclone. Avec les simulations S1 à S4, on regarde l'influence de la date d'initialisation de la simulation sur l'évolution du cyclone. Ces simulations se font sur le même domaine D1 (en rouge en bas à droite). Les simulations S1, S5, S6 et S7 ont la même date d'initialisation (4 février 2019 00 UTC) mais des domaines différents (D1, D2, D3 et D4 respectivement). Ces domaines varient en extension zonale ou méridienne afin de tester l'influence des conditions aux limites. Les trajectoires issues des données best-track du CMRS sont représentées en noir pour la période du 4 février 06 UTC au 8 février 00 UTC.

Cette partie se focalise sur l'étude de l'influence de la date d'initialisation des simulations de Gelena. Le premier travail se concentre sur l'étude de l'impact que la date d'initialisation de la simulation (S1, S2, S3 et S4) sur la dynamique des systèmes. Ensuite, des tests de sensibilité à différents domaines (D1, D2, D3 et D4) ont été réalisés afin d'étudier les forçages à grande échelle influençant la dynamique des deux cyclones. Pour le premier jeu de simulations, nous nous sommes concentrés sur des simulations peu coûteuses (résolution horizontale de 10 km). La grille verticale utilisée pour le cyclone Enawo a été conservée pour les simulations de Gelena, à savoir 140 niveaux verticaux avec une résolution de 300 m dans la TTL. Les simulations S1 à S4 sont initialisées avec 6 heures de décalage (Figure 7.2, respectivement le 3 février à 18 UTC, le 4 février à 00 UTC, le 4 février à 06 UTC, et le 4 février à 12 UTC). La Figure 7.3 nous montre les trajectoires estimées à partir du minimum de pression au niveau de la mer, dans les simulations S1 à S7 des cyclones tropicaux Gelena et Funani, entre le 4 février et le 8 février. Les simulations étaient initialement prévues pour durer jusqu'au 10 février, mais des problèmes de convergence dans les trajectoires nous ont poussé à arrêter l'analyse au 8 février 00 UTC.

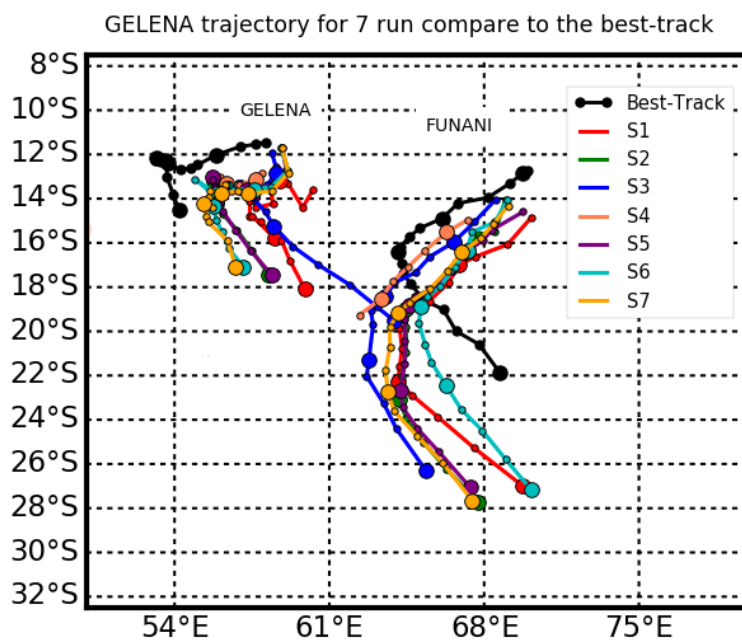


FIGURE 7.3 – Trajectoire estimée à partir du minimum de pression au coeur du cyclone pour les différentes simulations. Les trajectoires sont présentées du 4 février 06 UTC au 8 février 00 UTC (S1 à S3 et S5 à S7) ou jusqu’au 6 février 06 UTC (S4). Les trajectoires issues des données de best track sont en noires, entre le 4 février 06 UTC et le 9 février 18 UTC.

Sur la Figure 7.2 on remarque tout de suite un biais important pour l’ensemble des trajectoires de Funani, et des résultats plus mitigés concernant les trajectoires de Gelena. En particulier, à la fin des simulations (8 février 2019) le centre convectif du cyclone Funani simulé se trouve à plus de 400 km de la best track. La vitesse de propagation du système Funani semble être surestimée dans l’ensemble des simulations. Pour l’ensemble des simulations on note un biais systématique d’est dans les simulations de Gelena et un biais systématique sud dans les simulations de Funani. La date d’initialisation de la simulation joue un rôle primordial dans la trajectoire et l’intensification de Gelena. En particulier, la trajectoire de Gelena dans les simulations S1, S3 et S4 est particulièrement biaisée (initialisations du 3 février 18 UTC, 4 février 06 UTC et 4 février 12 UTC respectivement, Figure 7.2a). La simulation S3 du cyclone Gelena, en bleu, se propage très vite à partir du 7 mars (Figure 7.3) et son cycle d’intensification ne démarre jamais (Figure 7.4). À l’issue des tests avec les simulations S1, S2, S3 et S4, on estime que la date d’initialisation optimale pour le cas de Gelena est le 4 Février 2019 à 00 UTC avec une erreur absolue moyenne sur la trajectoire de 297,6 km (± 116 km) et sur l’intensification de 3,1 hPa (± 2 hPa).

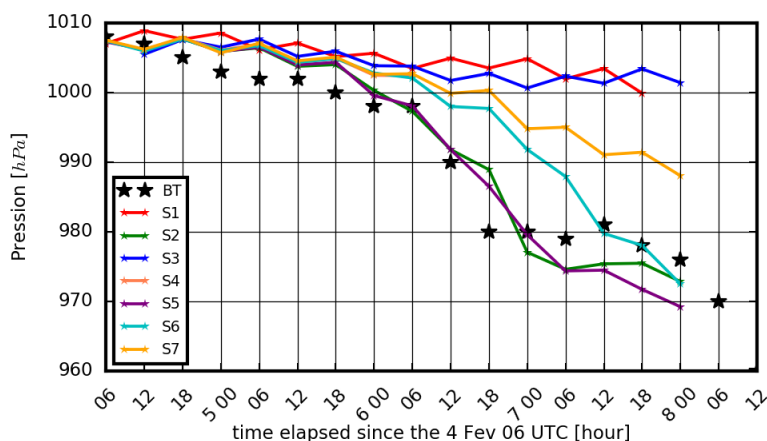


FIGURE 7.4 – Intensification estimée à partir du minimum de pression au cœur du cyclone pour les différentes simulations. Les simulations sont présentées du 4 février 06 UTC au 8 février 00 UTC (S1 à S3 et S5 à S7) ou jusqu'au 6 février 06 UTC (S4). Le minimum de pression de la best track est en noir pour la période entre le 4 février 06 UTC et le 8 février 00 UTC.

Chaque domaine présenté en Figure 7.2b devrait permettre de mesurer l'influence de l'étalement du domaine à l'est (S5), au nord/sud (S6) et à l'ouest (S7) sur la dynamique des cyclones Gelena et Funani. En comparant seulement les trajectoires de Gelena dans les simulations S5 à S7 il est difficile de conclure sur l'influence de l'étalement géographique des domaines sur les systèmes simulés. Cependant, l'intensification du cyclone Gelena dans la simulation S5 (avec un domaine élargi à l'est) est encourageante en comparaison des simulations S6 (domaine élargi sud/nord) et S7 (élargi à l'ouest). Il semble donc que la frontière est du domaine soit particulièrement importante pour représenter l'intensification du cyclone Gelena. En effet, on peut voir sur la Figure 7.2b que les domaines D1 à D3 ont une limite est particulièrement proche du cyclone Funani, ce qui pourrait perturber son intensification. En effet, selon les bulletins de Météo-France, la partie est du cyclone Funani était le siège d'une activité convective plus importante que la moitié ouest. De plus, la trajectoire des deux cyclones est forcée par la présence d'une dorsale d'altitude au nord-est, et d'un thalweg en moyenne troposphère au sud-est du bassin. Une bonne représentation des champs météorologiques (analyses CEPMMT) dans la partie est du bassin est alors primordiale pour la réussite des simulations. Les simulations les plus fidèles du cyclone Gelena avant le 8 février sont les simulations S2 et S5, initialisées le 04 mars à 00 UTC avec les domaines D1 et D2.

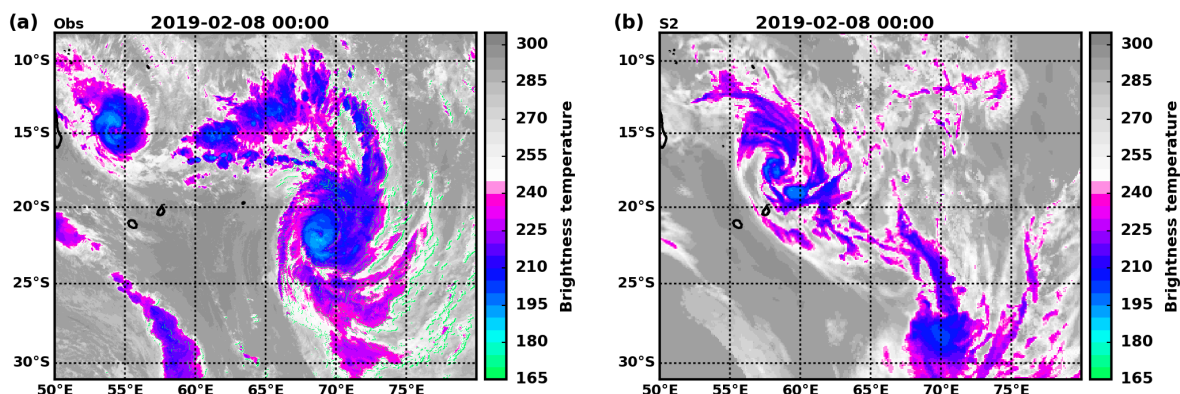


FIGURE 7.5 – Évolution des sommets nuageux estimés à partir de la température de brillance (sous-section 3.1.1) le 8 février à 00 UTC. (a) Pour les observations dans le canal infrarouge du satellite Météosat-8. (b) Pour la simulation S2. Les températures de brillance des simulations sont calculées à partir du modèle radiatif RTTOV-v11 (Senf et Deneke, 2017; Saunders et al., 2018). Les points verts dans (a) correspondent à des données manquantes.

La Figure 7.5 montre les températures de brillance observées par le satellite Météosat-8 (a) et estimées dans la simulation S2 (considérée comme la simulation de référence) le 8 février 2019 à 00 UTC. Dans les observations, le cyclone Gelena (gauche) est très peu étendu et très dense. Le cyclone Funani est déjà très bien formé avec un œil qui est visible vers 22°S-68°E. Le cyclone Funani est très étalé spatialement, avec une vortricité très marquée. Le 8 février à 00 UTC, Gelena atteint le stade de cyclone tropical, et Funani est encore au stade de cyclone tropical intense. Dans la simulation S2, on remarque que le cyclone Funani (droite) n'est pas au stade de cyclone tropical mais au simple stade de cellule convective. La simulation S2 surestime largement l'étalement du cyclone Gelena (à gauche) par rapport aux observations. Les bandes précipitantes simulées au nord et au sud de Gelena sont surestimées, alors que la densité de nuages au centre du système est sous-estimée.

Simulations à haute Résolution du Cyclone Tropical Gelena

Présentation des simulations

Cette section se concentre sur des simulations à haute résolution (2 km de résolution horizontale) du cyclone tropical Gelena. Comme précédemment, les simulations ont été directement forcées avec les analyses du CEPMMT. Les deux domaines testés (D5 et D6) sont suffisamment grands (800×1000 et 1000×1000), pour simuler l'ensemble de la trajectoire de Gelena du 4 au 10 février 2019, en excluant le cyclone Funani. La simulation S9 a le même domaine que S8 (Domaine D5), mais bénéficie d'une amélioration du processus d'intensification, en introduisant le couplage océan-atmosphère présenté précédemment (sous-section 5.5.1). Les trajectoires de Gelena dans les simulations à haute résolution sont bien meilleures que celles des simulations S1 à S7 (erreur absolue moyenne des simulations S1 à S7 de 377 km contre 125 km pour les simulations S8 à S10). Là où la vitesse de propagation explosait à partir du 7 février (entre 6 et 18 heure selon les simulations), les simulations S8-S10 donnent des résultats plus cohérents quant à l'intensification et la propagation du cyclone.

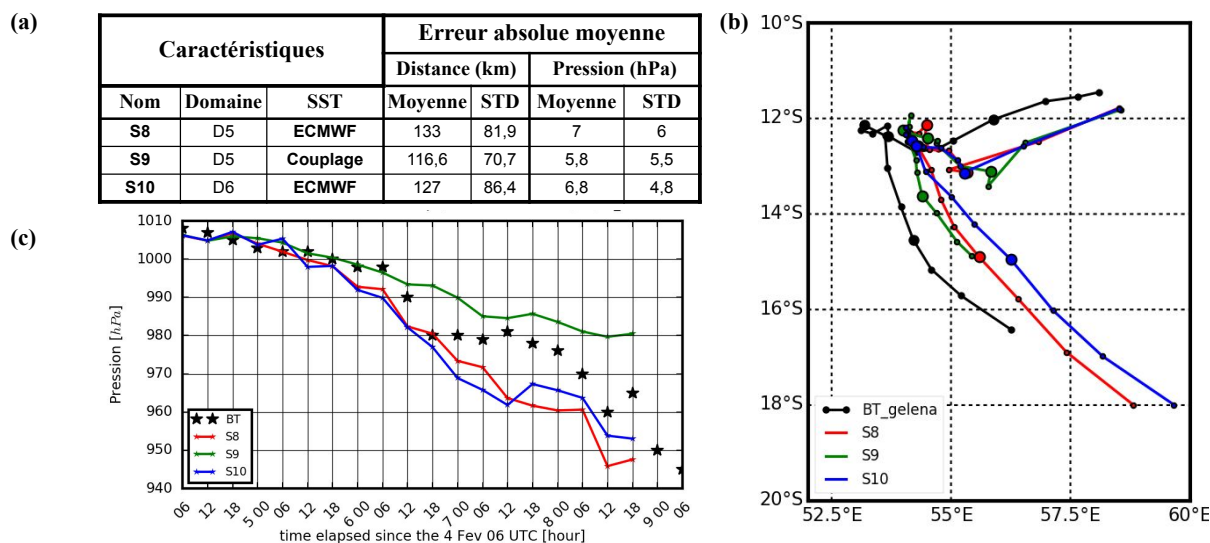


FIGURE 7.6 – (a) : Présentation des trois simulations de la phase 2. La simulation S8 est la simulation de référence, S9 correspond à la simulation couplée avec le modèle océanique CROCO et S10 est réalisée avec domaine étendu dans la direction est-ouest. (b) : Trajectoires des simulations S8 (en rouge), S9 (en vert) et S10 (en bleu) calculées avec le minimum de pression au niveau de la mer. (c) : Intensification des simulations S8, S9 et S10 (même code couleur que (b)) diagnostiquée avec le minimum de pression au niveau de la mer.

La représentation de Gelena dans la simulation S8 est très proche de celle dans S10. Le biais d'est est toujours marqué dans la simulation S10 malgré une tentative d'élargissement longitudinal du domaine comparé à S9. Le domaine D6 de la simulation S10 ne permet toujours pas d'améliorer la dynamique de la simulation, le biais à l'est a même augmenté, et la vitesse de propagation du système à partir du 6 février est encore trop rapide. Toujours dans la simulation S10, l'intensification du cyclone Gelena n'est toujours pas fidèle aux observations. Le cyclone Gelena s'intensifie beaucoup trop rapidement dans la deuxième partie de la simulation (54h à 72h après le début de la simulation). Puis, résultat surprenant, on observe une désintensification du système avant le 3ème jour de simulation qui n'a été observée pour aucune autre simulation. La simulation S10 nous pousse à exploiter de nouvelles pistes pour améliorer la représentation de Gelena.

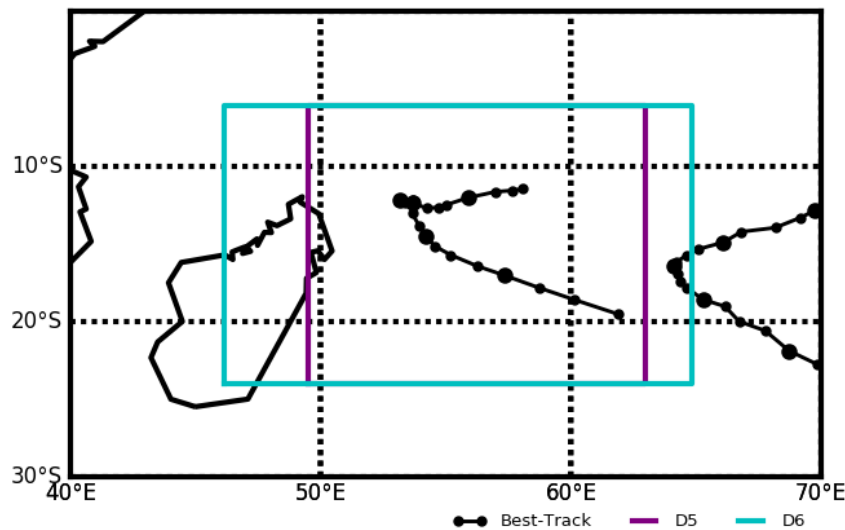


FIGURE 7.7 – Présentation des domaines D5 en violet (simulations S8 et S9) et D6 en turquoise (simulation S10). Les limites nord-sud des deux domaines sont identiques. Les trajectoires de Gelena et Funani estimées par le CMRS sont en noir entre le 4 février 06 UTC et le 8 février 18 UTC.

La simulation S9 résout plusieurs problèmes grâce au couplage océan-atmosphère. Le premier est la vitesse de propagation du cyclone, qui cette fois prend un léger retard surtout en fin de simulation, par rapport aux observations. On passe d'une erreur absolue moyenne sur la trajectoire de 133 km (± 82 km) pour la simulation S8 à une erreur absolue dans la trajectoire de 116,6 km ($\pm 70,7$ km) pour la simulation S9. L'intensification dans S9 bien que sous-estimée est également très fidèle à la best track. Les cyclones dans S8 et S10 s'intensifient trop rapidement la journée du 7 février (S8 passe de 980 hPa à 960 hPa entre le 6 février à 18 UTC et le 8 février), comparé aux observations (980 hPa à 970 hPa). En prenant en compte le refroidissement océanique causé par l'arrêt de la propagation, l'intensification de la simulation S9 suit les mêmes tendances de creusement du cyclone Gelena dans les observations (993 hPa à 983 hPa). En comparant les simulations S8-S10, on peut supposer que l'excès du creusement de l'œil des simulations S8 et S10 après le 7 février entraîne à une augmentation du gradient de pression avec les moyennes latitudes, ce qui pourrait accélérer la propagation sud-est des systèmes.

Etude des précipitations et des sommets nuageux

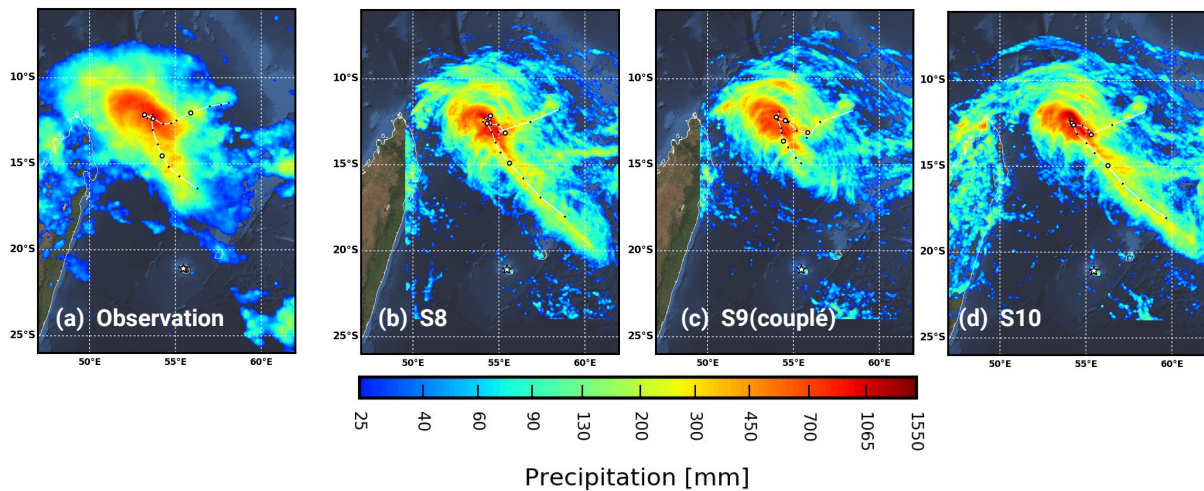


FIGURE 7.8 – Précipitations cumulées entre le 4 février 06 UTC et le 9 février 00 UTC pour (a) : les données GPM, (b) la simulation S8, (c) la simulation S9 et (d) la simulation S10. En blanc les trajectoires issues des best-tracks du CMRS (a) et simulé (b, c et d).

La Figure 7.8 compare les précipitations cumulées des simulations S8, S9 et S10 et des observations entre le 4 février 06 UTC et le 9 février 00 UTC. On remarque d'abord que le maximum des précipitations, en rouge sur la Figure 7.8, est bien positionné pour les trois simulations. C'est un résultat important, car il signifie que malgré des problèmes dans la reproduction de l'intensité du cyclone et un biais est dans la trajectoire du système, les précipitations au cœur du cyclone (où les précipitations sont maximales) sont correctement reproduites.

Les précipitations des simulations S8 et S10 sont très proches et sont surestimées dans le mur de l'œil, lors de la propagation du cyclone vers le sud-est. La simulation S10, qui est la seule des trois à inclure la côte est de Madagascar, surestime les précipitations sur Madagascar. C'est un problème déjà observé lors des simulations d'Enawo, la convection terrestre est surestimée par le modèle. Malheureusement l'élargissement du domaine n'a pas permis d'améliorer la représentation des précipitations au nord-est du cyclone.

Les précipitations de la simulation S9 (simulation couplée océan-atmosphère), sont plus fidèles aux observations, avec un centre convectif bien défini et des précipitations importantes au nord-ouest du système.

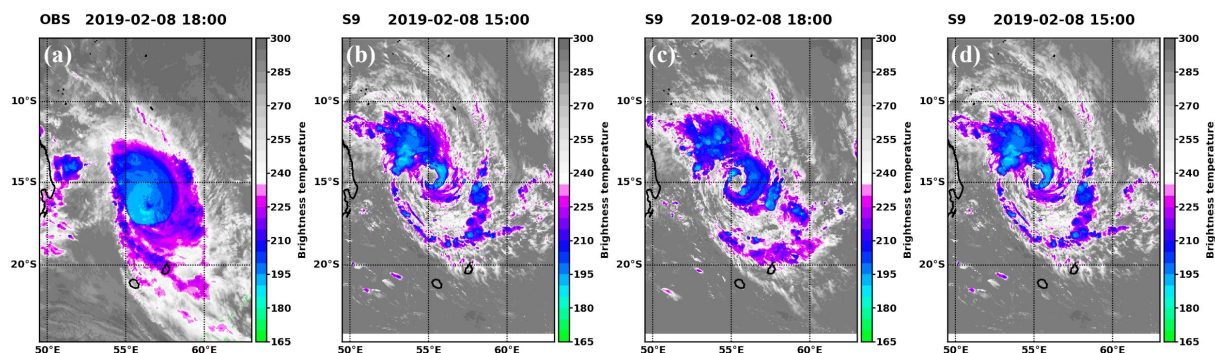


FIGURE 7.9 – Comparaison des températures de brillances entre (a) l’observation Météosat-8 le 08 février à 18 UTC, la simulation S9 le 8 février (b) à 15 UTC, (c) 18 UTC et (d) 21 UTC.

Le biais dans la représentation des trajectoires dans les simulations S8 et S10 après le 7 février rend la comparaison des profils simulés avec ceux mesurés par le sondage du 8 février à 18 UTC (LM023) difficile. On fait donc le choix de comparer les profils issus de la simulation S9 à ± 3 heures autour de l’heure du radiosondage. Avant de regarder les profils au dessus de l’île de La Réunion, on étudie d’abord la position des bandes précipitantes avec la comparaison des températures de brillances simulées et observée par le satellite Météosat-8. La Figure 7.9 compare la position des sommets nuageux observés le 8 février à 18 UTC avec les sommets nuageux Simulés dans S9 le 8 février à 15 UTC, 18 UTC et 21 UTC. Dans la simulation S9, on remarque la formation prématurée d’un immense œil à partir le 08 mars à 15 UTC, alors que les observations suggèrent la formation de l’œil du cyclone Gelena aux alentours du 9 mars à 06 UTC. Il semble que les simulations aient un biais chaud dans la région du détrainement, avec relativement peu de nuage profond (en couleur rose-vert) en comparaison des observations. Les bandes précipitantes au nord du centre de Gelena sont plutôt bien reproduites par la simulation. Au-dessus de l’île de La Réunion, les bandes précipitantes sont particulièrement bien représentées par le modèle à 18 UTC.

La Figure 7.10 présente une comparaison du radiosondage LM023 (du 8 février à 18 UTC) avec les profils de la simulation S9 à différents instants (le 8 février à 15 UTC, 18 UTC et 21 UTC) présentés en Figure 7.9. Le profil de température présente un biais froid dans la troposphère (non montré) jusqu’à la tropopause. Si l’altitude de la tropopause semble réaliste (16 km), la structure observée, proche d’une double tropopause n’est pas reproduite. le biais froid à la tropopause de 2-3 K dans S9 semble diminuer le transport direct en TTL et peut justifier une partie de l’écart de la vapeur d’eau observée en TTL (Figure 7.10b). En haute troposphère, la résolution verticale semble impacter le profil de vapeur d’eau qui est lissé par rapport aux observations. La diminution rapide autour de 10 km de la vapeur d’eau est absente des simulations. Les profils de vents présentent des variations similaires aux observations mais de moindre amplitude. Ce résultat est cohérent avec le ralentissement de l’intensification dans la simulation souligné par la Figure 7.7. Les profils simulés comportent peu de variabilité entre eux pour les quatre profils étudiés.

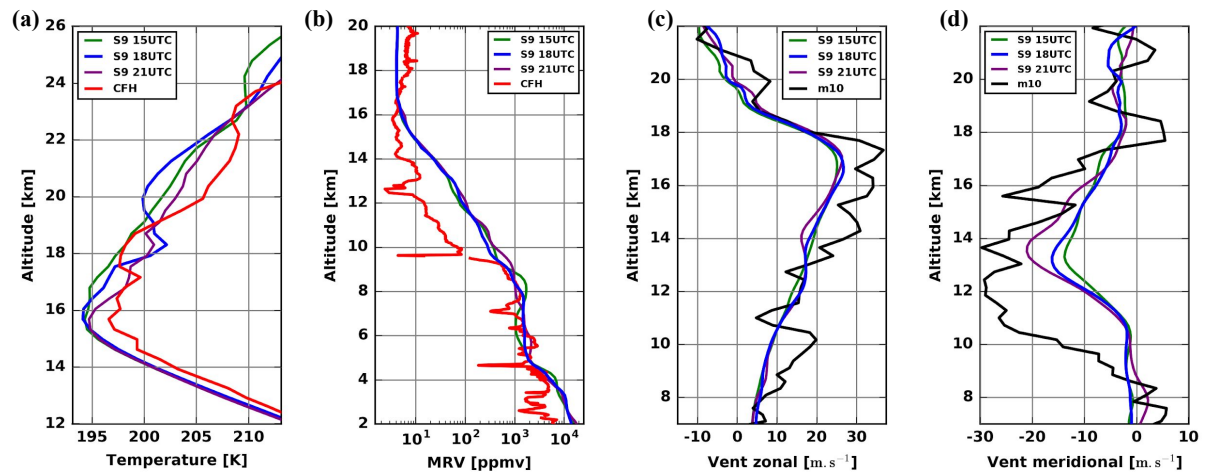


FIGURE 7.10 – (a) Comparaison des profils de température, (b) du rapport de mélange de vapeur d'eau (MRV), (c) du vent zonal et (d) du vent méridional. Pour les Figures a-b on a en rouge les profils mesurés par les sondes CFH/Imet. Pour les Figures c-d on a en noir les profils mesurés par la sonde Météomodem-M10. Sur l'ensemble des Figure a-d on a en vert, bleu et violet les profils interpolés à la position du Maïdo de la simulation S9 le 9 février à 15 UTC, 18 UTC et 21 UTC respectivement.

Perspectives pour l'étude du transport de vapeur d'eau en TTL dans les simulations du cyclone tropical Gelena

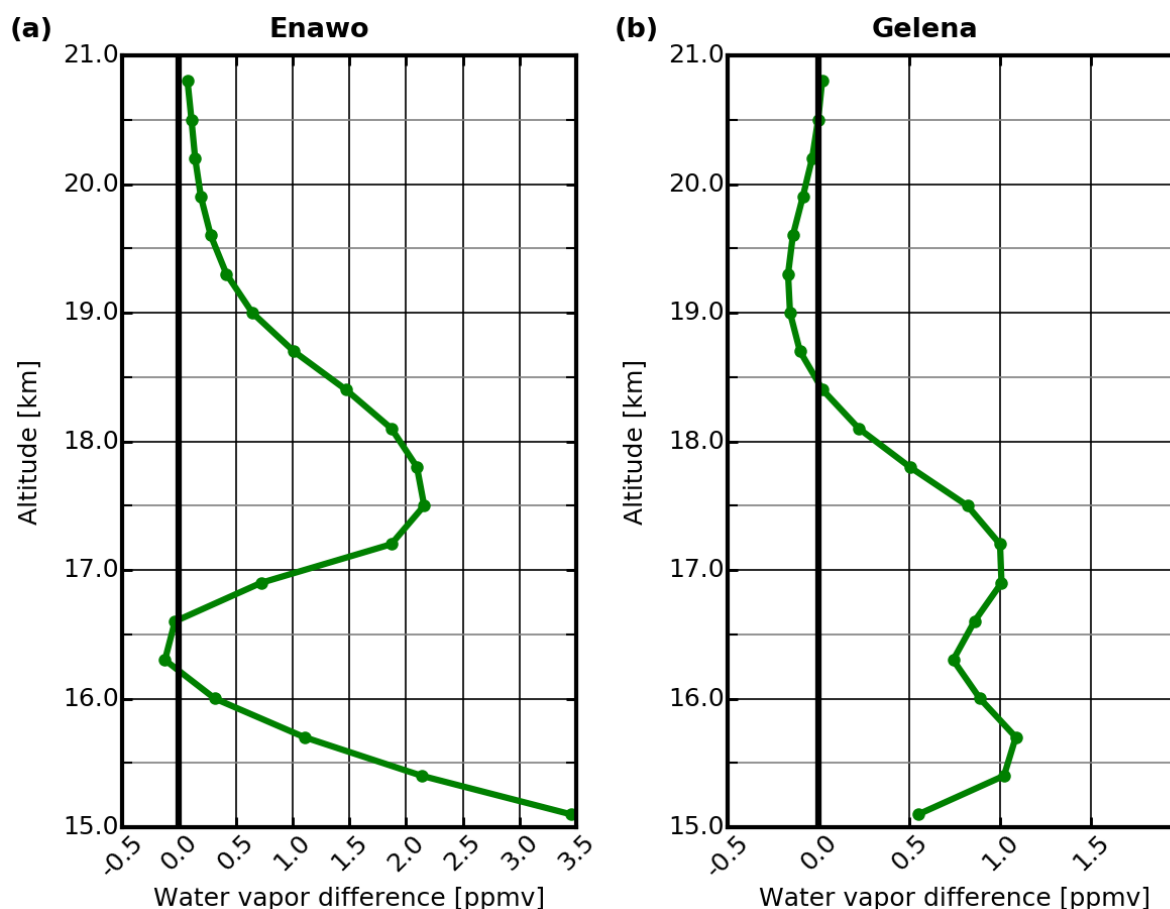


FIGURE 7.11 – (a) Différence de vapeur d'eau entre le 2 mars 2017 06 UTC et le 7 mars 2017 00 UTC moyenné dans un rayon de 500 km autour du centre du cyclone Enawo. (b) Comme (a) entre le 4 février 2019 06 UTC et le 09 février 2019 12 UTC, 500 km autour du centre du cyclone Gelena. La méthode de calcul est présentée dans le Chapitre 6, section 6.5

Les courbes de la Figure 7.11 sont inspirées du Chapitre 6. On estime la différence de vapeur d'eau en TTL en calculant les profils de vapeur d'eau moyennés dans un rayon de 500 km autour de l'œil du cyclone à la fin de la simulation que l'on soustrait au même produit au début de la simulation. Le profil de la Figure 7.11a, qui est pour le cyclone tropical Enawo, est marqué par une diminution de la vapeur d'eau au niveau de la tropopause (environ 16,5 km) et une augmentation de la vapeur d'eau en basse stratosphère (+ 2 ppmv à 17,5 km d'altitude).

La différence de vapeur d'eau en TTL au dessus de Gelena (7.11b) présente un profil différent. L'humidification en TTL est moins marquée, avec une différence maximale autour de + 1 ppmv à 15,5 km et 17 km. Un minimum local, moins marqué que pour Enawo, localisé vers 16,5 km correspond à l'altitude de la tropopause (voir Figure 7.10). Malgré un minimum local au niveau de la tropopause dans la simulation de Gelena, il est intéressant de noter que l'ensemble de la couche entre 15 km et 17,5 km a subi une humidification proche de 1 ppmv à la fin de la simulation. En effet, la température de la tropopause, plus chaude lors du passage de

Gelena (mesurée à 184 K pour Enawo et 195 K pour Gelena), semble plus propice à une humidification au niveau de la tropopause. L'activité du cyclone Funani à l'est du cyclone Gelena, rend difficile l'interprétation quand à l'origine de cette humidification.

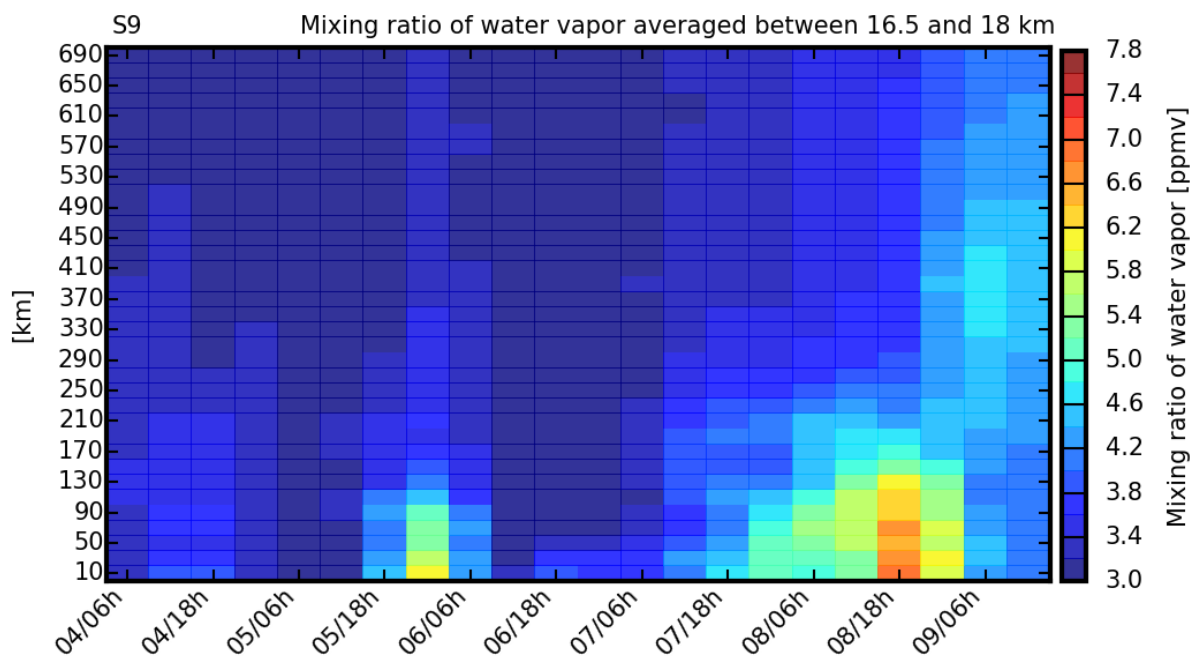


FIGURE 7.12 – Moyenne de la vapeur d'eau entre 16,5 et 18 km d'altitude en fonction de la distance par rapport à l'œil du cyclone Gelena et du temps. Les données de vapeur d'eau sont extraites de la simulation S9. En ordonnée, les données sont moyenné par intervalle de 20 km, entre 0 et 700 km autour du centre du cyclone. En abscisse on a une sortie toute les 6 heures entre le 4 février 06 UTC et le 9 février 12 UTC. Le centre du cyclone Gelena est estimé avec le minimum de pression au niveau de la mer dans la simulation S9.

La Figure 7.12, montre le rapport de mélange en vapeur d'eau moyen en basse-stratosphère (16,5 à 18 km) au-dessus du cyclone Gelena, en fonction du temps et de la distance relative par rapport au centre du cyclone. Au debut de la simulation, le rapport de mélange de vapeur d'eau est homogène dans les 700 km autour du centre de Gelena (entre 3 et 3,2 ppmv). Le 6 février vers 00 UTC on remarque une augmentation de la vapeur d'eau de 3 à 6 ppmv dans le voisinage directe du centre de Gelena (à moins de 60 km du centre du cyclone). Cette hydratation correspond à l'intensification rapide du système à la suite d'un cycle de remplacement du mur de l'œil du cyclone.

Une augmentation du rapport de mélange en vapeur d'eau moyen entre 16,5 km et 18 km est également visible le 8 février à 18 UTC. Cette période correspond au second cycle d'intensification du système, qui atteint le stade de cycle tropical intense le 8 février à 21 UTC.

La Figure 7.12 suggère deux intrusions de vapeur d'eau en TTL par la convection au centre de Gelena entre le 4 février 06 UTC et le 9 février 12 UTC correspondant à deux épisodes d'intensification rapide du cyclone. À la fin de la simulation, la TTL a subi une humidification de 1 ppmv dans une région de 700 km autour du centre de Gelena. Une étude complémentaire sur les flux de vapeur d'eau dans le cyclone Gelena et sur la dynamique grande échelle serait

nécessaire pour déterminer l'origine de cette humidification. L'influence du cyclone tropical Funani sur l'humidification de la TTL n'est pas à écarter.

CHAPITRE 8.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Conclusions

Pour comprendre le rôle de la convection sur l'humidification de la haute troposphère au-dessus du bassin du sud-ouest l'océan Indien, cette thèse s'appuie d'abord sur un ensemble de mesures par radiosondages au-dessus de l'île de La Réunion entre 2013 et 2016. Les résultats suggèrent un transport convectif de la couche limite humide vers la haute troposphère, avec une zone de détrainement convectif vers 13 km. On trouve un rapport de mélange d'ozone associé à la convection autour de 45 ppbv et une humidité relative proche de 80%. Le rapport de mélange d'ozone associé à la convection suggère un mélange important avec la troposphère lors du transport vers la haute troposphère. Pour comprendre les processus de mélange des masses d'air convectives dans la troposphère, on utilise des rétrotrajectoires calculées avec le modèle FLEXPART initialisées en haute troposphère au-dessus de La Réunion. On s'appuie également sur l'étude des températures de brillance dans l'infrarouge du satellite Météosat-7 pour localiser les zones convectives du bassin du sud-ouest de l'océan Indien. Les résultats montrent une forte corrélation entre l'activité des cyclones tropicaux et les valeurs élevées d'humidité relative/faible ozone en haute troposphère au cours des étés australs de 2014 et 2015. On démontre aussi que l'influence de la convection isolée de la ZCIT était plus marquée en 2016 (très probablement en raison du fort épisode d'El Niño). Les masses d'air au-dessus de l'île de La Réunion proviennent, en moyenne, d'Afrique centrale et du canal du Mozambique (en novembre et décembre) ou des régions du nord-est de Madagascar et le canal du Mozambique (janvier et février).

Dans une seconde partie, on étudie les mécanismes du transport en TTL associés aux cyclones tropicaux, qui sont les événements convectifs les plus intenses du sud-ouest de l'océan Indien. On s'appuie pour cela sur des simulations méso-échelles, faites avec le modèle Meso-NH, des deux cyclones tropicaux Enawo (mars 2017) et Gelena (février 2019). Les résultats de la simulation du cyclone tropical Enawo à 2 km montrent une humidification de la basse stratosphère de 2 ppmv entre 17 et 19 km et un léger assèchement à l'altitude de la tropopause de l'ordre de 0,1 ppmv. L'étude d'une injection en basse stratosphère dans le mur de l'œil d'Enawo montre que l'humidification de la basse stratosphère est liée à la sublimation des hydrométéores glacés injectés. En généralisant l'étude du cyclone tropical Enawo, on trouve que les cyclones tropicaux du sud-ouest de l'océan Indien pourraient humidifier la basse stratosphère de 0,4 ppmv pour une région (0-30°S, 30-90°E) qui couvre 8 % de la ceinture tropicale (30°S-30°N).

Les simulations du cyclone Gelena avec le modèle Meso-NH montrent des résultats moins réalistes quant à l'organisation du cyclone malgré une configuration de Meso-NH très similaire à celle des simulations d'Enawo. On note de fortes différences sur le bilan de vapeur d'eau dans la TTL par rapport au cyclone Enawo avec une humidification homogène proche de 1 ppmv

entre 16 et 18 km pour le cyclone Gelena. Ces résultats soulignent le caractère unique de chaque cyclone. Cette étude montre toute la difficulté de l'étude des simulations de cyclones tropicaux, en particulier le transport d'espèces chimique (vapeur d'eau/ozone/CO autre polluants) de la couche limite vers la basse stratosphère tropicale.

Perspectives

L'étude des radiosondages météorologiques (Météo-France) et d'ozone (SHADOZ/NDACC) nous a permis de caractériser l'influence de la convection pour la haute troposphère au-dessus de l'île de La Réunion entre 2013 et 2016. Des études similaires sur les sites d'Irène (Afrique du Sud) et de Nairobi (Kenya) sur la même période permettraient de caractériser le détrainement convectif dans l'ensemble du sud-ouest de l'océan Indien. Au-delà de l'océan Indien, la méthode d'analyse développée lors de cette thèse pourrait être exploitée sur différentes stations SHADOZ dans d'autres bassins (eg. Hawaï).

Les simulations méso-échelles du transport de vapeur d'eau en TTL par le cyclone tropical Enawo donnent des résultats en accord avec les études de Allison et al. (2018) et Preston et al. (2019). Cependant, dans les simulations du cyclone tropical Enawo, on a observé des contenus en glace dans la basse stratosphère bien supérieurs aux observations du satellite CALIPSO. La principale source d'incertitude provient de la contrainte du principe d'ajustement à saturation du schéma microphysique à 1 moment ICE3, qui semble surévaluer le transport vertical en hydrométéores glacés. De récents développements sur le modèle Meso-NH rendent désormais possible l'utilisation d'un schéma micro-physique à deux moments (LIMA ; Vié et al., 2016), couplé à un modèle d'aérosols (ORILAM ; Tulet, 2005 pour l'étude de cyclones tropicaux (Hoarau et al., 2018). Il serait donc intéressant d'étudier l'influence du schéma microphysique à deux moments sur le transport en TTL en simulant le cyclone tropical Enawo avec LIMA/ORILAM.

Les simulations LES de (Dauhut et al., 2015), montrent l'importance de la résolution horizontale sur l'humidification de la TTL lors de l'orage Hector. Dans ces simulations, ils trouvent une convergence du contenu en vapeur d'eau transporté en basse stratosphère pour des résolutions inférieures à 200 m. Dans cette thèse, on étudie un ensemble de simulations avec des résolutions comprises entre 2 km et 10 km. Pour améliorer la représentation des processus de transport il serait intéressant de réaliser des simulations à des résolutions plus fines (500 m, 200 m) de type LES. Cela permettrait d'avoir une meilleure représentation des injections stratosphériques au sein du cyclone.

Comme discuté dans la conclusion, la généralisation des résultats de l'humidification de la TTL obtenus avec les simulations Meso-NH reste difficile à cause de la singularité de chaque cyclone tropical. Cependant, des méthodes pour déterminer le nombre d'intrusion ont été précédemment réalisées, par exemple en se basant sur l'étude de température de brillance des satellites géostationnaires (Proud, 2015). Les nuages très froids avec un sommet à 170 K, observé au-dessus du cyclone Enawo le 4 mars 2017 sont très atypiques. Il aurait pu être intéressant de généraliser l'étude particulière de l'intrusion du 4 mars 2017 à 12 UTC en cherchant des cas d'intrusions similaires dans d'autres cyclones autour du globe.

Bibliographie

- C. M. Alcala. Observations of deep convection in the tropics using the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) precipitation radar. *Journal of Geophysical Research*, 107(D24) : 4792, 2002. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2002JD002457. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2002JD002457>.
- Thomas Allison, Henry Fuelberg, et Nicholas Heath. Simulations of Vertical Water Vapor Transport for TC Ingrid (2013). *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 123(15) :8255–8282, 2018. doi : 10.1029/2018JD028334. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2018JD028334>. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2018JD028334>.
- Franck Auguste, Christine Lac, Valery Masson, et Daniel Cariolle. Large-Eddy Simulations with an Immersed Boundary Method : Pollutant Dispersion over Urban Terrain. *Atmosphere*, 11(1) :113, January 2020. ISSN 2073-4433. doi : 10.3390/atmos11010113. URL <https://www.mdpi.com/2073-4433/11/1/113>.
- Melody Avery, Cynthia Twohy, David McCabe, Joanna Joiner, Kurt Severance, Eliot Atlas, Donald Blake, T. P. Bui, John Crouse, Jack Dibb, Glenn Diskin, Paul Lawson, Matthew McGill, David Rogers, Glen Sachse, Eric Scheuer, Anne M. Thompson, Charles Trepte, Paul Wennberg, et Jerald Ziemke. Convective distribution of tropospheric ozone and tracers in the Central American ITCZ region : Evidence from observations during TC4. *Journal of Geophysical Research*, 115 :D00J21, October 2010. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2009JD013450. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2009JD013450>.
- Melody Avery, David Winker, Andrew Heymsfield, Mark Vaughan, Stuart Young, Yongxiang Hu, et Charles Trepte. Cloud ice water content retrieved from the CALIOP space-based lidar : CALIOP ICE WATER CONTENT. *Geophysical Research Letters*, 39(5) :n/a–n/a, March 2012. ISSN 00948276. doi : 10.1029/2011GL050545. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2011GL050545>.
- M. P. Baldwin, L. J. Gray, T. J. Dunkerton, K. Hamilton, P. H. Haynes, W. J. Randel, J. R. Holton, M. J. Alexander, I. Hirota, T. Horinouchi, D. B. A. Jones, J. S. Kinnersley, C. Marchand, K. Sato, et M. Takahashi. The quasi-biennial oscillation. *Reviews of Geophysics*, 39(2) :179–229, May 2001. ISSN 87551209. doi : 10.1029/1999RG000073. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/1999RG000073>.
- M C Barth. Cloud-scale model intercomparison of chemical constituent transport in deep convection. *Atmos. Chem. Phys.*, page 23, 2007.
- C. Barthe, T. Hoarau, et C. Bovalo. Cloud electrification and lightning activity in a tropical cyclone-like vortex. *Atmospheric Research*, 180 :297–309, November 2016. ISSN 01698095. doi : 10.1016/j.atmosres.2016.05.023. URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169809516301430>.
- Christian Barthlott, Ralph Burton, Daniel Kirshbaum, Kirsty Hanley, Evelyne Richard, Jean-Pierre Chaboureaud, Jörg Trentmann, Bastian Kern, Hans-Stefan Bauer, Thomas Schwitalla, Christian Keil, Yann Seity, Alan Gadian, Alan Blyth, Stephen Mobbs, Cyrille Flamant, et

- Jan Handwerker. Initiation of deep convection at marginal instability in an ensemble of mesoscale models : a case-study from COPS. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(S1) :118–136, January 2011. ISSN 00359009. doi : 10.1002/qj.707. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/qj.707>.
- P. Bechtold, E. Bazile, F. Guichard, P. Mascart, et E. Richard. A mass-flux convection scheme for regional and global models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127 (573) :869–886, April 2001. ISSN 00359009, 1477870X. doi : 10.1002/qj.49712757309. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/qj.49712757309>.
- Miloud Bessafi et Matthew C. Wheeler. Modulation of South Indian Ocean Tropical Cyclones by the Madden–Julian Oscillation and Convectively Coupled Equatorial Waves. *Monthly Weather Review*, 134(2) :638–656, February 2006. ISSN 0027-0644, 1520-0493. doi : 10.1175/MWR3087.1. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/MWR3087.1>.
- R. C. Blamey et C. J. C. Reason. Mesoscale Convective Complexes over Southern Africa. *Journal of Climate*, 25(2) :753–766, January 2012. ISSN 0894-8755. doi : 10.1175/JCLI-D-10-05013.1. URL <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-10-05013.1>.
- G. E. Bodeker, S. Bojinski, D. Cimini, R. J. Dirksen, M. Haeffelin, J. W. Hannigan, D. F. Hurst, T. Leblanc, F. Madonna, M. Maturilli, A. C. Mikalsen, R. Philipona, T. Reale, D. J. Seidel, D. G. H. Tan, P. W. Thorne, H. Vömel, et J. Wang. Reference Upper-Air Observations for Climate : From Concept to Reality. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97 (1) :123–135, February 2016. ISSN 0003-0007. doi : 10.1175/BAMS-D-14-00072.1. URL <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00072.1>.
- David Bolton. The Computation of Equivalent Potential Temperature. *Monthly Weather Review*, 108(7) :1046–1053, July 1980. ISSN 0027-0644. doi : 10.1175/1520-0493(1980)108<1046:TCOEPT>2.0.CO;2. URL [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1980\)108<1046:TCOEPT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1980)108<1046:TCOEPT>2.0.CO;2).
- Sandrine Bony, Robert Colman, Vladimir M. Kattsov, Richard P. Allan, Christopher S. Bretherton, Jean-Louis Dufresne, Alex Hall, Stephane Hallegatte, Marika M. Holland, William Ingram, David A. Randall, Brian J. Soden, George Tselioudis, et Mark J. Webb. How Well Do We Understand and Evaluate Climate Change Feedback Processes? *Journal of Climate*, 19(15) :3445–3482, August 2006. ISSN 1520-0442, 0894-8755. doi : 10.1175/JCLI3819.1. URL <https://journals.ametsoc.org/jcli/article/19/15/3445/31012/How-Well-Do-We-Understand-and-Evaluate-Climate>.
- M. Brabec, F. G. Wienhold, B. P. Luo, H. Vömel, F. Immler, P. Steiner, E. Hausammann, U. Weers, et T. Peter. Particle backscatter and relative humidity measured across cirrus clouds and comparison with microphysical cirrus modelling. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(19) :9135–9148, October 2012. ISSN 1680-7324. doi : 10.5194/acp-12-9135-2012. URL <https://www.atmos-chem-phys.net/12/9135/2012/>.
- A. W. Brewer. Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 75(326) :351–363, October 1949. ISSN 00359009, 1477870X. doi : 10.1002/qj.49707532603. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/qj.49707532603>.

- J. Brioude, D. Arnold, A. Stohl, M. Cassiani, D. Morton, P. Seibert, W. Angevine, S. Evan, A. Dingwell, J. D. Fast, R. C. Easter, I. Pisso, J. Burkhardt, et G. Wotawa. The Lagrangian particle dispersion model FLEXPART-WRF version 3.1. *Geoscientific Model Development*, 6(6) :1889–1904, November 2013. ISSN 1991-9603. doi : 10.5194/gmd-6-1889-2013. URL <https://gmd.copernicus.org/articles/6/1889/2013/>.
- Simone Brunamonti, Teresa Jorge, Peter Oelsner, Sreeharsha Hanumanthu, Bhupendra B. Singh, K. Ravi Kumar, Sunil Sonbawne, Susanne Meier, Deepak Singh, Frank G. Wienhold, Bei Ping Luo, Maxi Boettcher, Yann Poltera, Hannu Jauhiainen, Rijan Kayastha, Jagadishwor Karmacharya, Ruud Dirksen, Manish Naja, Markus Rex, Suvarna Fadnavis, et Thomas Peter. Balloon-borne measurements of temperature, water vapor, ozone and aerosol backscatter on the southern slopes of the Himalayas during StratoClim 2016–2017. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18(21) :15937–15957, November 2018. ISSN 1680-7324. doi : 10.5194/acp-18-15937-2018. URL <https://www.atmos-chem-phys.net/18/15937/2018/>.
- Neal Butchart. The Brewer-Dobson circulation. *Reviews of Geophysics*, 52(2) :157–184, June 2014. ISSN 87551209. doi : 10.1002/2013RG000448. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/2013RG000448>.
- Nelson Bègue, Pierre Tulet, Jacques Pelon, B Aouizerats, A Berger, et Alfons Schwarzenboeck. Aerosol processing and CCN formation of an intense Saharan dust plume during the EU-CAARI 2008 campaign. *Atmos. Chem. Phys.*, page 21, 2015.
- H. Bönisch, A. Engel, Th. Birner, P. Hoor, D. W. Tarasick, et E. A. Ray. On the structural changes in the Brewer-Dobson circulation after 2000. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(8) :3937–3948, April 2011. ISSN 1680-7324. doi : 10.5194/acp-11-3937-2011. URL <https://www.atmos-chem-phys.net/11/3937/2011/>.
- F Cairo, C Buontempo, A R MacKenzie, C Schiller, C M Volk, A Adriani, V Mitev, R Matthey, G Di Donfrancesco, A Oulanovsky, F Ravegnani, V Yushkov, M Snels, C Cagnazzo, et L Stefanutti. Morphology of the tropopause layer and lower stratosphere above a tropical cyclone : a case study on cyclone Davina (1999). *Atmos. Chem. Phys.*, page 16, 2008.
- J.-P. Chaboureaud, J.-P. Cammas, J. Duron, P. J. Mascart, N. M. Sitnikov, et H.-J. Voessing. A numerical study of tropical cross-tropopause transport by convective overshoots. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(7) :1731–1740, April 2007. ISSN 1680-7316. doi : <https://doi.org/10.5194/acp-7-1731-2007>. URL <https://www.atmos-chem-phys.net/7/1731/2007/>. Publisher : Copernicus GmbH.
- Denis S. Chang-Seng et Mark R. Jury. Tropical cyclones in the SW Indian Ocean. Part 1 : inter-annual variability and statistical prediction. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 106(3-4) :149–162, March 2010. ISSN 0177-7971, 1436-5065. doi : 10.1007/s00703-009-0055-2. URL <http://link.springer.com/10.1007/s00703-009-0055-2>.
- Biyan Chen et Zhizhao Liu. Global water vapor variability and trend from the latest 36 year (1979 to 2014) data of ECMWF and NCEP reanalyses, radiosonde, GPS, and microwave satellite : GLOBAL WATER VAPOR VARIABILITY AND TREND. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 121(19) :11,442–11,462, October 2016. ISSN 2169897X. doi : 10.1002/2016JD024917. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/2016JD024917>.

- R. Colman. A comparison of climate feedbacks in general circulation models. *Climate Dynamics*, 20(7-8) :865–873, May 2003. ISSN 0930-7575, 1432-0894. doi : 10.1007/s00382-003-0310-z. URL <http://link.springer.com/10.1007/s00382-003-0310-z>.
- O. R. Cooper, D. D. Parrish, A. Stohl, M. Trainer, P. Nédélec, V. Thouret, J. P. Cammas, S. J. Oltmans, B. J. Johnson, D. Tarasick, T. Leblanc, I. S. McDermid, D. Jaffe, R. Gao, J. Stith, T. Ryerson, K. Aikin, T. Campos, A. Weinheimer, et M. A. Avery. Increasing springtime ozone mixing ratios in the free troposphere over western North America. *Nature*, 463(7279) : 344–348, January 2010. ISSN 0028-0836, 1476-4687. doi : 10.1038/nature08708. URL <http://www.nature.com/articles/nature08708>.
- O. R. Cooper, D. D. Parrish, J. Ziemke, N. V. Balashov, M. Cupeiro, I. E. Galbally, S. Gilge, L. Horowitz, N. R. Jensen, J.-F. Lamarque, V. Naik, S. J. Oltmans, J. Schwab, D. T. Shindell, A. M. Thompson, V. Thouret, Y. Wang, et R. M. Zbinden. Global distribution and trends of tropospheric ozone : An observation-based review. *Elementa : Science of the Anthropocene*, 2 :000029, July 2014. ISSN 2325-1026. doi : 10.12952/journal.elementa.000029. URL <http://www.elementascience.org/articles/10.12952/journal.elementa.000029>.
- T Corti, B P Luo, Q Fu, H Vomel, et T Peter. The impact of cirrus clouds on tropical troposphere-to-stratosphere transport. *Atmos. Chem. Phys.*, page 9, 2006.
- T. Corti, B. P. Luo, M. de Reus, D. Brunner, F. Cairo, M. J. Mahoney, G. Martucci, R. Matthey, V. Mitev, F. H. dos Santos, C. Schiller, G. Shur, N. M. Sitnikov, N. Spelten, H. J. Vössing, S. Borrmann, et T. Peter. Unprecedented evidence for deep convection hydrating the tropical stratosphere : CONVECTIVE HYDRATION. *Geophysical Research Letters*, 35(10), May 2008. ISSN 00948276. doi : 10.1029/2008GL033641. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2008GL033641>.
- Anthony Craig, Sophie Valcke, et Laure Coquart. Development and performance of a new version of the OASIS coupler, OASIS3-MCT_3.0. *Geoscientific Model Development*, 10(9) : 3297–3308, September 2017. ISSN 1991-9603. doi : 10.5194/gmd-10-3297-2017. URL <https://gmd.copernicus.org/articles/10/3297/2017/>.
- J. Cuxart, P. Bougeault, et J.-L. Redelsperger. A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126(562) : 1–30, January 2000. ISSN 00359009, 1477870X. doi : 10.1002/qj.49712656202. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/qj.49712656202>.
- Richard A. Dare et John L. McBride. The Threshold Sea Surface Temperature Condition for Tropical Cyclogenesis. *Journal of Climate*, 24(17) :4570–4576, September 2011. ISSN 0894-8755. doi : 10.1175/JCLI-D-10-05006.1. URL <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-10-05006.1>.
- Thibaut Dauhut, Jean-Pierre Chaboureaud, Juan Escobar, et Patrick Mascart. Large-eddy simulations of Hector the convective making the stratosphere wetter. *Atmospheric Science Letters*, 16(2) :135–140, 2015. ISSN 1530-261X. doi : 10.1002/asl2.534. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/asl2.534>.
_eprint : <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/asl2.534>.

- Thibaut Dauhut, Jean-Pierre Chaboureau, Juan Escobar, et Patrick Mascart. Giga-LES of Hector the Convectoid and Its Two Tallest Updrafts up to the Stratosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 73(12) :5041–5060, December 2016. ISSN 0022-4928, 1520-0469. doi : 10.1175/JAS-D-16-0083.1. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JAS-D-16-0083.1>.
- Thibaut Dauhut, Jean-Pierre Chaboureau, Peter H. Haynes, et Todd P. Lane. The Mechanisms Leading to a Stratospheric Hydration by Overshooting Convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 75(12) :4383–4398, December 2018. ISSN 0022-4928, 1520-0469. doi : 10.1175/JAS-D-18-0176.1. URL <https://journals.ametsoc.org/jas/article/75/12/4383/40833/The-Mechanisms-Leading-to-a-Stratospheric>.
- A. E. Dessler, M. R. Schoeberl, T. Wang, S. M. Davis, et K. H. Rosenlof. Stratospheric water vapor feedback. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110(45) :18087–18091, November 2013. ISSN 0027-8424, 1091-6490. doi : 10.1073/pnas.1310344110. URL <https://www.pnas.org/content/110/45/18087>. Publisher : National Academy of Sciences Section : Physical Sciences.
- A. E. Dessler, M. R. Schoeberl, T. Wang, S. M. Davis, K. H. Rosenlof, et J.-P. Vernier. Variations of stratospheric water vapor over the past three decades. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 119(22) :12,588–12,598, November 2014. ISSN 2169897X. doi : 10.1002/2014JD021712. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/2014JD021712>.
- A.E. Dessler, H. Ye, T. Wang, M.R. Schoeberl, L.D. Oman, A.R. Douglass, A.H. Butler, K.H. Rosenlof, S.M. Davis, et R.W. Portmann. Transport of ice into the stratosphere and the humidification of the stratosphere over the 21st century : TWENTY-FIRST CENTURY STRATOSPHERIC WATER TREND. *Geophysical Research Letters*, 43(5) :2323–2329, March 2016. ISSN 00948276. doi : 10.1002/2016GL067991. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/2016GL067991>.
- Mohamadou Diallo, Martin Riese, Thomas Birner, Paul Konopka, Rolf Müller, Michaela I. Hegglin, Michelle L. Santee, Mark Baldwin, Bernard Legras, et Felix Ploeger. Response of stratospheric water vapor and ozone to the unusual timing of El Niño and the QBO disruption in 2015–2016. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18(17) :13055–13073, September 2018. ISSN 1680-7324. doi : 10.5194/acp-18-13055-2018. URL <https://www.atmos-chem-phys.net/18/13055/2018/>.
- R. J. Dirksen, M. Sommer, F. J. Immler, D. F. Hurst, R. Kivi, et H. Vömel. Reference quality upper-air measurements : GRUAN data processing for the Vaisala RS92 radiosonde. *Atmospheric Measurement Techniques*, 7(12) :4463–4490, December 2014. ISSN 1867-8548. doi : 10.5194/amt-7-4463-2014. URL <https://amt.copernicus.org/articles/7/4463/2014/>.
- Bordon Miller Bourne Dobson, D. N. Harrison, et J. Lawrence. Measurements of the amount of ozone in the Earth's atmosphere and its relation to other geophysical conditions.—Part III. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character*, 122(790) :456–486, February 1929. ISSN 0950-1207, 2053-9150. doi : 10.1098/rspa.1929.0034. URL <https://royalsocietypublishing.org/doi/10.1098/rspa.1929.0034>.
- Timothy J. Dunkerton. The role of gravity waves in the quasi-biennial oscillation. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 102(D22) :26053–26076, November 1997. ISSN 01480227. doi : 10.1029/96JD02999. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/96JD02999>.

- Jean-Charles Dupont, Martial Haeffelin, Jordi Badosa, Gaëlle Clain, Christophe Raux, et Damien Vignelles. Characterization and Corrections of Relative Humidity Measurement from Meteomodem M10 Radiosondes at Midlatitude Stations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 37(5) :857–871, May 2020. ISSN 0739-0572, 1520-0426. doi : 10.1175/JTECH-D-18-0205.1. URL <https://journals.ametsoc.org/jtech/article/37/5/857/345201/Characterization-and-Corrections-of-Relative>.
- R. A. Ebdon. Notes on the wind flow at 50 mb in tropical and sub-tropical regions in January 1957 and January 1958. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 86(370) : 540–542, October 1960. ISSN 00359009, 1477870X. doi : 10.1002/qj.49708637011. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/qj.49708637011>.
- Stephanie Evan, K. H. Rosenlof, J. Dudhia, B. Hassler, et S. M. Davis. The representation of the TTL in a tropical channel version of the WRF model : THE TTL IN WRF. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(7) :2835–2848, April 2013. ISSN 2169897X. doi : 10.1002/jgrd.50288. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/jgrd.50288>.
- Stephanie Evan, Jerome Brioude, Karen Rosenlof, Sean M. Davis, Holger Vömel, Damien Héron, Françoise Posny, Jean-Marc Metzger, Valentin Duflot, Guillaume Payen, Hélène Vèrèmes, Philippe Keckhut, et Jean-Pierre Cammas. Effect of deep convection on the tropical tropopause layer composition over the southwest Indian Ocean during austral summer. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 20(17) :10565–10586, September 2020. ISSN 1680-7324. doi : 10.5194/acp-20-10565-2020. URL <https://acp.copernicus.org/articles/20/10565/2020/>.
- Jean-Baptiste Filippi, Frédéric Bosseur, Céline Mari, et Christine Lac. Simulation of a Large Wildfire in a Coupled Fire-Atmosphere Model. *Atmosphere*, 9(6) :218, June 2018. ISSN 2073-4433. doi : 10.3390/atmos9060218. URL <http://www.mdpi.com/2073-4433/9/6/218>.
- Ian Folkins. Tropical ozone as an indicator of deep convection. *Journal of Geophysical Research*, 107(D13) :4184, 2002. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2001JD001178. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2001JD001178>.
- Ian Folkins, P. Bernath, C. Boone, G. Lesins, N. Livesey, A. M. Thompson, K. Walker, et J. C. Witte. Seasonal cycles of O₃, CO, and convective outflow at the tropical tropopause. *Geophysical Research Letters*, 33(16) :L16802, 2006. ISSN 0094-8276. doi : 10.1029/2006GL026602. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2006GL026602>.
- Y. Fouquart et B. Bonnel. Computations of solar heating of the earth's atmosphere - A new parameterization. *Beitraege zur Physik der Atmosphaere*, 53 :35–62, 1980.
- Qiang Fu et K. N. Liou. On the Correlated k-Distribution Method for Radiative Transfer in Nonhomogeneous Atmospheres. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 49(22) :2139–2156, November 1992. ISSN 0022-4928. doi : 10.1175/1520-0469(1992)049<2139:OTCDMF>2.0.CO;2. URL [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1992\)049<2139:OTCDMF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1992)049<2139:OTCDMF>2.0.CO;2).
- Qiang Fu, Yongxiang Hu, et Qiong Yang. Identifying the top of the tropical tropopause layer from vertical mass flux analysis and CALIPSO lidar cloud observations. *Geophysical Research Letters*, 34(14) :L14813, July 2007. ISSN 0094-8276. doi : 10.1029/2007GL030099. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2007GL030099>.

- S. Fueglistaler. Stratospheric water vapor predicted from the Lagrangian temperature history of air entering the stratosphere in the tropics. *Journal of Geophysical Research*, 110(D8) : D08107, 2005. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2004JD005516. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2004JD005516>.
- S. Fueglistaler et P. H. Haynes. Control of interannual and longer-term variability of stratospheric water vapor. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 110(D24), 2005. doi : 10.1029/2005JD006019. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2005JD006019>. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2005JD006019>.
- S. Fueglistaler, A. E. Dessler, T. J. Dunkerton, I. Folkins, Q. Fu, et P. W. Mote. Tropical tropopause layer. *Reviews of Geophysics*, 47(1), 2009. ISSN 1944-9208. doi : 10.1029/2008RG000267. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2008RG000267>. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2008RG000267>.
- Tzvi Gal-Chen et Richard C. J. Somerville. On the use of a coordinate transformation for the solution of the Navier-Stokes equations. *Journal of Computational Physics*, 17(2) :209 – 228, 1975. ISSN 0021-9991. doi : [https://doi.org/10.1016/0021-9991\(75\)90037-6](https://doi.org/10.1016/0021-9991(75)90037-6). URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0021999175900376>.
- R. R. Garcia, D. R. Marsh, D. E. Kinnison, B. A. Boville, et F. Sassi. Simulation of secular trends in the middle atmosphere, 1950–2003. *Journal of Geophysical Research*, 112(D9) : D09301, May 2007. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2006JD007485. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2006JD007485>.
- Thomas Garot, Hélène Brogniez, Renaud Fallourd, et Nicolas Viltard. Evolution of the Distribution of Upper-Tropospheric Humidity over the Indian Ocean : Connection with Large-Scale Advection and Local Cloudiness. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 56(7) : 2035–2052, July 2017. ISSN 1558-8424, 1558-8432. doi : 10.1175/JAMC-D-16-0193.1. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JAMC-D-16-0193.1>.
- A. Gettelman et H. Morrison. Advanced Two-Moment Bulk Microphysics for Global Models. Part I : Off-Line Tests and Comparison with Other Schemes. *Journal of Climate*, 28(3) : 1268–1287, February 2015. ISSN 0894-8755. doi : 10.1175/JCLI-D-14-00102.1. URL <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00102.1>.
- Andrew Gettelman. Radiation balance of the tropical tropopause layer. *Journal of Geophysical Research*, 109(D7) :D07103, 2004. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2003JD004190. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2003JD004190>.
- William M Gray. GLOBAL VIEW OF THE ORIGIN OF TROPICAL DISTURBANCES AND STORMS. *MONTHLY WEATHER REVIEW*, 96(10) :32, 1968.
- William M Gray. TROPICAL CYCLONE GENESIS. *Department of Atmospheric Science. Colorado State University. Fort Collins, Colorado*, (234) :127, 1975.
- D P Grosvenor, T W Choullarton, H Coe, et G Held. A study of the effect of overshooting deep convection on the water content of the TTL and lower stratosphere from Cloud Resolving Model simulations. *Atmos. Chem. Phys.*, page 26, 2007.

- U. Hamann, A. Walther, B. Baum, R. Bennartz, L. Bugliaro, M. Derrien, P. N. Francis, A. Heindinger, S. Joro, A. Kniffka, H. Le Gléau, M. Lockhoff, H.-J. Lutz, J. F. Meirink, P. Minnis, R. Palikonda, R. Roebeling, A. Thoss, S. Platnick, P. Watts, et G. Wind. Remote sensing of cloud top pressure/height from SEVIRI : analysis of ten current retrieval algorithms. *Atmospheric Measurement Techniques*, 7(9) :2839–2867, September 2014. ISSN 1867-8548. doi : 10.5194/amt-7-2839-2014. URL <https://amt.copernicus.org/articles/7/2839/2014/>.
- Dennis L. Hartmann et Sara E. Berry. The balanced radiative effect of tropical anvil clouds : Balance Anvil Clouds. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 122(9) :5003–5020, May 2017. ISSN 2169897X. doi : 10.1002/2017JD026460. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/2017JD026460>.
- Dennis L. Hartmann, James R. Holton, et Qiang Fu. The heat balance of the tropical tropopause, cirrus, and stratospheric dehydration. *Geophysical Research Letters*, 28(10) :1969–1972, May 2001. ISSN 00948276. doi : 10.1029/2000GL012833. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2000GL012833>.
- Hiroaki Hatsushika et Koji Yamazaki. Interannual variations of temperature and vertical motion at the tropical tropopause associated with ENSO. *Geophysical Research Letters*, 28(15) : 2891–2894, August 2001. ISSN 00948276. doi : 10.1029/2001GL012977. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2001GL012977>.
- Isaac M. Held et Brian J. Soden. Water Vapor Feedback and Global Warming. *Annual Review of Energy and the Environment*, 25(1) :441–475, November 2000. ISSN 1056-3466. doi : 10.1146/annurev.energy.25.1.441. URL <http://www.annualreviews.org/doi/10.1146/annurev.energy.25.1.441>.
- Isaac M. Held et Brian J. Soden. Robust Responses of the Hydrological Cycle to Global Warming. *Journal of Climate*, 19(21) :5686–5699, November 2006. ISSN 1520-0442, 0894-8755. doi : 10.1175/JCLI3990.1. URL <https://journals.ametsoc.org/jcli/article/19/21/5686/31334/Robust-Responses-of-the-Hydrological-Cycle-to>.
- David S. Henderson, Christian D. Kummerow, et Wesley Berg. ENSO Influence on TRMM Tropical Oceanic Precipitation Characteristics and Rain Rates. *Journal of Climate*, 31(10) :3979–3998, May 2018. ISSN 0894-8755, 1520-0442. doi : 10.1175/JCLI-D-17-0276.1. URL <https://journals.ametsoc.org/jcli/article/31/10/3979/94759/ENSO-Influence-on-TRMM-Tropical-Oceanic>.
- Andrew J. Heymsfield. Extinction-ice water content-effective radius algorithms for CALIPSO. *Geophysical Research Letters*, 32(10) :L10807, 2005. ISSN 0094-8276. doi : 10.1029/2005GL022742. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2005GL022742>.
- Chang-Hoi Ho, Joo-Hong Kim, Jee-Hoon Jeong, Hyeong-Seog Kim, et Deliang Chen. Variation of tropical cyclone activity in the South Indian Ocean : El Niño–Southern Oscillation and Madden-Julian Oscillation effects. *Journal of Geophysical Research*, 111(D22) :D22101, November 2006. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2006JD007289. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2006JD007289>.
- T. Hoarau, C. Barthe, P. Tulet, M. Claeys, J.-P. Pinty, O. Bousquet, J. Delanoë, et B. Vié. Impact of the Generation and Activation of Sea Salt Aerosols on the Evolution of Tropical

- Cyclone Dumile. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 123(16) :8813–8831, August 2018. ISSN 2169897X. doi : 10.1029/2017JD028125. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2017JD028125>.
- Thomas Hoarau. *Couplage aérosols-microphysique pour la simulation des cyclones tropicaux : Cas du cyclone Dumile (2013)*. PhD thesis, Université de la Réunion, Saint-Denis de la Réunion-France, 2018.
- Øivind Hodnebrog, Gunnar Myhre, Bjørn H. Samset, Kari Alterskjær, Timothy Andrews, Olivier Boucher, Gregory Faluvegi, Dagmar Fläschner, Piers M. Forster, Matthew Kasoar, Alf Kirkevåg, Jean-Francois Lamarque, Dirk Olivié, Thomas B. Richardson, Dilshad Shawki, Drew Shindell, Keith P. Shine, Philip Stier, Toshihiko Takemura, Apostolos Voulgarakis, et Duncan Watson-Parris. Water vapour adjustments and responses differ between climate drivers. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(20) :12887–12899, October 2019. ISSN 1680-7324. doi : 10.5194/acp-19-12887-2019. URL <https://www.atmos-chem-phys.net/19/12887/2019/>.
- Ove Hoegh-Guldberg, Rongshuo Cai, Elvira S. Poloczanska, Peter G. Brewer, Svien Sundby, Karim Hilmi, Victoria J. Fabry, et Sukgeun Jung. The Ocean. In *Climate Change 2014 : Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B : Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 1655–1731. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2014.
- Andrew Hoell, Mathew Barlow, et Roop Saini. Intraseasonal and Seasonal-to-Interannual Indian Ocean Convection and Hemispheric Teleconnections. *Journal of Climate*, 26(22) : 8850–8867, October 2013. ISSN 0894-8755. doi : 10.1175/JCLI-D-12-00306.1. URL <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00306.1>.
- Andrew Hoell, Chris Funk, Jens Zinke, et Laura Harrison. Modulation of the Southern Africa precipitation response to the El Niño Southern Oscillation by the subtropical Indian Ocean Dipole. *Climate Dynamics*, 48(7-8) :2529–2540, April 2017. ISSN 0930-7575, 1432-0894. doi : 10.1007/s00382-016-3220-6. URL <http://link.springer.com/10.1007/s00382-016-3220-6>.
- James R. Holton et Andrew Gettelman. Horizontal transport and the dehydration of the stratosphere. *Geophysical Research Letters*, 28(14) :2799–2802, July 2001. ISSN 00948276. doi : 10.1029/2001GL013148. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2001GL013148>.
- James R. Holton, Peter H. Haynes, Michael E. McIntyre, Anne R. Douglass, Richard B. Rood, et Leonhard Pfister. Stratosphere-troposphere exchange. *Reviews of Geophysics*, 33(4) :403, 1995. ISSN 8755-1209. doi : 10.1029/95RG02097. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/95RG02097>.
- Yongxiang Hu, David Winker, Mark Vaughan, Bing Lin, Ali Omar, Charles Trepte, David Flittner, Ping Yang, Shaima L. Nasiri, Bryan Baum, Robert Holz, Wenbo Sun, Zhaoyan Liu, Zhien Wang, Stuart Young, Knut Stamnes, Jianping Huang, et Ralph Kuehn. CALIPSO/CALIOP Cloud Phase Discrimination Algorithm. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(11) :2293–2309, November 2009. ISSN 0739-0572. doi : 10.1175/2009JTECHA1280.1. URL <https://doi.org/10.1175/2009JTECHA1280.1>.

- Boyin Huang, Peter W. Thorne, Viva F. Banzon, Tim Boyer, Gennady Chepurin, Jay H. Lawrimore, Matthew J. Menne, Thomas M. Smith, Russell S. Vose, et Huai-Min Zhang. Extended Reconstructed Sea Surface Temperature, Version 5 (ERSSTv5) : Upgrades, Validations, and Intercomparisons. *Journal of Climate*, 30(20) :8179–8205, October 2017. ISSN 0894-8755, 1520-0442. doi : 10.1175/JCLI-D-16-0836.1. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JCLI-D-16-0836.1>.
- George J. Huffman, David T. Bolvin, Dan Braithwaite, Kuolin Hsu, Robert Joyce, Christopher Kidd, Eric J. Nelkin, Soroosh Sorooshian, Jackson Tan, et Pingping Xie. NASA Global Precipitation Measurement (GPM) Integrated Multi-Satellite Retrievals for GPM (IMERG)., 2019. URL https://gpm.nasa.gov/sites/default/files/document_files/IMERG_ATBD_V06.pdf.
- Dale F. Hurst, Samuel J. Oltmans, Holger Vömel, Karen H. Rosenlof, Sean M. Davis, Eric A. Ray, Emrys G. Hall, et Allen F. Jordan. Stratospheric water vapor trends over Boulder, Colorado : Analysis of the 30 year Boulder record. *Journal of Geophysical Research*, 116 (D2) :D02306, January 2011. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2010JD015065. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2010JD015065>.
- Dale F. Hurst, William G. Read, Holger Vömel, Henry B. Selkirk, Karen H. Rosenlof, Sean M. Davis, Emrys G. Hall, Allen F. Jordan, et Samuel J. Oltmans. Recent divergences in stratospheric water vapor measurements by frost pointhygrometers and the Aura Microwave Limb Sounder. *Atmospheric Measurement Techniques*, 9(9) :4447–4457, September 2016. ISSN 1867-8548. doi : 10.5194/amt-9-4447-2016. URL <https://amt.copernicus.org/articles/9/4447/2016/>.
- Damien Héron, Stéphanie Evan, Jérôme Brioude, Karen Rosenlof, Françoise Posny, Jean-Marc Metzger, et Jean-Pierre Cammas. Impact of convection on the upper-tropospheric composition (water vapor and ozone) over a subtropical site (Réunion island ; 21.1° S, 55.5° E) in the Indian Ocean. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 20(14) :8611–8626, July 2020. ISSN 1680-7324. doi : 10.5194/acp-20-8611-2020. URL <https://www.atmos-chem-phys.net/20/8611/2020/>.
- W J Ingram. On the Robustness of the Water Vapor Feedback : GCM Vertical Resolution and Formulation. *JOURNAL OF CLIMATE*, 15 :5, 2002.
- E. J. Jensen, L. Pfister, T.-P. Bui, P. Lawson, et D. Baumgardner. Ice nucleation and cloud microphysical properties in tropical tropopause layer cirrus. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(3) :1369–1384, February 2010. ISSN 1680-7324. doi : 10.5194/acp-10-1369-2010. URL <https://acp.copernicus.org/articles/10/1369/2010/>.
- E. J. Jensen, G. Diskin, R. P. Lawson, S. Lance, T. P. Bui, D. Hlavka, M. McGill, L. Pfister, O. B. Toon, et R. Gao. Ice nucleation and dehydration in the Tropical Tropopause Layer. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110(6) :2041–2046, February 2013. ISSN 0027-8424, 1091-6490. doi : 10.1073/pnas.1217104110. URL <http://www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1217104110>.
- David P. Jorgensen et Margaret A. LeMone. Vertical Velocity Characteristics of Oceanic Convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(5) :621–640, March 1988. ISSN 0022-4928. doi : 10.1175/1520-0469(1989)046<0621:VVCOOC>2.0.CO;2. URL [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1989\)046<0621:VVCOOC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1989)046<0621:VVCOOC>2.0.CO;2).

- John S. Kain. The Kain–Fritsch Convective Parameterization : An Update. *Journal of Applied Meteorology*, 43(1) :170–181, January 2004. ISSN 0894-8763. doi : 10.1175/1520-0450(2004)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2. URL [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2004\)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2004)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2).
- Edwin Kessler. On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulations. In *On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulations*, pages 1–84. American Meteorological Society, Boston, MA, 1969. ISBN 978-1-935704-36-2. doi : 10.1007/978-1-935704-36-2_1. URL http://link.springer.com/10.1007/978-1-935704-36-2_1.
- Sergey M. Khaykin, Jean-Pierre Pommereau, Emmanuel D. Riviere, Gerhard Held, Felix Ploeger, Melanie Ghysels, Nadir Amarouche, Jean-Paul Vernier, Frank G. Wienhold, et Dmitry Ionov. Evidence of horizontal and vertical transport of water in the Southern Hemisphere tropical tropopause layer (TTL) from high-resolution balloon observations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(18) :12273–12286, September 2016. ISSN 1680-7324. doi : 10.5194/acp-16-12273-2016. URL <https://acp.copernicus.org/articles/16/12273/2016/>.
- Joowan Kim, William J. Randel, et Thomas Birner. Convectively Driven Tropopause-Level Cooling and Its Influences on Stratospheric Moisture. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 123(1) :590–606, January 2018. ISSN 2169897X. doi : 10.1002/2017JD027080. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/2017JD027080>.
- Stephen A Klein, Brian J Soden, et Ngar-Cheung Lau. Remote Sea Surface Temperature Variations during ENSO : Evidence for a Tropical Atmospheric Bridge. *JOURNAL OF CLIMATE*, 12 :16, 1999.
- W. D. Komhyr. *Electrochemical Concentration Cells for gas analysis*, volume 25. Research Laboratories of the Environmental Science Services Administration, 1969.
- W. D. Komhyr, R. A. Barnes, G. B. Brothers, J. A. Lathrop, et D. P. Opperman. Electrochemical concentration cell ozonesonde performance evaluation during STOIC 1989. *Journal of Geophysical Research*, 100(D5) :9231, 1995. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/94JD02175. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/94JD02175>.
- P. Konopka, J.-U. Grooß, G. Günther, F. Ploeger, R. Pommrich, R. Müller, et N. Livesey. Annual cycle of ozone at and above the tropical tropopause : observations versus simulations with the Chemical Lagrangian Model of the Stratosphere (CLaMS). *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(1) :121–132, January 2010. ISSN 1680-7324. doi : 10.5194/acp-10-121-2010. URL <https://acp.copernicus.org/articles/10/121/2010/>.
- Y. Kuleshov, L. Qi, R. Fawcett, et D. Jones. On tropical cyclone activity in the Southern Hemisphere : Trends and the ENSO connection. *Geophysical Research Letters*, 35(14) :L14S08, May 2008. ISSN 0094-8276. doi : 10.1029/2007GL032983. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2007GL032983>.
- Christine Lac, Jean-Pierre Chaboureaud, Valéry Masson, Jean-Pierre Pinty, Pierre Tulet, Juan Escobar, Maud Leriche, Christelle Barthe, Benjamin Aouizerats, Clotilde Augros, Pierre Aumond, Franck Auguste, Peter Bechtold, Sarah Berthet, Soline Bielli, Frédéric Bosseur, Olivier Caumont, Jean-Martial Cohard, Jeanne Colin, Fleur Couvreur, Joan Cuxart, Gaëlle

- Delautier, Thibaut Dauhut, Véronique Ducrocq, Jean-Baptiste Filippi, Didier Gazen, Olivier Geoffroy, François Gheusi, Rachel Honnert, Jean-Philippe Lafore, Cindy Lebeau-pin Brosier, Quentin Libois, Thibaut Lunet, Céline Mari, Tomislav Maric, Patrick Mascart, Maxime Mogé, Gilles Molinié, Olivier Nuissier, Florian Pantillon, Philippe Peyrillé, Julien Pergaud, Emilie Perraud, Joris Pianezze, Jean-Luc Redelsperger, Didier Ricard, Evelyne Richard, Sébastien Riette, Quentin Rodier, Robert Schoetter, Léo Seyfried, Joël Stein, Karsten Suhre, Marie Taufour, Odile Thouron, Sandra Turner, Antoine Verrelle, Benoît Vié, Florian Visentin, Vincent Vionnet, et Philippe Wautelet. Overview of the Meso-NH model version 5.4 and its applications. *Geoscientific Model Development*, 11(5) :1929–1969, May 2018. ISSN 1991-9603. doi : 10.5194/gmd-11-1929-2018. URL <https://www.geosci-model-dev.net/11/1929/2018/>.
- Andrew A. Lacis, Donald J. Wuebbles, et Jennifer A. Logan. Radiative forcing of climate by changes in the vertical distribution of ozone. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 95(D7) :9971–9981, June 1990. ISSN 01480227. doi : 10.1029/JD095iD07p09971. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/JD095iD07p09971>.
- Arlene G. Laing et J. Michael Fritsch. The global population of mesoscale convective complexes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 123(538) :389–405, January 1997. ISSN 00359009, 1477870X. doi : 10.1002/qj.49712353807. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/qj.49712353807>.
- S. Lal, S. Venkataramani, N. Chandra, O. R. Cooper, J. Brioude, et M. Naja. Transport effects on the vertical distribution of tropospheric ozone over western India. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 119(16) :10012–10026, August 2014. ISSN 2169-897X. doi : 10.1002/2014JD021854. URL <https://doi.org/10.1002/2014JD021854>. Publisher : John Wiley & Sons, Ltd.
- Jos Lelieveld, Paul J. Crutzen, et Frank J. Dentener. Changing concentration, lifetime and climate forcing of atmospheric methane. *Tellus B*, 50(2) :128–150, April 1998. ISSN 0280-6509, 1600-0889. doi : 10.1034/j.1600-0889.1998.t01-1-00002.x. URL <http://www.tellusb.net/index.php/tellusb/article/view/16030>.
- M. Leriche, J.-P. Pinty, C. Mari, et D. Gazen. A cloud chemistry module for the 3-D cloud-resolving mesoscale model Meso-NH with application to idealized cases. *Geoscientific Model Development*, 6(4) :1275–1298, August 2013. ISSN 1991-9603. doi : 10.5194/gmd-6-1275-2013. URL <https://gmd.copernicus.org/articles/6/1275/2013/>.
- Marie-Dominique Leroux, Julien Meister, Dominique Mekies, Annie-Laure Dorla, et Philippe Caroff. A Climatology of Southwest Indian Ocean Tropical Systems : Their Number, Tracks, Impacts, Sizes, Empirical Maximum Potential Intensity, and Intensity Changes. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 57(4) :1021–1041, April 2018. ISSN 1558-8424, 1558-8432. doi : 10.1175/JAMC-D-17-0094.1. URL <https://journals.ametsoc.org/jamc/article/57/4/1021/107584/A-Climatology-of-Southwest-Indian-Ocean-Tropical>.
- Chuntao Liu et Edward J. Zipser. Global distribution of convection penetrating the tropical tropopause. *Journal of Geophysical Research*, 110(D23) :D23104, 2005. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2005JD006063. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2005JD006063>.

- Nana Liu et Chuntao Liu. Global distribution of deep convection reaching tropopause in 1 year GPM observations. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 121(8) :3824–3842, April 2016. ISSN 2169-897X, 2169-8996. doi : 10.1002/2015JD024430. URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2015JD024430>.
- Zhaoyan Liu, Mark Vaughan, David Winker, Chieko Kittaka, Brian Getzewich, Ralph Kuehn, Ali Omar, Kathleen Powell, Charles Trepte, et Chris Hostetler. The CALIPSO Lidar Cloud and Aerosol Discrimination : Version 2 Algorithm and Initial Assessment of Performance. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(7) :1198–1213, July 2009. ISSN 0739-0572. doi : 10.1175/2009JTECHA1229.1. URL <https://doi.org/10.1175/2009JTECHA1229.1>.
- Christopher Lucas, Edward J. Zipser, et Margaret A. Lemone. Vertical Velocity in Oceanic Convection off Tropical Australia. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 51(21) :3183–3193, November 1994. ISSN 0022-4928. doi : 10.1175/1520-0469(1994)051<3183:VVIOCO>2.0.CO;2. URL [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1994\)051<3183:VVIOCO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1994)051<3183:VVIOCO>2.0.CO;2).
- Clémence Macron, Yves Richard, Thomas Garot, Miloud Bessafi, Benjamin Pohl, Adolphe Ratiarison, et Andrianaharimanana Razafindrabe. Intraseasonal Rainfall Variability over Madagascar. *Monthly Weather Review*, 144(5) :1877–1885, May 2016. ISSN 0027-0644, 1520-0493. doi : 10.1175/MWR-D-15-0077.1. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/MWR-D-15-0077.1>.
- Roland A. Madden et Paul R. Julian. Detection of 40-50 Day Oscillation in the Zonal Wind in the Tropical Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28(5) :702–708, 1971. doi : [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1971\)028<0702:DOADOI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1971)028<0702:DOADOI>2.0.CO;2).
- Roland A. Madden et Paul R. Julian. Description of Global-Scale Circulation Cells in the Tropics with a 40–50 Day Period. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 29(6) :1109–1123, 1972. doi : 10.1175/1520-0469(1972)029<1109:DOGSCC>2.0.CO;2. URL <https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0469%281972%29029%3C1109%3ADOGSCC%3E2.0.CO%3B2>.
- Emily M. Maddox et Gretchen L. Mullendore. Determination of Best Tropopause Definition for Convective Transport Studies. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 75(10) :3433–3446, October 2018. ISSN 0022-4928, 1520-0469. doi : 10.1175/JAS-D-18-0032.1. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JAS-D-18-0032.1>.
- V. Masson, P. Le Moigne, E. Martin, S. Faroux, A. Alias, R. Alkama, S. Belamari, A. Barbu, A. Boone, F. Bouyssel, P. Brousseau, E. Brun, J.-C. Calvet, D. Carrer, B. Decharme, C. Delire, S. Donier, K. Essaouini, A.-L. Gibelin, H. Giordani, F. Habets, M. Jidane, G. Kerdraon, E. Kourzeneva, M. Lafaysse, S. Lafont, C. Lebeaupin Brossier, A. Lemonsu, J.-F. Mahfouf, P. Marguinaud, M. Mokhtari, S. Morin, G. Pigeon, R. Salgado, Y. Seity, F. Taillefer, G. Tanguy, P. Tulet, B. Vincendon, V. Vionnet, et A. Voldoire. The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development*, 6(4) :929–960, July 2013. ISSN 1991-9603. doi : 10.5194/gmd-6-929-2013. URL <https://www.geosci-model-dev.net/6/929/2013/>.
- Daniel S. McKenna. A new Chemical Lagrangian Model of the Stratosphere (CLaMS) 1. Formulation of advection and mixing. *Journal of Geophysical Research*, 107(D16) :4309,

- 2002a. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2000JD000114. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2000JD000114>.
- Daniel S. McKenna. A new Chemical Lagrangian Model of the Stratosphere (CLaMS) 2. Formulation of chemistry scheme and initialization. *Journal of Geophysical Research*, 107(D15) :4256, 2002b. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2000JD000113. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2000JD000113>.
- Patrick Minnis, Chris R. Yost, Sunny Sun-Mack, et Yan Chen. Estimating the top altitude of optically thick ice clouds from thermal infrared satellite observations using CALIPSO data. *Geophysical Research Letters*, 35(12) :n/a–n/a, June 2008. ISSN 00948276. doi : 10.1029/2008GL033947. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2008GL033947>.
- Ken Minschwaner et Andrew E Dessler. Water Vapor Feedback in the Tropical Upper Troposphere : Model Results and Observations. *JOURNAL OF CLIMATE*, 17 :11, 2004.
- Eli J. Mlawer, Steven J. Taubman, Patrick D. Brown, Michael J. Iacono, et Shepard A. Clough. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres : RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 102(D14) :16663–16682, July 1997. ISSN 01480227. doi : 10.1029/97JD00237. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/97JD00237>.
- Philip W. Mote, Karen H. Rosenlof, Michael E. McIntyre, Ewan S. Carr, John C. Gille, James R. Holton, Jonathan S. Kinnersley, Hugh C. Pumphrey, James M. Russell, et Joe W. Waters. An atmospheric tape recorder : The imprint of tropical tropopause temperatures on stratospheric water vapor. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 101 (D2) :3989–4006, February 1996. ISSN 01480227. doi : 10.1029/95JD03422. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/95JD03422>.
- Philip W. Mote, Hannah L. Clark, Timothy J. Dunkerton, Robert S. Harwood, et Hugh C. Pumphrey. Intraseasonal variations of water vapor in the tropical upper troposphere and tropopause region. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 105(D13) :17457–17470, July 2000. ISSN 01480227. doi : 10.1029/2000JD900158. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2000JD900158>.
- Reginald E. Newell et Sharon Gould-Stewart. A Stratospheric Fountain? *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38(12) :2789–2796, December 1981. ISSN 0022-4928. doi : 10.1175/1520-0469(1981)038<2789:ASF>2.0.CO;2. URL [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1981\)038<2789:ASF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1981)038<2789:ASF>2.0.CO;2).
- Samuel J. Oltmans, Holger Vömel, David J. Hofmann, Karen H. Rosenlof, et Dieter Kley. The increase in stratospheric water vapor from balloonborne, frostpoint hygrometer measurements at Washington, D.C., and Boulder, Colorado. *Geophysical Research Letters*, 27(21) :3453–3456, 2000. doi : 10.1029/2000GL012133. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2000GL012133>. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2000GL012133>.
- World Meteorological Organization. *Global Guide to Tropical Cyclone Forecasting*. Number 1194. WMO, wmo tech. edition, 2017. ISBN ISBN 978-92-63-11194-4. URL <http://www.wmo.int/cycloneguide/pdf/Global-Guide-to-Tropical-Cyclone-Forecasting.pdf>.

- Laura L. Pan, Shawn B. Honomichl, Thaopaul V. Bui, Troy Thornberry, Andrew Rollins, Eric Hints, et Eric J. Jensen. Lapse Rate or Cold Point : The Tropical Tropopause Identified by In Situ Trace Gas Measurements. *Geophysical Research Letters*, 45(19) :10,756–10,763, October 2018. ISSN 0094-8276, 1944-8007. doi : 10.1029/2018GL079573. URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2018GL079573>.
- J. Paul, F. Fortuin, et Hennie Kelder. An ozone climatology based on ozonesonde and satellite measurements. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 103(D24) :31709–31734, December 1998. ISSN 01480227. doi : 10.1029/1998JD200008. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/1998JD200008>.
- Julien Pergaud, Valéry Masson, Sylvie Malardel, et Fleur Couvreur. A Parameterization of Dry Thermals and Shallow Cumuli for Mesoscale Numerical Weather Prediction. *Boundary-Layer Meteorology*, 132(1) :83–106, July 2009. ISSN 0006-8314, 1573-1472. doi : 10.1007/s10546-009-9388-0. URL <http://link.springer.com/10.1007/s10546-009-9388-0>.
- L. Pfister, H. B. Selkirk, D. O. Starr, K. Rosenlof, et P. A. Newman. A meteorological overview of the TC4 mission. *Journal of Geophysical Research*, 115 :D00J12, August 2010. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2009JD013316. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2009JD013316>.
- J. Pianezze, C. Barthe, S. Bielli, P. Tulet, S. Jullien, G. Cambon, O. Bousquet, M. Claeys, et E. Cordier. A New Coupled Ocean-Waves-Atmosphere Model Designed for Tropical Storm Studies : Example of Tropical Cyclone Bejisa (2013-2014) in the South-West Indian Ocean. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 10(3) :801–825, March 2018. ISSN 19422466. doi : 10.1002/2017MS001177. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/2017MS001177>.
- J. Pianezze, P. Tulet, B. Foucart, M. Leriche, M. Liuzzo, G. Salerno, A. Colomb, E. Freney, et K. Sellegri. Volcanic Plume Aging During Passive Degassing and Low Eruptive Events of Etna and Stromboli Volcanoes. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 124(21) : 11389–11405, November 2019. ISSN 2169-897X, 2169-8996. doi : 10.1029/2019JD031122. URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2019JD031122>.
- Jean-Pierre Pinty et Patrick Jabouille. A MIXED-PHASE CLOUD PARAMETERIZATION FOR USE IN A MESOSCALE NON-HYDROSTATIC MODEL : SIMULATIONS OF A SQUALL LINE AND OF OROGRAPHIC PRECIPITATION, 1998.
- Ignacio Pissó, Espen Sollum, Henrik Grythe, Nina I Kristiansen, Massimo Cassiani, Sabine Eckhardt, Delia Arnold, Don Morton, Rona L Thompson, Christine D Groot Zwaafink, Nikolaos Evangelou, Harald Sodemann, Leopold Haimberger, Stephan Henne, Dominik Brunner, John F Burkhart, Anne Fouilloux, Jerome Brioude, Anne Philipp, Petra Seibert, et Andreas Stohl. The Lagrangian particle dispersion model FLEXPART version 10.4. *Geosci. Model Dev.*, page 43, 2019.
- R. Alan Plumb. Stratospheric Transport. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 80(4B) :793–809, 2002. ISSN 0026-1165, 2186-9057. doi : 10.2151/jmsj.80.793. URL https://www.jstage.jst.go.jp/article/jmsj/80/4B/80_4B_793/_article.

- R. Alan Plumb et Robert C. Bell. A model of the quasi-biennial oscillation on an equatorial beta-plane. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 108(456) :335–352, April 1982. ISSN 00359009, 1477870X. doi : 10.1002/qj.49710845604. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/qj.49710845604>.
- Ari D. Preston, Henry E. Fuelberg, et Mary C. Barth. Simulation of Chemical Transport by Typhoon Mireille (1991). *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 124(21) :11614–11639, November 2019. ISSN 2169-897X, 2169-8996. doi : 10.1029/2019JD030446. URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2019JD030446>.
- Simon R. Proud. Analysis of overshooting top detections by Meteosat Second Generation : a 5-year dataset : Overshooting Top Detection with SEVIRI. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(688) :909–915, April 2015. ISSN 00359009. doi : 10.1002/qj.2410. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/qj.2410>.
- H. J. Punge, P. Konopka, M. A. Giorgetta, et R. Müller. Effects of the quasi-biennial oscillation on low-latitude transport in the stratosphere derived from trajectory calculations. *Journal of Geophysical Research*, 114(D3) :D03102, February 2009. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2008JD010518. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2008JD010518>.
- William J. Randel et Eric J. Jensen. Physical processes in the tropical tropopause layer and their roles in a changing climate. *Nature Geoscience*, 6(3) :169–176, March 2013. ISSN 1752-0894, 1752-0908. doi : 10.1038/ngeo1733. URL <http://www.nature.com/articles/ngeo1733>.
- William J. Randel, Fei Wu, Holger Vömel, Gerald E. Nedoluha, et Piers Forster. Decreases in stratospheric water vapor after 2001 : Links to changes in the tropical tropopause and the Brewer-Dobson circulation. *Journal of Geophysical Research*, 111(D12) :D12312, 2006. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2005JD006744. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2005JD006744>.
- Eric A. Ray et Karen H. Rosenlof. Hydration of the upper troposphere by tropical cyclones. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 112(D12), 2007. ISSN 2156-2202. doi : 10.1029/2006JD008009. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2006JD008009>. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2006JD008009>.
- Richard J. Reed et Dale G. Rogers. The Circulation of the Tropical Stratosphere in the Years 1954–1960. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 19(2) :127–135, March 1962. ISSN 0022-4928. doi : 10.1175/1520-0469(1962)019<0127:TCOTTS>2.0.CO;2. URL [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1962\)019<0127:TCOTTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1962)019<0127:TCOTTS>2.0.CO;2).
- M. Riese, F. Ploeger, A. Rap, B. Vogel, P. Konopka, M. Dameris, et P. Forster. Impact of uncertainties in atmospheric mixing on simulated UTLS composition and related radiative effects : IMPACT OF MIXING ON RADIATIVE EFFECTS. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 117(D16) :n/a–n/a, August 2012. ISSN 01480227. doi : 10.1029/2012JD017751. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2012JD017751>.
- M. Rigby, S. Park, T. Saito, L. M. Western, A. L. Redington, X. Fang, S. Henne, A. J. Manning, R. G. Prinn, G. S. Dutton, P. J. Fraser, A. L. Ganesan, B. D. Hall, C. M. Harth, J. Kim, K.-R. Kim, P. B. Krummel, T. Lee, S. Li, Q. Liang, M. F. Lunt, S. A. Montzka, J. Mühle,

- S. O'Doherty, M.-K. Park, S. Reimann, P. K. Salameh, P. Simmonds, R. L. Tunnicliffe, R. F. Weiss, Y. Yokouchi, et D. Young. Increase in CFC-11 emissions from eastern China based on atmospheric observations. *Nature*, 569(7757) :546–550, May 2019. ISSN 0028-0836, 1476-4687. doi : 10.1038/s41586-019-1193-4. URL <http://www.nature.com/articles/s41586-019-1193-4>.
- Hannah Ritchie. Ozone Layer. *Our World in Data*, 2018. URL <https://ourworldindata.org/ozone-layer>.
- David M. Romps et Zhiming Kuang. Overshooting convection in tropical cyclones. *Geophysical Research Letters*, 36(9) :L09804, May 2009. ISSN 0094-8276. doi : 10.1029/2009GL037396. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2009GL037396>.
- James M. Rosen et Norman T. Kjome. Backscattersonde : a new instrument for atmospheric aerosol research. *Applied Optics*, 30(12) :1552, April 1991. ISSN 0003-6935, 1539-4522. doi : 10.1364/AO.30.001552. URL <https://www.osapublishing.org/abstract.cfm?URI=ao-30-12-1552>.
- Karen H. Rosenlof. Changes in water vapor and aerosols and their relation to stratospheric ozone. *Comptes Rendus Geoscience*, 350(7) :376–383, November 2018. ISSN 16310713. doi : 10.1016/j.crte.2018.06.014. URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1631071318301184>.
- Roger Saunders, James Hocking, Emma Turner, Peter Rayer, David Rundle, Pascal Brunel, Jerome Vidot, Pascale Roquet, Marco Matricardi, Alan Geer, Niels Bormann, et Cristina Lupu. An update on the RTTOV fast radiative transfer model (currently at version 12). *Geoscientific Model Development*, 11(7) :2717–2737, July 2018. ISSN 1991-9603. doi : 10.5194/gmd-11-2717-2018. URL <https://gmd.copernicus.org/articles/11/2717/2018/>.
- Fabian Senf et Hartwig Deneke. Uncertainties in synthetic Meteosat SEVIRI infrared brightness temperatures in the presence of cirrus clouds and implications for evaluation of cloud microphysics. *Atmospheric Research*, 183 :113–129, January 2017. ISSN 01698095. doi : 10.1016/j.atmosres.2016.08.012. URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169809516302551>.
- Greg Seroka, Travis Miles, Yi Xu, Josh Kohut, Oscar Schofield, et Scott Glenn. Hurricane Irene Sensitivity to Stratified Coastal Ocean Cooling. *Monthly Weather Review*, 144(9) :3507–3530, September 2016. ISSN 0027-0644, 1520-0493. doi : 10.1175/MWR-D-15-0452.1. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/MWR-D-15-0452.1>.
- Steven C. Sherwood et Andrew E. Dessler. On the control of stratospheric humidity. *Geophysical Research Letters*, 27(16) :2513–2516, August 2000. ISSN 00948276. doi : 10.1029/2000GL011438. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2000GL011438>.
- Steven C Sherwood, Takeshi Horinouchi, et Heidi A Zeleznik. Convective Impact on Temperatures Observed near the Tropical Tropopause. *JOURNAL OF THE ATMOSPHERIC SCIENCES*, 60 :10, 2003.
- Keith P. Shine. On the Cause of the Relative Greenhouse Strength of Gases such as the Halocarbons. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 48(12) :1513–1518, June 1991. ISSN

- 0022-4928. doi : 10.1175/1520-0469(1991)048<1513:OTCOTR>2.0.CO;2. URL [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1991\)048<1513:OTCOTR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1991)048<1513:OTCOTR>2.0.CO;2).
- Herman G. J. Smit, Wolfgang Straeter, Bryan J. Johnson, Samuel J. Oltmans, Jonathan Davies, David W. Tarasick, Bruno Hoegger, Rene Stubi, F. J. Schmidlin, T. Northam, Anne M. Thompson, Jacquelyn C. Witte, Ian Boyd, et Françoise Posny. Assessment of the performance of ECC-ozonesondes under quasi-flight conditions in the environmental simulation chamber : Insights from the Juelich Ozone Sonde Intercomparison Experiment (JOSIE). *Journal of Geophysical Research*, 112(D19) :D19306, October 2007. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2006JD007308. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2006JD007308>.
- S. Solomon, D. W. J. Thompson, R. W. Portmann, S. J. Oltmans, et A. M. Thompson. On the distribution and variability of ozone in the tropical upper troposphere : Implications for tropical deep convection and chemical-dynamical coupling. *Geophysical Research Letters*, 32(23) :L23813, 2005. ISSN 0094-8276. doi : 10.1029/2005GL024323. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2005GL024323>.
- S. Solomon, K. H. Rosenlof, R. W. Portmann, J. S. Daniel, S. M. Davis, T. J. Sanford, et G.-K. Plattner. Contributions of Stratospheric Water Vapor to Decadal Changes in the Rate of Global Warming. *Science*, 327(5970) :1219–1223, March 2010. ISSN 0036-8075, 1095-9203. doi : 10.1126/science.1182488. URL <https://www.sciencemag.org/lookup/doi/10.1126/science.1182488>.
- Yuhe Song et Dale Haidvogel. A Semi-implicit Ocean Circulation Model Using a Generalized Topography-Following Coordinate System. *Journal of Computational Physics*, 115 (1) :228–244, November 1994. ISSN 00219991. doi : 10.1006/jcph.1994.1189. URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0021999184711892>.
- Chance W. Sterling, Bryan J. Johnson, Samuel J. Oltmans, Herman G. J. Smit, Allen F. Jordan, Patrick D. Cullis, Emrys G. Hall, Anne M. Thompson, et Jacquelyn C. Witte. Homogenizing and Estimating the Uncertainty in NOAA’s Long Term Vertical Ozone Profile Records Measured with the Electrochemical Concentration Cell Ozonesonde. preprint, Gases/In Situ Measurement/Instruments and Platforms, December 2017. URL <https://www.atmos-meas-tech-discuss.net/amt-2017-397/amt-2017-397.pdf>.
- A Stohl, O R Cooper, R Damoah, F C Fehsenfeld, C Forster, et M Trainer. Forecasting for a Lagrangian aircraft campaign. *Atmos. Chem. Phys.*, page 12, 2004.
- A Stohl, C Forster, A Frank, P Seibert, et G Wotawa. Technical note : The Lagrangian particle dispersion model FLEXPART version 6.2. *Atmos. Chem. Phys.*, page 14, 2005.
- Andreas Stohl. Computation, accuracy and applications of trajectories—A review and bibliography. *Atmospheric Environment*, 32(6) :947–966, March 1998. ISSN 13522310. doi : 10.1016/S1352-2310(97)00457-3. URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1352231097004573>.
- Andreas Stohl et Paul James. A Lagrangian Analysis of the Atmospheric Branch of the Global Water Cycle. Part I : Method Description, Validation, and Demonstration for the August 2002 Flooding in Central Europe. *Journal of Hydrometeorology*, 5(4) :656–678, August 2004. ISSN 1525-755X. doi : 10.1175/1525-7541(2004)005<0656:ALAOTA>2.0.CO;2. URL [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2004\)005<0656:ALAOTA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2004)005<0656:ALAOTA>2.0.CO;2).

- Mou Leong Tan et Harrif Santo. Comparison of GPM IMERG, TMPA 3B42 and PERSIANN-CDR satellite precipitation products over Malaysia. *Atmospheric Research*, 202 :63–76, April 2018. ISSN 01698095. doi : 10.1016/j.atmosres.2017.11.006. URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169809517307287>.
- B. H. Tang. ENSO Influence on Atlantic hurricanes via tropospheric warming. *Geophysical Research Letters*, 31(24) :L24204, 2004. ISSN 0094-8276. doi : 10.1029/2004GL021072. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2004GL021072>.
- Cheng Tao et Haiyan Jiang. Global Distribution of Hot Towers in Tropical Cyclones Based on 11-Yr TRMM Data. *Journal of Climate*, 26(4) :1371–1386, February 2013. ISSN 0894-8755, 1520-0442. doi : 10.1175/JCLI-D-12-00291.1. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JCLI-D-12-00291.1>.
- Anne M. Thompson. Southern Hemisphere Additional Ozonesondes (SHADOZ) 1998–2000 tropical ozone climatology 1. Comparison with Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) and ground-based measurements. *Journal of Geophysical Research*, 108(D2) :8238, 2003. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2001JD000967. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2001JD000967>.
- Anne M. Thompson, Jacquelyn C. Witte, Chance Sterling, Allen Jordan, Bryan J. Johnson, Samuel J. Oltmans, Masatomo Fujiwara, Holger Vömel, Marc Allaart, Ankie PETERS, Gert J. R. Coetzee, Françoise Posny, Ernesto Corrales, Jorge Andres Diaz, Christian Félix, Ninong Komala, Nga Lai, H. T. Ahn Nguyen, Matakite Maata, Francis Mani, Zamuna Zainal, Shinya Ogino, Francisco Paredes, Tercio Luiz Bezerra Penha, Francisco Raimundo Silva, Sukarni SallonsMitro, Henry B. Selkirk, F. J. Schmidlin, Rene Stübi, et Kennedy Thiongo. First Reprocessing of Southern Hemisphere Additional Ozonesondes (SHADOZ) Ozone Profiles (1998–2016) : 2. Comparisons With Satellites and GroundBased Instruments. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 122(23), December 2017. ISSN 2169-897X, 2169-8996. doi : 10.1002/2017JD027406. URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2017JD027406>.
- John Thuburn. On the temperature structure of the tropical stratosphere. *Journal of Geophysical Research*, 107(D2) :4017, 2002. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2001JD000448. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2001JD000448>.
- Edward W. Tian, Hui Su, Baijun Tian, et Jonathan H. Jiang. Interannual variations of water vapor in the tropical upper troposphere and the lower and middle stratosphere and their connections to ENSO and QBO. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(15) :9913–9926, August 2019. ISSN 1680-7324. doi : 10.5194/acp-19-9913-2019. URL <https://www.atmos-chem-phys.net/19/9913/2019/>.
- Ann-Sophie Tissier. *Transport au niveau de la tropopause tropicale et convection*. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 2016.
- Ann-Sophie Tissier et Bernard Legras. Convective sources of trajectories traversing the tropical tropopause layer. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(5) :3383–3398, March 2016. ISSN 1680-7324. doi : 10.5194/acp-16-3383-2016. URL <https://www.atmos-chem-phys.net/16/3383/2016/>.

- K. J. Tory et R. A. Dare. Sea Surface Temperature Thresholds for Tropical Cyclone Formation. *Journal of Climate*, 28(20) :8171–8183, October 2015. ISSN 0894-8755, 1520-0442. doi : 10.1175/JCLI-D-14-00637.1. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JCLI-D-14-00637.1>.
- Kevin E. Trenberth, John T. Fasullo, et Jessica Mackaro. Atmospheric Moisture Transports from Ocean to Land and Global Energy Flows in Reanalyses. *Journal of Climate*, 24(18) :4907–4924, September 2011. ISSN 0894-8755, 1520-0442. doi : 10.1175/2011JCLI4171.1. URL <https://journals.ametsoc.org/jcli/article/24/18/4907/33161/Atmospheric-Moisture-Transports-from-Ocean-to-Land>.
- Aya Tsuboi et Tetsuya Takemi. The interannual relationship between MJO activity and tropical cyclone genesis in the Indian Ocean. *Geoscience Letters*, 1(1) :9, 2014. ISSN 2196-4092. doi : 10.1186/2196-4092-1-9. URL <http://geoscienceletters.springeropen.com/articles/10.1186/2196-4092-1-9>.
- Pierre Tulet. ORILAM, a three-moment lognormal aerosol scheme for mesoscale atmospheric model : Online coupling into the Meso-NH-C model and validation on the Escompte campaign. *Journal of Geophysical Research*, 110(D18) :D18201, 2005. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2004JD005716. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2004JD005716>.
- J.-P. Vernier, T. D. Fairlie, M. Natarajan, F. G. Wienhold, J. Bian, B. G. Martinsson, S. Crumeyrolle, L. W. Thomason, et K. M. Bedka. Increase in upper tropospheric and lower stratospheric aerosol levels and its potential connection with Asian pollution : ATAL nature and origin. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 120(4) :1608–1619, February 2015. ISSN 2169897X. doi : 10.1002/2014JD022372. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/2014JD022372>.
- Bert Verreyken, Jérôme Brioude, et Stéphanie Evan. Development of turbulent scheme in the FLEXPART-AROME v1.2.1 Lagrangian particle dispersion model. *Geosci. Model Dev.*, page 15, 2019.
- Katrina S. Virts et John M. Wallace. Observations of Temperature, Wind, Cirrus, and Trace Gases in the Tropical Tropopause Transition Layer during the MJO*. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71(3) :1143–1157, March 2014. ISSN 0022-4928, 1520-0469. doi : 10.1175/JAS-D-13-0178.1. URL <https://journals.ametsoc.org/jas/article/71/3/1143/27716/Observations-of-Temperature-Wind-Cirrus-and-Trace>.
- B. Vié, J.-P. Pinty, S. Berthet, et M. Leriche. LIMA (v1.0) : A quasi two-moment microphysical scheme driven by a multimodal population of cloud condensation and ice freezing nuclei. *Geoscientific Model Development*, 9(2) :567–586, February 2016. ISSN 1991-9603. doi : 10.5194/gmd-9-567-2016. URL <https://gmd.copernicus.org/articles/9/567/2016/>.
- Hélène Vérèmes, Guillaume Payen, Philippe Keckhut, Valentin DufLOT, Jean-Luc Baray, Jean-Pierre Cammas, Stéphanie Evan, Françoise Posny, Susanne Körner, et Pierre Bosser. Validation of the Water Vapor Profiles of the Raman Lidar at the Maïdo Observatory (Reunion Island) Calibrated with Global Navigation Satellite System Integrated Water Vapor. *Atmosphere*, 10(11) :713, November 2019. ISSN 2073-4433. doi : 10.3390/atmos10110713. URL <https://www.mdpi.com/2073-4433/10/11/713>.

- H. Vömel, S. J. Oltmans, D. J. Hofmann, T. Deshler, et J. M. Rosen. The evolution of the dehydration in the Antarctic stratospheric vortex. *Journal of Geophysical Research*, 100 (D7) :13919, 1995. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/95JD01000. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/95JD01000>.
- H. Vömel, J. E. Barnes, R. N. Forno, M. Fujiwara, F. Hasebe, S. Iwasaki, R. Kivi, N. Komala, E. Kyrö, T. Leblanc, B. Morel, S.-Y. Ogino, W. G. Read, S. C. Ryan, S. Saraspriya, H. Selkirk, M. Shiotani, J. Valverde Canossa, et D. N. Whiteman. Validation of Aura Microwave Limb Sounder water vapor by balloon-borne Cryogenic Frost point Hygrometer measurements. *Journal of Geophysical Research*, 112(D24) :D24S37, December 2007. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2007JD008698. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2007JD008698>.
- Holger Vömel, Tatjana Naebert, Ruud Dirksen, et Michael Sommer. An update on the uncertainties of water vapor measurements using cryogenic frost point hygrometers. *Atmospheric Measurement Techniques*, 9(8) :3755–3768, August 2016. ISSN 1867-8548. doi : 10.5194/amt-9-3755-2016. URL <https://www.atmos-meas-tech.net/9/3755/2016/>.
- John M. Wallace et Peter Victor Hobbs. *Atmospheric science : an introductory survey*. Number v. 92 in International geophysics series. Elsevier Academic Press, Amsterdam ; Boston, 2nd ed edition, 2006. ISBN 978-0-12-732951-2. OCLC : ocm62421169.
- Matthew C Wheeler et Harry H Hendon. An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index : Development of an Index for Monitoring and Prediction. *MONTHLY WEATHER REVIEW*, 132 :16, 2004.
- David M. Winker, Jacques R. Pelon, et M. Patrick McCormick. The CALIPSO mission : spaceborne lidar for observation of aerosols and clouds. page 1, Hangzhou, China, March 2003. doi : 10.1117/12.466539. URL <http://proceedings.spiedigitallibrary.org/proceeding.aspx?doi=10.1117/12.466539>.
- David M. Winker, Mark A. Vaughan, Ali Omar, Yongxiang Hu, Kathleen A. Powell, Zhaoyan Liu, William H. Hunt, et Stuart A. Young. Overview of the CALIPSO Mission and CALIOP Data Processing Algorithms. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(11) : 2310–2323, November 2009. ISSN 0739-0572. doi : 10.1175/2009JTECHA1281.1. URL <https://doi.org/10.1175/2009JTECHA1281.1>.
- Jacquelyn C. Witte, Anne M. Thompson, Herman G. J. Smit, Masatomo Fujiwara, Françoise Posny, Gert J. R. Coetzee, Edward T. Northam, Bryan J. Johnson, Chance W. Sterling, Maznorizan Mohamad, Shin-Ya Ogino, Allen Jordan, et Francisco R. da Silva. First reprocessing of Southern Hemisphere Additional OZonesondes (SHADOZ) profile records (1998-2015) : 1. Methodology and evaluation : SHADOZ Reprocessed Ozone profiles. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 122(12) :6611–6636, June 2017. ISSN 2169897X. doi : 10.1002/2016JD026403. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/2016JD026403>.
- Jacquelyn C. Witte, Anne M. Thompson, Herman G. J. Smit, Holger Vömel, Françoise Posny, et Rene Stübi. First Reprocessing of Southern Hemisphere Additional OZonesondes Profile Records : 3. Uncertainty in Ozone Profile and Total Column. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 123(6) :3243–3268, March 2018. ISSN 2169897X. doi : 10.1002/2017JD027791. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/2017JD027791>.

- WMO. International co-ordination of meteorological activities. *WMO bulletin*, VI(4) :61, 1957. URL https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=6960.
- Sun Wong et Andrew E. Dessler. Regulation of H₂O and CO in tropical tropopause layer by the Madden-Julian oscillation. *Journal of Geophysical Research*, 112(D14) :D14305, July 2007. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2006JD007940. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2006JD007940>.
- World Meteorological Organization. *Guide to meteorological instruments and methods of observation*. World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 2018. ISBN 978-92-63-10008-5. OCLC : 288915903.
- Soo-Hyun Yoo, Song Yang, et Chang-Hoi Ho. Variability of the Indian Ocean sea surface temperature and its impacts on Asian-Australian monsoon climate. *Journal of Geophysical Research*, 111(D3) :D03108, 2006. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2005JD006001. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2005JD006001>.
- Wei Yuan, Marvin A. Geller, et Peter T. Love. ENSO influence on QBO modulations of the tropical tropopause : ENSO Influence on QBO Modulations of the Tropical Tropopause. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140(682) :1670–1676, July 2014. ISSN 00359009. doi : 10.1002/qj.2247. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/qj.2247>.
- Raymond M Zehr. TROPICAL CYCLOGENESIS IN THE WESTERN NORTH PACIFIC. *NOAA Technical Report NESDIS 61*, page 189, 1992.
- Haikun Zhao et Chunzai Wang. On the relationship between ENSO and tropical cyclones in the western North Pacific during the boreal summer. *Climate Dynamics*, 52(1-2) :275–288, January 2019. ISSN 0930-7575, 1432-0894. doi : 10.1007/s00382-018-4136-0. URL <http://link.springer.com/10.1007/s00382-018-4136-0>.
- Xue Long Zhou, Marvin A. Geller, et Ming Hua Zhang. Tropical Cold Point Tropopause Characteristics Derived from ECMWF Reanalyses and Soundings. *Journal of Climate*, 14(8) :1823–1838, April 2001. ISSN 0894-8755. doi : 10.1175/1520-0442(2001)014<1823:TCPTCD>2.0.CO;2. URL [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<1823:TCPTCD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<1823:TCPTCD>2.0.CO;2).
- Xue Long Zhou, Marvin A. Geller, et Minghua Zhang. Temperature Fields in the Tropical Tropopause Transition Layer. *Journal of Climate*, 17(15) :2901–2908, August 2004. ISSN 0894-8755. doi : 10.1175/1520-0442(2004)017<2901:TFITTT>2.0.CO;2. URL [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<2901:TFITTT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<2901:TFITTT>2.0.CO;2).