



HAL
open science

**Étude de la vapeur d'eau atmosphérique à partir de
données GNSS dans le bassin sud-ouest de l'océan
Indien et applications à l'étude du climat et des cyclones
tropicaux**
Édouard Lees

► **To cite this version:**

Édouard Lees. Étude de la vapeur d'eau atmosphérique à partir de données GNSS dans le bassin sud-ouest de l'océan Indien et applications à l'étude du climat et des cyclones tropicaux. Océan, Atmosphère. Université de la Réunion, 2020. Français. NNT : 2020LARE0037 . tel-03192868

HAL Id: tel-03192868

<https://theses.hal.science/tel-03192868>

Submitted on 8 Apr 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.

École doctorale STS : Sciences, technologie et santé

THÈSE

pour obtenir le grade de docteur délivré par

Université de la Réunion

Spécialité doctorale “Physique de l’atmosphère”

présentée et soutenue publiquement par

Edouard LEES

le 17/12/2020

Etude de la vapeur d’eau atmosphérique à partir de données GNSS dans le bassin sud-ouest de l’océan Indien et application à l’étude du climat

Directeur de thèse : **Olivier BOUSQUET**

Jury

Olivier BOUSQUET,	Directeur de Recherches, LACy (UMR8105)	Directeur de Thèse
Jean-Pierre CAMMAS,	Directeur de Recherches, OSU-Réunion	Président
Jean-Philippe DUVEL,	Directeur de Recherches, LMD (UMR 8539)	Examineur
Joel VAN-BAELEN,	Directeur de Recherches, LACy (UMR8105)	Examineur
Felix PEROSANZ,	Directeur de Recherches, CNES	Examineur
Olivier BOCK,	Directeur de Recherches, IPGP	Rapporteur
Hugues BRENOT,	Attaché de recherche / chef de projet, BIRA-IASB	Rapporteur

Université de la Réunion
Laboratoire de l’atmosphère et des cyclone (Lacy)
UMR CNRS 8105, Saint Denis, France

LETTRÉ D'ENGAGEMENT DE NON-PLAGIAT

Je, soussigné **Mr Edouard LEES**, en ma qualité de doctorant de l'Université de La Réunion, déclare être conscient 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, Réunion, France** le **06/11/2020**

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 tels 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 causer 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.

Remerciements

La thèse ressemble à bien des égards à une traversée à pied de l'île de la Réunion, alternant des passages difficiles, tels que la montée des flancs sud du volcan dans une végétation luxuriante et sous une pluie battante ou encore l'ascension d'un rempart aride écrasé par le soleil des tropiques, avec des moments merveilleux tels que le soleil couchant éclairant furtivement une vallée cachée ou l'ambiance chaleureuse d'un gîte de montagne partagée avec des amis rencontrés sur le chemin. Les découvertes et moments d'intense bonheur compensent au final largement le cheminement parfois laborieux qu'a été le mien au cours de ces 4 années de travail.

Comme toute aventure, celle-ci n'aurait pu se faire sans l'aide d'un guide. Je tiens donc ici à remercier mon directeur de thèse, Olivier Bousquet, qui m'a apporté beaucoup sur la façon de présenter et mettre en valeur des résultats scientifiques. Je remercie également l'ensemble du jury pour sa contribution à l'évaluation et à la correction de ce manuscrit avec en premier lieu Hugues Brenot et Olivier Bock pour les nombreuses suggestions et améliorations qu'ils ont pu apporter mais également Jean-Pierre Cammas, Jean-Philippe Duvel, Joel Van-Baelen et Felix Perosanz pour la qualité des remarques et questions dont ils m'ont fait part lors de la soutenance. Je tiens enfin à remercier Météo-France pour m'avoir permis de terminer cette thèse dans de bonnes conditions.

Viennent ensuite les remerciements adressés à toutes les personnes ayant contribué de près ou de loin à la réalisation de cette thèse avec en premier lieu l'ensemble des membres du LaCy. Je tiens plus particulièrement à remercier Jimmy Leclair de Bellevue pour m'avoir appris les rudiments de la mesure de la vapeur d'eau par GPS mais également pour tous les bons moments que l'on a pu passer ensemble sur l'île de la Réunion. Je remercie également les membres de mes comités de thèse (à savoir Evelyne Richard, et Alban Lazar) pour leurs conseils sur les orientations à suivre tout au long de cette thèse ainsi que Jean-Pierre Pinty et Sylvie Malardel pour leur gentillesse et conseils en vue de la préparation du concours externe d'entrée à Météo-France. Je remercie également Françoise Posny de m'avoir initié aux mesures par radiosondages ainsi que les nombreuses sources d'erreurs qui peuvent s'y rattacher. Enfin je remercie Sandrine Prunier pour sa disponibilité et sa gentillesse mais également Remy Lee Ah Siem dont la bonne humeur et les discussions animées lors des pauses café ont très largement contribué à maintenir un bon moral tout au long de cette thèse. Je tiens enfin à remercier mes collègues et co-bureau de la DIROI avec une mention particulière pour Tarik, Marine, Callum, Laetitia, Quoc-Phi, Adrien, Julien et Charlotte pour tout ces bons moments passés sur les chemins de l'île, autour d'un carry chez Néné, d'une dodo au barachois, ou de pizza accompagnées d'un film d'Edgar Wright. Je remercie avec autant de chaleur mes collègues, co-bureau et amis du Lacy à savoir Damien et Mathieu qui m'ont fait l'honneur de parcourir avec eux les derniers mètres du trail de Bourbon, Jean-Maurice pour m'avoir fait découvrir La Réunion par les airs et Brice pour m'avoir fait partagé sa passion des volcans.

Enfin je tiens à remercier particulièrement ma compagne Agathe pour m'avoir supporté pendant les longs mois de rédaction et pour m'avoir remonté le moral grâce à toutes ses petites attentions (en particulier les apéros et petits gateaux au chocolat). Je remercie également Marcel de m'avoir donné un toit au cours de ces 4 ans passés à la Réunion, mes colocs, en particulier Anne So et Robert, Yijin, Janis ainsi que mes voisins (JG, Nancy et Mika) pour tout ces repas gargantuesques, soirées jusqu'au bout de la nuit et randos inoubliables que j'ai pu partager avec eux sans oublier tous ces petits moments du quotidiens qui font le charme de la vie en coloc. Merci également aux nombreux amis que j'ai pu rencontrer à la Réunion (notamment Marine, Brice et Chloé qui m'ont permis de ne pas être seul lors de ma soutenance en cette période de crise sanitaire) ainsi qu'aux amis de métropole (Gaby, Vitor, Delphine, Lydia, Vincent, Hélène, Artem, François, Thomas, Oriane, Loïc) pour leur soutien sans cesse renouvelé. Enfin et pour terminer, je tiens à remercier mes parents Sylvie et Jean-Pierre pour m'avoir soutenu tout au long de ces longues années d'étude et sans lesquels je n'aurais pas pu poursuivre aussi loin.

Résumé

Les stations GNSS terrestres, du fait de leur précision et de leur faible coût, restent à ce jour le principal moyen d'observation de la vapeur d'eau à toutes les échelles spatio-temporelles. Ce gaz à effet de serre, qui module de manière importante la convection profonde dans les régions tropicales, est à l'origine de phénomènes extrêmes tels que sécheresses, inondations et cyclones tropicaux, auxquels le bassin sud de l'océan Indien est particulièrement vulnérable. Ce mémoire porte sur l'exploitation de mesures de vapeur d'eau par GNSS collectées dans l'océan Indien par un ensemble de stations du réseau mondial IGS et du réseau IOGA4MET, récemment déployé dans le cadre du programme de recherche ReNovRisk-Cyclones et Changement Climatique. La première partie de cette thèse rappelle la méthode de calcul de la colonne intégrée en vapeur d'eau par GNSS et présente une intercomparaison entre les mesures obtenues par les stations du réseau IGS et divers autres capteurs (satellites micro-ondes, radiosondages) disponibles dans le bassin sud de l'océan Indien. Ces mesures sont ensuite utilisées dans un second temps pour étudier la variabilité de la vapeur d'eau à différentes échelles spatio-temporelles. Les résultats obtenus montrent que la variabilité annuelle est très variable à l'échelle régionale et d'autant plus forte à mesure que l'on s'éloigne de l'équateur. A plus petite échelle, le cycle diurne de la vapeur d'eau apparaît fortement piloté par les interactions entre la dynamique atmosphérique de grande échelle et les circulations locales, notamment dans le cas d'îles tropicales telles que Madagascar et La Réunion.

Abstract

Due to their accuracy and low cost, ground-based GNSS stations remain to date the main means of observing water vapour at all space-time scales. This greenhouse gas significantly modulates deep convection in tropical regions. It leads to extreme phenomena such as droughts, floods and tropical cyclones, to which the southern Indian Ocean basin is particularly vulnerable. This thesis deals with the exploitation of GNSS water vapour measurements collected in the Indian Ocean by a set of stations of the IGS global network and the IOGA4MET network. The latter has been recently deployed in the framework of the ReNovRisk-Cyclones and Climate Change research programme. The first part of this thesis recalls the calculation method of the integrated water vapour column by GNSS and presents an intercomparison between the measurements obtained by the IGS network stations and various other sensors (microwave satellites, radiosondes) available in the southern Indian Ocean basin. These measurements are then used in a second step to study the variability of water vapour at different space-time scales. The results obtained show that the annual variability is highly variable on a regional scale and even stronger the further away from the equator. On a smaller scale, the diurnal water vapour cycle appears to be strongly driven by interactions between large-scale atmospheric dynamics and local circulations. This is particularly the case for tropical islands such as Madagascar and Reunion.

Table des matières

Table des matières	vii
Liste des figures	ix
Liste des tableaux	xi
1 Introduction	1
1.1 Vapeur d'eau et climat	3
1.2 Contexte climatique régional et spécificités de l'océan Indien	7
1.3 Plan et objectifs de la Thèse	15
2 Comparaison des moyens d'observation de la vapeur d'eau	17
2.1 Moyens d'observation de la vapeur d'eau	18
2.2 Mesure de la colonne intégrée en vapeur d'eau à partir des délais troposphériques ajustés avec le positionnement par satellite	20
3 Principe physique de la mesure, méthodes et estimation de l'erreur sur la mesure de la colonne intégrée en vapeur d'eau	25
3.1 Mesure de colonne intégrée en vapeur d'eau à l'aide du réseau de stations dédiées au positionnement géodésique par satellite	26
3.2 Données expérimentales et estimation de l'erreur sur la colonne intégrée en vapeur d'eau dans le bassin sud de l'océan Indien (partie 2 "Data, methodology and uncertainties" de l'article en section 4.1.2)	31
3.3 Complément sur la partie méthode	33
3.4 Bilan de la partie méthode	45
4 Variabilité temporelle de la vapeur d'eau dans l'océan Indien sud	47
4.1 Analyse de la variabilité temporelle de la colonne intégrée en vapeur d'eau de l'échelle diurne à saisonnière dans le bassin sud de l'océan Indien à partir de données GNSS et de données de la réanalyse de 5ème génération de l'ECMWF (ERA5)	48
4.2 Densification du réseau de récepteurs GNSS dans le bassin SOOI : État d'avancement, Perspectives et applications à la météorologie et la géodésie	70
5 Variabilité temporelle de la vapeur d'eau sur l'île de la Réunion	83
5.1 Contexte climatique à la Réunion	85
5.2 Séries temporelles et décomposition spectrale de la colonne intégrée en vapeur d'eau à la Réunion	89
5.3 Variabilité annuelle de l'IWV à la Réunion : lien avec la répartition verticale de la vapeur d'eau	92
5.4 Variabilité diurne de l'IWV	95
5.5 Variabilité inter-annuelle de l'IWV : cas d'étude de 2017-2018	99
5.6 Ouverture : relation entre les cycles saisonniers et diurnes de l'IWV et de la couverture nuageuse à la Réunion	107

6 Synthèse des résultats et perspectives	135
6.1 rappel des enjeux et objectifs de la thèse	136
6.2 Principaux résultats	136
6.3 Perspectives	138
A Modulation saisonnière du cycle diurne de l'IWV à Mayotte	I
A.1 Rappels sur le cycle diurne de l'IWV à Mayotte	II
A.2 Présentation du cas d'étude	III
A.3 Cartes d'IWV et de vents à 10 m : identification d'un phénomène de vents de couloir	V
A.4 Coupes verticales de température potentielle, vent et humidité spécifique : proposition d'un mécanisme permettant d'expliquer la modulation diurne des vents de couloirs à Mayotte	VII
B Liste des acronymes	XIII
C Liste des symboles	XVII

Liste des figures

1.1	Coupe verticale de l'atmosphère terrestre	3
1.2	Modulation des précipitations tropicales par la vapeur d'eau [Holloway and Neelin, 2009]	7
1.3	Températures de surface de la mer et vents à 10 m moyens dans l'Océan Indien	9
1.4	Précipitations journalières moyenne dans l'Océan Indien	10
1.5	Trajectoires de tous les systèmes tropicaux ayant affecté le bassin sud ouest de l'océan Indien entre 1999-2016 [Leroux et al., 2018]	11
1.6	Contribution des précipitations cycloniques au total des précipitations [Jiang and Zipser, 2010]	12
1.7	Composite d'anomalies de rayonnement thermique émis vers l'espace et vents à 850 hPa pour la période DJF 2008 [Wheeler and Hendon, 2004]	14
2.1	Mesure du délai troposphérique par les satellites de positionnement, Guerova et al. [2016]	21
2.2	Carte des stations GNSS utilisées pendant la thèse	22
3.1	Comparaison des erreurs estimées sur les ZTD par l'IGN et l'IGS	34
3.2	Réseau de stations météorologiques utilisées pour l'inter-comparaison avec les pressions de surface de la réanalyse ERA5	36
3.3	Carte du réseau d'observation GNSS et météorologique à l'île de la Réunion	39
3.4	Biais horaire de pression de surface pour les stations météorologiques de La Réunion	40
3.5	Biais de pression entre le capteur rattaché au FTIR et ERA5	41
3.6	cycle saisonnier et diurne de l'erreur sur l'évaluation de la pression au Maïdo à partir de la pression à Gillot et du modèle hypsométrique humide	44
5.1	Carte en relief des stations GNSS et météo de l'île de la Réunion	85
5.2	Moyennes saisonnières de vent à 925hPa et de pression réduite au niveau de la mer	86
5.3	Distribution (direction et force) des vents à 10m à la Réunion (source Badosa et al. 2015)	87
5.4	Contournement du relief de la Réunion par un vent de Sud Est (source Jumaux et al. 2011)	88
5.5	Cumul annuel moyen des pluies à la Réunion pour la période 1980 à 2010 (source Jumaux et al. 2011)	89
5.6	Séries temporelles de colonne intégrée en vapeur d'eau et de température à la Réunion	90
5.7	Décomposition spectrale de la colonne intégrée en vapeur d'eau et de la température à la Réunion	92
5.8	Moyennes mensuelles de colonne intégrée en vapeur d'eau à la Réunion	93
5.9	Structure verticale de l'atmosphère à la Réunion	94
5.10	Moyennes horaires de colonne intégrée en vapeur d'eau à la Réunion	96
5.11	Nombre d'échantillons - force du vent à 925 hPa	97
5.12	Variabilité du cycle diurne en fonction de la vitesse du vent synoptique pendant l'hiver Austral	98

5.13 Variabilité du cycle diurne en fonction de la vitesse du vent synoptique pendant l'été Austral	98
5.14 Moyennes mensuelles de colonne intégrée en vapeur d'eau et anomalies entre 2016 et 2019	100
5.15 Anomalie du profil vertical d'humidité relative à la Réunion entre 2016 et 2019	101
5.16 Anomalies de colonne intégrée en vapeur d'eau en 2017-2018	104
5.17 Anomalies de température de surface de la mer en 2017-2018	105
5.18 Vitesse verticale à 500hPa en 2017 et 2018	106
6.1 Energie cyclonique accumulée dans le bassin sud-ouest de l'océan Indien	140
A.1 Moyennes mensuelles horaires du vent à 10m et des anomalies d'IWV à Mayotte	II
A.2 Carte en relief du Nord de Madagascar	III
A.3 Contexte synoptique du 07/07/2017 au voisinage de Madagascar	IV
A.4 séries temporelles d'IWV et de vents à 10 m à Mayotte	V
A.5 carte d'IWV et de vent à 10 m pour le 7 juillet 2017	VI
A.6 carte d'IWV et de vent à 10 m pour le 7 juillet 2017	VII
A.7 coupes verticales de température potentielle pour le 7 juillet 2017	IX
A.8 coupes verticales de vent pour le 7 juillet 2017	X
A.9 coupes verticales d'humidité spécifique pour le 7 juillet 2017	XI

Liste des tableaux

3.1	Inter-comparaison entre ZTD IGN et ZTD IGS	34
3.2	Inter-comparaison entre pressions de surface retrouvées à partir d'ERA5 et pressions issues de mesures météorologiques et compilées dans l'ISD	37
3.3	Comparaison entre pressions de surface à la Réunion	39
3.4	Impact du gradient de température et de la température sur la pression retrouvée à différentes altitudes	43
3.5	Comparaison entre pression calculée à partir de Gillot, mesurée par le capteur du FTIR au Maïdo et calculée à partir des géopotentiels à 775hpa/800hpa d'ERA5	45

Chapitre 1

Introduction

Sommaire

1.1 Vapeur d'eau et climat	3
1.1.1 Composition de l'atmosphère terrestre	3
1.1.2 Spécificités de la vapeur d'eau	4
1.1.3 Modulation de la convection tropicale par la vapeur d'eau	5
1.2 Contexte climatique régional et spécificités de l'océan Indien	7
1.2.1 Climatologie des températures de surface de la mer, vents de surface et précipitations	7
1.2.2 Pourquoi étudier le bassin sud de l'océan Indien	11
1.2.3 Cas particulier de l'île de la Réunion	15
1.3 Plan et objectifs de la Thèse	15

Cette thèse porte sur l'étude de la variabilité spatiale et temporelle de la vapeur d'eau dans le bassin *sud de l'océan Indien [0-30S,20-120E] (SOI)* ainsi que sur l'île de La Réunion, une île tropicale et montagneuse du sud ouest de l'océan Indien. On s'intéresse plus spécifiquement à la colonne intégrée en vapeur d'eau, *integrated water vapor (IWV dans la suite du texte)*, qui désigne la masse totale de vapeur d'eau contenue dans une colonne atmosphérique de section 1m^2 à la verticale d'un point donné et s'exprime en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$. Les *IWV* sont, dans le cadre de cette thèse, dérivées des délais troposphériques zénithaux, *zenithal tropospheric delay (ZTD)*, issus du système global de navigation par satellite, *global navigation satellite system (GNSS)*.

Si la partie nord de l'océan Indien a fait l'objet de campagnes de mesures du fait de l'importance de la mousson sud-est asiatique, la partie sud et plus particulièrement sud-ouest du bassin est peu instrumentée et, à ce jour peu étudiée. Les pays bordant le bassin *SOI* sont pourtant particulièrement vulnérables et sujets aux événements climatiques extrêmes tels que sécheresses et inondations. Les conditions atmosphériques et océaniques ainsi que la variabilité interne du système influencent grandement les pluies en Afrique de l'est, en Afrique australe [Black, 2005; Goddard and Graham, 1999; Manatsa et al., 2012] ainsi qu'en Australie occidentale [Wheeler et al., 2009]. De plus, les cyclones tropicaux impactent chaque année les pays et îles du bassin *sud ouest de l'océan Indien [0-40S,30-90E] (SOOI)*, en particulier le Mozambique et Madagascar [Leroux et al., 2018; Mavume et al., 2009]. Ils contribuent de manière significative au bilan hydrique de la région en particulier entre 10 et 25 S [Jiang and Zipser, 2010]. Enfin, l'atterrissage de tels systèmes sur des îles montagneuses telles que l'île de La Réunion peut conduire à des cumuls de pluies sur plusieurs jours constituant des records mondiaux [Météo-France].

Plusieurs études ont souligné le lien important entre vapeur d'eau troposphérique et convection profonde dans les tropiques [Bretherton et al., 2004; Brown and Zhang, 1997; Peters and Neelin, 2006; Rushley et al., 2018], tant sur continent que sur océan [Ahmed and Schumacher, 2017]. Le contenu en vapeur d'eau en moyenne troposphère ($\sim 1500\text{-}6000\text{m}$) module en effet de manière importante la convection profonde dans les tropiques [Holloway and Neelin, 2009; Nuijens et al., 2009]. La décomposition en composantes principales de profils verticaux d'humidité spécifique a par ailleurs permis de relier l'*IWV* au premier mode de variabilité qui représente une humidification de l'ensemble de la colonne [Holloway and Neelin, 2009; Liu et al., 1991]. L'*IWV* est ainsi un paramètre clef pour comprendre le cycle de l'eau dans le bassin *SOI*. Enfin, Wang et al. [2018] ont montré que l'*IWV* était fortement corrélée aux *températures de surface de la Mer (TSM)* ainsi qu'aux précipitations. Les auteurs font l'hypothèse que l'étude de la variabilité de l'*IWV* conjointement à celle des *TSM* pourrait significativement améliorer l'étude de l'évolution des phénomènes de variabilité interannuelle dans le Pacifique.

L'*IWV* fait ainsi figure de variable clef pour la compréhension de la variabilité temporelle et spatiale de la convection tropicale dans l'océan Indien sud. Cette thèse s'inscrit dans le cadre du projet RenovRisk-CYCLONES ¹ dont l'un des objectifs est de densifier le réseau d'observations météorologiques dans le bassin *SOOI* afin de mieux y appréhender les risques liés aux cyclones tropicaux, à la variabilité temporelle de la convection tropicale et au changement climatique. En lien avec ce qui précède, la motivation principale de cette thèse est de permettre une meilleure compréhension du cycle de l'eau dans le bassin *SOI* à différentes échelles temporelles allant de la journée (variabilité diurne) à plusieurs années (variabilité interannuelle). Durant toute la suite du manuscrit, les saisons seront définies en référence à l'hémisphère sud en gardant en mémoire que ces saisons sont inversées dans l'hémisphère nord. Ainsi, l'été (resp. automne, hiver et printemps) correspond aux mois de Janvier à Mars (resp. Avril à Juin, Juillet à Septembre et Octobre à Décembre).

¹les thématiques scientifiques abordées dans le cadre de ce projet peuvent être consultées via le lien suivant <https://www.researchgate.net/project/ReNovRisk-CYCLONES>

L'introduction est divisée en 3 sous parties. La première sous partie passe en revue le rôle de la vapeur d'eau dans le système climatique global et l'importance d'en étudier la variabilité temporelle dans le bassin SOI qui dispose encore à l'heure actuelle de peu d'observations météorologiques. La seconde sous partie donne une description générale du contexte climatique régional dans l'océan Indien ainsi que sur l'île de la Réunion. Elle met l'accent sur le risque cyclonique pour les pays de la zone, la vulnérabilité de la région face au changement climatique et introduit brièvement la variabilité climatique dans le bassin aux échelles infra-saisonniers (15 à 90 jours) et interannuelles. La troisième sous partie donne le plan détaillé de la Thèse.

1.1 Vapeur d'eau et climat

1.1.1 Composition de l'atmosphère terrestre

L'atmosphère terrestre est constituée de couches successives (voir fig 1.1). La troposphère s'étend de la surface à ~ 18 km d'altitude dans les tropiques (10 à 12km aux latitudes tempérées). Au sein de cette couche, la température décroît en moyenne de 6.5 K/km tandis que la pression et la densité y diminuent quasi exponentiellement. La troposphère est chauffée par la surface (océan et continent) et est le siège de la plupart des phénomènes météorologiques. Au-dessus de la troposphère, entre 10-20 et 50 km d'altitude, on trouve la stratosphère où la température croît avec l'altitude. Cela est dû au fait que l'ozone, qui absorbe le rayonnement ultra-violet, voit sa concentration augmenter avec l'altitude. Encore au-dessus, plus de 50 km au-dessus de la surface se trouve la mésosphère où la température décroît à nouveau. Au-delà de 80 km environ, l'intense rayonnement provenant du soleil ionise partiellement les gaz raréfiés et on entre dans l'ionosphère.

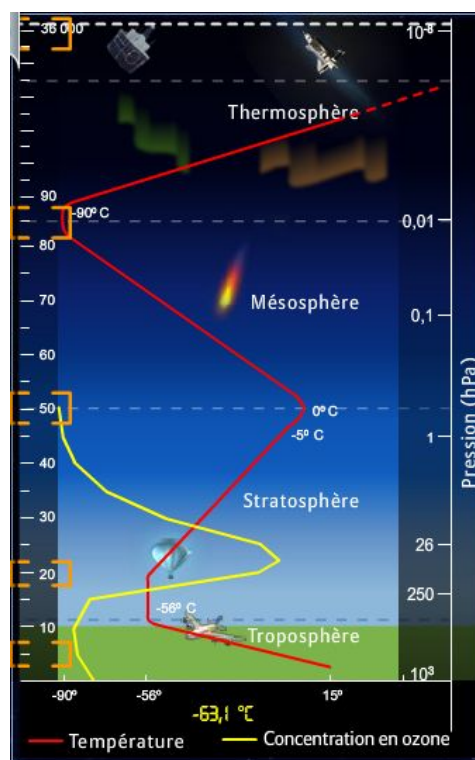


Figure 1.1: Profil thermique de la température (courbe rouge) et de la concentration en ozone (courbe jaune) dans les différentes couches de l'atmosphère en fonction de l'altitude au-dessus de la surface en km (axe de gauche) et de la pression en hPa (axe secondaire à droite de la figure). Les couches de l'atmosphère sont ici déterminées à partir du profil vertical de température. Bien que cela ne soit pas indiqué sur la figure, l'ionosphère s'étend au-delà de 100 km d'altitude. **Source :** <http://education.meteofrance.fr>

Au cours de cette thèse on s'intéresse principalement à la troposphère car c'est dans cette couche que se produit la majorité des phénomènes météorologiques et où la majeure partie de la vapeur d'eau est concentrée. La composition en air sec, constitué de $\sim 78\%$ de diazote (N_2), 21% de dioxygène (O_2), 0.9% d'argon (Ar) et 400 parties par millions (ppm) de dioxyde de carbone (CO_2), y est relativement homogène à l'exception de quelques gaz présents à l'état de traces (par exemple CH_4 , O_3 , NO_2 , SO_2 etc...). La concentration en vapeur d'eau peut en revanche varier de plusieurs ordres de grandeur. L'humidité spécifique, q , qui représente la fraction massique de vapeur d'eau, varie en effet entre 2.10^{-2} kg/kg au-dessus des océans tropicaux et 0.5 à 1.10^{-5} kg/kg dans la haute troposphère tropicale (~ 14 à 18 km d'altitude).

1.1.2 Spécificités de la vapeur d'eau

La vapeur d'eau peut être mesurée par différentes quantités dont sa pression partielle e , sa masse volumique ρ_v reliée à e par le relation des gaz parfaits, et l'humidité spécifique q définie précédemment. La pression en vapeur saturante e^* représente la pression d'équilibre de la vapeur d'eau avec sa phase condensée dans le cas d'une interface plane. L'humidité relative rh est définie comme le rapport de e et e^* et mesure ainsi la saturation d'une parcelle d'air. L'*IWV*, qui pour rappel représente la quantité totale de vapeur d'eau contenue dans une colonne d'air et s'exprime en kg/m^2 , peut se calculer avec la formule 1.1 ci dessous :

$$IWV = \int_{z_s}^{z_{top}} \rho_v(z).dz = \frac{1}{g} \cdot \int_{P_s}^0 q(P).dP \quad (1.1)$$

avec z_s (resp. z_{top}) l'altitude de la surface (resp. du sommet de l'atmosphère). Le membre de droite s'obtient simplement en effectuant un changement de variable entre altitude et pression en utilisant la loi de l'hydrostatique. P_s représente la pression de surface, P la pression atmosphérique en Pa, q l'humidité spécifique en kg/kg et g l'accélération de la gravité. L'*IWV* sera la quantité utilisée tout au long de cette thèse pour étudier la variabilité de la vapeur d'eau dans le bassin *SOI*.

La molécule d'eau peut être rencontrée sous ses trois états fondamentaux, ie gaz, liquide et solide, du fait du large éventail de températures rencontrées dans la troposphère. Les processus d'évaporation à la surface des océans et continents, et de condensation et précipitation au sein des nuages font de la vapeur d'eau un gaz dont le temps de résidence dans la troposphère varie entre 5 et 15 jours et vaut en moyenne ~ 9 jours [Van Der Ent and Tuinenburg, 2017]. Par ailleurs la loi de Clausius-Clapeyron (CC) permet, dans le cas d'un corps pur, de connaître les variations avec la température de la pression de vapeur saturante d'un gaz en équilibre avec sa phase condensée lorsque l'interface d'équilibre est plane. Dans le cas de la vapeur d'eau, la variation de la pression de vapeur saturante e^* avec la température T s'écrit :

$$\frac{de^*}{e^*} = \frac{L^*[T].M_{H_2O}}{R.T^2}.dT = \alpha[T].dT \quad (1.2)$$

Où $R=8.314$ $J.kg^{-1}.K^{-1}$ désigne la constante des gaz parfaits, M_{H_2O} est la masse molaire de la vapeur d'eau égale à 0.018 kg/mol, $L^*[T]$ désigne l'enthalpie de changement d'état (sublimation ou vaporisation le cas échéant) de la vapeur d'eau et dépend de la température T et $\alpha[T]$ désigne le taux de variation relatif de la pression de vapeur saturante par degré d'augmentation de la température. En prenant comme valeur de référence pour L^* sa valeur au point triple de l'eau (ie pour $T=273.16$ K) qui est d'environ $2.5.10^6$ $J.kg^{-1}.K^{-1}$, on peut montrer que la variation relative de pression de vapeur saturante atteint ~ 6 à 7% par degré K d'augmentation de température dans la basse troposphère. $\alpha[T]$ est plus important à basse qu'à haute température, cependant du fait de la contribution plus importante de la basse troposphère, l'augmentation relative d'*IWV* est également proche de 7% par degré K d'augmentation de la température en supposant l'humidité relative constante. Enfin la vapeur d'eau est un gaz à effet de serre ce qui signifie qu'elle absorbe une partie du rayonnement thermique émis par la surface et l'atmosphère contribuant ainsi à rendre notre planète habitable. Les changements liés au réchauffement climatique ayant lieu sur

des temps largement supérieurs au temps de résidence de la vapeur d'eau dans l'atmosphère, il est ainsi peu étonnant d'observer des tendances globales à la hausse pour l'*IWV* avec des valeurs de l'ordre de $\sim 0.4 \text{ kg.m}^{-2}/\text{décade}$ [Durre et al., 2009; Mieruch et al., 2008; Wentz et al., 2007]. On retrouve par ailleurs des valeurs en adéquation avec la loi de *CC* avec une augmentation de l'*IWV* de l'ordre de $7.8 \text{ \%}/\text{K}$ au dessus des océan tropicaux [Trenberth et al., 2005]. Cependant, l'augmentation des précipitations ne suit pas la loi de *CC* et est de l'ordre de $\sim 2 \text{ \%}/\text{K}$ [Held and Soden, 2006a] du fait d'une contrainte énergétique entre refroidissement radiatif de l'atmosphère et chauffage par dégagement de chaleur latente au sein des nuages convectifs. Toujours d'après Held and Soden [2006a], les tendances sur l'*IWV* et la loi de conservation qui relie la variation d'*IWV* avec l'évaporation E et les précipitations P ($\frac{dIWV}{dt} = E - P$), une augmentation plus lente des précipitations implique une augmentation également plus lente de l'évaporation à la surface des océans. Si les vents en surface et l'humidité relative restaient constants, l'évolution de l'évaporation devrait suivre la loi de *CC*. Or, Dai [2006] a observé que l'humidité relative au-dessus des océans tropicaux était restée quasiment constante ($\sim 75\text{-}80 \text{ \%}$) au cours des dernières décennies. L'augmentation de l'évaporation plus faible que celle prévue par *CC* implique donc un ralentissement des vents de surface et donc de la circulation dans les tropiques d'après Held and Soden [2006a].

La vapeur d'eau présente également la plus importante rétroaction positive dans le cadre du changement climatique du fait de son augmentation suivant la loi de *CC* et de l'absorption du rayonnement thermique. Cette rétroaction reste positive même lorsque l'on prend en compte la rétroaction négative due à la diminution du gradient vertical de température [Bony et al., 2006; Held and Soden, 2000].

1.1.3 Modulation de la convection tropicale par la vapeur d'eau

La convection atmosphérique se produit en général en réponse à un déséquilibre énergétique sur la verticale. Plus le déséquilibre est important et plus la convection est susceptible d'être importante. On mesure l'instabilité d'une masse d'air par l'énergie potentielle disponible pour la convection ou *convective available potential energy (CAPE)* dans le modèle de la particule. De plus, l'existence de couches de stabilités différentes au sein d'une même colonne conduit souvent à un blocage cinétique de la convection ou *CIN* qu'il faut dépasser pour que la convection puisse se développer. L'atmosphère tropicale est en général faiblement inhibée et présente des valeurs modérées à fortes de *CAPE*. La convection profonde y est cependant parfois absente en dépit de l'instabilité conditionnelle de l'atmosphère [DeMott and Rutledge, 1998]. Cette contradiction semble venir du fait que l'entraînement d'air au voisinage des nuages, qui n'est pas considéré dans la théorie de la particule, a un rôle déterminant dans le maintien de la convection [Austin, 1948; Holloway and Neelin, 2009; Stommel, 1947]. En effet, lorsque de l'air sec est entraîné dans le nuage par les mouvements turbulents, il a tendance à limiter les ascendances au sein de celui-ci. Le mécanisme fait intervenir un refroidissement évaporatif de l'environnement nuageux ce qui fait diminuer la flottabilité des parcelles d'air au sein du nuage limitant ainsi l'altitude maximale atteinte par celui-ci. Cette diminution de la flottabilité intra nuageuse est d'autant plus importante que le nuage évolue dans un environnement sec (bas *rh*).

La figure 1.2 tirée de Holloway and Neelin [2009] illustre le lien entre vapeur d'eau et précipitations dans l'Ouest du Pacifique tropical. La figure 1.2 b montre que pour des IWV supérieures à 66 kg/m^2 les précipitations horaires augmentent fortement. De tels seuils d' IWV , avec de petites différences en fonction des bassins océaniques, ont également été observés dans des études antérieures [Bretherton et al., 2004; Peters and Neelin, 2006]. Ils correspondent dans l'ensemble des bassins à une colonne atmosphérique saturée à 80 % [Rushley et al., 2018]. La relation entre l' IWV et les précipitations semble principalement dépendre de la quantité de vapeur d'eau en moyenne troposphère et peu de l'humidité proche de la surface comme l'illustre l'examen des figures 1.2 d et f. Les courbes d'humidité spécifique en figure 1.2a, moyennées en fonction des valeurs prises par l' IWV totale, montrent également que le maximum de variance de l'humidité spécifique se situe en moyenne troposphère, ce que confirme l'étude antérieure de [Liu et al., 1991] faisant le lien entre IWV et variabilité de la vapeur d'eau sur la verticale. Holloway and Neelin [2009] observent de plus un seuil secondaire d'augmentation des précipitations vers 60 kg/m^2 . Ce seuil correspond à une transition entre convection peu profonde (sommets nuageux plus chauds que 0°C) et convection par cumulus congestus (sommets entre 0 et -10°C). De même le seuil à 66 kg/m^2 correspond à une transition vers la convection profonde s'opérant sur toute l'épaisseur de la troposphère. L'annexe B de l'article fait le lien entre ces deux seuils d' IWV et la distribution tri-modale de la convection dans les tropiques [Johnson et al., 1999] via l'observation de deux transitions sur l'altitude des sommets nuageux.

L'inhibition par entraînement d'air sec est également vérifiée au-dessus des surfaces continentales, cependant les seuils critiques d' IWV (ou saturation d' IWV) y sont plus faibles traduisant des forçages de surface en lien avec le cycle diurne plus forts qu'au-dessus des océans [Ahmed and Schumacher, 2017]. Cette relation entre IWV et précipitations perd encore en validité pour des environnements côtiers où les contrastes entre terre et océan et les convergences diurnes peuvent induire des précipitations même en présence d'un environnement modérément sec [Bergemann and Jakob, 2016]. Ces considérations sont particulièrement importantes dans le cas des îles de l'océan Indien, soumises à des circulations d'origines thermiques telles que les brises de mer et de pente, comme sur l'île de La Réunion [Lesouëf et al., 2011] ou encore Madagascar et Maurice.

Enfin, cette relation s'avère également fautive dans le cas des pluies orographiques en régime d'alizé [Smith et al., 2009] qui peuvent être rencontrées sur la côte au vent de la Réunion et conduire à des cumuls très importants de précipitations sur les reliefs exposés [Barcelo et al., 1997]. En effet dans le cas de convection forcée par le relief, Kirshbaum and Smith [2009] ont montré que le mécanisme principal responsable des fortes précipitations observées était l'instabilité générée par le soulèvement en bloc des zones nuageuses et non nuageuse arrivant sur le relief. Ces zones présentent des différences initiales d'humidité relative qui se traduisent par des niveaux de condensation légèrement différents. On a un donc un refroidissement inhomogène lors des ascendances forcées par le relief entre zone humides soulevées et zones sèches soulevées ce qui a pour effet de générer de l'instabilité et donc une amplification des précipitations sur le relief.

Malgré les deux exceptions que constituent les précipitations orographiques et les circulations d'origines thermiques (brise de mer, brise de pente), l' IWV déjà utilisée pour comprendre l'origine des sécheresses et inondations de grande échelle en Australie [Wang et al., 2018] semble être un paramètre crucial pour l'étude de la variabilité climatique dans le sud de l'océan Indien.

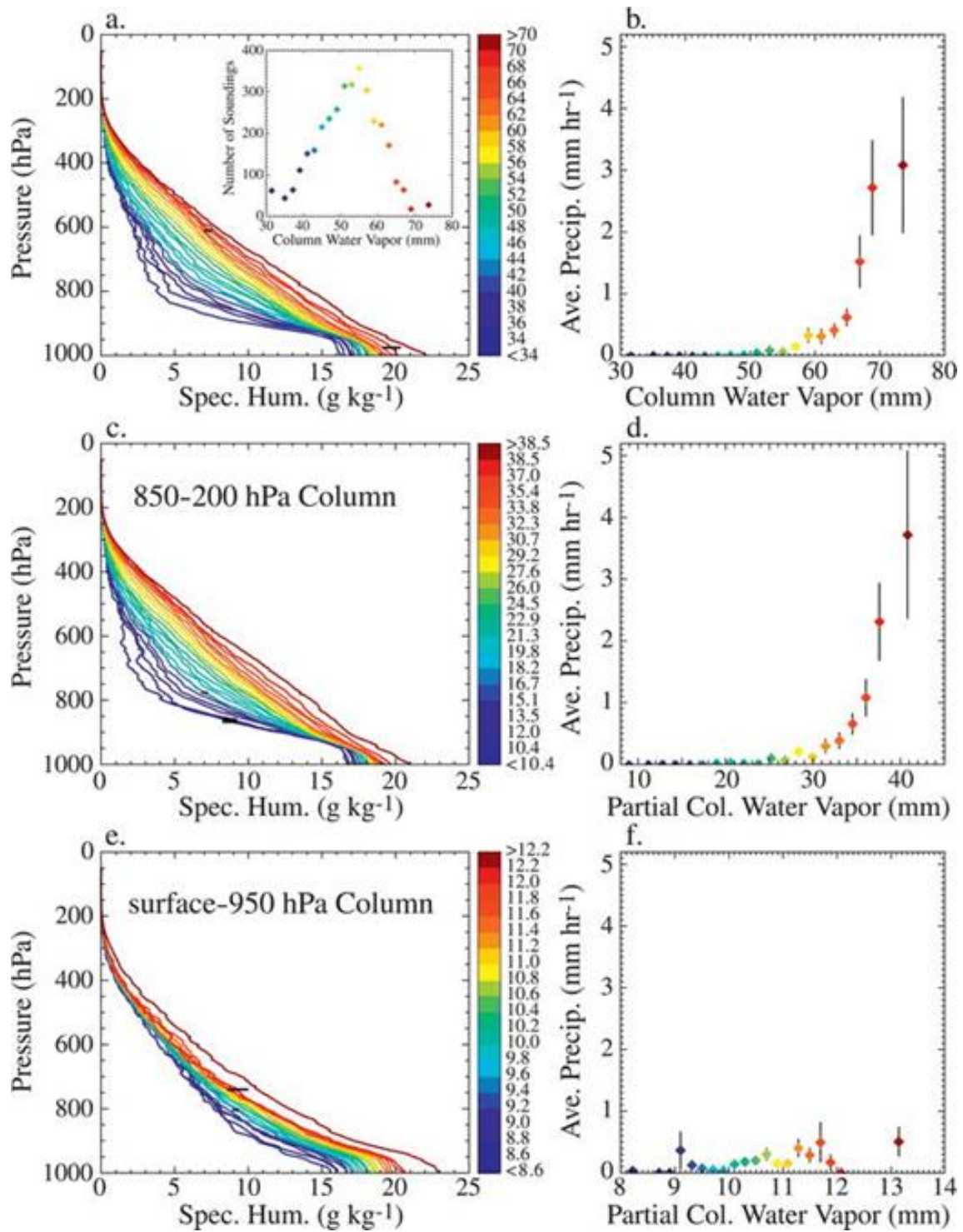


Figure 1.2: Profils verticaux d'humidité spécifique (a) et précipitations sur 1h conditionnellement moyennés par intervalles d'IWV totale (b). (c) et (d) pareil que (a) et (b) mais moyennés par intervalles d'IWV partielle entre 850 et 200hPa. (e) et (f) idem mais entre la surface et 950hPa. L'encart en (a) indique le nombre de profils utilisés pour chaque intervalle d'IWV. **Source : figure 3 de Holloway and Neelin [2009]**

1.2 Contexte climatique régional et spécificités de l'océan Indien

1.2.1 Climatologie des températures de surface de la mer, vents de surface et précipitations

L'océan Indien en moyenne Annuelle Plusieurs revues [Schott and McCreary Jr, 2001; Schott et al., 2009] permettent d'avoir une vue d'ensemble du climat en moyenne annuelle dans l'océan

Indien et du cycle saisonnier de différents paramètres tels que les *TSM*, les vents de surface, courants, et précipitations. Il en ressort que contrairement aux autres bassins tropicaux, les vents soufflent en moyenne annuelle d'ouest en est le long de l'équateur. Ils sont les plus forts aux intersaisons et associés à un transport important d'eaux chaudes vers l'Est du bassin [Wyrski, 1973] avec comme conséquences des *TSM* plus élevées dans l'est que dans l'ouest du bassin. Les *TSM* sont par ailleurs supérieures à 28 °C, condition nécessaire au démarrage de la convection profonde au-dessus des océans tropicaux [Graham and Barnett, 1987] en moyenne annuelle (cf Figure 1.3a et Black et al. [2003]) au nord de 10 S. Seules la côte Est Africaine à l'ouest de 50/60 E et la partie occidentale de la mer d'Arabie présentent des valeurs annuelles inférieures à 28 °C. La répartition des précipitations en moyenne annuelle (voir figure 1.4a) suit globalement la distribution spatiale des *TSM* avec en moyenne plus de pluies dans l'Est que dans l'Ouest du bassin. La configuration des vents de surface (vents d'ouest équatoriaux et les alizés de SE au sud de 10 S, voir figure 1.3a) conduit également à une divergence d'Ekman produisant une remontée de la thermocline (limite entre les eaux denses et froides des profondeurs et les eaux chaudes en subsurface) au centre et à l'ouest du bassin entre 5 et 12 S [Xie et al., 2002]. La faible épaisseur des eaux chaudes et les *TSM* élevées font de cette région le siège de boucles de rétroaction entre océan-atmosphère avec une modulation importante du climat régional aux échelles synoptiques (quelques jours), infra-saisonniers (15-90 jours) et interannuelles Vialard et al. [2009].

cycle saisonnier dans l'océan Indien Après avoir étudié les conditions en moyenne annuelle dans l'océan Indien, on s'intéresse au cycle saisonnier des différents paramètres évoqués précédemment. Les vents et courants subissent dans l'océan Indien d'importantes variations saisonnières du fait de la fermeture du bassin au nord de 30 N, avec une bascule saisonnière au nord de 10 S. Durant l'été austral, les alizés de NE qui soufflent dans l'hémisphère nord traversent l'équateur en prenant une composante N-NO et viennent converger avec les alizés de l'hémisphère sud (Fig 1.3b) au niveau de la *zone de convergence intertropicale (ZCIT)* vers 10-15 S en y produisant d'importantes précipitations (Fig 1.4b). Durant l'hiver Austral, les alizés de SE de l'hémisphère sud traversent l'équateur et accélèrent en longeant les côtes Africaines pour prendre une composante Sud-Ouest (Fig 1.3c). La *ZCIT* remonte vers 20-30N et d'importantes précipitations se produisent sur la côte ouest de l'Inde et le sud-est du continent Asiatique (Fig 1.4c). Les vents de Sud-Ouest associés à la mousson génèrent des remontées d'eaux froides ou upwelling le long des côtes Somaliennes et dans l'ouest de la mer d'Arabie contribuant à l'aridité du climat dans l'ouest du bassin Indien. De manière plus marginale, les alizés du SE provoquent également des remontées d'eaux froides au sud et à l'ouest de Java et Sumatra [Susanto et al., 2001]. La couche d'eaux chaudes est ainsi moins épaisse en moyenne saisonnière dans l'est du bassin en hiver qu'en été Austral ce qui est par ailleurs source de variabilité interannuelle via la boucle de rétroaction positive de Bjerknes [Bjerknes, 1966]. Dans le cadre de ce mécanisme, une augmentation du vent zonal entraîne une augmentation du transport d'Ekman et du refroidissement par évaporation; on a alors une diminution des *TSM*, ce qui entraîne une diminution de la convection, et donc une augmentation de l'anomalie de pression de surface et de l'anomalie de vent initiale.

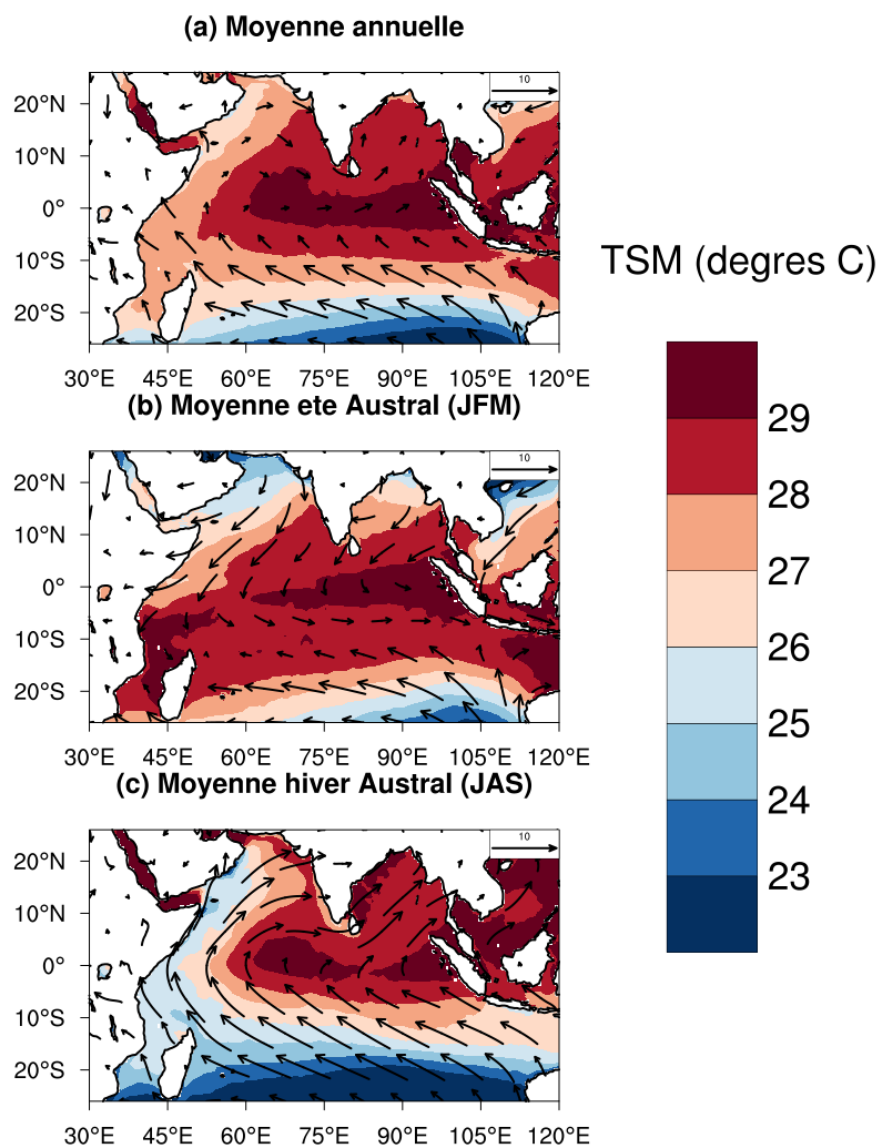


Figure 1.3: (a) Moyenne annuelle sur la période 1990-2019 des températures de surface de la Mer en °C (échelle colorée à droite de la figure) et vents à 10m en m/s (l'échelle de l'intensité est donnée dans le coin supérieur droit de chaque sous figure). (b) idem que (a) mais uniquement pour l'été Austral c'est à dire pour les mois de Janvier à Mars. (c) Idem mais pour l'hiver Austral ie les mois de Juillet à Septembre.

Les données utilisées pour tracer cette figure proviennent de la réanalyse de 5ème génération (ERA5) du centre européen de prévision à moyen terme (CEPMMT)

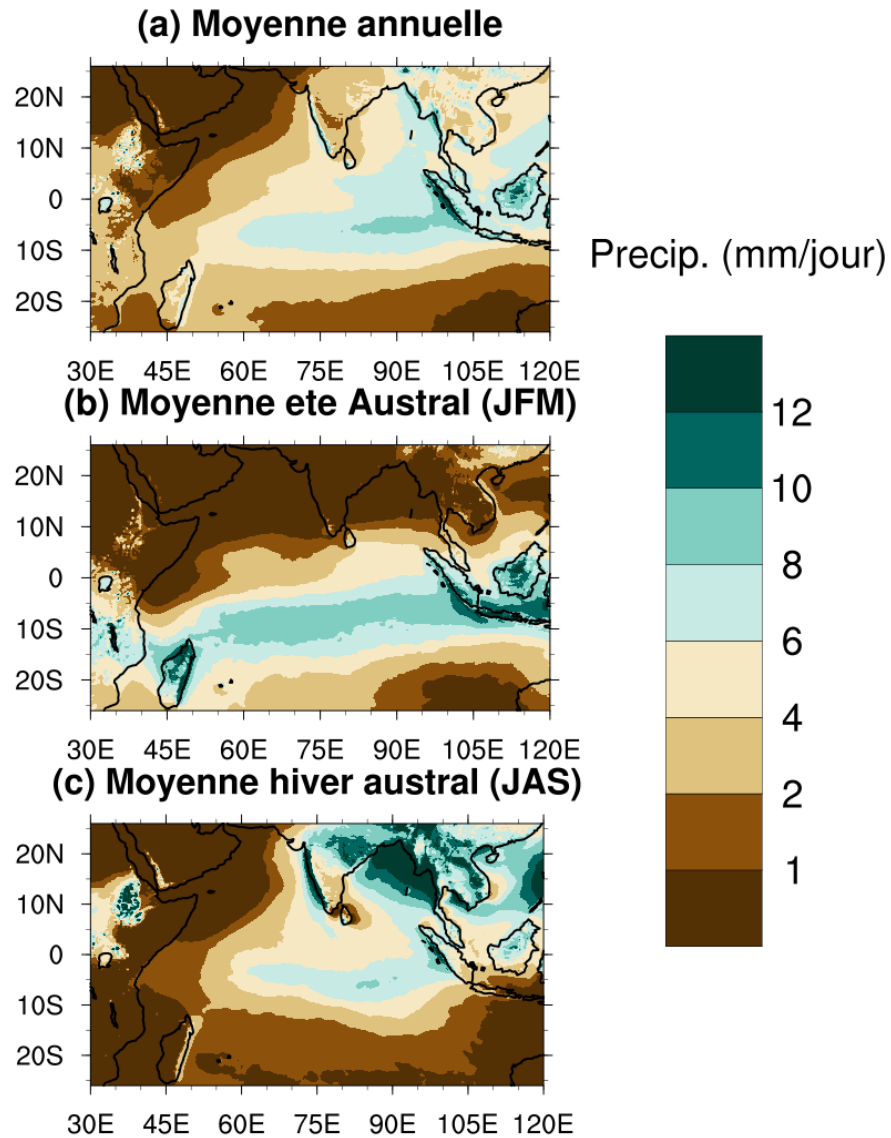


Figure 1.4: (a) Moyenne annuelle sur la période 1990-2019 des précipitations journalières en mm/jour (échelle à droite de la figure). (b) idem que (a) mais uniquement pour l'été Austral c'est à dire pour les mois de Janvier à Mars. (c) Idem mais pour l'hiver Austral ie les mois de Juillet à Septembre.
Les données utilisées pour tracer cette figure proviennent de la réanalyse ERA5

1.2.2 Pourquoi étudier le bassin sud de l'océan Indien

Une région vulnérable face au risque cyclonique Le bassin SOI, et particulièrement le bassin SOOI, voit un nombre important de *systèmes dépressionnaires tropicaux (SDT)* se former durant l'été Austral. Les SDT sont des dépressions présentant une circulation fermée, un caractère symétrique ainsi qu'un coeur chaud. Les SDT tirent leur énergie du dégagement de chaleur latente par condensation nuageuse. Il est possible en utilisant les critères de l'*organisation météorologique mondiale (OMM)* et du *centre météorologique régional spécialisé (CMRS)* de La Réunion, en charge de la surveillance des SDT dans le bassin SOOI, de classer les SDT en fonction de leurs intensités. On parlera de *dépression tropicale (DT)* lorsque les vents en surface soutenus sur 10 minutes sont compris entre 13.5 et 17 m.s^{-1} (51 et 62 km/h), de *tempête tropicale (TT)* lorsqu'ils sont compris entre 17 et 32 m.s^{-1} (62 et 118 km/h) et enfin de *cyclone tropical (CT)* lorsque les vents dépassent 32 m.s^{-1} . Les dépressions tropicales se forment généralement lorsque la température de l'océan dépasse $26.5 \text{ }^\circ\text{C}$ [Palmn, 1948] et leur formation est favorisée lorsque les conditions suivantes sont remplies [Henderson-Sellers et al., 1998] : l'écoulement en surface est convergent, le cisaillement vertical (différence entre vents en altitude et en surface) est faible, la basse et moyenne troposphère sont humides et l'atmosphère est conditionnellement instable (ie en présence de dégagement de chaleur par condensation de la vapeur d'eau) et que la couche de mélange océanique est épaisse. Ces conditions sont régulièrement et au moins partiellement rencontrées au sein de la ZCIT pendant la saison cyclonique qui s'étend de Novembre à Avril dans le bassin SOI.

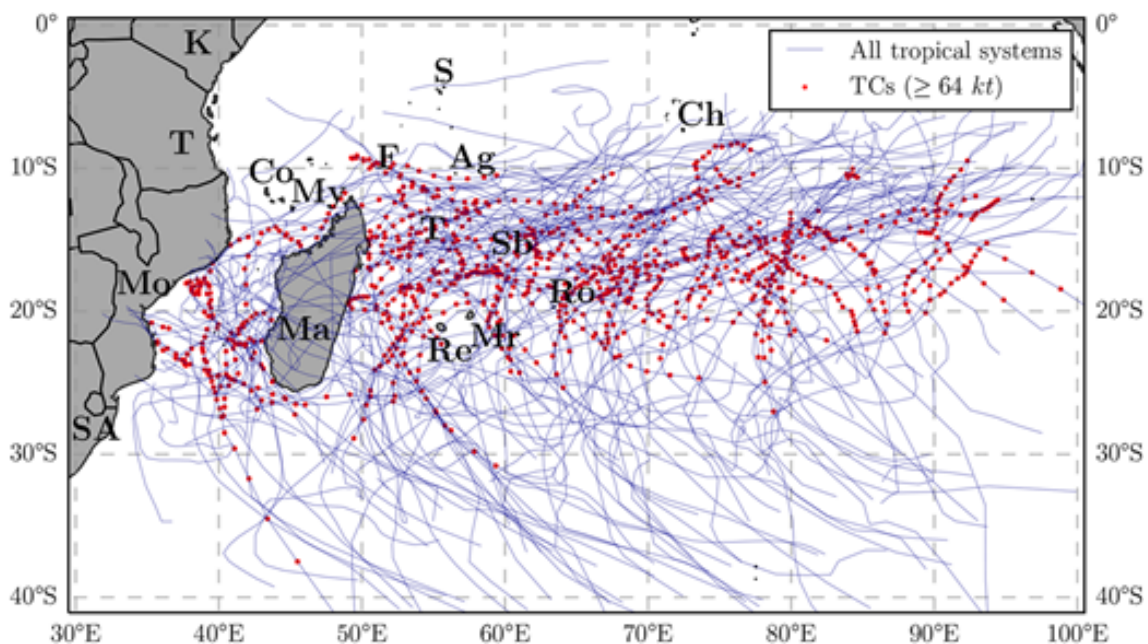


Figure 1.5: Trajectoires de l'ensemble des systèmes tropicaux ayant affecté le bassin SOOI entre 1999-2016 obtenus d'après les trajectoires révisées par le CMRS de la Réunion. Les points rouges représentent les systèmes ayant atteint le stade de CT (dont les vents de surfaces ont dépassé 32 m.s^{-1} ou 118 km/h). Les pays et îles de la zone sont dénotés par deux lettres : SA,K,Mo,T correspondent respectivement à l'Afrique du sud, le Kenya, le Mozambique et la Tanzanie, Ma,Mr,Re,Ro,T,Sb,Co,My,F,Ch,S,Ag,, correspondent aux îles Madagascar, Maurice, Réunion, Rodrigues, Tromelin, Saint Brandon, Comores, Mayotte,, Farquar, Chagos, Seychelles, Agalega. **Source : Leroux et al. [2018]**

Mavume et al. [2009] et plus récemment Leroux et al. [2018] ont établis des climatologies des systèmes tropicaux dans le bassin SOOI. Les deux études donnent des résultats concordants, cependant l'étude de Leroux et al. [2018] utilise une base de donnée plus homogène et récente provenant des trajectoires réanalysées par le CMRS de La Réunion sur la période 1999-2016. Une carte des trajectoires des systèmes tropicaux dans le bassin SOOI sur la période 1999-2016 est donnée en figure 1.5. Leroux et al. [2018] établissent ainsi que 9.7 SDT se forment chaque année sur le bassin dont 9.4 deviennent des TT et 4.8 atteignent le stade de CT soit environ 50 % des DT. L'île de Mada-

gascar (en particulier sa côte orientale) et le Mozambique sont particulièrement exposés avec respectivement 2 impacts dont 1 *CT* par an sur Madagascar et 1 impact par an donc 1 *CT* tout les 3 ans pour le Mozambique. Ces deux pays sont parmi les plus pauvres de la planète et de tels atterrissages y ont évidemment des conséquences souvent dramatiques du fait des pertes humaines et matérielles en lien avec les vents d'une extrême violence, les inondations (cas du cyclone Idai dans la région de Beira, Mozambique en mars 2019) et glissements de terrain causés par les fortes pluies, ou encore les marées de tempêtes.

Les *SDT*, toutes intensités confondues, contribuent par ailleurs à hauteur de 20 à 40 % des pluies observées entre 15 et 25 S dans l'océan Indien sud (on inclut cette fois l'Est du bassin) avec jusqu'à 55 % sur la partie Nord-ouest de l'Australie (cf Fig 1.6 dérivée de Jiang and Zipser 2010 et résultats associés). Ainsi, la variabilité associée à leurs zones de formation et/ou trajectoires peut potentiellement affecter le bilan hydrique des régions attenantes et y provoquer des sécheresses ou inondations à grande échelle. Des projections récentes font état d'un décalage vers le Nord des zones d'atterrissage préférentielles des systèmes tropicaux [Malherbe et al., 2013] ce qui pourrait avoir un impact conséquent sur les bilans hydriques des zones semi-arides telles que le sud du Mozambique et potentiellement le sud-ouest de Madagascar ainsi qu'une large moitié ouest de l'île Réunion (eg Jumaux et al. 2011). La vulnérabilité des pays bordant le bassin *SOOI* face au risque cyclonique ainsi que la contribution importante de tels phénomènes au bilan hydrique de la région rend nécessaire une intensification des observations météorologiques à l'échelle régionale afin de mieux comprendre les processus qui régulent le cycle de l'eau à l'échelle du bassin.

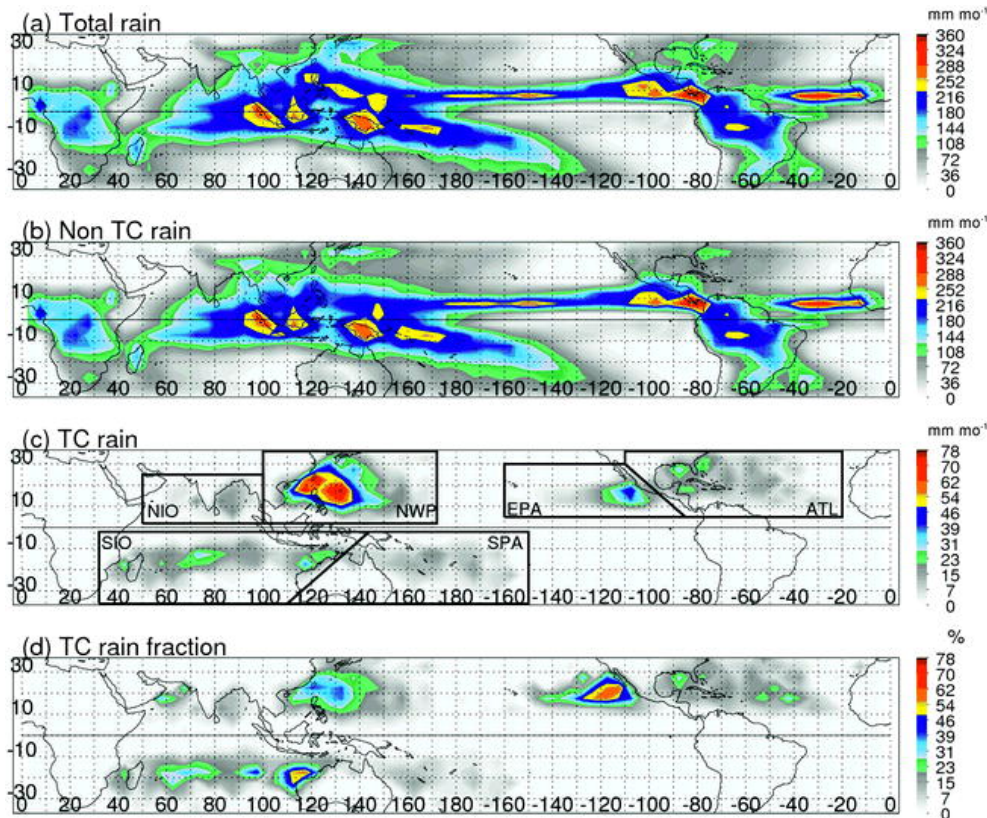


Figure 1.6: (a) Précipitations mensuelles totales (mm/mois) en moyenne annuelle sur la période 1998-2006. (b) idem que (a) mais uniquement pour les pluies non cycloniques. (c) idem que (a) mais uniquement pour les pluies cycloniques. (d) contribution des pluies cycloniques au total des précipitations en pourcentage. **Source : Figure de Jiang and Zipser [2010] dérivée de mesures du satellite "Tropical rainfall measuring mission" ou TRMM.**

Une région vulnérable face au changement climatique L'océan Indien tropical fait partie de la piscine d'eau chaude Indo-Pacifique [Webster and Lukas, 1992]. Les *TSM* élevées et le lien important entre la variabilité de celles-ci et la variabilité des précipitations sur l'Afrique Australe et équatoriale [Black, 2005; Goddard and Graham, 1999; Manatsa et al., 2012] font de l'océan Indien une région vulnérable face au changement climatique. L'affaiblissement des gradients zonaux de *TSM* dans les océans tropicaux [Tokinaga et al., 2012] a en effet causé un ralentissement de la circulation zonale (ou cellule de Walker) d'après des observations [Vecchi et al., 2006], ralentissement qui est amené à se poursuivre dans le futur selon les projections climatiques [Held and Soden, 2006b; Vecchi and Soden, 2007]. Ce ralentissement a pour conséquence une extension de la piscine d'eaux chaudes de l'océan Indien vers l'ouest du bassin [Rao et al., 2012] faisant de cette région une zone particulièrement vulnérable au changement climatique et justifiant une surveillance accrue de la réponse atmosphérique aux changements observés de *TSM* via l'étude de l'*IWV*.

Un océan présentant d'importantes modulations spatiales et temporelles de la convection tropicale Comme évoqué précédemment, les *TSM* élevées et la faible épaisseur de la couche d'eaux chaudes entre 5 et 12 S ainsi qu'au large de Java durant l'été Austral font de l'océan Indien sud une région où le couplage entre océan et atmosphère joue un rôle déterminant.

Parmi les phénomènes impliquant un couplage entre océan et atmosphère et modulant fortement la convection tropicale et donc le champ de vapeur d'eau, on peut citer l'Oscillation de Madden-Julian, *Madden-Julian Oscillation (MJO dans la suite du texte)*. Ce phénomène, observé pour la première fois par Madden and Julian [1972] sous la forme d'une oscillation des vents en basse et haute troposphère, domine la variabilité de la convection tropicale aux échelles allant de 15 à 90 jours Zhang [2005]. La *MJO* consiste en une modulation à grande échelle de la convection tropicale et de la circulation en basse et haute troposphère se propageant d'Ouest en Est à ~ 5 m/s sur l'océan Indien et le Pacifique Ouest et Central. La convection peut y être renforcée (resp. inhibée), impliquant des sommets nuageux plus hauts (resp. bas) et donc plus froids (resp. chauds) émettant moins (resp. plus) de rayonnement thermique vers l'espace. Wheeler and Hendon [2004] définissent les phases de la *MJO* à partir des anomalies géographiques de rayonnement thermique émis vers l'espace et des vents en basse troposphère (voir Fig. 1.7). La phase 1 correspond au retour de la *MJO* sur l'océan Indien, la convection est renforcée sur l'Afrique et les anomalies de vents d'Est dominant dans le bassin. Les phases 2 et 3 voient l'anomalie convective se déplacer vers l'Est du bassin en se renforçant accompagnée d'une anomalie de vents d'ouest. La convection est renforcée en phase 4 sur le continent maritime puis sur le pacifique en phase 5 à 8 alors que dans le même temps elle est inhibée sur l'océan Indien où une anomalie de vent d'Est se développe. La *MJO* intervient dans la modulation des pluies à l'échelle infra-saisonnaire en Afrique de l'Est [Berhane and Zaitchik, 2014; Pohl and Camberlin, 2006a,b] sur les périodes Mars-Mai et Octobre-Décembre (saisons des pluies locales) et en Australie pendant l'été Austral Wheeler et al. [2009]. Elle permet un renforcement de l'activité cyclonique [Ho et al., 2006] sur le bassin lors du passage de la phase active et favorise en particulier la formation de dépressions tropicales dans le centre et l'est du bassin [Duvel, 2015] pendant les anomalies de vents d'Ouest (phases 2 à 4).

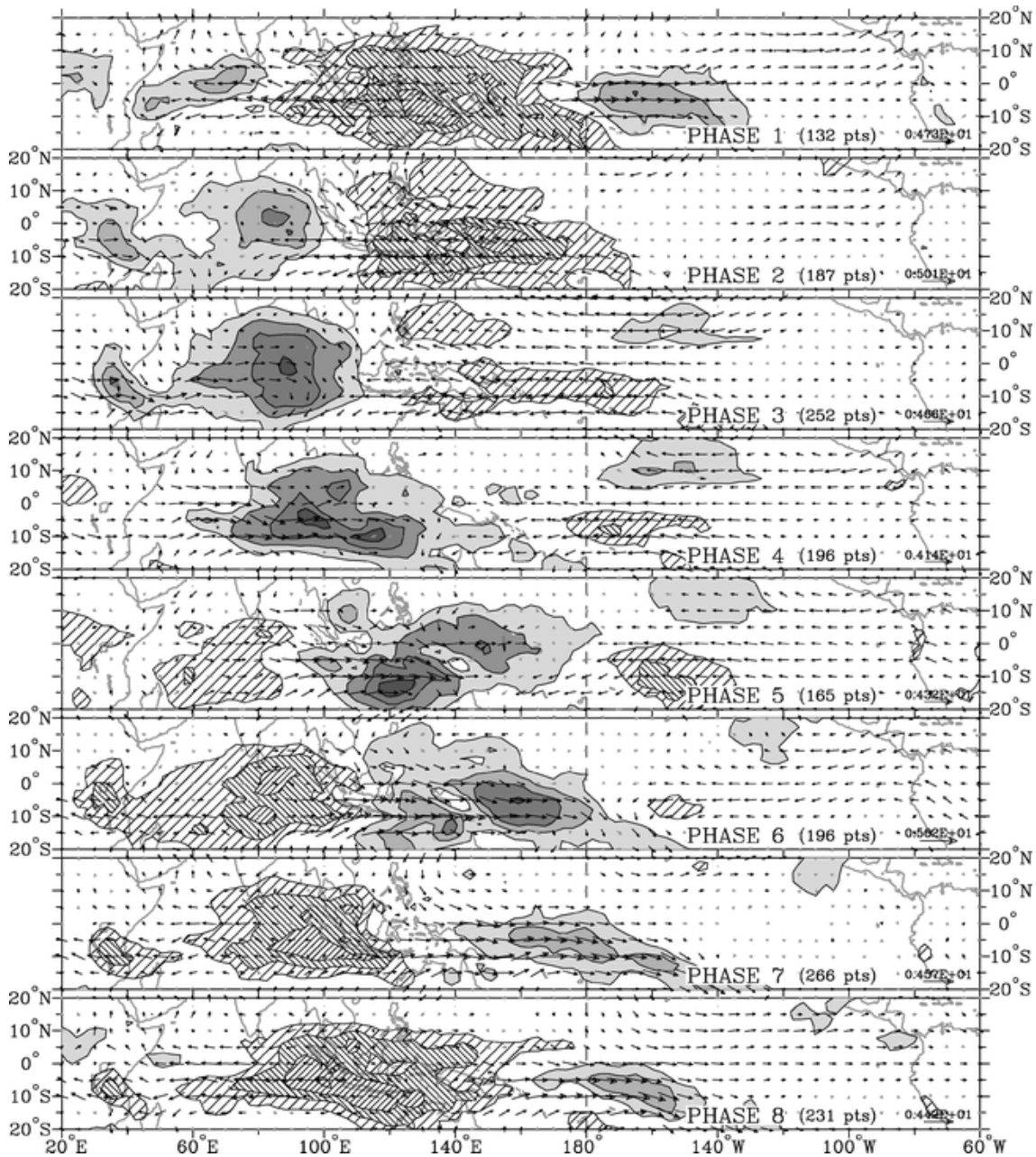


Figure 1.7: **Composite d'anomalies de rayonnement thermique émis vers l'espace et vents à 850 hPa pour la période DJF 2008 [Wheeler and Hendon, 2004].** Les zones grisées (resp. hachurées) représentent des zones présentant des anomalies de rayonnement thermique émis vers l'espace inférieures à -7.5 , -15 , -22.5 et -30 W.m^{-2} (resp. supérieures à 7.5 , 15 et 22.5 W.m^{-2}) pour chaque phase. Les zones présentant des anomalies négatives (resp. positives) de rayonnement thermique émis vers l'espace correspondent à une amplification (resp. diminution) locale de la convection profonde induisant des sommets nuageux en moyenne plus hauts (resp. plus bas) et donc plus froids (resp. plus chauds). Les flèches noires représentent les anomalies de vents en basse troposphère (850 hPa) statistiquement significatives à 99 % (test de Student) pour chaque phase. Chaque phase est en moyenne séparée de la phase suivante d'environ 6 jours.

Le bassin *SOI* subit également une modulation des *TSM* et vents de surface à l'échelle interannuelle. L'océan Indien est notamment forcé à distance par l'oscillation australe El Nino ou *El Nino southern oscillation (ENSO)*. Lors d'un événement El Nino (phase positive de l'*ENSO*), on observe un affaiblissement des vents d'Est dans le pacifique Tropical impliquant une extension vers l'Est de la piscine d'eaux chaudes et un décalage de la convection profonde de l'Indonésie vers le Pacifique central. Les épisodes El Nino atteignent en général leur apogée en Décembre et provoquent des anomalies de vents d'Est sur l'océan Indien équatorial associées à un réchauffement impor-

tant des eaux de surfaces sur l'ensemble du bassin. Saji et al. [1999] et Behera and Yamagata [2001] ont également découvert l'existence de modes de variabilité couplés entre océan et atmosphère propres à l'océan Indien à savoir le dipôle de l'océan Indien, *Indian ocean dipole (IOD)* et le dipôle subtropical de l'océan Indien, *subtropical Indian ocean dipole (SIOD)*. L'*IOD* se présente sous la forme d'un dipôle zonal d'anomalie de *TSM* au niveau de l'équateur dont l'évolution est conditionnée par le cycle saisonnier avec un pic en Octobre-Novembre. Le *SIOD* se présente sous la forme d'un dipôle SO NE d'anomalies de *TSM* entre 20 et 30 S avec un maximum saisonnier en DJF. Ces phénomènes ont des conséquences sur les zones de formation [Ho et al., 2006] ainsi que les trajectoires des systèmes dépressionnaires qui se forment entre Novembre et Avril dans le bassin *SOI*. En particulier, les trajectoires sont plus méridiennes pendant les phases positives de l'*ENSO* et affectent moins les terres habitées du sud ouest du bassin [Ash and Matyas, 2012].

1.2.3 Cas particulier de l'île de la Réunion

L'île de la Réunion est une île volcanique située dans la partie sud-ouest de l'océan Indien par 21 S et 55.5 E. Sa situation géographique dans les subtropiques de l'hémisphère sud loin des terres habitées en fait un lieu de choix pour l'observation de la composition de l'atmosphère [Baray et al., 2013]. L'île montagneuse culmine à 3070 m au-dessus du niveau de la mer et a une superficie de $\sim 2500 \text{ km}^2$. Ces deux conditions contribuent à la fois à l'augmentation de la fréquence des précipitations et des cumuls totaux par rapport aux zones océaniques attenantes [Sobel et al., 2011]. Son relief accidenté et la prévalence des alizés soufflant de l'Est/Sud-Est induisent un important forçage orographique sur la côte Est de l'île à l'image d'autres îles situées dans les tropiques/subtropiques [Carbone et al., 1998; Couto et al., 2012; Sanchez-Moreno et al., 2014; Smith et al., 2009]. Les cumuls de pluie provoqués par l'advection d'air humide et chaud au-dessus du relief constitué par le massif du piton de la Fournaise au Sud-Est de l'île sont très importants tant à l'échelle annuelle [Jumaux et al., 2011] que lors d'événements ciblés Barcelo et al. [1997].

De plus, l'atmosphère au voisinage de la Réunion présente la majeure partie de l'année une structure d'inversion thermique entre 2000 et 4000 m [Lesouëf et al., 2011] forçant les alizés à contourner l'île. Cela permet à des circulations thermiques de se mettre en place sous le vent du relief. Ces circulations interagissent de manière complexe avec les alizés à l'image de l'île d'Hawaï dans l'océan Pacifique [Leopold, 1949]. Ces circulations sont également responsables d'une modulation diurne des précipitations dans les hauteurs de l'île situées sous le vent du relief avec un maximum d'occurrence marqué en milieu d'après midi [Jumaux et al., 2011].

Enfin, l'île est également influencée par le passage à proximité de phénomènes dépressionnaires tropicaux. De tels phénomènes sont associés à une amplification des précipitations par le relief [Dong et al., 2010] conduisant dans le cas de l'île de la Réunion à des records pluviométriques mondiaux à l'échelle de quelques jours [Météo-France].

L'ensemble de ces phénomènes à savoir forçage orographique, circulations thermiques et convection tropicale conduisent à une grande diversité des pluies observées sur l'île [Réchou et al., 2014] justifiant un intérêt important pour l'étude de la variabilité de la vapeur d'eau à l'échelle de l'île.

1.3 Plan et objectifs de la Thèse

En lien avec ce qui a été énoncé précédemment sur le rôle important de la vapeur d'eau dans la modulation de la convection profonde (et donc des pluies) dans les tropiques, la vulnérabilité de la région sud de l'océan Indien vis-à-vis des phénomènes météorologiques extrêmes (sécheresses, inondations et cyclones tropicaux) et le manque d'observations météorologiques dans le bassin,

l'objectif principal de cette thèse est d'acquérir une meilleure compréhension de la variabilité spatiale et temporelle de la vapeur d'eau à l'échelle régionale et locale. Pour ce faire, on utilise l'*IWV* dont la mesure est dérivée des délais zénithaux *GNSS* [Bevis et al., 1992]. Le chapitre 2 donne un état des lieux des différents moyens d'observation de la vapeur d'eau, de leurs avantages et inconvénients et souligne l'apport de la mesure *GNSS* dans le cadre de cette thèse. Le chapitre 3 est divisé en deux. Dans une première partie, j'introduis le principe physique de la mesure de l'*IWV* par les satellites de positionnement globaux. Dans une seconde partie, j'énonce les méthodes et données utilisées pour calculer l'*IWV* à partir des délais zénithaux *GNSS* au cours de cette thèse. Cette seconde partie permet également d'estimer l'erreur sur l'*IWV* et de comparer les *IWV GNSS* avec d'autres moyens de mesure. Enfin le chapitre 4 s'intéresse à la variabilité temporelle de la vapeur d'eau de l'échelle diurne à l'échelle saisonnière dans le bassin *SOI* alors que le chapitre 5 s'intéresse plus spécifiquement au cas de La Réunion.

Chapitre 2

Comparaison des moyens d'observation de la vapeur d'eau

Sommaire

2.1 Moyens d'observation de la vapeur d'eau	18
2.1.1 Mesure in situ de la vapeur d'eau : le radiosondage	18
2.1.2 Mesure du rayonnement dans l'ultraviolet/visible et le proche infrarouge $\lambda \in [0.8-3 \mu\text{m}]$	19
2.1.3 Mesure du rayonnement dans l'infrarouge thermique $\lambda \in [3-50 \mu\text{m}]$	19
2.1.4 Mesure du rayonnement dans la bande micro-onde $\lambda \in [1-100 \text{ mm}]$, $\nu \in [3-300 \text{ GHz}]$	19
2.1.5 Mesure de l'indice optique de l'atmosphère aux radio-fréquences (ν de l'ordre du GHz, λ de l'ordre de 10 cm) : occultation radio	20
2.2 Mesure de la colonne intégrée en vapeur d'eau à partir des délais troposphériques ajustés avec le positionnement par satellite	20
2.2.1 Principe physique de la mesure et définition du délai Troposphérique au Zenith	21
2.2.2 Données GNSS utilisées dans la thèse	22
2.2.3 Applications de la mesure de l' <i>IWV</i> à l'aide de <i>ZTD GNSS</i>	23

2.1 Moyens d'observation de la vapeur d'eau

Du fait de son importance pour l'étude du climat, de nombreux moyens d'observation permettent de mesurer la vapeur d'eau dans l'atmosphère terrestre. Les objectifs de ce chapitre sont de donner un aperçu général de ces moyens d'observation, ainsi que leurs avantages et inconvénients respectifs, et de souligner l'intérêt particulier des satellites de positionnement pour l'étude du cycle de l'eau dans le bassin SOI.

2.1.1 Mesure in situ de la vapeur d'eau : le radiosondage

Un radiosondage permet de mesurer les profils verticaux de divers paramètres météorologiques (Température, Humidité relative, direction et force du vent) à l'aide de capteurs préalablement attachés à un ballon sonde et dont les données sont transmises au sol en utilisant des ondes radio. Les sondes lancées par les agences météorologiques nationales des pays du bassin SOI (Indonésie, Madagascar, Seychelles, Maurice, France, Australie etc.) disposent en général de capteurs capacitifs d'humidité relative pour la mesure de la vapeur d'eau. Ces capteurs ont différents fabricants (Vaisala, Modem, Meisei pour ne citer que les principaux) et ont fait l'objet de comparaisons entre sondes [Ingleby, 2017; Nash et al., 2005] ainsi qu'avec d'autres instruments [Miloshevich et al., 2009] afin d'évaluer l'incertitude sur la mesure de l'humidité relative et pour corriger des biais éventuels.

Le capteur capacitif d'humidité relative est constitué de deux électrodes métalliques séparées par une couche mince de polymère. Le polymère est choisi explicitement pour sa forte capacité à adsorber des molécules d'eau. La liaison des molécules d'eau avec des sites spécifiques du polymère en modifie les propriétés diélectriques ce qui fait varier la capacité électrique du capteur. La valeur de l'humidité relative est directement déduite de la mesure de la capacité électrique du capteur. La précision de la mesure d'humidité relative par les sondes Vaisala RS92 (majoritairement utilisées dans le bassin SOI) est de $\pm 3-5\%$ pour des températures supérieures à $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ et de $\pm 5-10\%$ en deçà (Smit et al. [2013]). La mesure des profils verticaux d'humidité relative et de température permet de déduire un profil vertical d'humidité spécifique puis, par intégration, d'en déduire l'*IWV*. Du fait de la longueur des séries de données, de l'information sur la répartition verticale de la vapeur d'eau et de la possibilité d'effectuer des mesures par tout type de temps, le radiosondage représente un outil précieux d'évaluation des modèles climatiques [Chen and Liu, 2016; Hersbach et al., 2020] et permet l'étude des tendances à long terme de la vapeur d'eau atmosphérique [Durre et al., 2009]. Les radiosondes représentent également les seules données in situ disponibles pour la validation des profils verticaux d'humidité relative obtenus par des capteurs en orbite [Miloshevich et al., 2006].

Cependant on peut citer plusieurs désavantages qui sont les suivants :

- Mis à part lors des campagnes de mesure, les lâchés de sondes ne s'effectuent que 1 à 2 fois par jour du fait du coût important d'un radiosondage.
- Les mesures de température et d'humidité relative sont sensibles au chauffage des capteurs par le rayonnement solaire ce qui provoque un biais sec atteignant jusqu'à 5 % lorsque le soleil est à plus de 30° au-dessus de l'horizon [Miloshevich et al., 2009].
- Le vieillissement des capteurs lors du stockage peut provoquer une contamination chimique des sites de liaison entre polymère et eau ce qui induit également un biais sec dépendant à la fois des conditions de stockage et de l'âge des sondes.
- L'évolution des capteurs et des conditions d'observations (changement de site, changement d'heure d'observation) nécessite un important travail d'homogénéisation des données.

2.1.2 Mesure du rayonnement dans l'ultraviolet/visible et le proche infrarouge $\lambda \in [0.8-3 \mu\text{m}]$

La spectrométrie dans l'ultraviolet ($\lambda < 0.4 \mu\text{m}$), le visible ($\lambda \in [0.4-0.8 \mu\text{m}]$) et le proche infrarouge ($\lambda \in [0.8-3 \mu\text{m}]$) permet de mesurer la concentration atmosphérique des aérosols ainsi que des nombreux gaz présents à l'état de traces (O_3 , CO_2 , NO_2 , H_2O ..)[Wagner et al., 2008] importants pour l'étude du climat du fait de leurs propriétés radiatives. La colonne intégrée en vapeur d'eau peut être déduite à l'aide de mesures différentielles par des spectromètres solaires de l'absorption du rayonnement solaire dans le proche infra-rouge (en général à $0.94 \mu\text{m}$). Cette mesure peut être effectuée depuis le sol [Halothore et al., 1997] comme depuis l'espace [Buchwitz et al., 2000] avec comme avantages respectifs une forte résolution temporelle pour les mesures au sol ainsi que de nombreuses stations réparties de part le monde (cf réseau AERONET ou AEROSOL ROBOTIC NETWORK Giles et al. 2019), et une forte couverture géographique pour les mesures depuis l'espace.

Parmi les contraintes, ces mesures reposent sur des mesures d'absorption du rayonnement solaire, et sont de ce fait inutilisables en conditions nuageuses et absentes de nuit. De plus les photomètres solaires présentent des erreurs pouvant aller jusqu'à 10 % sur la colonne intégrée en vapeur d'eau [Van Malderen et al., 2014] lorsque comparées à d'autres mesures tels que les radiosondages, radiomètres micro-ondes ou encore positionnement par satellite. L'utilisation de la bande d'absorption par O_2 permet cependant de filtrer les mesures depuis l'espace contaminées par la présence de nuages.

2.1.3 Mesure du rayonnement dans l'infrarouge thermique $\lambda \in [3-50 \mu\text{m}]$

La mesure du rayonnement émis par la terre dans l'infra-rouge thermique est utilisée par les sondeurs en orbites tels que HIRS (high resolution radiation sounder, début des mesures en 1979) ou AIRS (Atmospheric infrared sounder, début des mesures en 2002). Ces dispositifs mesurent le rayonnement thermique de la Terre depuis l'espace dans la bande $[3.8-15 \mu\text{m}]$ avec 20 canaux pour HIRS et 100 fois plus pour AIRS. La présence de plusieurs canaux permet de mesurer des profils verticaux d'humidité relative en utilisant des modèles de transfert radiatif [Chahine, 1968; Kaplan; Strow et al., 2003]. L'*IWV* est, comme pour les radiosondages, obtenue après intégration des profils verticaux.

Les avantages de la technique sont les suivants : La mesure des profils d'humidité relative dans l'infra-rouge thermique représente des séries de données de près de 40 ans pour HIRS avec peu ou pas d'interruptions. L'utilisation de l'observation satellitaire donne de plus une information spatiale sur le champ de vapeur d'eau. Enfin les instruments plus récents permettent d'avoir une information sur le profil de vapeur d'eau avec une haute résolution verticale d'environ 1km pour AIRS.

Cependant la mesure est encore une fois impossible en présence de nuages, du fait des propriétés de diffusion des gouttelettes nuageuses et cristaux de glace aux longueurs d'onde utilisées, ce qui gêne considérablement la mesure dans les zones nuageuses, par exemple la zone de convergence inter-tropicale. Enfin du fait du caractère défilant des satellites en orbite polaire, la mesure est discontinuée dans le temps avec en moyenne 2 passages au-dessus de la même zone par jour.

2.1.4 Mesure du rayonnement dans la bande micro-onde $\lambda \in [1-100 \text{mm}]$, $\nu \in [3-300 \text{GHz}]$

La colonne intégrée en vapeur d'eau peut également être déterminée à partir des radiances micro-ondes et de modèles de transfert radiatif dans les cas où l'émissivité de la surface considérée est connue et ne dépend que de sa température comme pour les océans [Wentz, 1997].

Les avantages de la technique sont les suivants : dans le cas des radiomètres micro-ondes de surface, les mesures sont effectuées en continue de jour comme de nuit avec une haute résolution

temporelle (de l'ordre de la minute) avec une incertitude faible sur la quantité intégrée de vapeur d'eau (de l'ordre de 1.1 kg/m^2 , Ning et al. [2012]). Ces appareils représentent donc d'excellentes sources de validation pour les sondeurs micro-ondes fonctionnant depuis l'espace. Dans le cas des capteurs orbitaux, les avantages principaux sont la longueur des séries de données, la possibilité d'effectuer des mesures en conditions nuageuses, et l'information sur la variabilité spatiale du champ de vapeur d'eau. Mears et al. 2018 utilisent ainsi les données de plusieurs radiomètres micro-ondes embarqués afin d'établir une climatologie de l'*IWV* au dessus des principaux océans ainsi que des tendances à long terme.

Concernant les inconvénients, la technique de mesure de la vapeur d'eau est impossible en cas de fortes précipitations, et disponible uniquement au-dessus des océans pour les satellites utilisant des radiomètres micro-ondes. De plus, bien que possédant une haute résolution temporelle, les radiomètres micro-onde de surface ne disposent pas d'un réseau dense d'instruments du fait du coût et de la complexité de l'installation.

2.1.5 Mesure de l'indice optique de l'atmosphère aux radio-fréquences (ν de l'ordre du GHz, λ de l'ordre de 10 cm) : occultation radio

Lorsque deux satellites communiquent entre eux et sont situés légèrement sous leurs horizons respectifs, il se produit alors un schéma d'occultation. Le signal traverse des couches d'atmosphère d'indices optiques variables et est dévié. La mesure de l'angle de déviation permet de remonter à l'indice de réfraction qui est lui-même relié à des paramètres tels que la température et les pressions partielles des différents gaz, dont la vapeur d'eau qui est polaire et dont l'indice varie différemment que pour les autres gaz. On peut ainsi connaissant les lois de variation des indices de réfraction remonter aux profils de température et d'humidité spécifique avec une résolution verticale proche du km. On peut par exemple mesurer la courbure du signal due à la traversée de l'atmosphère entre un satellite utilisé par le système de positionnement et orbitant à 20 000 km et un satellite en orbite basse ($\sim 950 \text{ km}$). La haute densité du réseau de satellites de positionnement permet d'obtenir un grand nombre de profils avec une couverture globale mais discontinue dans le temps en une région donnée. Un des avantages de cette technique est qu'elle mesure un indice de réfraction et ne nécessite pas de calibration instrumentale comme pour les données spectroscopiques. Elle est pour cette même raison stable dans le temps et sa précision dépend essentiellement de la précision avec laquelle on connaît les paramètres orbitaux (vitesse, position) et horloges internes des satellites utilisés. Comme pour la mesure des radiances micro-ondes, la mesure reste possible en présence de nuages.

2.2 Mesure de la colonne intégrée en vapeur d'eau à partir des délais troposphériques ajustés avec le positionnement par satellite

La mesure de la colonne intégrée en vapeur d'eau à partir des données du réseau de positionnement global par satellite repose sur le même principe physique que la mesure par occultation présentée précédemment. Elle utilise la même bande de fréquence avec deux porteuses (1.575 GHz et 1.2 GHz) modulées en phase. Le signal est émis par des antennes en orbite, on parle alors de satellites de positionnement, et reçu en surface par des récepteurs. Les différents satellites utilisés pour le positionnement sont appelés en anglais "Global Navigation Satellite System" abrégé en *GNSS* et comprennent une flotte de satellites Américains (GPS pour Global positioning satellite), Russes (GLONASS), Européens (Galileo) et Chinois (BeiDou) pour ne citer que les principaux. Comme pour la mesure des radiances micro ondes, l'observation est possible en toutes conditions, à l'exception des cas où de fortes précipitations se produisent.

2.2.1 Principe physique de la mesure et définition du délai Troposphérique au Zenith

Le principe physique de la mesure est le suivant : les différentes couches de l'atmosphère présentent des indices de réfraction légèrement supérieurs à celui du vide (par définition égal à 1) et dépendant de paramètres tels que les pressions partielles des différents gaz, la température (voir Chapitre 3 pour plus de détails) et le contenu en électrons dans le cas de l'ionosphère. D'après le principe de Fermat, l'onde électromagnétique va emprunter le chemin le plus court entre le satellite, en orbite à environ 20 000 km¹ de la surface, et le récepteur. La connaissance des orbites des satellites ainsi que la variation de la phase précise du signal permettent de déterminer un retard de propagation, aussi appelé délai, pour chaque porteuse du signal. Ce délai est par convention exprimé comme une distance. La combinaison linéaire de deux porteuses permet d'éliminer au premier ordre le délai ionosphérique. Une fois déduit le délai ionosphérique, on obtient un délai troposphérique oblique, *slant tropospheric delay (STD)*, représenté par la quantité "dTrop" sur le schéma en figure 2.1. L'utilisation des *STD* mesurés par plusieurs satellites pour un même récepteur ainsi que la modélisation de l'atmosphère à l'aide de "mapping functions" permettent de projeter ces délais obliques sur la verticale (les fonctions de projection les plus utilisées à l'heure actuelle sont celles de l'Université de Vienne [Boehm et al., 2006]). On obtient alors le retard troposphérique au zenith ou *ZTD* qui représente une moyenne spatiale du retard de propagation au zenith provoqué par la traversée de l'atmosphère neutre. D'autres quantités, par exemple les gradients zonaux et méridiens des délais zenithaux troposphériques, peuvent également être obtenues à partir des *STD* et apportent une information complémentaire sur la variabilité horizontale du *ZTD*. Comme on le verra dans le chapitre 3, le caractère polaire de la vapeur d'eau permet d'isoler sa contribution de la contribution des molécules apolaires (N₂, O₂, Ar, CO₂) dans la modification de l'indice optique de l'air. Cela permet, en supposant que l'on connaisse d'autres paramètres météorologiques tels que la pression et la température au niveau du récepteur, de déduire l'*IWV* à partir du *ZTD* précédemment obtenu [Bevis et al., 1992].

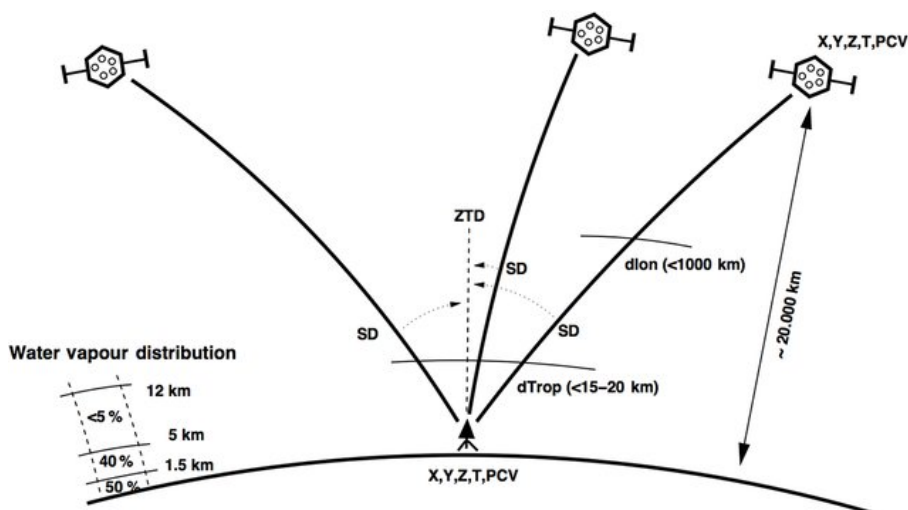


Figure 2.1: **Mesure du délai troposphérique par les satellites de positionnement, source : Guerova et al. [2016]** . Les satellites à 20000km au dessus de la surface terrestre sont repérés par leurs positions (X,Y,Z) et leurs horloges internes (T). Il en est de même pour les antennes au sol. Les délais obliques entre les satellites et l'antenne réceptrice au sol sont donnés par les SD (ou Slant Path Delay) et la contribution de l'ionosphère et de l'atmosphère neutre à SD sont donnés par dTrop et dion. les projections au Zénith des dTrop donnent le délai zénithal troposphérique ou *ZTD*.

¹ 19130 km pour GLONASS, 20200 km pour GPS, 23222 km pour Galileo et 22000 km pour BeiDou

2.2.2 Données GNSS utilisées dans la thèse

Les *ZTD* utilisés dans la thèse, ainsi que les gradients, et positions journalières des récepteurs, sont estimés simultanément par moindres carrés lors du traitement des mesures de phase enregistrées par les récepteurs au sol. Cette résolution est effectuée quotidiennement par une dizaine de centres d'analyse du service international GNSS, *international GNSS service (IGS)* ou encore par l'*Institut national de l'information géographique et forestière (IGN)*. L'*IGS* distribue les orbites et horloges des satellites nécessaires pour le calcul précis des positions et des *ZTD* qui sont ensuite utilisés pour diverses applications scientifiques (par exemple la surveillance des déformations de la terre, ou encore l'assimilation des *ZTD* dans les modèles de prévision numérique du temps).

L'*IGS* fait partie de l'association internationale de Géodésie (IAG) et rassemble plus de 200 organisations dans 80 pays avec comme objectif de fournir des données de haute qualité pour le positionnement par satellite et l'étude des sciences de la terre avec plus de 400 stations *GNSS* de part le monde [Dow et al., 2009]. La production quotidienne de *ZTD* est effectuée avec une grande précision et une résolution temporelle de 5 minutes [Byram and Hackman, 2012]. On utilisera aussi le produit troposphère de l'*IGN* afin de compléter l'analyse de la variabilité climatique de la vapeur d'eau dans le sud de l'océan Indien. Les *ZTD* issues du produit troposphère de l'*IGN* sont obtenues lors du traitement journalier rapide² des données provenant des stations du *réseau GNSS permanent (RGP)* national dans le bassin *SOI*³. La figure 2.2 ci-dessous présente la répartition géographique des stations *IGS* utilisées au cours de cette thèse ainsi que des stations nouvellement installées ou en cours d'installation à Madagascar et dans le canal du Mozambique dans le cadre du projet *RenovRisk*, et dont les *ZTD* sont calculées par l'*IGN*. Les stations utilisées dans le cadre de l'étude de la variabilité de la vapeur d'eau sur l'île de la Réunion sont également traitées par l'*IGN* et seront abordées au Chapitre 3.

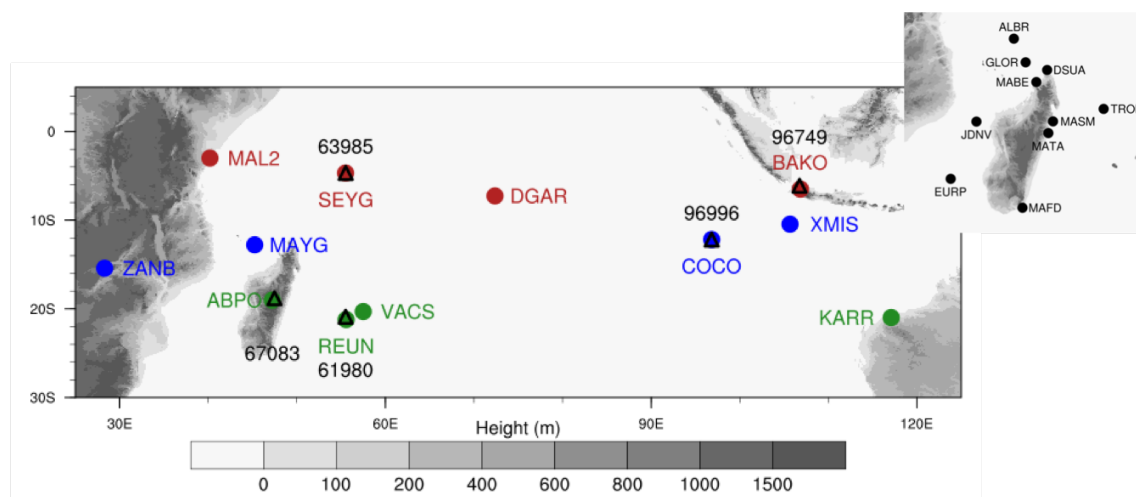


Figure 2.2: **Carte des stations GNSS utilisées pendant la thèse.** Les stations représentées par les points rouges, verts et bleus sont des stations *IGS* utilisées dans la thèse pour l'étude de la variabilité climatique dans le bassin *SOI*. Les triangles noirs représentent les stations de radiosondages et leurs identifiants à 5 chiffres fournis par l'organisation mondiale de la météorologie. Ces stations seront utilisées pour comparer les *IWV GNSS* et issues de radiosondages. L'encart sur la droite représente les stations installées et ou renouvelées dans le cadre du projet *RenovRisk* dont les *ZTD* sont calculés par l'*IGN* dans le cadre du *RGP*.

²on parle de traitement journalier rapide par opposition au traitement journalier précis car on utilise les orbites rapides (un peu moins précise) de l'*IGS* afin de calculer la position et les paramètres troposphériques pour chaque station

³ces données sont disponibles via ftp://rgpdata.ign.fr/pub/products/troposphere/daily_reunion/

2.2.3 Applications de la mesure de l'IWV à l'aide de ZTD GNSS

Les avantages de la mesure de l'IWV par GNSS sont : son importante stabilité temporelle liée à la quantité mesurée qui est un temps de propagation utilisant des horloges de grande stabilité, la possibilité d'effectuer des mesures presque en toutes conditions météorologiques, une haute résolution temporelle de l'ordre de la minute (5min à 1h dans le cadre de cette thèse) ainsi qu'un coût d'installation faible et une haute précision des mesures (1 à 2 kg/m² Ning et al. 2016, voir chapitre 3 pour plus de détails). L'ensemble de ces caractéristiques fait de la mesure de la vapeur d'eau GNSS un outil puissant pour évaluer et calibrer les appareils de mesure de la vapeur d'eau par satellites [Chang et al., 2014; Ciotti et al., 2003; Vaquero-Martínez et al., 2018], évaluer la représentation de la vapeur d'eau dans les modèles numériques de prévision du temps et les réanalyses climatiques [Chen and Liu, 2016] ou encore la représentation par ces réanalyses des tendances sur la vapeur d'eau dans le cadre du changement climatique [Parracho et al., 2018]. Les IWV GNSS sont souvent utilisées comme références pour conduire des exercices d'inter-comparaison entre moyens de mesure de la vapeur d'eau [Bock et al., 2013, 2007a; Fionda et al., 2019; Ning et al., 2012; Sapucci et al., 2007; Van Malderen et al., 2014].

Les importantes disponibilités et la résolution temporelle de la mesure par GNSS en font également un outil particulièrement adapté à l'étude de la variabilité spatiale et temporelle de la vapeur d'eau [Bock et al., 2007b; Jin et al., 2008; Morland et al., 2009] aux échelles saisonnières [Koulali et al., 2012], infra-saisonnières Fathurochman et al. [2017] ou encore diurne [Adler et al., 2016; Emmanuel et al., 2018; Musa et al., 2011; Ohtani, 2001]. Cette dernière échelle temporelle exploite pleinement la résolution temporelle des ZTD GNSS. La compréhension du cycle diurne de la vapeur d'eau en lien avec le cycle diurne de la convection profonde dans les tropiques a fait l'objet de plusieurs études afin de comprendre ses interactions avec d'autres échelles temporelles telles que l'oscillation de Madden et Julian [Fujita et al., 2011]. On peut signaler que l'utilisation des gradients GNSS en complément des ZTD permet d'estimer la variabilité horizontale du champ de vapeur d'eau [Morel et al., 2015]. Enfin il est possible, si la densité de capteurs en surface est suffisante, d'exploiter les STD issus du traitement GNSS au moyen de techniques de tomographie permettant ainsi une reconstitution en 3 dimensions du champ de vapeur d'eau afin d'étudier des phénomènes d'échelle locale comme les circulations de brise [Bastin et al., 2007; Champollion et al., 2005].

Enfin les progrès réalisés dans la prévision des orbites des satellites avec une disponibilité quasi temps réelle permettent l'utilisation de ces données afin d'améliorer la qualité des prévisions météorologiques. Il est ainsi possible d'assimiler les ZTD GNSS dans les modèles de prévision numérique du temps [Mahfouf et al., 2015; Mile et al., 2019] afin d'améliorer la prévisibilité des phénomènes fortement précipitants [Yang et al., 2019]. Alors que l'assimilation des ZTD et IWV améliore légèrement la prévision des champs de température et vapeur d'eau, l'assimilation des délais troposphériques obliques permet dans le cas où le nombre de récepteurs au sol est suffisamment dense de prévoir plusieurs heures à l'avance la structure et l'intensité de phénomènes de méso-échelles telles que des lignes de grains [Kawabata et al., 2013].

La mesure de l'IWV à l'aide des ZTD GNSS ne constitue cependant qu'une moyenne horizontale de la colonne intégrée en vapeur d'eau (dans un rayon de ~ 10 à 100 km du récepteur GNSS suivant la répartition verticale de la vapeur d'eau) et n'apporte pas informations sur la répartition horizontale et verticale de la vapeur d'eau, ce qui en fait son principal défaut. De plus, certains phénomènes extrêmes (fortes précipitations et convection profonde) peuvent altérer la qualité des mesures.

En conclusion, du fait de son faible coût, de la stabilité dans le temps de la mesure GNSS, de la haute résolution temporelle et disponibilité des données, la mesure de la colonne intégrée en vapeur d'eau à l'aide des ZTD GNSS est un outil prometteur pour l'étude de la variabilité clima-

tique de la vapeur d'eau dans le bassin SOI .

Chapitre 3

Principe physique de la mesure, méthodes et estimation de l'erreur sur la mesure de la colonne intégrée en vapeur d'eau

Sommaire

3.1 Mesure de colonne intégrée en vapeur d'eau à l'aide du réseau de stations dédiées au positionnement géodésique par satellite	26
3.1.1 délai ionosphérique	26
3.1.2 Interprétation moléculaire de l'indice de réfraction de l'air, obtention des constantes de réfraction et lien avec le délai troposphérique	27
3.1.3 Constantes de réfraction radio-fréquence	28
3.1.4 Calcul du délai troposphérique au zenith	29
3.2 Données expérimentales et estimation de l'erreur sur la colonne intégrée en vapeur d'eau dans le bassin sud de l'océan Indien (partie 2 "Data, methodology and uncertainties" de l'article en section 4.1.2)	31
3.3 Complément sur la partie méthode	33
3.3.1 Estimation et comparaison de l'erreur estimée sur les délais troposphériques en fonction de la source des données	33
3.3.2 Inter-comparaison des pressions de surfaces entre la réanalyse ERA5 et les mesures in situ	35
3.3.3 Obtention des colonnes intégrées en vapeur d'eau à partir des délais troposphériques au zenith traités par l'IGN pour les stations de la Réunion et impact de la distance et de la différence d'altitude entre stations GNSS et stations météorologiques de surface	38
3.4 Bilan de la partie méthode	45

Ce chapitre décrit le principe physique de la mesure de l'*IWV* par *GNSS*. Dans une seconde partie, on décrit les données et méthodes nécessaires à l'obtention des colonnes de vapeurs d'eau ainsi que les sources d'erreurs sur la mesure de l'*IWV*.

3.1 Mesure de colonne intégrée en vapeur d'eau à l'aide du réseau de stations dédiées au positionnement géodésique par satellite

Le principe physique de la mesure de la vapeur d'eau par *GNSS*, expliqué succinctement dans le chapitre précédent, est le suivant : le positionnement géodésique fonctionne grâce à des antennes situées sur des satellites en orbite qui transmettent des signaux vers la Terre en utilisant des ondes électromagnétiques. Le signal *GNSS* est constitué de deux ondes porteuses modulées en phase dans la gamme de fréquence 1.2 - 1.6 GHz (soit une longueur d'onde comprise entre 190 et 250 mm). Les orbites des satellites sont calculées par l'IGS avec une grande précision et les récepteurs au sol permettent également d'enregistrer le temps de propagation de la phase des signaux *GNSS* émis par les satellite avec une très haute précision (en référence à un temps fourni par des horloges atomiques). L'atmosphère constituant un milieu d'indice de réfraction supérieur à celui du vide, le signal mettra plus de temps à parcourir la distance entre l'antenne et le satellite que s'il se propageait dans le vide. On dit que le signal subit un retard de propagation ou délai. C'est précisément de ce retard de propagation que l'on peut tirer une information sur le contenu en vapeur d'eau le long du chemin optique emprunté par le signal. Dans la suite, on distinguera le retard de propagation du code dû à la traversée de l'atmosphère neutre, que l'on appellera délai troposphérique, du délai ionosphérique.

3.1.1 délai ionosphérique

Pour comprendre comment obtenir les *ZTD* puis les *IWV* il faut d'abord s'intéresser aux causes du retard de propagation. Le signal traverse l'ionosphère qui constitue un milieu ionisé et dispersif : l'indice de réfraction y dépend de la fréquence du signal qui la traverse. Ainsi l'utilisation d'un signal *GNSS* à deux porteuses de fréquences voisines (appelées L1 et L2) permet d'éliminer au premier ordre le délai ionosphérique en effectuant à une combinaison linéaire (cf formule ci-dessous) des phases de L1 et L2 (Hofmann-Wellenhof et al. [2007]) :

$$\phi_{ion_free} = \frac{f_1^2}{f_1^2 - f_2^2} \cdot \phi_1 - \frac{f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} \cdot \phi_2 \quad (3.1)$$

où ϕ_1 et ϕ_2 représentent les mesures de la phase des signaux L1 et L2, f_1 et f_2 représentent la fréquence des porteuses des signaux L1 et L2 et où ϕ_{ion_free} est la mesure de la phase du signal débarrassé du retard ionosphérique au 1er ordre, qui sera effectivement utilisé dans le traitement des données. Il convient cependant de signaler que les travaux de Fritsche et al. [2005] ont montré qu'en l'absence de corrections d'ordres supérieurs, l'utilisation de la formule précédente pouvait conduire à une erreur d'estimation de la position de l'antenne *GNSS* variant entre 2 et 12 mm pour un contenu total en électrons variant entre 25 et 175 unités standards (1 unité standard vaut 10^{16} electrons.m⁻²). On sait par ailleurs qu'une erreur sur la position se traduit par une erreur sur l'estimation du délai troposphérique 3 fois plus faible (Herring [1986]). On obtient alors une erreur sur *ZTD* entre 0.66 à 4 mm en reprenant le cas précédent. Néanmoins ces contenus élevés en électrons correspondent à des événements rares ayant des extensions temporelles limitées (pics d'activité solaire, éruptions solaires). Les effets de tels événements sur la mesure de la colonne de vapeur d'eau demeurent faibles lorsque l'étude se fait sur une grande période de temps (voir Petrie et al. [2010]).

3.1.2 Interprétation moléculaire de l'indice de réfraction de l'air, obtention des constantes de réfraction et lien avec le délai troposphérique

On s'intéresse ici à l'effet des gaz neutres sur les signaux GNSS au travers de la variation d'indice de l'air par rapport à l'indice optique du vide (par définition égal à 1). La nécessité de connaître l'indice optique de l'air aux radiofréquences a émergé durant la seconde moitié du 20^{ème} siècle en lien avec le développement des télécommunications. La partie 2.1 de l'étude de Boudouris [1963] constitue une bonne introduction pour comprendre les formules d'indice de réfraction de l'air aux radiofréquences. L'auteur fournit une interprétation moléculaire de la variation de l'indice de réfraction d'un gaz. Physiquement, les gaz présents se comportent comme des diffuseurs de l'onde électromagnétique. L'interaction du champ électrique de l'onde avec les molécules composant le gaz génère un dipôle oscillant qui va lui-même réémettre l'onde qui lui a donné naissance. L'interaction de l'onde électromagnétique avec la matière ralentit sa propagation. L'indice optique est une mesure de ce ralentissement de propagation. Plus le nombre de diffuseurs est élevé et plus l'onde est ralentie. En d'autres termes la différence d'indice optique entre le milieu et le vide est directement proportionnelle à la densité de molécules dans le milieu. La relation de Clausius-Mossoti traduit cette dépendance. On a alors pour un gaz isotrope, homogène et apolaire présentant de faibles interactions entre molécules et en présence d'un champ exciteur de faible intensité la relation suivante:

$$\frac{\epsilon_r - 1}{\epsilon_r + 2} = \frac{\alpha_t \cdot N}{3\epsilon_0} \quad (3.2)$$

ϵ_0 représente la permittivité diélectrique du vide ($8.85 \cdot 10^{-12}$ F.m⁻¹), ϵ_r la permittivité diélectrique relative du milieu (ici un gaz), α_t représente la polarisabilité (ou variation du moment dipolaire par unité de champ électrique) du gaz en Coulomb par Volt (C.V⁻¹) et N le nombre de molécules par unité de volume. Pour rappel l'indice optique "n" d'un milieu est donné par :

$$n = \sqrt{\epsilon_r \cdot \mu_r} \quad (3.3)$$

où μ_r est la susceptibilité magnétique relative du milieu. Dans le cas de l'air, on peut considérer que cette valeur vaut approximativement 1. On a alors

$$n = \sqrt{\epsilon_r} \quad (3.4)$$

Pour un milieu absorbant, on a en général une permittivité relative présentant une partie imaginaire non nulle. Cependant, on peut négliger les propriétés d'absorption de l'air aux fréquences utilisées, car on se trouve loin des bandes d'absorption de la vapeur d'eau et du dioxyde de carbone. En utilisant l'équation d'état des gaz parfaits combinée à la relation de Clausius-Mossoti on obtient :

$$\frac{\epsilon_r - 1}{\epsilon_r + 2} \cdot \frac{M}{\rho} = \frac{\epsilon_r - 1}{\epsilon_r + 2} \cdot \frac{RT}{P} = \frac{\alpha_t \cdot N}{3\epsilon_0} \cdot \frac{M}{\rho} = \frac{\alpha_t \cdot N_A}{3\epsilon_0} \quad (3.5)$$

Avec M la masse molaire des molécules constituant le gaz, N_A le nombre d'Avogadro, R la constante des gaz parfaits, T la température et P la pression. Par ailleurs, l'indice de l'air est très proche de celui du vide et on peut faire l'approximation $\epsilon_r - 1 \ll 1$ qui implique l'approximation $(\epsilon_r + 2) \sim 3$, ce qui conduit, en remplaçant $\epsilon_r - 1$ par $n^2 - 1$ et $n^2 - 1$ par son développement limité égal à $2 \cdot (n - 1)$, à l'équation suivante :

$$n - 1 = \frac{N_A}{2R \cdot \epsilon_0} \cdot \alpha_t \cdot \frac{P}{T} \quad (3.6)$$

La spécificité de la vapeur d'eau tient au fait que contrairement aux principaux constituants de l'atmosphère (diazote, dioxygène, argon, dioxyde de carbone), la molécule d'eau est polaire. Toujours dans l'interprétation moléculaire de l'indice de réfraction d'un gaz, Boudouris [1963] rappelle que la polarisabilité totale d'une molécule polaire s'exprime à l'aide de la formule suivante:

$$\alpha_t = \alpha + \frac{\mu^2}{3k_B T} \quad (3.7)$$

où $k_B = 1.38065 \cdot 10^{23} \text{ J.K}^{-1}$ est la constante de Boltzmann, μ est le moment dipolaire permanent de la molécule qui s'exprime en C.m ($\mu_{\text{H}_2\text{O}} = 1.84 \text{ Debye} = 6.13758 \cdot 10^{-30} \text{ C.m}$ à température ambiante), α_t (resp. α) représente la polarisabilité totale (resp. induite) de la molécule et T représente la température en Kelvin (K). Physiquement, plus la température est élevée et plus il faut d'énergie pour orienter le dipôle permanent de la vapeur d'eau à l'aide d'un champ électrique. Ainsi la polarisabilité totale d'une molécule polaire diminue lorsque la température augmente. On obtient alors la relation de Debye-Langevin en remplaçant α_t dans l'équation 3.6 par son expression en équation 3.7. A noter que en adoptant une approche mécanique quantique on obtient presque le même résultat multiplié par un coefficient correctif dépendant de la température mais très proche de l'unité [Van Vleck, 1932]. En sommant la variation d'indice pour les différents gaz présents dans l'atmosphère on obtient :

$$n - 1 = \frac{N_A}{2R \cdot \epsilon_0} \cdot \left[\left(\sum_{\text{N}_2, \text{O}_2, \text{Ar}, \text{CO}_2} \alpha_i \cdot \frac{P_i}{T} \right) + \frac{P_{\text{H}_2\text{O}}}{T} \cdot \left(\alpha_{\text{H}_2\text{O}} + \frac{\mu_{\text{H}_2\text{O}}^2}{3k_B T} \right) \right] \quad (3.8)$$

Où les α_i désignent les polarisabilités induites des différents gaz secs (N_2 , O_2 , Ar , CO_2) et $\alpha_{\text{H}_2\text{O}}$ la polarisabilité induite de la vapeur d'eau, les P_i les différentes pressions partielles en gaz secs et $P_{\text{H}_2\text{O}}$ la pression partielle en vapeur d'eau et enfin $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ le moment dipolaire permanent de la molécule d'eau. Les autres constantes (constante des gaz parfaits, etc) ont été décrites dans les équations précédentes.

3.1.3 Constantes de réfraction radio-fréquence

Du fait de la très faible différence entre indice de l'air et l'unité, on définit la différence d'indice entre l'air et le vide ramenée à l'échelle par $N = 10^6 \cdot (n - 1)$ où n est l'indice de l'air. La formule suivante (voir Smith and Weintraub [1953]) permet de décrire la variation de l'indice optique de l'air aux radio-fréquences à l'aide de 3 termes et découle directement de l'équation 3.8 :

$$N = k_1 \cdot \frac{P_d}{T} + k_2 \cdot \frac{e}{T} + k_3 \cdot \frac{e}{T^2} \quad (3.9)$$

où P_d représente la pression due aux gaz autres que la vapeur d'eau ou pression de l'air sec (N_2 , O_2 , Ar , CO_2), e représente la pression partielle en vapeur d'eau, et T représente la température de l'air en K. k_1 et k_2 permettent de décrire l'effet de la polarisation induite par l'onde électromagnétique sur les molécules apolaires et la vapeur d'eau alors que k_3 décrit l'interaction avec le moment dipolaire permanent de la molécule d'eau.

Ces constantes ont fait l'objet de nombreuses mesures (eg Essen and Froome [1951], Boudouris [1963]..), au cours du 20ème siècle, tant pour l'air sec que pour l'air humide. Une synthèse assez complète de ces mesures figure dans Hasegawa and Stokesberry [1975] et dans les tables A1 et A3 en annexe de l'article de Bevis et al. [1994]. Ces deux auteurs ont compilé les différentes mesures des constantes afin d'obtenir leurs moyennes et incertitudes. L'étude Bevis et al. [1994] se distingue de celle de Hasegawa and Stokesberry [1975] par le fait qu'elle rejette les valeurs des constantes trop éloignées de leurs moyennes respectives. Cependant, l'annexe de l'article de Hill et al. [1982] stipule que les valeurs des constantes k_2 et k_3 obtenues par Hasegawa and Stokesberry [1975] semblent invalides du fait du poids important accordé aux expériences de Essen and Froome [1951] et Essen [1953] réalisées dans des gammes de température trop faibles les obligeant à extrapoler les constantes à partir des valeurs obtenues dans le domaine visible. Les incertitudes de k_2 et k_3 mesurées par les deux dernières études citées sont par ailleurs inférieures d'un ordre de grandeur à celles mesurées par Boudouris [1963] (gamme de température de 0 à 60 °C et pression partielle de vapeur d'eau entre 0 et 125 hPa) ou compilées par Birnbaum and Chatterjee [1952]

à partir d'études effectuées uniquement sur des gammes de températures et pressions partielles en vapeur d'eau suffisamment importantes. Rueger [2002] mentionne par ailleurs que l'étude de Bevis et al. [1994] souffre des mêmes biais que celle d'Hasegawa and Stokesberry [1975] pour les mêmes raisons que celles évoquées précédemment et propose un nouveau jeu de valeurs pour les constantes de réfractions. Ces valeurs ont par la suite été corrigées de certaines approximations dans Bock et al. [2020]. Cependant, du fait du manque de mesures récentes des constantes de réfraction, on utilisera les valeurs dérivées par Bevis et al. [1994] du fait du nombre important de mesures compilées. Les valeurs de l'étude de Boudouris [1963] sont fournies à titre de comparaison entre parenthèses.

$$k_1 = 77.60 \pm 0.05 (77.6 \pm 0.08) 10^{-2} \text{ K.Pa}^{-1}$$

$$k_2 = 70.4 \pm 2.2 (71.98 \pm 10.82) 10^{-2} \text{ K.Pa}^{-1}$$

$$k_3 = 3.739 \pm 0.012 (3.754 \pm 0.036) 10^3 \text{ K}^2.\text{Pa}^{-1}$$

3.1.4 Calcul du délai troposphérique au zénith

On peut réécrire la relation entre différence d'indice réduit (N) et les variables thermodynamiques en faisant apparaître les masses volumiques de l'air sec et de la vapeur d'eau grâce à la relation des gaz parfaits. Cela donne les équations suivantes :

$$N = k_1 \cdot \frac{P_d}{T} + k_2 \cdot \frac{e}{T} + k_3 \cdot \frac{e}{T^2} = k_1 \cdot \frac{R}{M_d} \cdot \rho_d + k_2 \cdot \frac{R}{M_v} \cdot \rho_v + k_3 \cdot \frac{R}{M_v} \cdot \frac{\rho_v}{T} \quad (3.10)$$

Où R est la constante des gaz parfaits, $M_d=28.965 \cdot 10^{-3} \text{ kg.mol}^{-1}$ et $M_v=18.0153 \cdot 10^{-3} \text{ kg.mol}^{-1}$ représentent respectivement les masses molaires de l'air sec et de la vapeur d'eau, ρ_d et ρ_v sont les masses volumiques de l'air sec et de la vapeur d'eau en kg.m^{-3} et T est la température en Kelvin (K).

En réarrangeant les termes de l'équation précédentes en faisant apparaître la masse volumique totale $\rho = \rho_d + \rho_v$, on obtient :

$$N = k_1 \cdot \frac{R}{M_d} \cdot \rho + \left(k_2 \cdot \frac{R}{M_v} - k_1 \cdot \frac{R}{M_d} \right) \cdot \rho_v + k_3 \cdot \frac{R}{M_v} \cdot \frac{\rho_v}{T} = k_1 \cdot \frac{R}{M_d} \cdot \rho + k'_2 \cdot \frac{R}{M_v} \cdot \rho_v + k_3 \cdot \frac{R}{M_v} \cdot \frac{\rho_v}{T} \quad (3.11)$$

$$\text{Avec } k'_2 = k_2 \cdot \frac{M_v}{M_d} \cdot k_1 = 22.1 \pm 2.2 10^{-2} \text{ K.Pa}^{-1}$$

Le délai zénithal troposphérique (ZTD) est défini comme le retard de propagation d'une onde se propageant dans l'atmosphère neutre entre le satellite au zénith et le récepteur au sol et par rapport à une même onde parcourant le même trajet dans le vide. On a alors d'après la définition précédente en intégrant l'équation 3.11 sur la verticale :

$$ZTD = \frac{k_1}{10^6} \cdot \frac{R}{M_d} \cdot \int_{z_s}^{z_{top}} \rho(z) \cdot dz + \frac{k'_2}{10^6} \cdot \frac{R}{M_v} \cdot \int_{z_s}^{z_{top}} \rho_v(z) \cdot dz + \frac{k_3}{10^6} \cdot \frac{R}{M_v} \cdot \int_{z_s}^{z_{top}} \frac{\rho_v(z)}{T(z)} \cdot dz \quad (3.12)$$

Où z_{top} est l'altitude du sommet de l'atmosphère, z_s est l'altitude du récepteur, et $N(z) = 10^6 \cdot (n(z) - 1)$ avec $n(z)$ l'indice optique de l'air à l'altitude z.

On peut voir dans la formule 3.12 que le ZTD se décompose en 2 parties. Le premier terme de l'équation fait intervenir l'intégrale de la masse volumique et va être relié à la pression de surface après utilisation de l'hypothèse hydrostatique, on appellera ce terme délai hydrostatique au zénith, en Anglais *Zenithal Hydrostatic Delay* (ZHD dans la suite). La somme des deux autres termes représente le délai humide au zénith, en Anglais *Zenithal Wet Delay* (ZWD dans la suite). On

a alors $ZTD=ZHD+ZWD$ avec

$$ZHD = \frac{k_1}{10^6} \cdot \frac{R}{M_d} \cdot \int_{z_s}^{z_{top}} \rho(z) \cdot dz \quad (3.13)$$

Et

$$ZWD = \frac{k_2'}{10^6} \cdot \frac{R}{M_v} \cdot \int_{z_s}^{z_{top}} \rho_v(z) \cdot dz + \frac{k_3}{10^6} \cdot \frac{R}{M_v} \cdot \int_{z_s}^{z_{top}} \frac{\rho_v(z)}{T(z)} \cdot dz \quad (3.14)$$

Le contenu intégré en vapeur d'eau ou IWV est pour rappel défini par la formule suivante :

$$IWV = \int_{z_s}^{z_{top}} \rho_v(z) \cdot dz \quad (3.15)$$

On peut également définir T_m par la formule 3.16 ci-dessous. T_m est aussi appelée température moyenne de la vapeur d'eau par abus de langage car l'inverse de T_m peut être définie comme la moyenne pondérée par la quantité de vapeur d'eau de l'inverse de la température [Askne and Nordius, 1987].

$$\frac{1}{T_m} = \frac{\int_{z_s}^{z_{top}} \frac{\rho_v(z)}{T(z)} \cdot dz}{IWV} \quad (3.16)$$

En combinant les formules précédentes, on peut alors définir le facteur de proportionnalité Q qui relie ZWD à l' IWV . On a alors :

$$ZWD = Q \cdot IWV \quad (3.17)$$

Où

$$Q = \frac{R}{10^6 \cdot M_v} \cdot \left[k_2' + \frac{k_3}{T_m} \right] \quad (3.18)$$

ZWD s'exprime en m et l' IWV s'exprime en $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$. L'unité de Q est donc le $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ c'est à dire l'unité d'une masse volumique. A partir de mesures issues de radiosondages effectués dans le bassin *SOI*, on peut estimer que T_m vaut en moyenne 288 ± 2 K au niveau de la mer ce qui induit des valeurs de Q de l'ordre de $6.10 \pm 0.04 \cdot 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

Enfin en supposant que l'hypothèse hydrostatique est vérifiée (ce qui en général le cas aux échelles de temps utilisées dans la suite qui s'étalent de 5 minutes à plusieurs années) sur la première intégrale de l'équation 3.13 on obtient une relation entre ZHD et la pression de surface sous la forme :

$$ZHD = \frac{k_1}{10^6} \cdot \frac{R}{M_d \cdot g(\lambda, H)} \cdot P_s \quad (3.19)$$

Où P_s représente la pression atmosphérique au niveau de l'antenne *GNSS*, et $g(\lambda, H)$ représente la constante gravitationnelle avec λ la latitude de l'antenne *GNSS* et H son élévation au-dessus du Géoïde (m).

Cette dernière relation permet d'introduire la relation de Saastamoinen (Saastamoinen [1972]) qui relie le délai hydrostatique à la pression atmosphérique au niveau de l'antenne :

$$ZHD = \frac{C \cdot P_s}{f(\lambda, H)} \quad (3.20)$$

Avec $C=2.2768 \pm 0.0015 \cdot 10^{-5} \text{ m.Pa}^{-1}$, défini par la formule ci-dessous (g_0 représente l'accélération moyenne de la gravité au niveau de l'équateur et vaut 9.78 m.s^{-2})

$$C = \frac{k_1}{10^6} \cdot \frac{R}{M_d \cdot g_0} \quad (3.21)$$

et $f(\lambda, H)$ une fonction définie par :

$$f(\lambda, H) = 1 - 2.66 \cdot 10^{-3} \cdot \cos(2\lambda) - 2.8 \cdot 10^{-7} \cdot H \quad (3.22)$$

Avec λ la latitude de l'antenne *GNSS* et H son élévation au-dessus du géoïde.

On remarque ainsi que pour connaître le contenu intégré en vapeur d'eau partant du délai zénithal total, il faut également connaître deux autres paramètres qui sont la pression atmosphérique au niveau de l'antenne, cette dernière permettant de calculer le délai hydrostatique, et la température T_m , cette dernière permettant de calculer le facteur de proportionnalité Q entre délai zénithal humide et contenu intégré en vapeur d'eau. On a alors :

$$IWV = \frac{ZTD - ZHD}{Q} = \frac{ZTD - \frac{C \cdot p_s}{f(\lambda, H)}}{\frac{R}{10^6 \cdot M_v} \cdot \left[k_2' + \frac{k_3}{T_m} \right]} \quad (3.23)$$

3.2 Données expérimentales et estimation de l'erreur sur la colonne intégrée en vapeur d'eau dans le bassin sud de l'océan Indien (partie 2 "Data, methodology and uncertainties" de l'article en section 4.1.2)

Cette section a pour objet de documenter les méthodes utilisées au cours de cette thèse pour dériver les *IWV* à partir des données *GNSS* et de donner une estimation de l'incertitude sur les *IWV* obtenues dans le bassin *SOI*. La validité des méthodes utilisées est évaluée en comparant les *IWV* issues de mesures *GNSS* avec les *IWV* obtenues par radiosondages ou à partir des radiances micro-ondes mesurées par satellite lorsque cela est possible. Ces résultats font l'objet d'un article ("Analyse de la variabilité temporelle de la colonne intégrée en vapeur d'eau de l'échelle diurne à saisonnière dans le bassin *SOI* à partir de données *GNSS* et de données de la réanalyse de 5ème génération de l'ECMWF (ERA5)") qui est intégralement disponible en section 4.1.2. Seule la partie 2 de l'article nous intéresse dans cette section. la partie 3 qui concerne les résultats obtenus sur la variabilité temporelle de l'*IWV* dans le bassin *SOI* sera abordée au prochain Chapitre.

La partie 2 de l'article décrit en premier lieu (paragraphe 2.1) les données utilisées pour calculer les *IWV*, à savoir les données *ZTD* provenant de l'*IGS* et les données météorologiques, puis, les données utilisées pour l'inter-comparaison (ie les radiosondages, les réanalyses et les données satellites micro-ondes). Concernant les données météorologiques, on utilise des données provenant de la réanalyse de 5ème génération du centre européen de prévision à moyen terme (*CEPMMT* ou *ECMWF* dans l'article), appelée *ERA5* dans la suite du texte, dans le but de simuler des observations de surface. Un tel choix est fait, car les données météorologiques de surface dans le bassin *SOI* sont souvent incomplètes et/ou les stations de mesures trop éloignées des stations *GNSS*. On extrait au point de grille le plus proche de chaque station *GNSS*, la pression de surface, la température à 2m et la température de point de rosée à 2m.

La partie 2.2.1 explique en détail comment calculer l'*IWV* à partir des *ZTD* et données météorologiques de surface. Comme décrit dans le paragraphe précédent, la pression de surface au niveau du

récepteur GNSS (P_s) permet de calculer ZHD en utilisant la formule de Saastamoinen 1972. Afin de retrouver la pression de surface au niveau de la station GNSS, on utilise le modèle hypsométrique (cf équation ci-dessous) :

$$P_s = P_{era5} \cdot \left(1 - \frac{\Gamma \cdot (z_s - z_{era5})}{\langle T_{era5}^v \rangle_{24h}} \right)^{\frac{g \cdot M_d}{T \cdot R}} \quad (3.24)$$

P_{era5} représente la pression de surface au point de grille le plus proche de la station GNSS. z_s et z_{era5} représentent l'altitude respective de la station GNSS et du point de grille d'ERA5. g et M_d représentent l'accélération de la gravité et la masse molaire de l'air sec. Enfin, $\langle T_{era5}^v \rangle_{24h}$ représente la température virtuelle donnée par le modèle et moyennée sur 24h et Γ représente le gradient vertical de température virtuelle que l'on suppose égal à la valeur du gradient vertical de température de l'atmosphère standard ou "International Standard Atmosphere" (ISA) c'est à dire 0.0065 K/m. Le fait de moyenner la température virtuelle sur 24h permet de limiter les erreurs liées au cycle diurne de la température de surface. Ce point sera plus développé dans la troisième partie de ce chapitre.

Une fois calculé ZHD, on en déduit ZWD. Il faut à présent déterminer la valeur du facteur de conversion Q. L'absence de données de radiosondages sur les profils verticaux de température et humidité relative ne permet pas d'évaluer T_m et Q de manière expérimentale. On utilise alors la formule de Bevis et al. 1992 telle que donnée par l'équation 3.25.

$$T_m = 0.72T_s + 70.2 \quad (3.25)$$

T_s représente la température de surface au niveau du récepteur GNSS. Dans le cadre de l'article, la température de surface a été calculée à partir des températures de la réanalyse ERA5, au point de grille le plus proche de la station. Pour pallier aux différences d'altitudes entre station GNSS et grille du modèle, on applique un gradient vertical de 6.5 K/km. La température de surface à la station GNSS est ensuite moyennée sur 24h avant d'être utilisée comme variable d'entrée de la formule 3.25 afin d'éviter les biais liés au fort cycle diurne de la température de surface [Morland et al., 2009]. Cette méthode de calcul de T_m est justifiée dans le cadre de l'étude par le fait que l'on souhaite utiliser une méthode n'utilisant que des observations. Il est cependant bon de signaler que la formule de Bevis ne prend pas en compte la variabilité des profils verticaux de température et de vapeur d'eau. Il aurait fallu, pour obtenir des estimations plus précises d'IWV, calculer T_m à partir des profils verticaux de température et d'humidité spécifique issus de réanalyses, tel que préconisé par Bock et al. [2020].

Une fois la méthode d'obtention de l'IWV déterminée, l'article donne une estimation théorique de l'incertitude sur l'IWV calculée à partir de la méthode précédente. D'après Ning et al. 2016, les sources d'erreurs sur l'IWV proviennent de l'estimation des ZTD, des ZHD et du facteur Q. L'incertitude totale est évaluée à 1.2 kg/m² dans le cadre de l'étude. On compare ensuite les IWV obtenues lorsque l'on utilise ERA5 pour simuler les données de surfaces vs lorsque l'on utilise des mesures in Situ de la pression de surface et de T_m à l'aide de stations météorologiques et radiosondages colocalisés. Les écarts constatés entre les deux méthodes sont faibles : les IWV obtenues pour deux sites insulaires disposant de radiosondages et mesures de surfaces (Seychelles et Cocos island) sont plus faibles de 0.4 ± 0.25 kg/m² lorsque l'on utilise ERA5 et la méthode de Bevis plutôt que des données in situ. Cela représente un écart de 1 ± 0.5 % compte tenu des valeurs moyennes d'IWV à ces stations. Cette erreur d'estimation de l'IWV résulte en grande partie de l'utilisation de la méthode de Bevis mais reste faible devant l'incertitude théorique précédemment estimée sur l'IWV.

Enfin, dans la partie 2.2.2 de l'article, les données IWV GNSS sont comparées avec les IWV issues de radiosondages. La corrélation (resp. écart type) entre IWV issue des radiosondages et

GNSS est forte avec des valeurs supérieures à 0.98 (resp. faible avec des valeurs de l'ordre de 1.9 kg/m²) lorsque les mesures sont colocalisées. Ces valeurs sont comparables à celles obtenues dans la littérature et sont en accord avec l'incertitude inhérente à la mesure de l'humidité relative par radiosondage (voir texte pour plus de détails). La corrélation (resp. la écart type) diminue (resp. augmente) par ailleurs lorsque l'éloignement des stations devient important et un biais sec du radiosondage par rapport à l'*IWV GNSS* peut se présenter pour les sondages diurnes.

Les *IWV GNSS* sont également comparées aux *IWV* extraites d'*ERA5* et aux *IWV* des satellites micro-ondes dans les parties 2.2.3 et 2.2.4 de l'article. *ERA5* présente un biais sec (~ 0.3 à 1.3 kg/m²) comparativement aux *IWV GNSS* avec un écart type au maximum de 3 kg/m² et des corrélations supérieures à 0.94. Les *IWV GNSS* sont également en bon accord avec les *IWV* issues des satellites micro-ondes. L'écart type entre *GNSS* et satellites micro-onde est de l'ordre de 2.1 à 2.3 kg/m² en bon accord avec les valeurs obtenues dans la littérature (cf texte et références dans l'article pour plus de détails). La comparaison avec les données micro-ondes permet également d'identifier des discontinuités d'*IWV* pour une des stations *GNSS*, ces discontinuités sont attribuées à un changement de matériel *GNSS* et prise en compte dans la suite de l'étude.

3.3 Complément sur la partie méthode

3.3.1 Estimation et comparaison de l'erreur estimée sur les délais troposphériques en fonction de la source des données

Au cours de cette thèse deux jeux de données de *ZTD* sont utilisés pour l'obtention des *IWV*. Le premier jeu de données est le produit "troposphere zenith path delay product" (abrégié en *ZPD* mais en pratique il s'agit de la même chose que le *ZTD*) traité par l'*IGS*. Il est présenté dans la partie 2.1 de l'article en section 4.1.2. Le second jeu de données provient des *ZTD* obtenues lors du traitement des stations faisant partie du réseau *GNSS* permanent national (*RGP*). Les deux jeux de données utilisés sont tout deux issus de traitement journalier (pour chaque journée on a un fichier différent) ce qui provoque des discontinuités durant les périodes de transition vers 0 UTC du fait des changements des paramètres de résolution.

Les *ZTD RGP* sont obtenus par l'*IGN* après traitement avec le logiciel Bernese en utilisant les produits orbites et horloges fournis par l'*IGS*. La principale différence de traitement entre les deux organismes (*IGN* et *IGS*) est l'utilisation de la méthode par double différence pour l'*IGN* en opposition au traitement station par station de l'*IGS*. Le traitement par double différence est plus long mais plus précis car l'utilisation de plusieurs stations permet de limiter l'impact des erreurs sur les orbites et horloges. Les principaux paramètres utilisés pour retrouver les *ZTD* par l'*IGN* sont détaillés sur le site <http://rgp.ign.fr/PRODUITS/tropo.php>. Parmi les paramètres qui diffèrent par rapport à la résolution par l'*IGS*, les positions des stations sont ici supposées fixes. Cela a posé un certain nombre de problèmes tel que de fortes dérives constatées entre les solutions *IGS* et *RGP* pour les stations REUN, VACS et MAYG en 2018 et 2019. En effet au cours de l'année 2018, la station MAYG s'est enfoncée de 40cm du fait de la subsidence en lien avec la naissance d'un volcan sous marin à l'est de l'île [Cesca et al., 2020] causant une dérive régionale des *ZTD* du fait de l'utilisation de plusieurs récepteurs *GNSS* dans la méthode des doubles différences. Le problème de la dérive par rapport aux données *IGS* a pu être réglé par l'*IGN* qui a proposé un jeu de données où la position des stations n'était plus fixée a priori.

L'objet de cette partie consiste à évaluer les différences entre les *ZTD* fournis par l'*IGS* et par l'*IGN* afin de valider leur utilisation pour l'étude du cycle de la vapeur d'eau à la Réunion et pour les stations nouvellement installées dans le canal du Mozambique ainsi qu'à Madagascar. Les stations comparées font partie des stations étudiées dans l'article de la partie précédente à savoir ABPO, COCO, DGAR, KARR, MAL2, MAYG, REUN, SEYG et VACS. La résolution temporelle diffère entre les deux traitements (1h pour *RGP*, 5min pour *IGS*). De ce fait, les *ZTD IGS* sont moyennées sur

Ih ainsi que la variance estimée par l'IGS sur les ZTD afin de pouvoir les comparer avec les ZTD et incertitude fournies par l'IGN. La figure 3.1 ci-dessous permet de visualiser la distribution des erreurs estimées sur ZTD par les deux organismes.

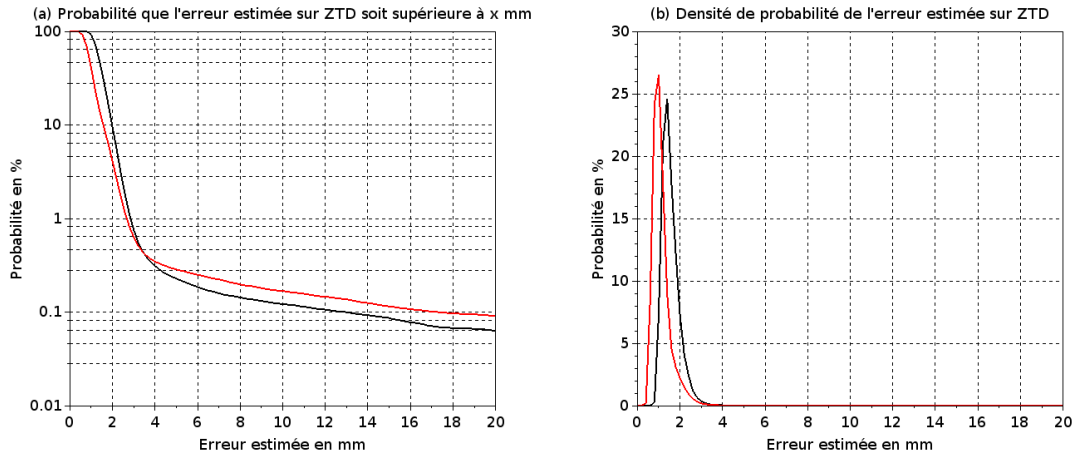


Figure 3.1: **Comparaison des erreurs estimées sur les ZTD par l'IGN et l'IGS** : (a) Probabilité que l'erreur estimée par l'IGN (courbe rouge) et l'IGS (courbe noire) soit supérieure à x mm (b) Densité de probabilité que l'erreur estimée par l'IGN (courbe rouge) et l'IGS (courbe noire) soit comprise dans l'intervalle à $[x-x+0.2]$ mm

Dans les deux cas, on remarque que la probabilité que l'erreur estimée soit supérieure à une certaine valeur diminue rapidement avec moins de 0.2 % de probabilité d'avoir une erreur estimée supérieure à 4mm. Les densités de probabilité sur l'erreur estimée montrent également des erreurs plus faibles en moyenne pour le traitement IGN que IGS. Afin de pouvoir comparer les traitements, on élimine dans la suite les ZTD pour lesquels l'erreur estimée est supérieure à 5mm. Les résultats de cette comparaison sont fournis dans le tableau 3.1. Les résultats indiquent que pour l'ensemble des stations, les biais observés entre le traitement IGS et IGN sont faibles (± 2.5 mm) avec des dispersions de l'ordre de 5 à 7.5mm entre solutions. Comparativement, l'incertitude globale sur les ZTD IGS a été estimée à 4mm par [Byun and Bar-Sever, 2009]. Ainsi, la dispersion entre les solutions de l'IGS et de l'IGN ne parait pas aberrante et les données IGN sont utilisables pour l'étude du cycle de la vapeur d'eau à la Réunion et pour les stations nouvellement installées dans le cadre du projet RenovRisk.

Table 3.1: Inter-comparaison entre ZTD IGN et ZTD IGS

station GNSS	période	% données	$\langle ZTD_{IGN} - ZTD_{IGS} \rangle$	corrélation
ABPO	2011-2019	64 %	-0.16 ± 4.78 mm	0.996
COCO	2009-2019	79.8 %	2.17 ± 5.70 mm	0.996
DGAR	2009-2019	84 %	-0.89 ± 5.64 mm	0.995
KARR	2011-2019	75.2 %	2.56 ± 5.13 mm	0.998
MAL2	2011-2019	79.9 %	0.28 ± 5.78 mm	0.991
MAYG	2016-2019	65.9 %	-1.87 ± 7.31 mm	0.993
REUN	2009-2019	69.3 %	1.17 ± 6.77 mm	0.991
SEYG	2016-2019	69.2 %	-0.12 ± 6.83 mm	0.992
VACS	2011-2019	73.1 %	-0.46 ± 7.56 mm	0.991

La première colonne donne les identifiants des stations GNSS dont on compare les ZTD. La seconde colonne fournit la période d'étude. La troisième colonne donne le pourcentage de données disponibles pour la comparaison. La quatrième colonne donne l'écart moyen plus ou moins l'écart type entre solutions IGN et IGS, et la cinquième colonne donne la corrélation entre les ZTD IGN et IGS.

3.3.2 Inter-comparaison des pressions de surfaces entre la réanalyse ERA5 et les mesures in situ

Comme évoqué précédemment, on utilise dans l'article des données météorologiques provenant d'ERA5 dans le but d'imiter des observations de surfaces. Cette partie complémentaire a pour but d'évaluer plus en détail la capacité d'ERA5 à fournir des pressions de surface utilisables pour le calcul de l'IWV. Pour se faire on compare les pressions de surface d'ERA5 avec des mesures de pressions effectuées par des stations météorologiques proches (à moins de 50km de distance).

3.3.2.1 Données provenant d'observations météorologiques de surface

Les données de surface utilisées pour la comparaison proviennent toutes de "Integrated Surface Database" (ISD) (cf Smith et al. [2011]). Ce sont des observations météorologiques de surface provenant soit des rapports météorologiques effectués sur les aéroports, ou *METeological Aero-drome Report (METAR dans la suite)*, soit des messages internationaux d'observation en surface (SYNOP). Ces données ont une résolution temporelle 1, 3 ou 6h suivant les stations et une précision de 0.1 hPa (resp. 1 hPa) pour les données SYNOP (resp. METAR). Les stations sélectionnées pour la comparaison avec ERA5 sont au nombre de 12 et sont géographiquement proches des 12 stations GNSS de l'étude de la partie précédente. Leurs identifiants donnés par l'OMM ainsi que leurs localisations sont donnés en figure 3.3.2.2.

La donnée fournie par les rapports SYNOP et METAR est en général la pression ramenée au niveau de la mer (P_{mer}). Avant toute comparaison il faut donc savoir comment la P_{mer} a été calculée puis l'inverser pour retrouver la pression de surface à la station.

Pour les données METAR, P_{mer} est calculée à partir du modèle ISA qui utilise un gradient thermique vertical constant $\Gamma=6.5$ K/km et une température au niveau de la mer égale à $T_0=288$ K. L'accélération de la pesanteur g vaut à 9.81 m.s⁻² et $M_d=28,965.10^{-3}$ kg.mol⁻¹ représente la masse molaire de l'air sec. En utilisant la loi de l'hydrostatique, des gaz parfaits ainsi que le modèle ISA, P_{mer} est calculée avec la formule suivante :

$$P_{mer} = P_s \cdot \left(1 - \frac{\Gamma \cdot Z}{T_0}\right)^{-\frac{g \cdot M_d}{\Gamma \cdot R}} \quad (3.26)$$

En inversant cette formule, on retrouve la pression à la station qui n'est en générale pas fournie pour la plupart des stations utilisées dans la région sud de l'Océan Indien, en particulier pour les sites d'altitude comme sur les hauts plateaux d'Afrique de l'est ou de Madagascar.

Dans le cas des messages SYNOP, P_{mer} est calculée à l'aide de la formule suivante fournie par l'OMM (voir page 117 du rapport de l'OMM¹).

$$P_{mer} = P_s \cdot \exp\left(\frac{g_n}{R_d} \cdot \frac{H}{T_{moy}^v}\right) \quad (3.27)$$

Où P_{mer} est la pression atmosphérique ramenée au niveau de la mer, P_s est la pression de surface, H est la hauteur de la station météo par rapport au niveau de la mer, $g_n = 9.80665$ m.s⁻² est la valeur standard de l'accélération de la pesanteur, $R_d=287.05$ J.kg⁻¹.K⁻¹ est la constante des gaz parfaits pour l'air sec et $T_{moy}^v = T_s + \Gamma \cdot \frac{H}{2} + e_s \cdot C_h$ est la température virtuelle moyenne dans la couche fictive située entre l'altitude de la station et le niveau de la mer. Dans la formule de T_{moy}^v , l'OMM utilise le gradient vertical de température de l'atmosphère standard $\Gamma=0.0065$ K/m, e_s la pression partielle de la vapeur d'eau en surface, T_s la température de surface et C_h une constante égale à 0.12 K/hPa. Comme dans le cas précédent, il est nécessaire d'inverser cette formule dans certains cas où seule la pression au niveau de la mer est fournie.

¹https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=3150

3.3.2.2 Données provenant de réanalyses météorologiques

Au cours de cette thèse, les données de réanalyses sont toutes issues du *CEPMET* et provenaient dans un premier temps de la réanalyse ERA interim d'une résolution horizontale de 0.75° avec une mesure toute les 6h, puis de la réanalyses *ERA5* qui a une résolution horizontale de 0.25° avec une mesure toute les heures ². Dans la suite on ne parlera que de la réanalyse de dernière génération à savoir *ERA5*. Une étude de Zhang et al. [2019] réalisée pour 2000 stations de mesures en Chine a montré que l'erreur quadratique moyenne (ou RMSE pour root mean square error) entre les pressions de surface fournies par les mesures de surface et *ERA5* était de 0.7 hpa. On extrait dans un premier les pressions, température et température de point de rosée d'*ERA5* au point de grille le plus proche des 12 stations météorologiques précédemment sélectionnées (cf carte 3.3.2.2 ci après).

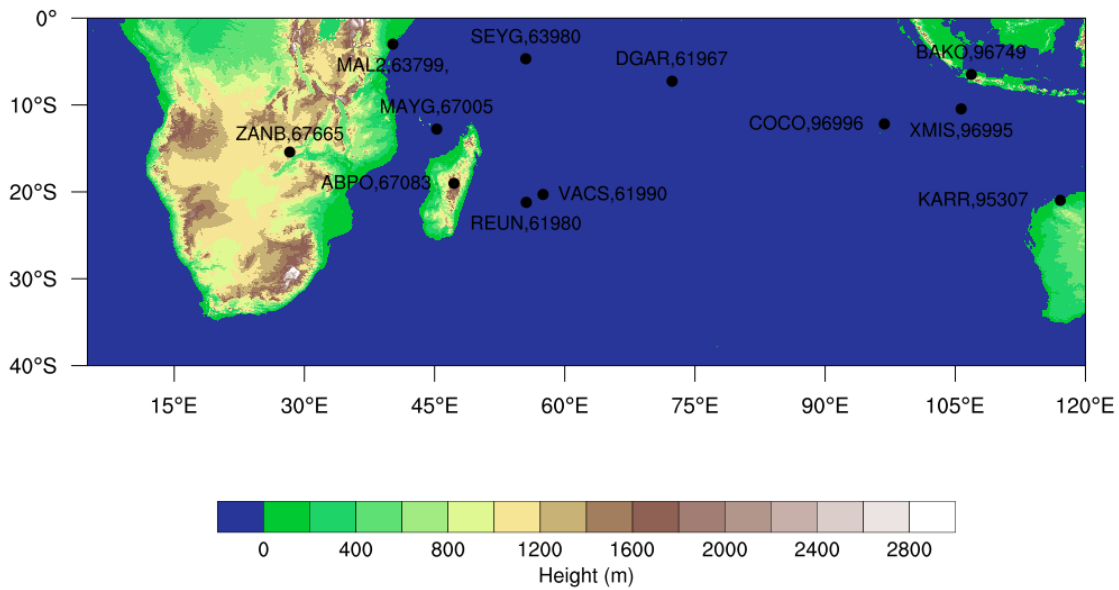


Figure 3.2: Réseau de stations météorologiques utilisées pour l'inter-comparaison avec les pressions de surface de la réanalyse ERA5 : Chaque point est associé à une station météorologique de surface dont on fournit l'identifiant OMM à 5 chiffres et à une station GNSS (dont les données sont traitées par l'IGS) proche dont on fournit l'identifiant à 4 lettres

Afin de pouvoir comparer les pressions de surface fournies par *ERA5* et l'*ISD* dans le bassin *SOI*, il est nécessaire de ramener la pression fournie par *ERA5* à la même altitude que celle de la station *ISD*. La pression ramenée à l'altitude de la station est pour rappel appelée P_s et est dans la suite calculée à l'aide de la formule suivante :

$$P_s = P_{era5} \cdot \left(1 - \frac{\Gamma \cdot (z_s - z_{era5})}{\langle T_{era5}^v \rangle_{>24h}} \right)^{\frac{g \cdot M_d}{\Gamma \cdot R}} \quad (3.28)$$

Avec $\langle T_{era5}^v \rangle_{>24h}$ la moyenne de la température virtuelle de surface au point de grille d'*ERA5* moyennée sur 24h et les constantes g , M_d , R et Γ égales aux valeurs prises pour la formule 3.26. L'impact du choix des températures de surface et du gradient vertical de température choisis pour retrouver la pression à l'altitude de la station *ISD* seront discutés ultérieurement. Le choix d'utiliser une température virtuelle moyennée sur 24h n'est cependant pas innocent, le cycle diurne important sur la température pouvant en effet causer des erreurs diurnes sur la pression retrouvée. On obtient alors une erreur quadratique moyenne sur la pression de surface de 0.6 hPa

²voir <https://confluence.ecmwf.int/display/CKB/ERA5+data+documentationforERA5specifications>

entre ERA5 et observations météorologiques (cf tableau 3.3.2.2 ci-dessous) ce qui est conforme aux estimations de Zhang et al. [2019]. Les biais moyens individuels, allant jusqu'à 0.5 hPa, constatés pour chaque station entre ERA5 et observations météorologiques peuvent être dus à une mauvaise estimation de l'altitude réelle de la station météorologique dont la valeur est fournie par l'OMM (pour plus de détails sur l'altitude des stations météo, voir le rapport de l'OMM sur les stations d'observations³). L'écart type est en général inférieur à 0.5 hPa dans les cas où on compare ERA5 avec des pressions issues de rapports SYNOP dont les valeurs sont données en hPa avec un chiffre significatif après la virgule (voir colonne 6 du tableau 3.3.2.2). Le seul cas où cela ne se produit pas est celui de la station 61980/REUN où on a à la fois une distance importante (tableau 3.3.2.2 colonne 3) de l'ordre de 40km et une différence d'altitude (tableau 3.3.2.2 colonne 4) importante de 700m d'altitude. La comparaison avec les pressions issues de rapport METAR (station MAL2/63799, ZAMB/67665, ABPO/67083) donne un écart type de l'ordre de 0.5 à 0.6 hPa mais qui doit être relativisé compte tenu que les pressions mer provenant des rapport METAR sont données sans chiffre significatif après la virgule (ie avec une incertitude de ± 0.5 hPa).

Table 3.2: Inter-comparaison entre pressions de surface retrouvées à partir d'ERA5 et pressions issues de mesures météorologiques et compilées dans l'ISD

GNSS/OMM _{id}	(lat,lon,z) _{OMM}	d	$z_s - z_{era5}$	period	σ_{ISD}	biais	RMSE
MAL2/63799	03°14' S, 40°06' E, 20m	30.8 km	6.6 m	09-19	0.5 hpa	0.08 \pm 0.48 hpa	0.49 hPa
SEYG/63980	04°40' S, 55°31' E, 3m	9.4 km	11.2 m	16-19	0.05 hpa	0.18 \pm 0.35 hpa	0.39 hPa
BAKO/96749	06°07' S, 106°39' E, 8m	44.0 km	307.5 m	09-19	0.05 hpa	0.08 \pm 0.45 hpa	0.45 hPa
DGAR/61967	07°18' S, 72°24' E, 3m	17.5 km	-2.5 m	09-19	0.05 hpa	0.54 \pm 0.47 hpa	0.71 hPa
XMIS/96995	10°26' S, 105°41' E, 262m	10.4km	-245.5 m	09-19	0.05 hpa	-0.37 \pm 0.35 hpa	0.51 hPa
COCO/96996	12°11' S, 96°49' E, 4m	10.4km	-2.2 m	09-19	0.05 hpa	-0.04 \pm 0.31 hpa	0.31 hPa
MAYG/67005	12°48' S, 45°17' E, 7m	6.6 km	12.1 m	16-19	0.05 hpa	-0.11 \pm 0.31 hpa	0.33 hPa
ZAMB/67665	15°19' S, 28°27' E, 1154m	22.7 km	-22.6 m	12-19	0.5 hpa	-0.65 \pm 0.51 hpa	0.83 hPa
ABPO/67083	18°48' S, 47°29' E, 1276m	33.1 km	93.1 m	09-19	0.5 hpa	0.24 \pm 0.61 hpa	0.66 hPa
VACS/61990	20°26' S, 57°40' E, 57m	26.8 km	53.1 m	09-19	0.05 hpa	-0.49 \pm 0.38 hpa	0.61 hPa
KARR/95307	20°43' S, 116°46' E, 6m	39.8 km	83.7 m	09-19	0.05 hpa	-0.22 \pm 0.45 hpa	0.50 hPa
REUN/61980	20°53' S, 55°31' E, 13m	40.8 km	702.9 m	09-19	0.05 hpa	-0.25 \pm 0.58 hpa	0.63 hPa
global						0.05 \pm 0.60 hpa	0.60 hPa

La première colonne donne les identifiants des stations GNSS, et OMM. La seconde colonne fournit les coordonnées (latitude, longitude, altitude au-dessus du niveau de la mer) des stations OMM. La troisième et quatrième colonnes donnent la distance et la différence d'altitude entre le point de grille d'où sont tirées les données d'ERA5 et les stations OMM correspondantes. La 5ème colonne donne la période sur laquelle l'inter-comparaison est effectuée. La 6ème colonne donne l'incertitude sur la mesure de pression OMM (suivant si l'on a des données METAR 0.5 hPa ou SYNOP 0.05 hPa). Les deux dernières colonnes donnent respectivement le biais et l'écart type (std) entre les pressions de surfaces extrapolées jusqu'à l'altitude des stations OMM à partir d'ERA5 et les mesures de pression de surface provenant des stations OMM. La dernière ligne donne les résultats des deux dernières colonnes pour l'échantillon global.

³https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=9896

3.3.3 Obtention des colonnes intégrées en vapeur d'eau à partir des délais troposphériques au zenith traités par l'IGN pour les stations de la Réunion et impact de la distance et de la différence d'altitude entre stations GNSS et stations météorologiques de surface

La méthode utilisée pour obtenir les IWV reste que la même que pour les ZTD IGS de l'article. Seule la source des données change, en effet on utilise les ZTD traitées par l'IGN et les données météorologiques issues des stations Météo France de Gillot, du Port ainsi que de Pierrefonds (voir carte en figure 3.3) pour le calcul des délais hydrostatiques et du facteur Q . Les données météorologiques utilisées sont la pression de surface, la température et l'humidité relative à la station météo et ont une résolution temporelle horaire. La pression de surface à la station GNSS est évaluée en calculant préalablement la température virtuelle moyennée sur 24h à la station météo à partir des données de température et d'humidité relative. On calcule ensuite la pression à la station GNSS - connaissant les altitudes de la station météorologique et de la station GNSS - en utilisant la relation hypsométrique de la formule 3.24 en section 3.2. On suppose également que la température décroît suivant un gradient vertical de température constant et égal à 0.0065 K/m. Cela nous permet d'extrapoler la température de surface à la station GNSS connaissant la température de surface de la station météorologique. T_m est ensuite évaluée en utilisant la formule 3.25 en prenant comme variable d'entrée la température de surface à la station GNSS moyennée sur 24h (voir section 3.2 et partie 2 de l'article en section 4.1.2). Connaissant T_m , ZHD et ZTD , on peut alors évaluer l' IWV à la station GNSS. L'impact du choix de la méthode sera évaluée dans la suite avec en particulier l'impact de la distance entre capteurs GNSS et station météo sur la précision de la pression évaluée à la station GNSS. On justifiera également l'utilisation de la formule 3.24 dans le cas de la Réunion en discutant de l'impact de la différence d'altitude et du modèle pour calculer la pression sur la précision de la pression à la station GNSS. Les stations météorologiques mesurant la pression de surface sont en effet toutes situées au niveau de la mer alors que l'altitude des stations GNSS peut atteindre 2159m au-dessus du niveau de la mer (voir carte carte 3.3)

3.3.3.1 Impact de la distance entre points de mesures

Dans cette étude on utilisera les stations météorologiques de Gillot, du Port et de Pierrefonds (cf figure 3.3). Avant d'étudier les écarts de pression entre les différentes stations, il convient de vérifier qu'il n'y a pas de discontinuités dans les données. Pour cela, on utilise la figure 3.4 sur laquelle on observe une rupture entre les différences de pression de surface de la station du Port avec celles de Gillot et Pierrefonds à la toute fin de l'année 2015. Aucun point de rupture n'est détecté sur la différence de pression entre les stations de Gillot et de Pierrefonds. On sait par ailleurs qu'un changement de capteur de pression a été effectué à la fin de l'année 2015 à la station du Port avec un changement d'emplacement de la station et probablement de son altitude même si cela n'est pas référencé dans les méta-données de la station. La cassure observée, est évaluée à 0.58 hPa entre Gillot et le Port et 0.57 hPa entre Pierrefonds et le Port en utilisant la courbe rouge qui représente la moyenne glissante du biais de pression de surface sur un mois et en comparant la moyenne des biais sur la période 2014-2015 et 2016-2019. On peut observer cependant plus de bruit dans la comparaison entre Le Port et Pierrefonds du fait de la distance plus importante séparant les deux stations. Cette cassure de 0.58 hPa correspondrait à une variation d'altitude de 5m vers le bas par rapport à l'altitude précédente de la station et sera systématiquement corrigée dans la suite pour toutes les dates antérieures au 1er janvier 2016 à la station du Port.

Une fois la discontinuité sur la station du Port prise en considération, on peut étudier l'impact de la distance sur l'incertitude sur la pression. Le tableau 3.3 donne le biais ainsi que l'écart type entre les mesures de pression de surface des 3 stations côtières. Le biais observé résulte essentiellement des faibles différences d'altitude entre stations. La distance entre chaque station est

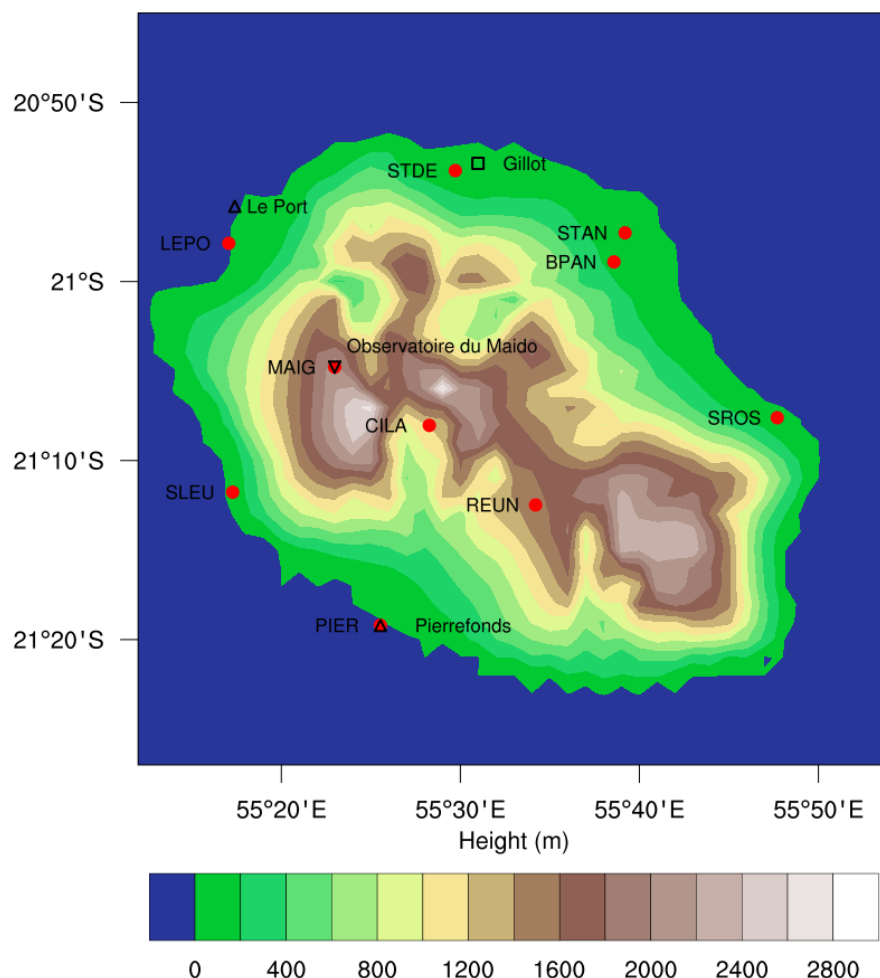


Figure 3.3: **Carte du réseau d'observation GNSS et météorologique à l'île de la Réunion** : Les stations GNSS traités par RGP IGN sont représentées par les cercles colorés, les stations météorologiques exploitées par météo-France et donnant une mesure calibrée de la pression sont représentées par les triangles orientés vers les hauts ou par un carré si associé avec un radiosondage, enfin, la station météo de l'observatoire du Maïdo fournissant une mesure de pression non calibrée est représentée par un triangle orienté vers le bas

fournie en colonne 2, on peut voir que l'écart type sur la pression augmente à mesure que la distance entre les stations augmente et varie de 0.4 hPa entre le Port et Gillot distant de 26km à 0.7 hPa entre Pierrefonds et Gillot distant de 49km. Les stations GNSS sont toutes situées à moins de 50km de la mesure de pression la plus proche. On peut ainsi estimer en utilisant la formule 3.20 et un facteur de conversion $Q \sim 6.15$ (valeur obtenue en moyennant les facteurs Q calculés à partir des radiosondages de Gillot) que l'incertitude sur l' IWV due à l'incertitude sur la pression est d'environ 0.26 kg.m^{-2} pour les stations GNSS côtières.

Table 3.3: Comparaison entre pressions de surface à la Réunion

stations comparées	d	Δz	period	biais	std
Le Port vs Gillot	25.9 km	1 m	2014-2019	0.13 hpa	0.43 hpa
Le Port vs Pierrefonds	44.2 km	-12 m	2014-2019	1.51 hpa	0.56 hpa
Gillot vs Pierrefonds	49.0 km	-13m	2014-2019	1.38 hpa	0.69 hpa

La première colonne donne les stations dont les pressions de surface sont comparées (les pressions sont comparées comme suit : pression de la station 1 moins pression de la station 2). La deuxième et troisième colonnes donnent la distance et la différence d'altitude entre les deux stations. La 4ème colonne donne la période sur laquelle l'inter-comparaison est effectuée. Les colonnes 4 et 5 donnent respectivement le biais et l'écart type (std) entre les pressions de surface des différentes stations.

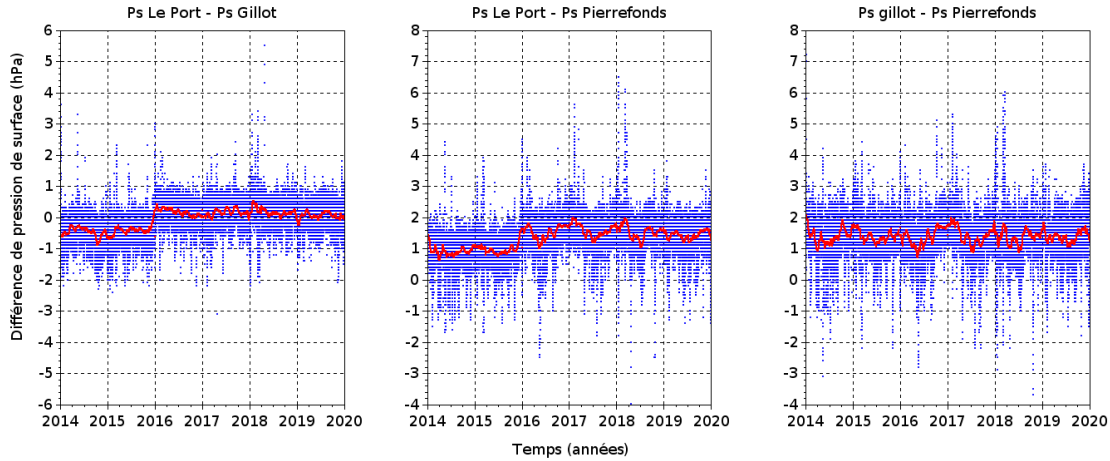


Figure 3.4: **Biais horaire de pression de surface pour les stations météorologiques de La Réunion** : Biais horaire (point bleu) et en moyenne mensuelle (courbe rouge) entre les pressions de surface mesurées à la station du Port et de Gillot (figure de gauche), entre la station du Port et celle de Pierrefonds (figure du centre) et entre Gillot et Pierrefonds (figure de droite)

3.3.3.2 Impact de la différence d'altitude, exemple de l'île de la Réunion

Dans cette sous partie on étudie l'impact de la différence d'altitude entre une station GNSS et une station météo sur l'incertitude sur la pression atmosphérique au niveau de l'antenne et ainsi l'incertitude sur le ZHD et l'IWV. Pour cela on choisit d'utiliser un cas d'étude qui est celui de la station MAIG située sur le site de l'observatoire du Maïdo sur l'île de la Réunion à une altitude $z_{maig}=2159\text{m}$ au-dessus du niveau de la mer. L'objectif va alors être d'estimer l'erreur sur la pression lorsque l'on calcule celle ci à partir des relevés fait à Gillot à 30km de la station et à 8m au-dessus du niveau de la mer.

Mesure de la pression atmosphérique à l'observatoire du Maïdo :

Météo France ne mesurant pas la pression de surface à sa station située à proximité immédiate de l'observatoire, on utilise un capteur de pression associé à un autre appareil, un spectromètre infrarouge à transformée de fourrier ou FTIR, présent sur le site de l'observatoire. Cette donnée de pression, notée P_{maig}^{ftir} , n'ayant pas fait l'objet de vérifications, on se sert également de la pression obtenue interpolée à partir d'une interpolation du géopotentiel issue d'ERA5 entre les niveaux de pression 775hpa et 800hpa au point de grille [21° S; 55.5 ° E] correspondant au point de grille le plus proche de l'observatoire. La hauteur des niveaux de pression (z_p) est retrouvée à partir des géopotentiels aux niveaux respectifs de pression (Φ_p) à partir de la formule suivante :

$$z_p = \frac{\Phi_p}{g_0 \cdot [1 - 2.66 \cdot 10^{-3} \cdot \cos(2\lambda)]} \quad (3.29)$$

Où, pour rappel, g_0 est l'accélération de la gravité à l'équateur égale à 9.81 m.s^{-2} et λ est la latitude (on néglige l'effet de la hauteur du site au-dessus du géoïde sur l'accélération de la gravité). z_{maig} est compris entre z_{775hPa} et z_{800hPa} à l'exception de deux journées correspondant aux passages de phénomènes tropicaux (Bejisa janvier 2014 et Berguita 18 janvier 2018) pour lesquels $z_{maig} > z_{775hPa}$. La pression à la station GNSS MAIG peut alors s'écrire à partir de l'interpolation linéaire entre les deux niveaux de pressions grâce à la formule suivante

$$P_{maig}^{era5} = \frac{z_{775hPa} - z_{maig}}{z_{775hPa} - z_{800hPa}} \cdot P_{800hPa} + \frac{z_{maig} - z_{800hPa}}{z_{775hPa} - z_{800hPa}} \cdot P_{775hPa} \quad (3.30)$$

On a alors en moyenne $\langle P_{maig}^{ftir} - P_{maig}^{era5} \rangle = 0.22 \pm 0.35$ hPa avec sur la figure 3.5 l'écart observé entre les deux pressions sur la période 2014-2019. On ne distingue pas de dérive ou de points de ruptures mais un écart important lors du passage de phénomènes tropicaux à proximité de l'île entre janvier et avril 2018

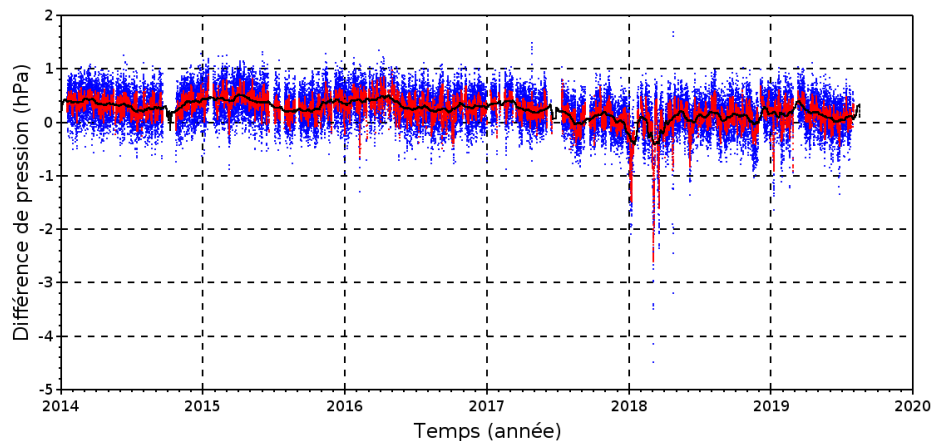


Figure 3.5: **Biais de pression entre le capteur rattaché au FTIR et ERA5** : Biais horaire (point bleu) et en moyenne journalière (courbe rouge) et mensuelle (courbe noire) entre les pressions de surface mesurées par le capteur de pression associé au FTIR et la pression calculée à partir des niveaux de pression 775 hPa et 800 hPa d'ERA5. Les forts écarts observés correspondent à une mauvaise estimation de la pression par ERA5 lors du passage à proximité de phénomènes dépressionnaires tropicaux : on a par ordre chronologique la tempête Ava début janvier 2018, le cyclone Dumazile début Mars 2018, la tempête Eliakim mi Mars 2018 et le cyclone Fakir fin Avril 2018

Estimation de la pression à partir du modèle hypsométrique :

Dans ce paragraphe, on rappelle la formule d'estimation de la pression atmosphérique dans le cadre de l'hypothèse hydrostatique avec une atmosphère à gradient vertical de température constant. L'équilibre hydrostatique s'écrit de la manière suivante avec g l'accélération de la gravité et ρ la masse volumique de l'air :

$$\frac{dP}{dz} = -\rho \cdot g \quad (3.31)$$

On fait l'hypothèse que l'air est un mélange de gaz parfaits constitué d'air sec de masse molaire M_d et de vapeur d'eau de masse molaire M_v et on note ϵ le rapport M_v sur M_d . La pression totale (P) s'exprime alors comme la somme des pressions partielles en air sec (P_d) et vapeur d'eau (e). En écrivant que la masse volumique totale est la somme des masses volumiques de l'air sec et de la vapeur d'eau et en appliquant la relation des gaz parfaits à l'équation précédente, on obtient la relation ci-dessous

$$\frac{dP}{dz} = -\frac{M_d g}{RT} \cdot [P + (\epsilon - 1)e] \quad (3.32)$$

En utilisant la température virtuelle définie par la formule

$$T^v = \frac{T}{1 - \frac{e}{P}(1 - \epsilon)} \quad (3.33)$$

On obtient

$$\frac{dP}{dz} = -\frac{M_d g P}{RT^v} \quad (3.34)$$

En faisant l'approximation que la température virtuelle décroît linéairement depuis la surface avec un gradient $\Gamma = 0.0065$ K/km et $T^v = T_s^v - \Gamma \cdot z$, on obtient en intégrant la relation précédente la relation hypsométrique humide qui relie la pression à l'altitude z à la pression de surface (P_s) en fonction de la température virtuelle de surface (T_s^v), du gradient vertical de température virtuelle Γ et de la différence d'altitude $z - z_s$:

$$P(z) = P_s \cdot \left(1 - \frac{\Gamma \cdot (z - z_s)}{T_s^v} \right)^{\frac{g \cdot M_d}{\Gamma \cdot R}} \quad (3.35)$$

En faisant l'approximation que le contenu en eau peut être négligé et qu'on a égalité entre température et température virtuelle en conservant le même gradient vertical, on obtient le modèle hypsométrique sec :

$$P(z) = P_s \cdot \left(1 - \frac{\Gamma \cdot (z - z_s)}{T_s} \right)^{\frac{g \cdot M_d}{\Gamma \cdot R}} \quad (3.36)$$

La méthode d'extrapolation de la pression est sensible au choix des paramètres tels que la température de surface et le gradient vertical de température dont les valeurs peuvent varier aux échelles diurnes (inversion nocturne et forts gradients de surface en journée), saisonnière et aux échelles intermédiaires.

On peut illustrer dans le tableau ci-dessous, comme cela a été fait précédemment dans le chapitre 2 figures 2.4 et 2.5 de la thèse de Bernardes Parracho [2017], l'impact des paramètres température de surface et gradient vertical sur la pression retrouvée à partir de la relation hypsométrique (formule 3.36). On étudiera également l'impact de l'approximation d'égalité de la température virtuelle avec la température. Pour cela on se placera à différentes humidités spécifiques de surface et on comparera la pression retrouvée avec et sans l'approximation en gardant un gradient vertical de température virtuelle et une température de surface identiques.

Table 3.4: Impact du gradient de température et de la température sur la pression retrouvée à différentes altitudes

Δz	$\frac{dP}{dT_s}$	$\frac{dP}{d\Gamma}$	$\Delta p_{T_s^v-T_s=0.9K}^{q_s=5g/kg}$	$\Delta p_{T_s^v-T_s=1.8K}^{q_s=10g/kg}$	$\Delta p_{T_s^v-T_s=3.6K}^{q_s=20g/kg}$
10m	-	-	-	-	-0.01 hPa
20m	-	-	-	-0.01 hPa	-0.03 hPa
50m	0.02 hPa/K	-	-0.02 hPa	-0.04 hPa	-0.07 hPa
100m	0.04 hPa/K	-	-0.04 hPa	-0.07 hPa	-0.14 hPa
200m	0.08 hPa/K	0.01 hPa/(K.km ⁻¹)	-0.07 hPa	-0.14 hPa	-0.27 hPa
500m	0.19 hPa/K	0.05 hPa/(K.km ⁻¹)	-0.17 hPa	-0.33 hPa	-0.67 hPa
1000m	0.35 hPa/K	0.18 hPa/(K.km ⁻¹)	-0.32 hPa	-0.64 hPa	-1.27 hPa
2000m	0.64 hPa/K	0.65 hPa/(K.km ⁻¹)	-0.58 hPa	-1.16 hPa	-2.31 hPa

La première colonne représente l'altitude à laquelle est calculée la pression en prenant comme pression de surface 1013.25 hPa. La seconde (resp. troisième) colonne donne la sensibilité de la pression retrouvée à la température virtuelle de surface (resp. gradient vertical de température virtuelle) avec l'approximation d'égalité de la température et température virtuelle $T_v=T$, une température de surface $T_s=298K$ et un gradient vertical de température virtuelle $\Gamma=6.5$ K/km. Les colonnes 4 à 6 donnent la différence de pression avec et sans l'approximation $T^v=T$, on garde par ailleurs une température de surface $T_s=298K$ et un gradient vertical de température virtuelle $\Gamma=6.5$ K/km. Pour la colonne 4 (resp. 5 et 6) on a une humidité spécifique de surface $q_s=5$ g/kg (resp. 10 g/g et 20 g/kg) induisant une différence entre température virtuelle de surface et température de surface $T_s^v-T_s=0.9K$ (resp. 1.8 et 3.6 K).

En regardant la 2ème et 3ème colonne du tableau 3.4, on peut constater que l'erreur sur la température de surface a plus d'effet sur le calcul de la pression qu'une erreur sur le gradient vertical de température pour des différences d'altitudes inférieures à 500m. Cependant les deux effets sont du même ordre de grandeur pour des différences d'altitude de l'ordre de 2000m. La température moyenne annuelle pour la station de Gillot est de 298 K, ainsi l'utilisation du modèle standard avec une température fixe de surface à 288 K conduirait à des écarts importants d'estimation de la pression pour des stations en altitude avec -0.8 hPa (soit un biais humide de 0.30 kg.m⁻² sur l'*IWV*) pour une station située 200m au-dessus du niveau de la mer et -3.5 hPa (soit un biais humide de 1.30 kg.m⁻² sur l'*IWV*) pour une station située 1000m au-dessus du niveau de la mer. De même, négliger la présence de vapeur d'eau conduit à des erreurs particulièrement importantes au-delà d'un rapport de mélange en surface de 5 g/kg. Pour une humidité spécifique de 20 g/kg représentative des humidités spécifiques mesurées au niveau de la mer pour les régions tropicales océaniques, l'écart entre température virtuelle et température est de 3.6 K en surface ce qui se traduit par une erreur -2.31 hPa sur la pression extrapolée à 2000m soit un biais humide de 0.86 kg.m⁻² après traitement des *ZTD*.

Calcul de la pression au Maïdo à partir des données météorologiques de Gillot :

En utilisant les formules développées dans le paragraphe précédent, on peut calculer la pression à l'observatoire du Maïdo à partir des mesures de la station de Gillot située à 8m au-dessus du niveau de la mer et vérifier les différentes hypothèses évoquées dans le paragraphe précédent (sensibilité à la température de surface, gradient vertical de température et contenu en eau).

Dans un premier temps on compare les résultats obtenus via l'utilisation du modèle hypsométrique humide (cf équation 3.35) en utilisant les moyennes sur 24h et la moyenne annuelle de la température virtuelle de surface (cf figure 3.6) afin d'évaluer les erreurs de pressions dues au cycle saisonnier de la température virtuelle de surface. On effectue la même démarche en utilisant les données horaires de température virtuelle de surface vs les moyennes sur 24h afin d'évaluer les erreurs liées au cycle diurne de la température virtuelle de surface. Une fois ces deux vérifications effectuées, on compare les pressions retrouvées au Maïdo en utilisant les modèles hypsométrique humide, hypsométrique sec et modèle standard afin d'évaluer lequel est le plus pertinent dans le cas de stations météo et *GNSS* présentant de larges différences d'altitudes.

La figure 3.6 (a) montre que utiliser la moyenne annuelle de la température virtuelle de surface

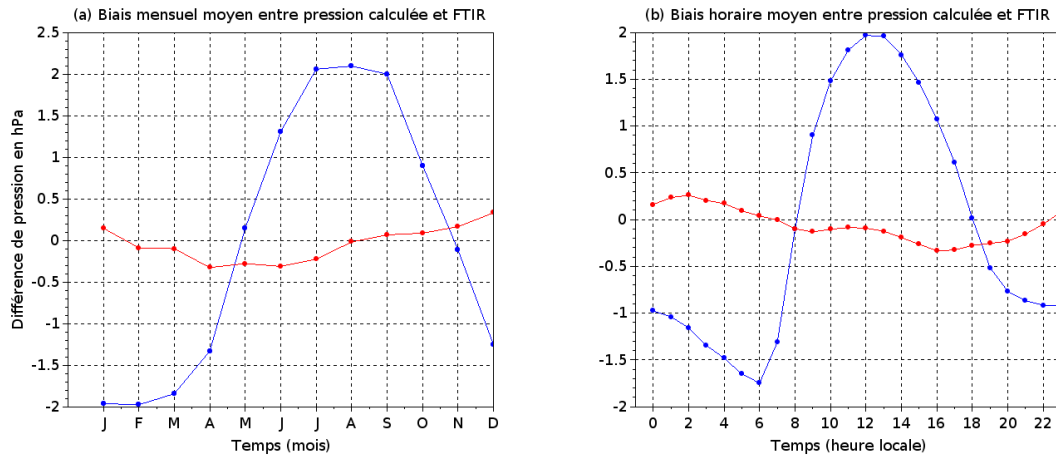


Figure 3.6: **cycle saisonnier et diurne de l'erreur sur l'évaluation de la pression au Maïdo à partir de la pression à Gillot et du modèle hypsométrique humide** : (a) Moyenne mensuelle de la différence entre pression calculée au Maïdo avec le modèle hypsométrique humide à partir des données de Gillot et la pression mesurée par le FTIR du Maïdo en prenant une température virtuelle de surface constante égale à sa moyenne globale (courbe bleue) ou à sa moyenne sur 24h glissante (courbe rouge). (b) Moyenne horaire de la différence entre pression calculée au Maïdo avec le modèle hypsométrique humide à partir des données de Gillot et la pression mesurée par le FTIR du Maïdo en prenant une température virtuelle de surface égale à sa valeur horaire (courbe bleue) ou à sa moyenne sur 24h glissante

comme paramètre d'entrée du modèle hypsométrique humide (courbe bleue) conduit à sous estimer (resp. sur estimer) la pression de surface au Maïdo entre Décembre et Avril (resp. Juin à Octobre) ce qui introduit un biais saisonnier sur l'estimation de l' IWV de -0.70 kg/m^2 en Janvier (resp. $+0.78 \text{ kg/m}^2$ en Juillet). L'utilisation d'un paramètre fixe de température virtuelle est donc à proscrire si on veut retrouver avec précision la pression de surface dans le cas de large différences d'altitude. La courbe rouge où on utilise la température virtuelle de surface moyennée sur 24h présente toujours un biais saisonnier (possiblement lié à la variation du gradient vertical de température / structure de la troposphère) mais dont l'amplitude est fortement réduite par rapport à la courbe bleue et vaut $\pm 0.2 \text{ hPa}$ ce qui représente des erreurs faibles (de l'ordre de 0.07 kg/m^2) sur l'estimation de l' IWV .

La figure 3.6 (b) permet de montrer qu'utiliser des données horaires de température virtuelle de surface (courbe bleue) plutôt qu'une moyenne sur 24h (courbe rouge) comme paramètre d'entrée de la formule hypsométrique conduit à des erreurs significatives d'estimation de la pression dans le cas du cycle diurne. En effet l'amplitude diurne de la température virtuelle est fonction de l'altitude au-dessus du sol et diminue rapidement lorsque l'on s'éloigne du sol. L'amplitude diurne de la température virtuelle de surface de l'ordre de 6 à 10 K conduit à sous estimer la pression pendant la nuit et à la surestimer pendant le jour (courbe bleue) ce qui conduit à sur-estimer l' IWV pendant la nuit et à la sous-estimer la journée et ainsi fausser l'observation du cycle diurne de la vapeur d'eau. Le fait d'utiliser une moyenne sur 24h de la température virtuelle de surface permet de s'affranchir en grande partie des écarts dus au cycle diurne avec une erreur sur la pression de $\pm 0.2 \text{ hPa}$ en fonction de l'heure de la journée.

Le tableau 3.5 permet de déterminer quel modèle, à savoir hypsométrique humide, sec et modèle standard, est le plus précis dans le but de retrouver la pression atmosphérique dans le cas où les différences d'altitudes sont importantes. On peut constater à l'aide des résultats de la 7ème colonne que le modèle standard sous estime la pression au Maïdo de $8.5 \pm 1.75 \text{ hPa}$ ce qui induit un biais humide sur l' IWV de $3.15 \pm 0.65 \text{ kg/m}^2$. Comme on le verra dans le chapitre 5, les colonnes mesurées au-dessus de 2000m à l'île de la Réunion varie entre 0 et 40 kg/m^2 avec des valeurs moyennes mensuelles de l'ordre de 5 kg/m^2 pendant les mois les plus secs (juin à Oc-

Table 3.5: Comparaison entre pression calculée à partir de Gillot, mesurée par le capteur du FTIR au Maïdo et calculée à partir des géopotentiels à 775hpa/800hpa d'ERA5

stations comparées	d	Δz	period	Δp_{hum}	Δp_{sec}	$\Delta p_{standard}$
Gillot vs FTIR	-	-2151 m	2014-2019	-0.06 ± 0.61 hPa	-1.74 ± 0.69 hPa	-8.54 ± 1.77 hPa
Gillot vs ERA5	-	-2151 m	2014-2019	0.15 ± 0.57 hPa	-1.53 ± 0.64 hPa	-8.33 ± 1.71 hPa

La 1ère colonne stipule quelles données sont comparées avec dans la 1ère (resp. 2ème) ligne la pression calculée à partir des mesures de Gillot versus la pression fournie par le FTIR au Maïdo, (resp. la pression calculée à partir des mesures de Gillot versus la pression calculée à l'altitude du Maïdo à partir des géopotentiels à 775 et 800hPa issus d'ERA5). La 2ème (resp. 3ème et 4ème) colonne donne la distance (resp. différence d'altitude et période d'étude) entre les points de mesures. Dans les trois dernières colonnes, on calcule le biais et l'écart type entre pression calculée et pression mesurée avec les différentes méthodes. La 5ème colonne utilise le modèle hypsométrique humide (cf équation 3.35) avec une température virtuelle de surface moyennée sur 24h et a un gradient vertical de température virtuelle de 6.5 K/km. La 6ème colonne utilise un modèle hypsométrique sec (cf équation 3.36) pour lequel la température de surface a été moyennée sur 24h et où on applique un gradient vertical de 6.5 K/km. La 7ème colonne utilise un modèle hypsométrique sec avec une température de surface fixée à 288K et un gradient vertical de 6.5 K/km comme dans le modèle standard.

tobre) et donc un biais humide d'environ 60 % durant ces mêmes mois si on utilise le modèle standard pour retrouver la pression. Si on regarde la colonne 6, on s'aperçoit que comme anticipé dans la partie précédente, le fait de négliger le contenu en vapeur et d'eau et d'utiliser le modèle hypsométrique sec (cf formule 3.36) conduit à sous estimer la pression d'environ 1.6 ± 0.7 hPa ce qui induit un biais humide de 0.59 ± 0.26 kg/m². Enfin si on prend en compte le contenu en eau et qu'on utilise le modèle hypsométrique humide (cf formule 3.35), on obtient un biais négligeable (inférieur à 0.1 kg.m⁻² en valeur absolue) avec une incertitude sur la pression retrouvée de 0.6 hPa ce qui induit une incertitude de 0.22 kg/m². La méthode utilisant la température virtuelle de surface et un gradient vertical de 0.0065 K/m est ainsi la plus précise pour retrouver la pression atmosphérique dans le cas de larges différences d'altitudes comme dans le cas du Maïdo avec Gillot, on utilisera cette méthode pour retrouver la pression atmosphérique pour les stations situées à haute altitude à la Réunion dans le chapitre 5. Cependant, l'utilisation du modèle hypsométrique sec en approximant $T_v=T$ reste valide pour de faibles différences d'altitudes (< 500m) du fait des faibles écarts observés (cf tableau 3.4) entre les deux méthodes de calculs (hypsométrique sec vs hypsométrique humide) et c'est ce modèle qui sera utilisé pour l'étude du climat régional dans le chapitre 4.

3.4 Bilan de la partie méthode

Dans la première partie de ce chapitre, on a rappelé le principe physique de la mesure de l'IWV à l'aide des ZTD GNSS. La mesure de l'IWV s'appuie sur les formules d'indice de réfraction de l'air et en particulier la nature polaire de la molécule d'eau. Les formules d'indice de réfractations permettent une fois intégrées sur la verticale de relier les ZTD à l'IWV à l'aide de données météorologiques. La seconde partie de ce chapitre s'est ensuite focalisée sur les sources d'erreurs du calcul de l'IWV avec en l'erreur due à l'estimation des ZTD, de la pression de surface et du paramètres T_m . Cette seconde partie permet aussi de comparer les IWV GNSS avec d'autres méthodes de mesures (radiosondages, micro-ondes et réanalyse ERA5) et permet de valider la méthode d'estimation de l'IWV pour les stations du bassins SOI. Enfin la dernière partie de ce chapitre permet de compléter l'estimation de l'incertitude sur l'IWV. Elle apporte des éclairages supplémentaires à propos de l'incertitude sur les pressions de surface issues d'ERA5 ainsi que sur l'incertitude provenant de la méthode d'extrapolation de la pression lorsque les stations GNSS et météo ne sont pas co-localisées.

Chapitre 4

Variabilité temporelle de la vapeur d'eau dans l'océan Indien sud

Sommaire

4.1 Analyse de la variabilité temporelle de la colonne intégrée en vapeur d'eau de l'échelle diurne à saisonnière dans le bassin sud de l'océan Indien à partir de données GNSS et de données de la réanalyse de 5ème génération de l'ECMWF (ERA5)	48
4.1.1 Résumé	48
4.1.2 Article	49
4.2 Densification du réseau de récepteurs GNSS dans le bassin SOOI : État d'avancement, Perspectives et applications à la météorologie et la géodésie	70
4.2.1 Résumé	70
4.2.2 Article	71

L'objet de ce chapitre est l'étude de la variabilité temporelle de la vapeur d'eau dans le bassin sud de l'océan Indien.

La première partie de ce chapitre traite de la variabilité temporelle de l'IWV de l'échelle saisonnière à diurne sur l'ensemble du bassin à partir d'IWV dérivées des ZTD fournies par l'IGS pour 12 stations GNSS dans le bassin sud de l'océan Indien d'une part, et de la réanalyse ERA5 fournie par le centre Européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (ECMWF) d'autre part. Cette première partie de chapitre fait l'objet d'un article en premier auteur accepté par la revue "Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society" et disponible intégralement en section 4.1.2. Les principaux résultats de l'étude sont résumés dans la section 4.1.1. La partie méthode de l'article qui comprend une évaluation de l'incertitude de la mesure de l'IWV par GNSS ainsi que des inter-comparaisons avec des IWV dérivées de radiosondages, radiances micro-onde et de la réanalyse ERA5 a été résumée dans la section 3.2 du chapitre précédent.

La seconde partie de ce chapitre fait l'objet d'un article en coauteur accepté par la revue "Frontiers in Earth Science". L'article traite de l'état d'avancement du projet Application du réseau GNSS à la météorologie dans l'Océan Indien ("Indian Ocean GNSS Application for Meteorology" en Anglais) abrégé en IOGA4MET, des perspectives ainsi que des applications dans les domaines de la géodésie et de la météorologie. Un des objectifs du projet IOGA4MET est de permettre l'installation de nombreux récepteurs GNSS dans la partie Sud-Ouest de l'Océan Indien. L'article est intégralement disponible en section 4.2.2 mais seuls les résultats concernant la partie météorologie seront abordés dans le résumé de l'étude en section 4.2.1.

4.1 Analyse de la variabilité temporelle de la colonne intégrée en vapeur d'eau de l'échelle diurne à saisonnière dans le bassin sud de l'océan Indien à partir de données GNSS et de données de la réanalyse de 5ème génération de l'ECMWF (ERA5)

4.1.1 Résumé

La partie résultat de l'article qui fait l'objet de ce chapitre explore la variabilité temporelle et spatiale de la vapeur d'eau dans l'océan Indien aux échelles saisonnières, infra-saisonnières (oscillation de Madden Julian) et diurnes.

L'analyse du cycle saisonnier montre que l'amplitude du cycle annuel est plus forte pour les stations situées dans la partie sud du bassin (20 à 30 kg.m⁻²) et diminue lorsque l'on se rapproche de l'équateur (10-15 kg.m⁻²). L'IWV est en moyenne maximale (resp. minimale) pendant l'été (resp. hiver) Austral en lien avec la proximité de la zone de convergence intertropicale (resp. subsidence subtropicale). L'analyse des distributions de l'IWV montre 3 types de distributions. La partie Nord et Nord Est du bassin ont des distributions log-normales inverses c'est à dire avec un mode humide dominant et une queue de distribution orientée vers les basses valeurs d'IWV. Ce type de distribution est associé à une atmosphère proche de la saturation. Les stations du sud du bassin ont à l'inverse des distributions log-normales. Elles ont un mode sec dominant et une queue de distribution orientée vers les valeurs élevées d'IWV. Enfin les stations situées entre les deux affichent deux modes dominant traduisant une forte variabilité saisonnière de l'IWV pour les stations situées dans le canal du Mozambique (MAYG), ainsi qu'à Madagascar et en Afrique de l'Est (ABPO et ZAMB).

On observe également une modulation de l'IWV à l'échelle infra-saisonnière (15-90 jours) en lien avec la MJO (ou oscillation de Madden-Julian) pendant la saison humide des différentes stations GNSS alors que cette modulation est non significative en saison sèche. La MJO est le mode dominant de variabilité de la convection tropicale à l'échelle infra-saisonnière. La MJO présente une

phase active (resp. inhibée) au cours de laquelle la convection profonde est amplifiée (resp. diminuée voir inhibée) et se propage d'Est en Ouest de l'Océan Indien vers le Pacifique Central. Pour plus de détails, le lecteur peut consulter la section 1.2.2 ainsi que dans l'introduction de l'article en section 4.1.2. Pendant la saison humide, la différence moyenne d'IWV entre les phases inhibées et actives de la MJO atteint $1-2 \text{ kg/m}^2$ pour les stations situées dans la ZCIT et 4 kg.m^{-2} pour les stations en bordure de la ZCIT. L'IWV est maximale pendant la phase 1 de la MJO dans l'ouest du bassin, la phase 2 au centre du bassin, la phase 3 à l'Est du bassin et la phase 4 pour le continent maritime.

Enfin l'analyse du cycle diurne montre que l'amplitude diurne de l'IWV est plus forte sur terre ($2-3 \text{ kg.m}^{-2}$ pour ZAMB) que sur océan ($1-2 \text{ kg.m}^{-2}$ pour DGAR). Le maximum diurne est atteint en fin d'après midi (resp. la nuit) et le minimum diurne le matin (resp à la mi-journée) sur terre (resp. océan). Les îles telles que l'île de la Réunion ou Madagascar qui présentent une forte orographie ainsi qu'une taille importante pour Madagascar possèdent les cycles diurnes les plus intenses (7.5 kg.m^{-2} au maximum pour ABPO contre 5 kg.m^{-2} pour REUN). Ces fortes amplitudes diurnes sont attribuées à la mise en place de brises de pentes et de mer pendant la journée pour ces deux îles y induisant une forte convergence de vapeur d'eau qui vient s'ajouter à l'évapotranspiration. Un décalage de phase est cependant observé pour le maximum diurne d'IWV entre la Réunion et Madagascar. Le maximum diurne d'IWV se produit en moyenne vers 16 heures locales à la Réunion contre 19-20 heures à Madagascar. L'explication avancée dans l'article est que cette différence de phase est due aux différences de tailles entre les deux îles. La convergence de surface liée aux brises d'origines thermiques mettant plus de temps à s'établir pour des îles de grande taille comme Madagascar que pour la Réunion. Deux stations (MAYG et MAL2) présentent des cycles diurnes originaux par rapport aux cycles diurnes précédemment observés. Le cycle diurne à MAL2 le long de la côte est Africaine est ainsi en opposition de phase avec le cycle diurne sur terre. Le maximum d'IWV s'y produit le matin en lien avec le démarrage de la brise de mer. La propagation dans les terres du front de brise et la subsidence compensatoire à l'arrière font que le minimum diurne d'IWV s'y produit pendant l'après-midi. La station MAYG voit elle la phase du cycle diurne varier en fonction de la saison. Le maximum diurne se produit en fin d'après midi entre novembre et avril alors qu'il se produit en fin de nuit pendant l'hiver Austral. L'explication avancée est que pendant l'été Austral, les vents faibles permettent la mise en place d'un régime de brise à l'image de l'île de la Réunion avec un maximum d'IWV pendant l'après-midi. Pendant l'hiver austral, le vent est plus fort et souffle du sud-est. Le passage de ce vent à travers le relief de Madagascar ainsi que le refroidissement nocturne provoque l'établissement de courants de densité pendant la nuit. Ces courants de densité provoquent un maximum matinal d'IWV sur Mayotte en venant converger avec le vent dans le canal du Mozambique. Ce maximum est immédiatement suivi d'un minimum à l'arrivée de l'air sec associé au courant de densité.

La réanalyse ERA5 permet globalement de reproduire avec fidélité les cycles saisonniers de l'IWV ainsi que les variations aux échelles infra-saisonniers dans le cas de la MJO mais présente des difficultés à reproduire correctement le cycle diurne pour certaines stations. L'apport des stations GNSS reste ainsi substantiel pour l'étude et la compréhension du cycle diurne dans cette région disposant de peu d'observations de la vapeur d'eau.

4.1.2 Article

RESEARCH ARTICLE

Analysis of diurnal to seasonal variability of Integrated Water Vapour in the South Indian Ocean basin using ground-based GNSS and fifth-generation ECMWF reanalysis (ERA5) data

Edouard Lees¹  | Olivier Bousquet¹  | Denis Roy² | Jimmy Leclair de Bellevue¹

¹Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones, UMR8105 (Météo-France, Réunion University, CNRS), Saint-Denis de La Réunion, France

²Regional Specialized Meteorological Centre, Météo-France, Saint-Denis de La Réunion, France

Correspondence

E. Lees, Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones, UMR8105 Université de La Réunion, 15 av. René Cassin, Saint-Denis de La Réunion, 97490, France.
Email: edouard.lees@meteo.fr

Funding information

Program Interreg-V Océan Indien 2014–2020, the European Union and Réunion Regional Council, grant/award: ReNovRisk Cyclones and Climate Change

Abstract

The spatial and temporal distribution of tropospheric water vapour in the South Indian Ocean (SIO) basin is investigated using observations collected from twelve GNSS stations spanning the basin. The comparison of GNSS-derived integrated water vapour (IWV) content against radiosoundings and satellite-borne microwave radiometer data shows good agreement, with global uncertainties ranging from 0.76 to 1.17 kg·m⁻², depending on GNSS station locations. GNSS-derived IWV contents show a strong seasonal cycle, characterized by higher water vapour content during the austral summer, when the InterTropical Convergence Zone (ITCZ) is located in the Southern Hemisphere. At the seasonal time-scale, the observed annual IWV amplitude varies from 10 to 15 kg·m⁻² near the Equator to 20 to 30 kg·m⁻² in the Subtropics. The GNSS IWV signature of the Madden–Julian Oscillation (MJO) is hardly noticeable during the Austral winter, but varies from 1–2 to 4 kg·m⁻² between the active and suppressed phases of the MJO during austral summer. At diurnal time-scales, GNSS IWV shows larger diurnal amplitude over land (2–3 kg·m⁻²) than over open ocean (1–2 kg·m⁻²), with highest amplitudes (up to 7 kg·m⁻²) observed over large and mountainous islands. The phase analysis of the IWV diurnal cycle indicates that the diurnal maximum (minimum) is reached in the late afternoon/evening (morning) over land, at night (mid-day) over ocean and in the early morning (late afternoon) at coastal locations. A comparison of GNSS-derived IWV contents against fifth-generation European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF) Reanalysis (ERA5) data shows that ERA5 generally correctly reproduces the IWV content at both seasonal, intra-seasonal and diurnal time-scales, although some discrepancies can be noticed over small islands characterised by steep orography. The signature of the MJO in ERA5 also shows good agreement with GNSS observations at most studied locations.

KEYWORDS

Diurnal cycle, ERA5, GNSS meteorology, seasonal cycle, tropical Indian Ocean, tropospheric humidity

1 | INTRODUCTION

Ground-based Global Navigation Satellite System (GNSS) meteorological data, which are by-products of geodetic positioning, have been widely used for weather applications such as data assimilation in numerical weather prediction (NWP) systems (e.g., Mahfouf *et al.*, 2015; Mile *et al.*, 2019) or improvement of quantitative precipitation forecasts associated with heavy precipitating events (e.g., Yang *et al.*, 2020). The primary weather observation that can be derived from GNSS sensors is the tropospheric humidity content, also known as Integrated Water Vapour (IWV; Bevis *et al.*, 1992). This key parameter in both atmospheric and climate sciences, can be used to monitor the variability of atmospheric humidity at timescales extending from 30 min to several years (Bordi *et al.*, 2014), as well as a proxy of large-scale atmospheric dynamics to identify areas of moisture convergence or large-scale subsidence (Stephens, 1990). For instance (Jin *et al.*, 2008) used IWV data over continental China to identify variability modes ranging from annual to semi-diurnal time-scales as well as to produce a local climatology of IWV in this region. Former climatology studies conducted in the western tropical Pacific basin (Holloway and Neelin, 2009) as well as Amazon basin and bordering oceanic regions (Wu and Lee, 2019) also shown that IWV variability is strongly influenced by free troposphere water vapour content and closely linked with the occurrence of deep convective events. To the best of our knowledge, similar studies have not been conducted yet in the South Indian Ocean (SIO) basin.

The SIO (20–100°E, 0–30°S) is considered as one of the least instrumented areas in the world and has very scarce meteorological observation networks. Most areas located north of 12°S experience high sea surface temperature (SST), with SST 27–29°C annual average and often slightly higher in the eastern part of the basin (Black *et al.*, 2003). Such SST range is close to the 28°C threshold defined as a necessary condition for deep convection to occur over tropical oceans (Graham and Barnett, 1987). The SIO is also characterised by large-amplitude diurnal SST variations, which significantly influence the air–sea heat and moisture fluxes (Vialard *et al.*, 2009; Feng *et al.*, 2020) and make atmospheric response very sensitive to SST variations. As most countries around the SIO are subject, and highly vulnerable, to severe weather hazards (drought, extreme precipitation and tropical cyclones), it is therefore crucial to achieve a better understanding of the water cycle to improve both short-term and seasonal weather forecasts and knowledge of general climatic features in this poorly studied area.

In this regard, high-resolution time series of GNSS data is an efficient tool to investigate the diurnal cycle of

tropical convection. The latter account for 30–40% of total variance over land (Yang and Slingo, 2001) and is believed to significantly influence the general circulation in the Tropics through heating and moistening of the troposphere, especially over large tropical islands (Cronin *et al.*, 2015). GNSS time series can also be relied upon to study specific phenomena such as the Madden–Julian Oscillation (MJO), which is the dominant variance mode of tropical convection at intra-seasonal (15–90 days) time-scales (Madden and Julian, 1972; Pohl and Camberlin, 2006).

The primary aim of this study is to analyse the capabilities of ground-based GNSS sensors to monitor the variability of tropospheric humidity at various time-scales using International GNSS System (IGS) observations available throughout the SIO basin. With this regard, GNSS-derived integrated water vapour (IWV) columns are compared against IWV observations derived from radiosoundings (RS) and satellite-borne microwave radiometer (MWR) brightness temperature data, before being used to investigate the properties of the water vapour cycle at seasonal, intraseasonal and diurnal time-scales. GNSS IWV content is also compared against European Centre for Medium-range Weather Forecast (ECMWF) fifth-generation reanalysis (ERA5) data, which feature higher horizontal and temporal resolutions than previous reanalyses (e.g., ERA-Interim). As tropospheric GNSS observations are not assimilated into ERA5¹, GNSS-derived IWV data analysed in this study are also used as an independent source of observations to evaluate the capacity of ERA5 to capture the spatial and temporal distribution of humidity in this area as well as to complete, explain or consolidate GNSS IWV findings.

This paper is organised as follows. Section 2 describes the data and methodologies used to infer IWV columns from both GNSS measurement and ERA5 reanalysis data, which are later compared to radiosoundings and satellite observation data. The regional water vapour cycle is discussed in Section 3 with emphasis on seasonal, intra-seasonal and diurnal time-scales, while Section 4 discusses further research perspectives based on the use of GNSS data in the Southwest Indian Ocean (SWIO) basin.

2 | DATA, METHODOLOGY AND UNCERTAINTIES

2.1 | Datasets

This study is based on an ensemble of water vapour observations derived from GNSS, RS, satellite-borne MWR and reanalysis data, whose details are given below.

¹<https://confluence.ecmwf.int/display/CKB/ERA5+data+documentation> gives ERA5 specifications (accessed 4 October 2020)

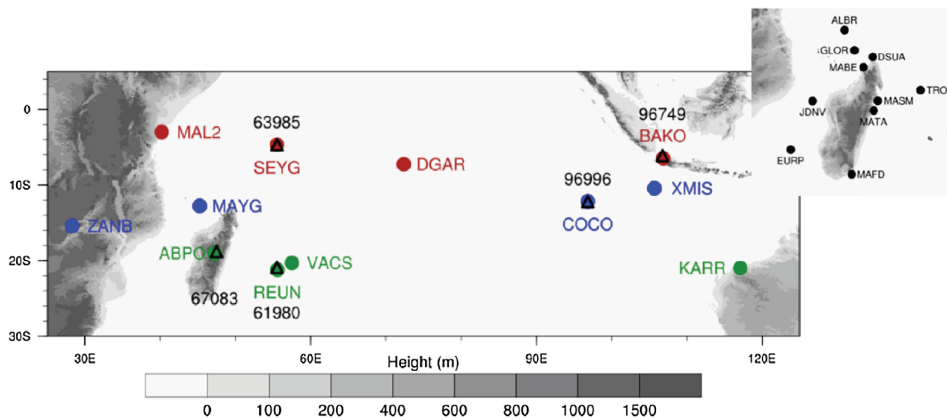


FIGURE 1 Location of the twelve IGS ground-based GNSS stations (circles) and the five radiosonde stations (triangles) used in this study. Insert shows the locations of new GNSS research stations recently deployed in the southwest Indian Ocean basin in the framework of the Indian Ocean GNSS Applications for Meteorology (IOGA4MET) research program. Red, blue and green colours indicate the three transects discussed in Section 3

IWV is estimated from 5 min resolution operational GNSS data available from the IGS (Dow *et al.*, 2009)², which is a voluntary federation of ~ 200 self-funding agencies, universities, and research institutions providing high-quality processed GNSS data, products and services in support of the terrestrial reference frame, Earth observation and research. Twelve GNSS stations, whose locations and main characteristics are given in Figure 1 and Table 1, are used in this study: ABPO (Madagascar), BAKO (Java Island), XMIS, COCO and KARR (Australia), VACS (Mauritius), ZAMB (Zambia), MAL2 (Kenya), SEYG (Seychelles), DGAR (Chagos archipelago) and REUN and MAYG (French islands of Réunion and Mayotte). Data availability over the period of analysis (2009–2019) ranges from 69 to 92% depending on GNSS stations. The impact of missing data on the results presented in this study is nevertheless limited as data gaps generally occur over continuous periods of time (example in Figure 2 for COCO and DGAR).

RS profiles used to evaluate GNSS-derived IWV, are extracted from version 2 of Integrated Global Radiosonde Archive (IGRA)³, which aggregates available operational sounding observations all around the world. IGRA data consist of temperature and dew point measurements on pressure levels. Water vapour pressure is computed from dew point measurements following the method of (Bolton, 1980). It is then used to estimate specific humidity (q), and IWV (by integrating q from surface level up to 300 hPa).

Satellite-borne microwave radiometer IWV observations are derived from brightness temperature measurements collected by the Special Sensor Microwave Imager Sounder (SSMIS) deployed onboard the DMSP (Defense Meteorological Satellite Program) F17 satellite⁴.

The latter is known to show good temporal stability over the 2009–2019 period compared to other satellite-borne microwave sensors (figure 2 in Mears *et al.*, 2015). Data consist of gridded IWV available twice daily at a resolution of $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. Satellite-derived IWV estimated 25 km away from the coast are interpolated at GNSS stations to avoid land contamination due to change in emissivity.

Surface weather data (temperature, surface pressure, specific humidity) required to compute IWV data are extracted from ECMWF ERA5 Reanalysis⁵, which recently replaced the ERA-Interim reanalysis (the latter ceased production on 31 August 2019). ERA5 provides hourly estimates of a large number of atmospheric, land and oceanic climate variables over the Earth on a $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ horizontal grid (~ 31 km) using 137 levels from the surface up to 80 km. At the time of writing, ERA5 covers only the period 1979–2019, but the complete reanalysis (starting from 1950) is due to be available in late 2020.

2.2 | Methodology

Methods used to compute IWV estimates from ZTD observations are described below together with associated uncertainty estimates. GNSS-derived IWV contents are then compared to RS, satellite and ERA5 IWV estimations at several sites, depending on verification data availability.

2.2.1 | GNSS IWV retrieval

IWV estimates are computed from Zenith Tropospheric Delay (ZTD) data provided by IGS following the approach of Bevis *et al.*, (1992), hereafter referred to as BBH92. Since collocated surface weather data required to compute

²<ftp://cddis.nasa.gov/gnss/products/troposphere/zpd/>

³<ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/igra/data/>; both accessed 4 October 2020

⁴<http://www.remss.com>

⁵<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=overview>

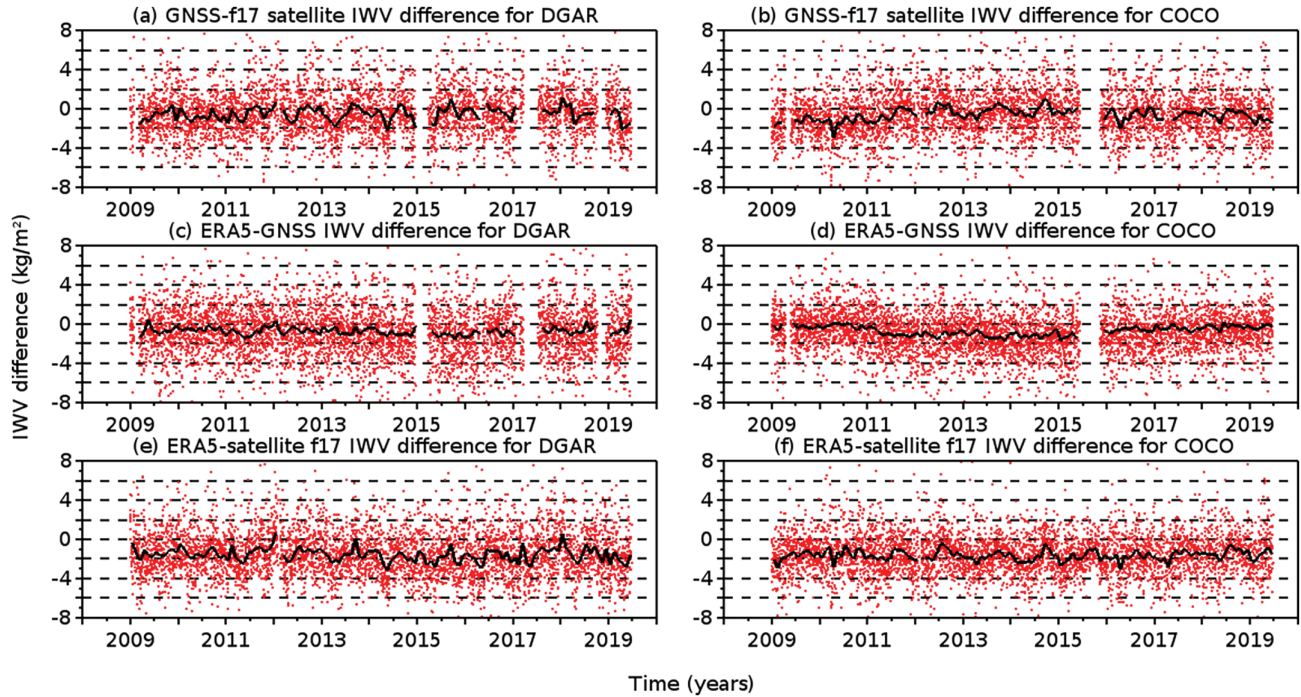


FIGURE 2 10-year time series (2009–2019) of retrieved IWV differences from (a, b) GNSS and SSMI/S, (c, d) ERA5 and GNSS, and (e, f) ERA5 and SSMI/S for (a, c, e) DGAR and (b, d, f) COCO. The monthly averaged difference is indicated by the black line

TABLE 1 Details of GNSS, ERA5 and RS data used in this study

GNSS ID	Latitude	Longitude	z_{GNSS}	Period	d_{ERA5}	z_{ERA5}	RS ID	d_{RS}	z_{RS}
MAL2	02°59'46"S	40°11'38"E	4 m	2009–2019	6.2 km	7 m	NA	NA	NA
SEYG	04°40'43"S	55°31'50"E	4 m	2016–2019	8.6 km	14 m	63985	< 1 km	4 m
BAKO	06°29'24"S	106°51'00"E	140 m	2009–2019	11.1 km	315 m	96749	46 km	8 m
DGAR	07°16'11"S	72°22'13"E	10 m	2009–2019	13.4 km	0 m	NA	NA	NA
XMIS	10°27'00"S	105°41'19"E	265 m	2009–2019	8.8 km	12 m	NA	NA	NA
COCO	12°11'18"S	96°50'02"E	4 m	2009–2019	11.4 km	0 m	96996	<1 km	3 m
MAYG	12°46'55"S	45°15'29"E	4 m	2016–2019	3.7 km	19 m	NA	NA	NA
ZAMB	15°25'32"S	28°18'40"E	1326 m	2012–2019	10.6 km	1131 m	NA	NA	NA
ABPO	19°01'06"S	47°13'45"E	1551 m	2009–2019	3.0 km	1369 m	67083	36 km	1279 m
VACS	20°17'50"S	57°29'49"E	423 m	2009–2019	5.2 km	110 m	NA	NA	NA
KARR	20°58'53"S	117°05'50"E	117 m	2009–2019	10.3 km	97 m	NA	NA	NA
REUN	21°12'30"S	55°34'18"E	1556 m	2009–2019	8.8 km	717 m	61980	36 km	5 m

Notes: Columns 1–5: GNSS ID, latitude, longitude, elevation (above sea level) and period of data availability for the 12 GNSS ground stations used here.

Columns 6–7: horizontal and vertical distances between considered GNSS stations and closest ERA5 grid point.

Columns 8–10: World Meteorological Organization ID of RS stations, distance to GNSS stations and start altitude of RS (NA indicates that no RS is available within 50 km of the GNSS station).

Stations shown in bold are used for the instrumental intercomparisons presented in Section 2.

IWV at GNSS locations are not always available, we chose to mimic surface synoptic measurements by using ERA5 Reanalysis data at the closest grid points to GNSS stations. The local surface temperature (T_s) is estimated using a

$6.5 \text{ K} \cdot \text{km}^{-1}$ moist adiabatic vertical temperature gradient assumption, while atmospheric pressure is assessed from reanalysed surface pressure (P_s) and temperature data using the hypsometric model as in (Hagemann *et al.*,

2003). Due to differences in time resolution between IGS and ERA5 data (5 min versus 1 hr), surface data are also linearly interpolated every 5 min. More details regarding ERA5 data processing, including altitude mismatches considerations, are discussed in Section 2.2.3.

Overall ZTD can be divided into two components known as Zenith Hydrostatic Delay (ZHD) and Zenith Wet Delay (ZWD) such that

$$ZTD = ZHD + ZWD. \quad (1)$$

ZHD can be estimated, assuming hydrostatic balance, from the Saastamoinen (1972) model:

$$ZHD = \frac{C \cdot P_s}{f(\lambda, H)} \quad (2)$$

where P_s (hPa) and λ ($^\circ$) are the surface pressure and latitude at GNSS locations, H (m) is the height of the GNSS antenna, C is a constant equal to $2.767 \pm 0.0015 \text{ mm} \cdot \text{hPa}^{-1}$ and $f(\lambda, H)$ is given by:

$$f(\lambda, H) = 1 - 2.66 \times 10^{-3} \cos(2\lambda) - 2.8 \times 10^{-7} H. \quad (3)$$

Knowing ZTD and ZHD, it is thus possible to retrieve IWV from

$$IWV = \frac{ZWD}{Q} \quad (4)$$

and

$$Q = 10^{-6} \rho_l R_w \left(k'_2 + \frac{k_3}{T_m} \right), \quad (5)$$

where ρ_l ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$) is the liquid water density, R_w ($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$) is the specific gas constant for water vapour and k'_2 ($17 \pm 10 \text{ K} \cdot \text{hPa}^{-1}$) and k_3 ($(3.776 \pm 0.004) \times 10^5 \text{ K}^2 \cdot \text{hPa}^{-1}$) are optical constants derived from laboratory experiments (table 1 in BBH92). Thus, the Q factor is a proportionality factor between ZWD and IWV, derived from optical formulae (BBH92 give further details), and T_m is the mean weighted temperature of the atmosphere (Davis *et al.*, 1985), defined by:

$$\frac{1}{T_m} = \int_0^{\text{toa}} \frac{P_v}{T^2} dz / \int_0^{\text{toa}} \frac{P_v}{T} dz. \quad (6)$$

Since colocated vertical temperature and water vapour profile are not always available at GNSS locations, T_m must generally be estimated by other means. Former studies (e.g., Wang *et al.*, 2005) have shown that T_m could be deduced from NWP models with a mean error of 1.3 K. In the current study we chose to estimate this parameter using the empirical formula of BBH92 (Equation 7 below) in order to follow a purely observational approach, as in (Van Malderen *et al.*, 2014). In order to avoid potential

effect of diurnal cycle caused by large diurnal amplitude in surface temperature (Morland *et al.*, 2009), a 24 hr running average is applied to surface temperature (T_s in Equation 7) prior to T_m computation. The average of surface temperatures assumes that T_m diurnal variability can be neglected for IWV diurnal cycle analysis. The amplitude of T_m diurnal cycle was estimated to be 1.5 K (0.5 K) over continents (oceans) by (Wang *et al.*, 2005), leading to an error of 0.5% ($0.3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$) over continents and 0.16% ($0.1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$) over oceans for IWV content of $60 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$, which is indeed negligible compared to actual IWV diurnal amplitude (as seen below).

$$T_m = 0.72 T_s + 70.2. \quad (7)$$

In order to assess uncertainties in GNSS IWV retrieval, we follow the approach proposed by Ning *et al.*, (2016):

$$\sigma_{\text{IWV}} = \sqrt{\left(\frac{\sigma_{\text{ZTD}}}{Q} \right)^2 + \left(\frac{\sigma_{\text{ZHD}}}{Q} \right)^2 + \left(\frac{IWV \sigma_Q}{Q} \right)^2}. \quad (8)$$

The first component accounts for uncertainty originating from known error sources such as cut-off angle, satellite orbits, clock uncertainty, multiple paths, heavy precipitating events as well as the ZTD retrieval mapping function (Ning *et al.*, 2016). This uncertainty, provided by IGS, is estimated to be 4 mm (Byun and Bar-Sever, 2009), leading to an uncertainty of $0.65 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ in IWV. This value agrees well with the study of Deblonde *et al.*, (2005), who estimated the error on IWV due to ZTD uncertainty to be $0.6 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$.

The second component accounts for uncertainty on ZHD retrieval (Equation 2), which is mostly due to errors in surface pressure estimates at GNSS locations:

$$\sigma_{\text{ZHD}} = \sqrt{\left(\frac{C \sigma_{P_s}}{f(\lambda, H)} \right)^2 + \left(\frac{\sigma_C P_s}{f(\lambda, H)} \right)^2} \quad (9)$$

In the present case, uncertainty in surface pressure is principally due to the lack of colocated surface measurements at GNSS locations. This limitation can be overcome by using ERA5 reanalysis data to retrieve surface pressure values at all locations. Note that the horizontal resolution of ERA5 data ($\sim 31 \text{ km}$) can generate significant horizontal pressure gradients in extreme conditions (e.g. tropical cyclones) which could potentially bias ZTD estimates. Such events are nevertheless too rare to significantly impact pressure estimates over the period of analysis considered in this study.

Uncertainty in ERA5 surface pressure can be estimated from the Integrated Surface Database (ISD; Smith

TABLE 2 Intercomparison between mean tropospheric temperature computed from radiosounding profiles and BBH92 formula

RS/GNSS ID	Latitude _{RS}	Longitude _{RS}	z _{RS} (m)	t (UTC)	t (LST)	No.	$\langle T_{mb} - T_m^{RS} \rangle$ (K)	RMSE (K)	$\langle T_m^{RS} \rangle$ (K)
61980/REUN	20°53'24"S	55°30'59"E	20	1115	1515	2,681	-2.89 ± 2.39	3.76	280.4
96996/COCO	12°11'18"S	96°50'02"E	3	2315	0545	3,281	-2.77 ± 1.88	3.35	288.6
63985/SEYG	04°40'28"S	55°31'19"E	10	1115	1515	798	-2.97 ± 2.01	3.59	288.9
67083/ABPO	18°47'49"S	47°28'44"E	1,280	2230	0130	2,493	-0.79 ± 2.60	2.72	280.2
67083/ABPO	—	—	—	1030	1330	2,134	-2.61 ± 2.55	3.65	282.0
96749/BAKO	06°07'32"S	106°39'21"E	10	2315	0615	3,582	-0.43 ± 1.62	1.67	286.6
96749/BAKO	—	—	—	1115	1815	3,560	-0.93 ± 1.69	1.93	287.1

Notes: Column 1-7: identifier, latitude, longitude, altitude, RS time (UTC and LST) and number of RS considered in the analysis.

Columns 8-10: mean bias \pm standard deviation ($\langle T_{mb} - T_m^{RS} \rangle$) and RMSE between BBH92- and RS-derived mean temperature and mean RS temperature.

All soundings are taken over the period 2009–2019 except for soundings 61980/REUN (2012–2019) and 63985/SEYG (2016–2019).

et al., 2011) data⁶. The comparison of ISD and ERA5 surface pressure data at COCO, DGAR, MAYG and SEYG shows a maximum root mean square error (RMSE) of 0.7 hPa, which is consistent with the results obtained recently over China by Zhang *et al.*, (2019). Taking these uncertainties into account in Equation 9 leads to a maximum uncertainty of $0.36 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ in retrieved IWV columns (for instance, IWV computed at COCO and SEYG from ISD and ERA5 pressure data shows differences of $-0.04 \pm 0.12 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ and $0.06 \pm 0.13 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$, respectively).

The third component represents the uncertainty on the Q factor estimate, which is given by:

$$\sigma_Q = 10^{-6} \times \rho_1 R_w \sqrt{\left(\frac{\sigma_{k_3}}{T_m}\right)^2 + \sigma_{k_2}^2 + \left(\frac{k_3 \sigma_{T_m}}{T_m^2}\right)^2}. \quad (10)$$

According to Ning *et al.*, (2016), this uncertainty is principally related to the T_m estimate. Using radiosounding data over the continental United States, BBH92 found that uncertainties in T_m average around 2 K, which translates to an error of $\sim 1\%$ in IWV. A comparison between T_m retrieved from Equation 7 and T_m computed from RS data (noted T_m^{RS}) for the five GNSS stations SEYG, COCO, REUN, ABPO and BAKO (Table 1) is shown in Table 2. Overall, T_m obtained from Equation 7 shows a cold bias of 0–3 K with respect to T_m^{RS} , with RMS errors ranging from 1.8 to 3.8 K depending on sounding locations and times. This result is in good agreement with the former study of Wang *et al.*, (2005), which reported a cold bias ranging from 1 to 6 K in the Tropics. Taking this uncertainty into account in Equation 10, with $T_m = 285 \text{ K}$ and $\sigma_{T_m} = 3.8 \text{ K}$, gives an uncertainty of $\sim 1.5\%$ for Q, which translates into an error of $0.15 (0.9) \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ for IWV values of 10 (60) $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$.

In order to directly assess the influence of T_m estimated from Equation 7 on IWV retrieval, T_m^{RS} was also used to compute IWV at the GNSS stations of COCO and SEYG, which are both collocated with RS stations. At these two locations, we observed a mean difference of -0.39 ± 0.23 and $-0.44 \pm 0.24 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ from using T_m and T_m^{RS} , respectively. Considering mean IWV values of $\sim 45 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ at these two stations (Figure 3), this translates into a relative error of $\sim 1 \pm 0.5\%$.

Through combining the aforementioned uncertainties on all three components of Equation (8), the maximum uncertainty on GNSS-derived IWV content can be estimated to $0.76 (1.17) \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ for IWV values of 10 (60) $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$, which is consistent with IWV uncertainty estimates that can be found in the literature (Deblonde *et al.*, 2005; Ning *et al.*, 2016).

2.2.2 | Intercomparison between GNSS- and RS-derived IWV columns

In this section we compare GNSS IWV with those derived from radiosounding data available at the five sites indicated in Table 1. RS- and GNSS-derived IWV are compared over the hour following the launch of the RS. Three of the five RS stations (ABPO, REUN, BAKO) are not collocated with GNSS stations, which can translate into significant difference of elevation (e.g. $\sim 1,500 \text{ m}$ for REUN). To account for these altitude differences, RS IWV is computed from a pressure level that matches surface pressure at GNSS station. Results of these intercomparisons are given in Table 3.

For the two RS stations co-located with GNSS stations (COCO and SEYG) a strong correlation is obtained (> 0.98), together with both low bias ($< 1 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$) and standard deviation ($1.8 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$). These results are consistent with the former studies of Van Malderen *et al.*, (2014) and

⁶available at <ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/noaa>

TABLE 3 Comparison between Integrated Water Vapour (IWV) values derived from GNSS and RS observations

RS ID	GNSS ID	<i>t</i> (UTC)	<i>t</i> (LST)	Sonde type	No _{RS}	$\langle \text{IWV}_{\text{RS}} - \text{IWV}_{\text{GNSS}} \rangle$ (kg·m ⁻²)	Corr
61980	REUN	1115 (1200)	1515	Modem M10	1,917	-1.94 ± 3.30	0.927
96996	COCO	2315 (0000)	0545	Vaisala RS92/RS41	3,021	-0.65 ± 1.85	0.980
63985	SEYG	1115 (1200)	1515	Vaisala RS41	525	0.20 ± 1.84	0.982
67083	ABPO	2230 (0000)	0130	Vaisala RS92/RS41	1,670	-0.58 ± 2.41	0.965
67083	ABPO	1030 (1200)	1330	Vaisala RS92/RS41	1,401	-1.32 ± 2.62	0.954
96749	BAKO	2315 (0000)	0615	Meisei RS-01G/iMS100	3,204	-0.40 ± 2.98	0.938
96749	BAKO	1115 (1200)	1815	Meisei RS-01G/iMS100	3,183	-3.03 ± 3.66	0.895

Notes: RS and GNSS identifiers, RS launch times (actual and nominal) in UTC and local time (LST), radiosonde type, number of RS used in the comparison for each location/time, IWV bias ± standard deviation between RS and GNSS and correlation between RS- and GNSS-derived IWV. Note that Meisei sondes include a correction for both dry and wet biases and thus present error characteristics different from Vaisala sondes (Ingleby, 2017).

Miloshevich *et al.*, (2009), which reported uncertainties on RS values of 2.25 kg·m⁻² (±5% for a mean IWV of 45 kg·m⁻²) for Vaisala sondes such as used at SEYG, COCO and ABPO (Table 3). The agreement between GNSS- and RS-derived IWV columns however decreases with GNSS/RS distance (*d*_{RS}).

Diurnal soundings such as REUN/61980 1200 UTC (ABPO/67083 1200 UTC) launched at 1515 (1330) local time (LT) show a dry bias, whereas the night-time sounding of Madagascar (ABPO/67083 0000 UTC/0130 LT) shows larger correlation, lower standard deviation as well as lower dry bias. This dry bias in daytime, already noticed in previous studies, is likely related to the radiative heating of the RS humidity sensor at high solar angle. (Miloshevich *et al.*, 2009) found for instance a dry bias of up to 5% for high (more than 30° above the horizon) solar angle when comparing IWV content derived from RS92 radiosondes and ground-based MWR observations.

A dry bias can nevertheless be also noticed in BAKO/96749 soundings (0615 and 1815 LT), with a mean value of up to 3 kg·m⁻² for the evening one. These two soundings also show lower correlation and higher standard deviation than others. As the solar angle is rather low at these times of the day, one can assume that radiative effects can be neglected. In this case, we suspect observed differences to be related to the different environmental conditions found at the GNSS and RS sites (BAKO sounding is located in the western part of Java island, about 4 km from the northern shore, while the BAKO GNSS station is located inland, 46 km to the south; Table 1).

2.2.3 | Intercomparison between GNSS- and ERA5-derived IWV columns

Although ERA5 assimilates RS data as well as cloudy satellite radiance under low rain conditions, IGS ground-based GNSS data are not assimilated into ERA5,

so GNSS-derived IWV contents can be used as independent datasets to evaluate ERA5 tropospheric water vapour analysis. In order to account for elevation differences between GNSS locations and ERA5 closest grid points, ERA5-derived IWV are computed starting from the height of each GNSS station as soon as the latter is at least 50 m above that of ERA5 grid point (ZAMB, XMIS, ABPO, REUN, VACS). Following the approach of (Fernández *et al.*, 2019), ERA5-derived specific humidity⁷, *q*, is then linearly interpolated on the lowest nine pressure levels (1,000, 975, 950, 925, 900, 875, 850, 825 and 800 hPa) to estimate its value at the GNSS level. If the ERA5/GNSS surface pressure is greater than 1,000 hPa, *q* is extrapolated using the same slope as that between 975 and 1,000 hPa. Conversely, when ERA5 grid point elevation is higher than that of the GNSS station (as for BAKO), or when the height difference is lower than 50 m (as for MAL2, SEYG, DGAR, MAYG, COCO and KARR) no correction is applied. The impact of height correction on ERA5 IWV retrieval, which could reach up to 12 kg·m⁻² at Réunion Island (REUN), can be seen in Figure 3.

The estimated ERA5 IWV ($\text{IWV}_{\text{ERA5}}^*$) starting from the height of the GNSS station is given by

$$\text{IWV}_{\text{ERA5}}^* = \text{IWV}_{\text{ERA5}} - \frac{1}{g} \int_{p_{\text{ERA5}}}^{p_{\text{GNSS}}} q(p) dp, \quad (11)$$

where *q*(*p*) is the specific humidity in kg·kg⁻¹, *p* is the atmospheric pressure in Pa, *g* is the gravitational constant (9.81 m·s⁻²), and *p*_{ERA5} (*p*_{GNSS}) is the atmospheric pressure in Pa at ERA5 (GNSS) grid point elevation computed using the hypsometric relationship.

Results of this comparison are shown in Table 4. ERA5 tends to underestimate IWV at most GNSS locations by

⁷<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-pressure-levels?tab=overview>

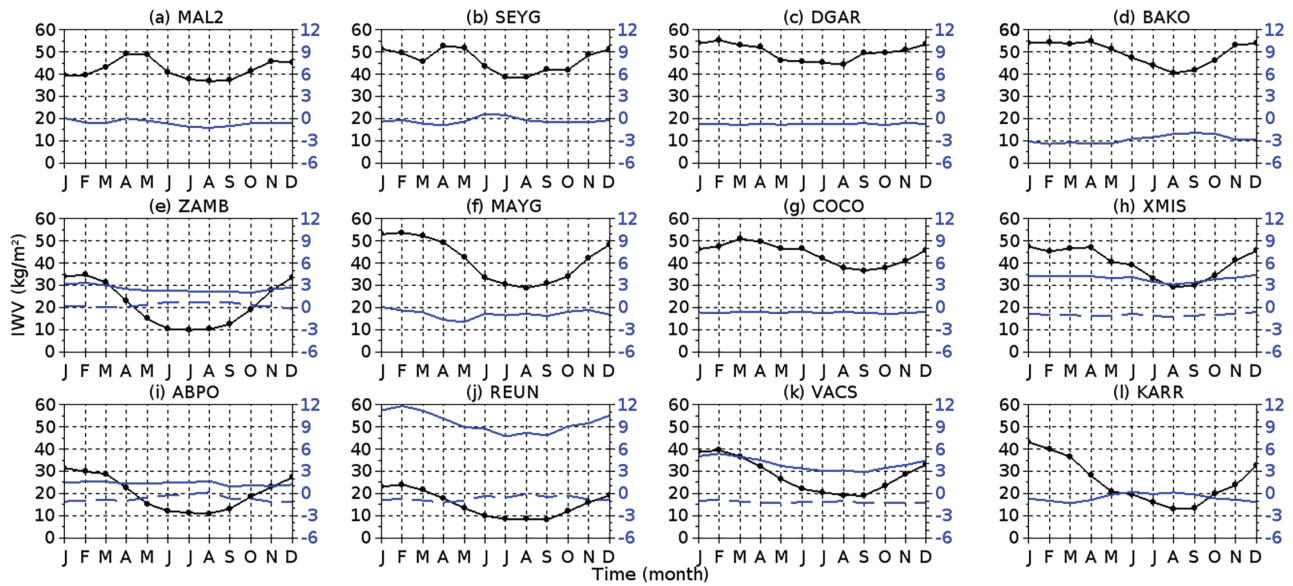


FIGURE 3 Monthly averages of Integrated Water Vapour columns ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$) derived from GNSS observation at the 12 stations shown in Figure 1 (black line and black y-axis to the left). Blue lines show ERA5 minus GNSS I WV difference ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$, blue y-axis to the right) before (solid) and after (dashed) height correction (see text for details). Results are for the period 2009–2019 except for (a, f) 2016–2019 and (e) 2012–2019

0.3 to $1.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ (~ 1.5 to 7.5% depending on location), except for BAKO which shows a larger absolute bias ($\sim 2.8 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$). This difference arises from the fact that ERA5 grid point is above the GNSS altitude, hampering I WV height correction from the method described earlier. This underestimation was already noticed with previous generation reanalysis such as ERA-Interim and MERRA ((Parracho *et al.*, 2018)), which indicated a dry (moist) bias in the Tropics (Extratropics) of 0.5 to $1 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$. The correlation factor between GNSS and ERA5 I WV is nevertheless always >0.95 .

Standard deviations are between 2 and $3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$. These values can be compared with those obtained from previous studies making use of various instruments to estimate I WV contents (e.g., Van Malderen *et al.*, 2014; Chen and Liu, 2016). For instance, through comparing GNSS-, RS- and satellite-derived I WV with ERA-Interim and NCEP reanalyses, (Chen and Liu, 2016) found an average RMS error of $3.82 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ in tropical regions for the GNSS–ERA-Interim comparison (their table 1 and figure 3) against ~ 2 – $3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ for the GNSS–ERA5 comparison, as shown in Table 4 (which suggests some improvement with respect to previous reanalyses).

2.2.4 | Intercomparison of GNSS and ERA5 I WV against SSMI/S f17 observations

In this subsection GNSS I WV contents are compared against I WV estimates derived from the analysis of SSMI/S

f17 satellite radiances at COCO, DGAR, SEYG and MAYG. These four sites being located at sea level, GNSS I WV data can be directly compared against SSMI/S f17 I WV. The latter are available once to twice daily (1.3 per day on average) giving a sample of 4667 (4545, 1263 and 1199) I WV comparison with space and time matches for COCO (DGAR, SEYG and MAYG). Results shown in Table 4 show that I WV values inferred from satellite data are usually slightly moister than GNSS I WV with a mean difference of 0.5 – $0.8 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ and standard deviation of 2.1 – $2.4 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ for mean I WV above $40 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$. These results are in good agreement with those found in Mears *et al.* 2015 regarding GNSS and space-borne MWR I WV retrieval comparisons.

A comparison of I WV time series derived from GNSS, SSMIS and ERA5 data at COCO and DGAR is shown in Figure 2. At first, one can notice a strong seasonal fluctuation in both SSMIS/GNSS (Figure 2a,b) and SSMIS/ERA5 (Figure 2e,f) time series of I WV differences, which is not present in ERA5/GNSS comparisons (Figure 2c,d). As mentioned in Mears *et al.* 2015, this seasonality in MWR data can be attributed to wind-speed-dependent errors in I WV retrieval (i.e., overestimation of I WV for low wind speeds and underestimation for wind speed above $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$).

At the COCO station, discontinuities of up to $\pm 2 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ can also be noticed in 2011 and 2016 in both GNSS/SSMIS (Figure 2b) and GNSS/ERA5 I WV (Figure 2d). Such discontinuities could not be noticed at the three other evaluated island sites. Since these

TABLE 4 Comparison between integrated water vapour (IWV) values derived from GNSS, SSMI/S and ERA5 data at selected locations

GNSS ID	Comparison	Period	$\langle \text{IWV}_{\text{GNSS}} \rangle$ ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$)	Bias \pm std ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$)	Corr	RMS ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$)
SEYG	ERA5 vs GNSS	2016–2019	46.40	-0.30 ± 2.92	0.945	2.93
	SSMIS f17 vs GNSS			0.77 ± 2.14	0.970	2.28
	ERA5 vs SSMIS f17			-1.22 ± 2.66	0.948	2.92
COCO	ERA5 vs GNSS	2009–2019	44.68	-0.72 ± 2.37	0.976	2.48
	SSMIS f17 vs GNSS			0.63 ± 2.28	0.977	2.36
	ERA5 vs SSMIS f17			-1.64 ± 2.05	0.982	2.63
DGAR	ERA5 vs GNSS	2009–2019	49.86	-0.75 ± 2.71	0.953	2.81
	SSMIS f17 vs GNSS			0.50 ± 2.33	0.967	2.39
	ERA5 vs SSMIS f17			-1.57 ± 2.35	0.965	2.83
MAYG	ERA5 vs GNSS	2016–2019	41.89	-0.87 ± 2.81	0.968	2.94
	SSMIS f17 vs GNSS			0.57 ± 2.13	0.982	2.20
	ERA5 vs SSMIS f17			-1.84 ± 2.45	0.969	3.06
ZAMB*	ERA5 vs GNSS	2012–2019	21.17	0.33 ± 1.93	0.985	1.96
ABPO*	ERA5 vs GNSS	2009–2019	20.43	-0.64 ± 2.21	0.972	2.30
VACS*	ERA5 vs GNSS	2009–2019	28.57	-1.24 ± 2.55	0.971	2.84
KARR	ERA5 vs GNSS	2009–2019	25.50	-0.56 ± 2.21	0.986	2.27
REUN*	ERA5 vs GNSS	2009–2019	16.37	-1.33 ± 2.33	0.963	2.68
MAL2	ERA5 vs GNSS	2009–2019	42.16	-0.61 ± 2.44	0.946	2.51
XMIS*	ERA5 vs GNSS	2009–2019	40.40	-1.00 ± 2.49	0.975	2.68
BAKO	ERA5 vs GNSS	2009–2019	49.77	-2.82 ± 2.94	0.941	4.08

Notes: GNSS ID, sensor comparison type (xx vs. yy), comparison period, GNSS IWV average value over the comparison period ($\langle \text{IWV}_{\text{GNSS}} \rangle$), average difference between GNSS, ERA5 and SSMIS IWV (bias \pm std), correlation and RMS error. In column 1, * indicate GNSS stations located more than 50 m above the ERA5 grid point for which bias, standard deviation, correlation factor and RMS are assessed from height-corrected ERA5 IWV. No correction is applied for other stations (see text for more details)

breakpoints are not present in the associated ERA5/SSMIS comparison (Figure 2f), this suggests a potential issue with GNSS measurements. As mentioned in (Diedrich *et al.*, 2009) and (Vey *et al.*, 2009), such breakpoints are usually related to changes in the hardware (antenna, receiver or radome) or in the amount of information recorded. The examination of COCO IGS log files suggests that these discontinuities indeed correspond to a change of the GNSS receiver (from TRIMBLE NETR5 to TRIMBLE NETR8 in October 2011 and from TRIMBLE NETR8 to SEVEN POLARXS in June 2015). Although (Schröder *et al.*, 2016) suggested that such discontinuities in IWV time series would require rigorous investigation to investigate intra-seasonal water vapour variability and trends, the breakpoints observed at COCO are nevertheless unlikely to affect the interpretation of the results at time-scales investigated in this study.

3 | REGIONAL CLIMATOLOGY OF IWV

In the following, GNSS-derived IWV columns are relied upon to investigate the spatial and temporal variability of water vapour at various time-scales and locations of the SIO basin in order to understand the regional water cycle as well as its relationship with the Madden–Julian Oscillation. In a second step, GNSS-derived IWV columns are compared against those derived from ERA5 data to investigate potential seasonal dependency and assess ERA5 capability to accurately reproduce IWV variability at these time-scales.

3.1 | Seasonal cycle

Figure 3 presents the seasonal cycle of IWV over different part of the SIO basin as deduced from the twelve

GNSS stations shown in Figure 1. These twelve stations are used to investigate the water vapour distribution along three transects distributed on both sides of 12°S. The first transect (MAL2, SEYG, DGAR, BAKO, red in Figure 1) highlights the water vapour distribution north of 8°S, from Kenya to Indonesia, while the second one (ZAMB, MAYG, COCO, XMAS, blue in Figure 1) covers the area 8–16°S, from central Africa to Christmas Island. The third transect (ABPO, REUN, VCS, KARR, green in Figure 1) is located along 20°S and extends from Madagascar to western Australia.

Along the first transect (Figure 3a–d), GNSS-derived measurements show a rather weak seasonal cycle (10 to 15 kg·m⁻² amplitude on average) with highest mean values ranging from 42.2 to 50 kg·m⁻² along Kenya's coast (MAL2), in the centre of the basin (DGAR) and over Java Island (BAKO). All GNSS measurements exhibit a drier period during austral winter with significantly weaker seasonal cycle over the centre of the basin (DGAR). Measurements made in Kenya (MAL2) also show very distinctive features with two seasonal maxima in April/May and November/December, which reflect the two annual passes of the InterTropical Convergence Zone (ITCZ) over the region, and mark the transition from East African monsoon to West African monsoon and *vice versa* (e.g. Bock *et al.*, 2007).

The next group of four GNSS stations spans from Lusaka (ZAMB), East Africa, to Christmas Island (XMIS) at the eastern edge of the SIO basin (just south of Java, Indonesia). The seasonal cycle tends to be stronger in East Africa and within the Mozambique channel (i.e., in the western part of the basin) with annual amplitudes reaching 25 kg·m⁻² and a short (1 month) transition between dry and wet seasons. The seasonal cycle is also less marked in the eastern part of the basin (around 15–20 kg·m⁻²) and is characterised by a smoother seasonal transition.

GNSS stations located along 20°S all show a large seasonal cycle, the strongest one being encountered in western Australia (KARR) with variations of up to 30 kg·m⁻² between summer and winter. However, large height differences between GNSS stations make comparisons between sites difficult. As seen from Table 1, ABPO and REUN are located at the same elevation (1,550 m) and roughly 800 km apart with a 2° difference in latitude. REUN shows much lower IWV values than ABPO during austral summer (24 versus 32 kg·m⁻²). Such a difference is also noticed during winter months, although it is slightly less marked. It is likely due to the fact that Madagascar represents a much larger landmass than Réunion Island, resulting in larger continental heating which tends to produce more moisture during austral summer.

Over the 2009–2019 period ERA5 reproduces the phase and amplitude of the observed GNSS IWV seasonal cycle

with little discrepancy, although a small dry bias is seen in the Tropics, as already noticed in previous generation reanalyses (e.g., Chen and Liu, 2016). A larger absolute bias can also be noticed at stations having a height difference >50 m (e.g., BAKO, ZAMB, XMIS, ABPO, REUN, VACS; Table 1 gives further details on ERA5/GNSS altitude) between ERA5 and GNSS grid points, where no height correction is applied (solid blue curves in Figure 3). Overall, the absolute bias is larger during austral summer (November–April) with differences up to 12 kg·m⁻² for REUN (Figure 3j), located at ~800 m above the corresponding ERA5 grid point.

As already demonstrated by Van Malderen *et al.*, (2018), who analysed the seasonal cycle and frequency distribution of IWV time series at 118 GNSS stations worldwide, further insights into the IWV seasonal cycle can be gained from analyzing IWV frequency distributions. In the following we qualitatively investigate the frequency distribution of IWV time series along the three aforementioned transects using the Foster *et al.*, (2006) classification, which features three dominant modes: a simple lognormal mode, which is a common feature at most subtropical location, a reverse lognormal mode, where the abrupt upper bound of the distribution indicate saturation of the troposphere, and a bimodal mode, which indicates the influence of a distinct centre of action (e.g., the ITCZ during local summer and subtropical subsidence during local winter for monsoon climates). Along the 0–8°S transect (Figure 4a–d), the IWV distribution presents a shift from a log-normal distribution in the western part of the basin (MAL2) towards a reverse log-normal distribution in the eastern edge (BAKO), with a transition in between (DGAR and SEYG both have a reversed log-normal distribution although SEYG exhibits a “shouldered” distribution with more dry values). This indicates that the eastern part of the basin is moister and has a dominant moist mode condition, while the western part encounters more frequent dry conditions (with a dominant dry mode at MAL2). Such a result is not surprising as the eastern part of the basin experiences higher SST as being part of the tropical warm pool that encompasses the western Pacific and eastern Indian Oceans as well as the Maritime Continent (Webster and Lukas, 1992). Furthermore, GNSS stations located in the eastern (western) part of the basin, which lie within the ascending (subsiding) branch of the Walker circulation, experience large-scale moisture convergence (divergence), and thus higher (lower) IWV.

Stations located within the latitude band 8–16°S (Figure 4e–h), as well as ABPO (Figure 4i, Madagascar) show a bimodal distribution. This mode indicates the influence of a monsoonal climate (Foster *et al.*, 2006), with the presence of large dry air masses originating from subtropical subsidence in austral winter, and moisture

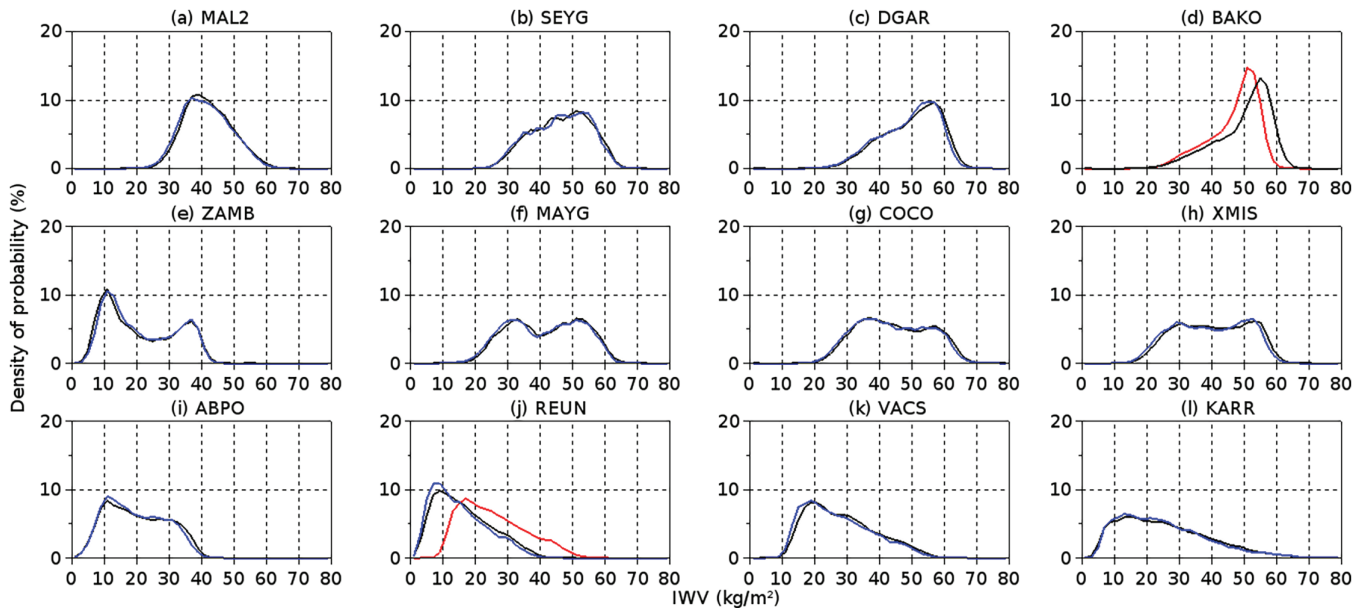


FIGURE 4 IWR distribution derived from GNSS (black) and ERA5 (blue) data over 2009–2019 at the twelve locations shown in Figure 1. Red line in (j) and (d) shows ERA5-derived IWR values at Réunion Island (REUN) and Java Island (BAKO) before height correction (see text for details)

convergence brought by ITCZ during austral summer. The ZAMB station shows a dominant dry mode, suggesting that the dry season lasts longer than the eastern African monsoon. The two modes are also well separated, which indicates a rather short transition time between dry and wet seasons. The COCO and XMIS stations show the less defined mode. At these locations, moist (dry) conditions are encountered even during the dry (wet) season and the transition season lasts longer than at other stations.

Except for ABPO, stations along the 20°S transect (Figure 4j–l) are associated with a log-normal distribution, suggesting that the dry season there also lasts longer than the wet season. The latter, in particular, does not show a permanent wet condition but rather infrequent wet conditions (associated with nearby transiting tropical lows for example). Overall Figures 3 and 4 indicate that ERA5 is able to properly reproduce the IWR seasonal cycle in the SIO basin both in terms of phase and amplitude with only little deviation (less than $1 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$) from GNSS IWR at GNSS station height. ERA5 also properly reproduces the GNSS IWR distribution with only a slight shift at BAKO (Figure 4d), due to the difficulties involved in correcting for height differences.

The observed good agreement between ERA5- and GNSS-derived IWR in the SIO basin can be used to relate the properties of the seasonal cycle to the spatial distribution of IWR at the regional scale (Figure 5). With this regard, a striking feature is the strong seasonal cycle of the IWR distribution, which is discussed in the following. During Austral summer (Figure 5a), IWR has

a maximum along 10°S, with a southern departure in the Mozambique Channel and northwestern Australia regions, (likely) related to the presence of thermal lows over large landmass that drag the monsoon trough further south than over the open ocean. However, in the Subtropics, the western part of the basin is moister than along the western Australian coast. This could be explained by the accumulation of warm surface water associated with trade wind transport to the west and coastal upwelling along western Australia to the east (Xu *et al.*, 2013), resulting in moister conditions in the western subtropical SIO basin.

During austral winter (Figure 5d), moister conditions are encountered over the Indian peninsula and Bay of Bengal with a second maximum near 5°S, in the equatorial eastern part of the Indian Ocean basin (Near-Equatorial Trough, NET). South of 10°S, IWR decreases rapidly with minimum values encountered over Eastern Africa and Western Australia. IWR contours are zonal over most of the basin between 10° and 30°S, but tend to curve southward (northward) along the southeast (northeast) coast of Madagascar. This is due to the effect of mountain ranges, which forces part of the moist low-level southeasterly flow to bypass the island. A shelter effect can also be noticed south and west of Madagascar, where lower IWR values can be noticed.

Between seasons (Figure 5b, c), maxima of IWR occur near the Equator within an area of strong zonal gradient due to the dominant westerlies and a east–west surface pressure gradient (Hastenrath and Polzin, 2004). These particular conditions lead to the enhancement of

I WV climatology in the Indian Ocean basin: 2009–2018

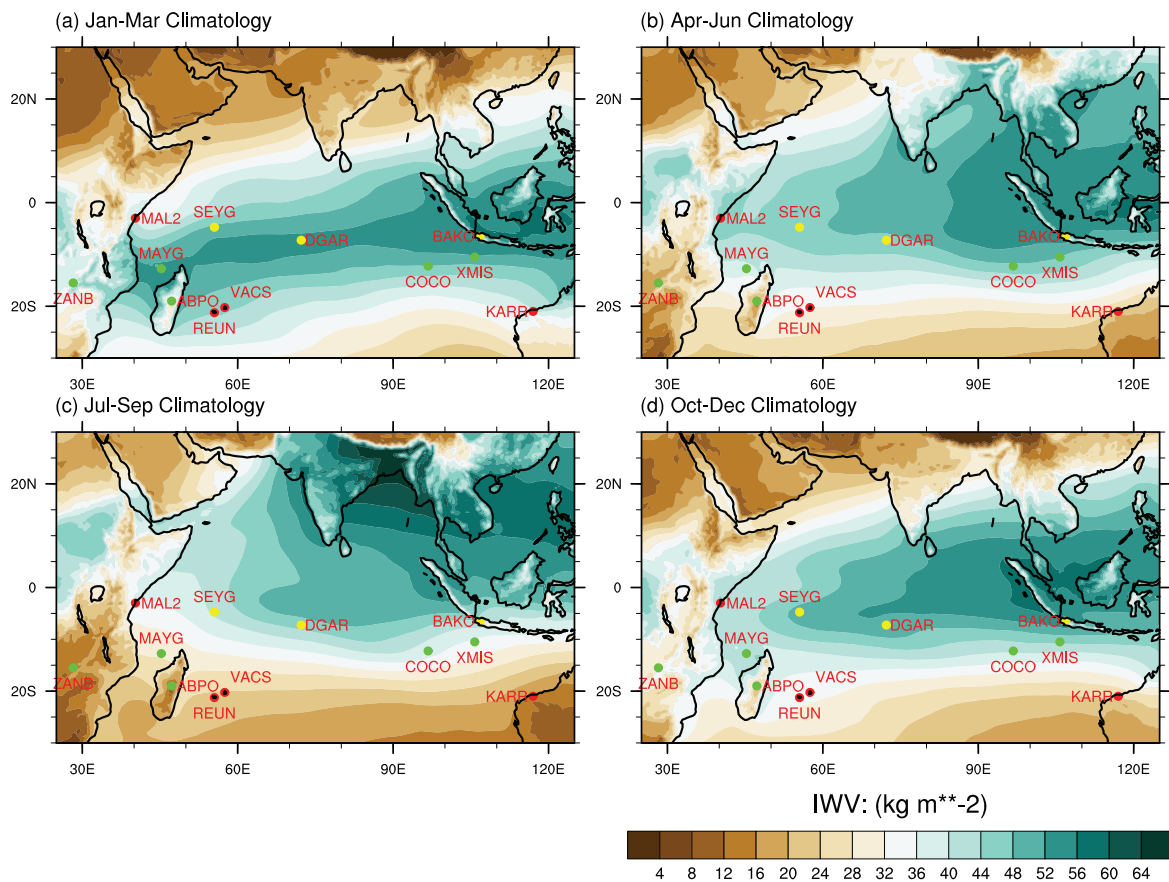


FIGURE 5 Integrated Water Vapour climatology derived from ERA5 reanalysis data over the 2009–2018 period for the area 30°N–30°S, 25°–125°E averaged over months (a) JFM, (b) AMJ, (c) JAS and (d) OND. The locations of GNSS stations are shown by circle symbols in green, red and yellow corresponding to bimodal, lognormal and reversed lognormal distributions, respectively

convection in this area as a result of warm surface water accumulation and moisture convergence over the Maritime Continent.

DGAR and BAKO stations (yellow dots in Figure 5), which both lie within the ITCZ in summer months, are located near high I WV value areas during both austral winter (due to the NET presence along 5°S) and between the seasons (due to moisture convergence and higher SSTs brought by the dominant westerly winds during transition seasons). This results in a dominant wet mode with negatively skewed I WV distribution as seen in Figure 4c,d.

SEYG appears less influenced by the moist conditions prevailing over the central and eastern part of the basin and shows significantly drier period during winter, while conditions remain moist during the rest of the year. MAL2, on the western edge of the basin, encounters moister conditions between seasons, while summer and winter seasons are generally dry. The short period during which the ITCZ influences the MAL2 station makes it very sensitive to intra-seasonal variability.

GNSS stations characterized by a bimodal I WV distribution (green dots in Figure 5) either lie within (MAYG and ZANB) or near (XMIS and COCO) the ITCZ during austral summer, and are directly influenced by dry air originated from subtropical subsidence during the austral winter. GNSS stations showing a dominant dry mode (red dots in Figure 5) such as REUN, VACS and KARR are also strongly influenced by dry air subsidence during austral winter. During summer months these stations are located within the strong meridian I WV gradient, located south of the ITCZ, which explains the observed dominant dry mode and the less frequent wet events that lead to positively skewed I WV distributions seen in Figure 4j–l.

3.2 | Intra-seasonal variability

At intra-seasonal time-scales (20–90 days), the MJO has a large influence on the occurrence and intensity of rainfall in Equatorial East Africa during the two wet seasons (Pohl

and Camberlin, 2006) as well as over countries bordering the Indian Ocean (Seychelles, Chagos, northern part of Madagascar, northern Australia, Java island). This eastward moving tropical anomaly, which crosses the planet before returning to its initial starting point in 30 to 60 days, also modulates the tropical cyclone activity through its influence on tropical cyclogenesis in the central and eastern part of SIO basin (Duvel, 2015) and northern Australia (Hall *et al.*, 2001). The MJO consists of two phases, referred to as active and inactive, which correspond to periods of either enhanced or suppressed convection over a given area. The location of the convective phases of the MJO are usually grouped into geographically based stages, numbered from 1–8 (Wheeler and Hendon, 2004), which indicate the progression of the MJO along the Equator.

The impact of the MJO on IWV and ozone total column during austral summer and winter has been previously studied by Fathurochman *et al.*, (2017) using a 40-year sample (1973–2013) of ECMWF ERA-Interim reanalysis. This previous study shows that IWV tends to be a maximum during phase 2–3 of the MJO in the Indian Ocean and phase 3–4 west of Borneo and Java during austral summer. Outgoing long-wave radiation (OLR) anomalies are also found to be anti-correlated with IWV anomalies (meaning that tropical convection enhanced/suppressed according to the MJO phase is the main process that drives IWV anomalies).

In the following, the impact of the MJO on IWV columns during both wet and dry seasons is investigated within the 3–12°S latitude band from ERA5 and GNSS data at five locations (DGAR, COCO, XMIS, BAKO, MAL2) over the 2009–2019 period. For this purpose, a bandpass filter is applied to GNSS- and ERA5-derived IWV by subtracting the 90-day IWV running average from the 15 days IWV running average. The averaged IWV anomaly is then computed for each MJO phase over the 10-year period. The choice of wet and dry seasons is based upon the analysis of the IWV seasonal cycle made in the previous section. For DGAR, COCO, XMIS and BAKO, November to April is the wettest period and May to October is the driest one. At MAL2, the wettest periods are found between seasons (October to December and March to May), while dry seasons extend from January to February and June to September.

The averaged IWV anomaly for each MJO phase during the wet (November to April at all sites but October–December plus March to May at MAL2) and dry (May to October at all stations but January–February plus June to September at MAL2) seasons is shown in Figure 6. During the wet season (upper panel), ERA5- and GNSS-derived IWV are in good agreement both in terms of phase and amplitude associated with the MJO propagation across the SIO basin. Maximum IWV anomaly

is reached during phase 1 of the MJO in MAL2 (eastern part of the basin), phase 2 in DGAR (central part), phase 3 in COCO (eastern part) and phase 4 in BAKO and XMIS (Maritime Continent). Amplitudes of 1 to 5 kg·m⁻² and phase maxima observed during the wet season are in good agreement with previous studies conducted over the Indian Ocean and Maritime Continent (Fathurochman *et al.*, 2017). Largest amplitudes are found in the eastern Indian Ocean (COCO) and adjacent to Java Island (XMIS) with values ranging from 4 to 5 kg·m⁻². For a given phase of the MJO, the difference between the 1st and 4th quantile (inter-quantile range) can nevertheless attain 7 kg·m⁻².

Over the Maritime Continent (BAKO), the variability is much reduced, with a median difference of only 1 kg·m⁻² between phases 7 and 4. For a given phase of the MJO, the IQR is also much lower (3 kg·m⁻²). Smaller amplitudes (2 to 2.5 kg·m⁻²) are also observed at DGAR between the suppressed and enhanced phases of convection. According to Schreck *et al.*, (2013), areas associated with persistent deep convection show lower standard deviation in upper-tropospheric water content than regions bordering areas of deep convection, which are more sensitive to subsidence and dry air advection. Consequently, DGAR and BAKO present the highest IWV during the austral summer season. These two sites, located within the ITCZ, are less sensitive to fluctuations induced by the MJO than locations indirectly influenced by the ITCZ, such as COCO, XMIS and MAL2. At MAL2, the large intra-seasonal fluctuations associated with the MJO and the short length of the two wet seasons nevertheless suggests that rainfall amount received during the wet seasons is also very sensitive to the MJO in east equatorial Africa.

During the dry season (lower panel), the MJO has little influence on the IWV anomaly, except for BAKO, where a small oscillation can be observed on the median and quantile values of water vapour anomalies. The differences between rainy season and dry season are particularly striking in COCO and XMIS, where the amplitude reached 4–5 kg·m⁻² during the rainy season compared to less than 1 kg·m⁻² in the dry season.

From these result, it appears that the MJO signature in IWV is negligible during the dry season, but significant during the wet season, with median values variations of 1–2 to 4 kg·m⁻² between suppressed and active phases and IQR variations of 3–4 to 7 kg·m⁻² within each phase. This signature also shows larger amplitudes of both median values and IQR for stations bordering the ITCZ (COCO and XMIS) than those located inside (BAKO and DGAR). The phase propagation is also clearly visible with maximum IWV occurring during phase 1 in East Africa, phase 2 in the central part of the basin, phase 3 in its eastern part and phase 4 in Indonesia. Finally, ERA5 and GNSS IWV

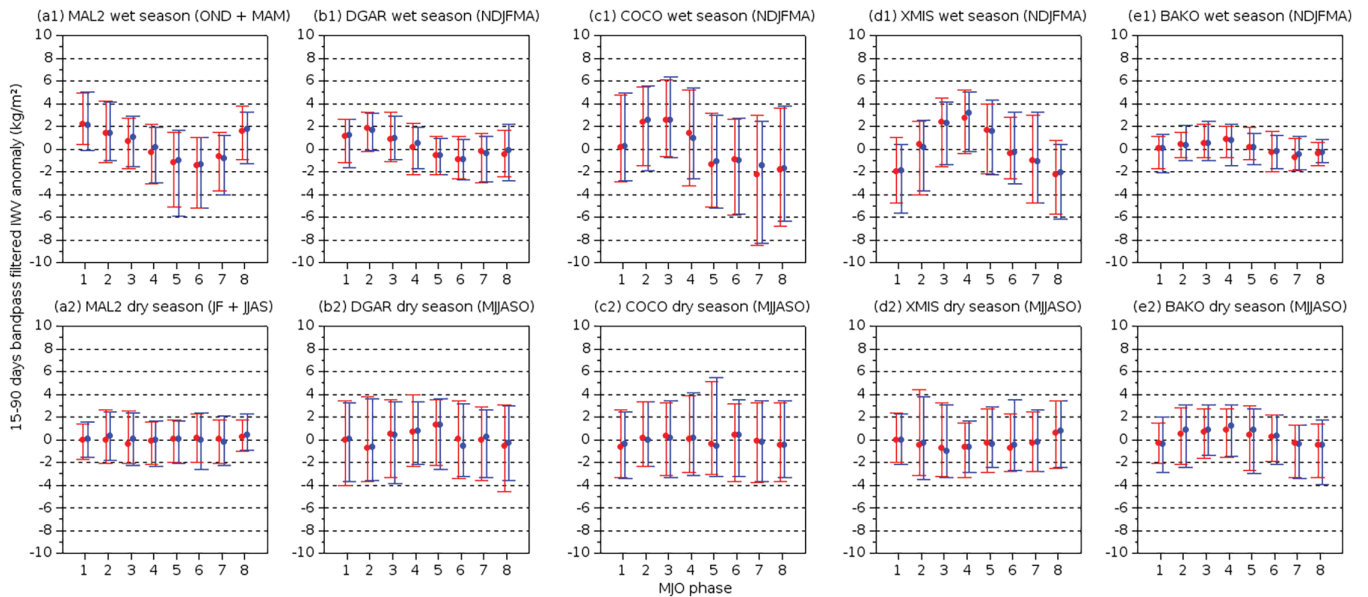


FIGURE 6 Filtered (15–90-day) IWV for MJO phases 1–8, as derived from GNSS (blue) and ERA5 (red) data averaged over the wet (top row) and dry (bottom row) seasons at (a1, a2) MAL2, (b1, b2) DGAR, (c1, c2) COCO, (d1, d2) XMIS and (e1, e2) BAKO. Wet (dry) seasons extend from November to April (May to October) at all stations except MAL2 where two wet seasons (March–May and October–December) and two dry seasons (January–February and June–September) occur

show overall good agreement during both local dry and wet seasons.

3.3 | Diurnal cycle

In a previous study, Iterly and Taylor (2014) investigated the ability of MERRA and ERA-Interim reanalyses, to reproduce the convective diurnal cycle by looking at the top-of-tmosphere flux diurnal cycle. While general features such as land/sea contrast were correctly reproduced, both reanalyses tended to misrepresent the diurnal cycle over tropical oceans and to underestimate it over tropical landmasses. They also failed to properly reproduce regional features as well as convection propagation. In order to assess the capability of ERA5 to better capture the observed GNSS-derived IWV diurnal cycle, we picked six GNSS stations operated in distinct environments: DGAR (open ocean), REUN (a small island with a steep orography), ABPO (a large island with extended elevated terrain), ZAMB (continental station far from any water body), MAL2 (coastal area) and MAYG (small island directly influenced by the large land mass of Madagascar).

Both GNSS- and ERA5-derived IWV diurnal cycle are shown in Figure 7. ERA5 (lower panel) is generally able to reproduce the proper phase of the diurnal cycle at most locations, which is a major improvement compared to previous generation reanalyses. The amplitude of the diurnal cycle nevertheless tends to be systematically

underestimated by $\sim 20\%$ and some mis-matches can be noticed at particular locations.

Over the open ocean (DGAR; Figure 7a), the diurnal cycle is relatively weak and peaks at night with maximum values in the evening (18 to 24 local solar time or LST) and a minimum around noon (0900 to 1500 LST). Amplitudes also remain low and range between 1 and $2 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$. In this particular situation ERA5 appears unable to capture the phase of the diurnal cycle (Figure 7g) and show two maxima at 0000 LST and 1200 LST. Amplitude is also much lower than for GNSS IWV.

Despite being unable to reproduce the GNSS IWV diurnal cycle over open ocean, ERA5 is nevertheless capable of reproducing its phase over small islands such as Réunion Island (Figure 7b,h), where IWV is maximum in the afternoon (1200–1800 LST) and minimum in the morning hours (0300–0900 LST). GNSS IWV diurnal amplitude can reach up to $5.2 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ in December, a value much larger than over the open ocean. Such large diurnal amplitude can be attributed to both daytime evapotranspiration and moisture convergence induced by thermally forced local circulation during daytime (Lesouëf *et al.*, 2011). The latter likely have the greater contribution considering the rather small ($\sim 25 \text{ km}$) radius of the island (Cronin *et al.*, 2015).

The seasonal variability of IWV diurnal amplitude is well captured by ERA5 (Figure 7h). The minimum is observed in austral winter and the maximum in late spring, consistently with the occurrence of maximum solar radiation and lower cloud cover.

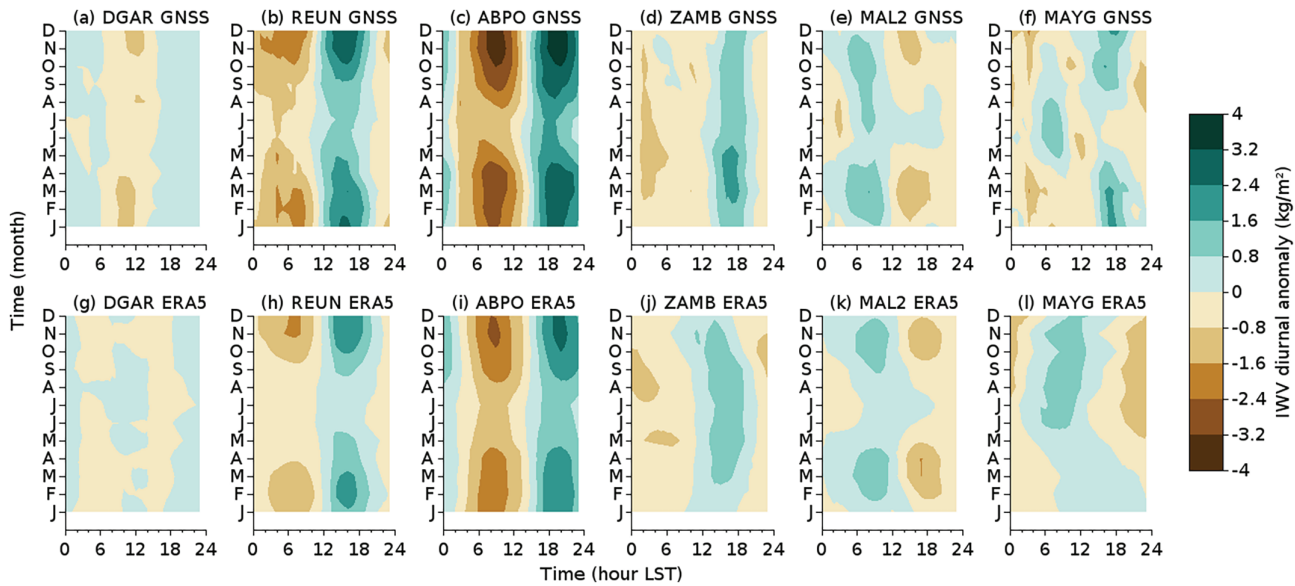


FIGURE 7 Monthly average of Integrated Water Vapour diurnal anomaly for (a–f) GNSS stations and (g–l) ERA5 at (a, g) DGAR, (b, h) REUN, (c, i) ABPO, (d, j) ZAMB, (e, k) MAL2 and (f, l) MAYG. (Figure 1 shows locations.)

However ERA5 tends to underestimate diurnal amplitude at REUN by at least 20%. This results from the inability to resolve the complex geography of this island in the model. By examining the ERA5 land–sea mask and terrain data (at <https://confluence.ecmwf.int/display/CKB/ERA5%3A+data+documentation>; accessed 4 October 2020), we note that the size of Réunion Island is 40% larger in reality than in ERA5 (nine grid points, 3,562 versus 2,594 km²), and that its orography is also strongly smoothed (highest summit tops at 716 m amsl in ERA5 versus 3070 m in reality). The proper representation of IWV diurnal phase in ERA5 likely results from significant improvement in convection parametrization compared to previous reanalyses. Hence, Hersbach *et al.*, (2020) recently showed that the implementation of the convective available potential energy closure scheme of Bechtold *et al.*, (2014) in ERA5 acts to shift the diurnal maximum of convection from noon to late afternoon over land, which compares reasonably with observations (Yang and Slingo, 2001) as well as with our results.

In Madagascar the GNSS station is deployed in a high plateau region located in the centre of the island. While this large island (594,301 km²) is not wide enough to prevent sea breeze circulation from reaching the central part of the country, it nevertheless extends over 6° of longitude and is characterized by a significant proportion of elevated terrain. It thus represents a large surface heating source compared with the surrounding water, allowing for large diurnal circulation. Overall, the observed seasonal cycle of GNSS IWV diurnal anomaly (Figure 7c) follows the same pattern than in Réunion Island (Figure 7b),

with larger amplitudes from October–April which peak in November/December. The diurnal maximum occurs at the end of the afternoon/early evening (1600–2200 LST) and the minimum value is observed in the morning (0600–1200 LST), which is consistent with the properties of the precipitation diurnal cycle over large tropical islands (Kikuchi and Wang, 2008). The maximum diurnal amplitude reaches 7.6 kg·m⁻² in November for a mean IWV value of 25–30 kg·m⁻². However in Madagascar the phase is shifted 3–4 hr compared to Réunion Island. Using high-resolution idealized simulations of diurnal convection over circular islands of various sizes, Cronin *et al.*, (2015) show that precipitation over tropical islands, which usually coincides with daily IWV maximum (e.g., Wu *et al.*, 2003), peaks 3–4 hr later for large islands (radius >100 km) than for small ones (radius <20 km). For the latter, the maximum surface convergence predicted by the linear sea breeze theory presents almost no lag, with maximum surface heat fluxes occurring within an hour of the local solar maximum (1200 LST; Smith *et al.*, 1992), whereas a lag of 3–4 hr is seen for a large island. The observed 3–4 hr phase shift in IWV diurnal anomaly between ABPO and REUN seems consistent with these previous results and could be related to the difference in size of the two islands (500 × 1,500 versus 60 × 40 km², respectively). As in REUN, the ERA5-derived IWV diurnal cycle (Figure 7i) agrees well with GNSS data but nevertheless shows a slightly lower amplitude.

For a continental GNSS station located far away from the ocean such as ZAMB (Figure 7d), the IWV diurnal cycle presents a maximum in late afternoon

(1600–2000 LST), with weaker amplitudes than for the large island of Madagascar (2–3 versus 3–8 kg·m⁻²). The observed maximum in late afternoon coincides once again with the occurrence of the precipitation maximum over a continental tropical landmass (Kikuchi and Wang, 2008). While no significant seasonal phase variations are observed, the diurnal amplitude nevertheless tends to be slightly higher from March to May (e.g., at the end of or right after the rainy season) as higher soil moisture and wetter vegetation provide higher water vapour supply. ERA5 (Figure 7j) is again able to accurately capture the phase of the IWV diurnal cycle, but still tends to underestimate its amplitude, especially from December to March, and is also unable to capture the seasonal variation of the diurnal amplitude.

In Kenya (Figure 7e), the IWV diurnal anomaly shows a morning (0600–1200 LST) maximum and an afternoon (1200–1800 LST) minimum. This finding is consistent with the previous study of Bock *et al.*, (2007), who noticed a similar diurnal cycle at this location. It is also in good agreement with precipitation diurnal cycle described by Camberlin *et al.*, (2018) who observed an extended morning precipitation maximum associated with the onset of the sea breeze along the coast. The latter study also revealed the existence of an onshore phase propagation of precipitation with a maximum ranging from 1500 LST in coastal plains to 0000 LST further inland. Such behaviour explains the afternoon IWV minimum seen at MAL2, which is due to compensatory subsidence from inland convection. At this location, ERA5 (Figure 7k) diurnal amplitude and phase are in good agreement with GNSS observations.

In MAYG (Figure 7f), GNSS-derived IWV shows a clear seasonal phase dependency. The maximum value occurs in early morning (0400 to 0800 LST) from May to October and during the afternoon (1400 to 1800 LST) from November to April, with a short transitional period (September to November) during which both behaviours coexist. In summer, the phase of the observed diurnal cycle is quite similar to that observed at Réunion Island (Figure 7b), suggesting that local breeze circulation is likely to occur during this period. An interesting feature lies in the presence of an early morning maximum in austral winter. Although Mayotte Island is strongly impacted by convection propagating offshore from Madagascar Kikuchi and Wang (2008), the atmosphere is however dry and stable during this period. The offshore propagation of deep convection away from Madagascar is thus unlikely to account for this observed morning maximum. A possible explanation is related to the existence of a nocturnal gap flow circulation, fed by the strong trade winds occurring at this time of year, along the western coast of Madagascar which could trigger lifting of lighter and moister air south of Mayotte. Such behaviour, already observed in midlatitudes

(Bousquet and Smull, 2003) could account for the observed early morning maximum immediately followed by a minimum corresponding to the propagation of the dry density current over Mayotte. The validity of such a hypothesis is currently being assessed from high-resolution numerical simulations. At Mayotte, ERA5 (Figure 7l) does not manage to reproduce the observed seasonal shift. It shows no clear diurnal cycle from January to March and a morning peak (0600 to 1000 LST) during the rest of the year. XXX

4 | CONCLUSIONS AND PERSPECTIVES

Many past studies have demonstrated the capabilities of ground-based GNSS to monitor the variability of atmospheric humidity at time-scales extending from 30 min to several years. In the present study the spatial and temporal distribution of water vapour in the South Indian Ocean (SIO) basin is investigated using observations from twelve IGS GNSS stations spanning the basin. IWV data derived from GNSS observations are also compared to RS- and satellite-derived data as well as to ERA5 reanalyses to evaluate its ability to capture the observed IWV cycle at seasonal, intraseasonal and diurnal time-scales.

Intercomparisons between RS- and GNSS-derived IWV show high correlation (0.98) and low RMS errors (2 kg·m⁻²) at collocated RS/GNSS sites. The correlation (RMS) is nevertheless found to decrease (increase) for non-collocated sites such as Madagascar or Java Island where larger deviations and lower correlations are observed during daytime due to difference in IWV diurnal cycle amplitude (ABPO) or phase (BAKO) at RS and GNSS sites. Overall, ERA5- and GNSS-derived IWV values show lower RMS errors than for previous generation reanalyses, although a dry bias of 0.5 to 1 kg·m⁻² can still be noticed in ERA5 IWV. Correlation always reaches 0.95 or more, but is a minimum for near-equatorial stations likely due to lower IWV variability in these regions.

The comparison of satellite IWV, derived from the SSMI/S f17 MWR sensor, against GNSS IWV at four GNSS island stations shows a small dry bias (0.5–0.8 kg·m⁻²) in GNSS IWV, with standard deviation ranging from 2.1 to 2.4 kg·m⁻². GNSS-satellite comparisons at COCO also show breakpoints in time series of IWV due to changes of receiver in October 2011 and June 2015.

The amplitude of the water vapour cycle at the seasonal time-scale is larger in the southern part of the SIO basin. The analysis of associated IWV distribution shows, in particular, that predominantly wet conditions occur in the eastern and central parts of the basin, near the Equator. Stations located between 8° and 16°S as well as in Madagascar, which are all under the influence of the monsoonal

regime, show a bimodal IWV distribution, while subtropical stations (Réunion Island, Mauritius and western Australia) show drier distributions with a dominant dry mode. The IWV spatial distribution also shows striking seasonal variability characterised by an ITCZ structure near 10°S during austral summer, a maximum of IWV over the Maritime Continent during the inter-season, and a maximum of IWV over the Indian subcontinent and Southeast Asia during austral winter.

At intra-seasonal scale, IWV anomalies linked with suppressed/active phase of the MJO show larger amplitude during the wet season with highest amplitude in areas located south of the ITCZ in austral summer. Distinct phase propagation of IWV anomalies can be observed, with maximum positive anomalies during phase 1 in the western part of the basin, phase 2 over central Indian Ocean, phase 3 over the eastern part of the basin and phase 4 over the Maritime Continent.

The water vapour diurnal cycle shows larger amplitude over land ($\sim 2\text{--}3\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ for ZAMB) than over open ocean ($\sim 1\text{--}2\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ for DGAR) with daily maximum (minimum) occurring in late afternoon (early morning) over land and at night (mid-day) over oceanic areas. Large and mountainous island present the largest diurnal amplitudes (up to $\sim 5\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ for REUN and $\sim 7.5\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ for ABPO), with minimum values observed in the morning hours and maximum values at the end of afternoon/early evening. A 3–4 hr phase shift, attributed to a delayed surface convergence predicted from linear sea breeze theory, is also observed between Réunion and Madagascar. At MAL2, the IWV diurnal cycle is in phase opposition with respect to the diurnal cycle over land. Daily maximum (minimum) is reached in the morning (afternoon) hours as a result of a sea breeze onset (compensatory subsidence). At MAYG the diurnal cycle has a rather atypical behaviour and shows a seasonal modulation of IWV diurnal phase, with maximum IWV occurring in late afternoon during summer, but in early morning during winter.

ERA5 was found to accurately describe the phase and seasonal amplitude modulation of the IWV cycle at all time-scales and for all meteorological environments considered in this study (continental areas as well as large and small islands), but shows a underestimation of the IWV cycle amplitude at the diurnal scale. It is also unable to capture the night-time maximum of IWV over open ocean (as did the former generation ERA-Interim reanalysis) as well as the impact of a large landmass (such as Madagascar) on the IWV diurnal cycle observed in neighbouring islands (Mayotte in this case).

The ability of the ERA5 reanalysis to reproduce the seasonal and intra-seasonal water vapour cycle with little discrepancies in the SIO basin opens up new perspectives in the field of meteorology and climate in this

region, which is largely under-equipped with meteorological measurement equipment. Nevertheless, and although some progress has been made with respect to previous lower-resolution reanalysis datasets, ERA5 still has difficulties to reproduce the water vapour cycle at the diurnal scale under the specific conditions mentioned above. In this perspective, the use of ground-based GNSS stations remains essential to study and predict the spatial and temporal evolution of the water vapour field at the local scale.

In this regard, the ongoing deployment of a new network of terrestrial GNSS stations as part of the Indian Ocean GNSS Applications for Meteorology (IOGA4MET) project should make it possible, in the short term, to further strengthen water vapour observation capacities in the southwestern part of the basin (Bousquet *et al.*, 2020b). At the present time, the IOGA4MET GNSS network (insert in Figure 1) consists of nine ground-based stations deployed by Réunion University between 2017 and 2019 at Seychelles (Aldabra, ALBR), Madagascar (Diego-Suarez, DSUA; Tamatave, MATA; Fort-Dauphin, MAFD; Sainte-Marie, MASM; and Nosy Be, MABE) and Eparses Islands of Europa (EURP), Juan de Nova (JDVN) and Tromelin (TROM). Data from all these stations except Eparses are transmitted at hourly frequency and processed in real time by the French Institut Geographique National (IGN), before being deposited on several databases available to researchers. Additional data at the Eparses Island of Glorieuses (GLOR) are also available in real time through collaborations with Institut de Physique Globe de Paris (IPGP), and seven new stations should be deployed in Madagascar, Seychelles and Comoros in early 2021. As well as further improving the description of the water vapour cycle in this basin, the assimilation of these new data will also help to improve the description of the diurnal cycle and its role in the development of convection in high-resolution operational NWP systems such as AROME Indian Ocean (AROME-IO). This is the NWP system used by the regional tropical cyclone forecast centre to predict tropical cyclone activity at the basin scale (Bousquet *et al.*, 2020a). In the medium term, it should also be noted that most of these new stations are likely to be integrated into the IGS network, thus providing subsequent additional publicly available data for climatology and weather studies in this area.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was partly funded by the European Union, the Réunion Regional Council and the French state under INTERREG-V Indian Ocean project "ReNovRisk Cyclone and Climate Change".

Data used in this study are available at the following URLs (all accessed 4 October 2020):

- ZTD from IGS at a 5 min temporal resolution:

<ftp://cddis.gsfc.nasa.gov/gnss/products/troposphere/zpd/>

- ERA5 data (surface pressure, 2 m temperature, 2 m dewpoint temperature and IWV):

<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=overview> and

<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=overview>

- Radiosonde data from version 2 of IGRA (temperature and dewpoint depression) at pressure levels:

<ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/igra/data/>

- Satellite-borne microwave radiometer IWV from SSMIS F-17 satellite:

<http://www.remss.com>

ORCID

Edouard Lees  <https://orcid.org/0000-0002-0446-5927>

Olivier Bousquet  <https://orcid.org/0000-0002-2567-2079>

REFERENCES

- Bechtold, P., Semane, N., Lopez, P., Chaboureaud, J.-P., Beljaars, A. and Bormann, N. (2014) Representing equilibrium and nonequilibrium convection in large-scale models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71(2), 734–753. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-0163.1>
- Bevis, M., Businger, S., Herring, T., Christian Rocken, R.A. and Ware, R. (1992) GPS meteorology: remote sensing of atmospheric water vapor using the global positioning system. *Journal of Geophysical Research*, 97(11). <https://doi.org/10.1029/92JD01517>
- Black, E., Slingo, J. and Sperber, K.R. (2003) An observational study of the relationship between excessively strong short rains in Coastal East Africa and Indian Ocean SST. *Monthly Weather Review*, 131(1), 74–94. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<0074:AOSOTR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<0074:AOSOTR>2.0.CO;2)
- Bock, O., Guichard, F., Janicot, S., Lafore, J.-P., Bouin, M. and Sultan, B. (2007) Multiscale analysis of precipitable water vapor over Africa from GPS data and ECMWF analyses. *Geophysical Research Letters*, 340. <https://doi.org/10.1029/2006GL028039>
- Bolton, D. (1980) The computation of equivalent potential temperature. *Monthly Weather Review*, 108(7), 1046–1053. [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)
- Bordi, I., Fraedrich, K., Sutera, A. and Zhu, X. (2014) Ground-based gps measurements: time behavior from half-hour to years. *Theoretical and Applied Climatology*, 115(3), 615–625. <https://doi.org/10.1007/s00704-013-0923-z>
- Bousquet, O. and Smull, B.F. (2003) Observations and impacts of upstream blocking during a widespread orographic precipitation event. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 97, 391–409. <https://doi.org/10.1256/qj.02.49>
- Bousquet, O., Barbary, D., Bielli, S., Kebir, S., Raynaud, L., Malardel, S. and Faure, G. (2020a) An evaluation of tropical cyclone forecast in the southwest Indian Ocean basin with Arome–Indian Ocean convection-permitting NWP system. *Atmospheric Science Letters*, 21(3). <https://doi.org/10.1002/asl.950>
- Bousquet, O., Lees, E., Durand, J., Peltier, A., Duret, A., Mekies, D., Boissier, P., Donal, T., Fleischer-Dogley, F. and Zakariasy, L. (2020b) Densification of the ground-based GNSS observation network in the southwest Indian Ocean: current status, perspectives and examples of applications in meteorology and geodesy. *Frontiers in Earth Science*, 8(566105). <https://doi.org/10.3389/feart.2020.566105>
- Byun, S. and Bar-Sever, Y. (2009) A new type of troposphere zenith path delay product of the international GNSS service. *Journal of Geodesy*, 83, 1–7. <https://doi.org/10.1007/s00190-008-0288-8>
- Camberlin, P., Gitau, W., Planchon, O., Dubreuil, V., Funatsu, B.M. and Philippon, N. (2018) Major role of water bodies on diurnal precipitation regimes in eastern Africa. *International Journal of Climatology*, 38(2), 613–629. <https://doi.org/10.1002/joc.5197>
- Chen, B. and Liu, Z. (2016) 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. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(19), 11442–11462. <https://doi.org/10.1002/2016JD024917>
- Cronin, T.W., Emanuel, K.A. and Molnar, P. (2015) Island precipitation enhancement and the diurnal cycle in radiative-convective equilibrium. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141, 1017–1034. <https://doi.org/10.1002/qj.2443>
- Davis, J.L., Herring, T.A., Shapiro, I.I., Rogers, A.E.E. and Elgered, G. (1985) Geodesy by radio interferometry: effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length. *Radio Science*, 20(6), 1593–1607. <https://doi.org/10.1029/RS020i006p01593>
- Deblonde, G., Macpherson, S., Mireault, Y. and Héroux, P. (2005) Evaluation of GPS precipitable water over Canada and the IGS Network. *Journal of Applied Meteorology*, 44(1), 153–166. <https://doi.org/10.1175/JAM-2201.1>
- Diedrich, H., Wittchen, F., Preusker, R. and Fischer, J. (2009) Representativeness of total column water vapour retrievals from instruments on polar-orbiting satellites. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16, 8331–8339. <https://doi.org/10.5194/acp-16-8331-2016>
- Dow, J.M., Neilan, R.E. and Rizos, C. (2009) The international GNSS service in a changing landscape of global navigation satellite systems. *Journal of Geodesy*, 83(3), 191–198. <https://doi.org/10.1007/s00190-008-0300-3>
- Duvel, J.-P. (2015) Initiation and intensification of tropical depressions over the southern Indian Ocean: Influence of the MJO. *Monthly Weather Review*, 143(6), 2170–2191. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-14-00318.1>
- Fathurochman, I., Lubis, S.W. and Setiawan, S. (2017) Impact of the Madden–Julian Oscillation (MJO) on global distribution of total water vapor and column ozone. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 54. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/54/1/012034>
- Feng, M., Duan, Y., Wijffels, S., Hsu, J.-H., Li, C., Wang, H., Yang, Y., Shen, H., Liu, J., Ning, C. and Yu, W. (2020) Tracking air–sea exchange and upper ocean variability in the Indonesian–Australian basin during the onset of the 2018–19 Australian summer monsoon. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 101, E1397–E1412. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-19-0278.1>
- Fernández, L., Meza, A., Natali, M. and Bianchi, C. (2019) Comparison of GNSS integrated water vapor and NWM reanalysis data over Central and South America. *Annales Geophysicae Discussions*, 1–24. <https://doi.org/10.5194/angeo-2019-20>

- Foster, J., Bevis, M. and Raymond, W. (2006) Precipitable water and the lognormal distribution. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D15). <https://doi.org/10.1029/2005JD006731>
- Graham, N.E. and Barnett, T.P. (1987) Sea surface temperature, surface wind divergence, and convection over tropical oceans. *Science*, 238(4827), 657–659. <https://doi.org/10.1126/science.238.4827.657>. ISSN 0036-8075
- Hagemann, S., Bengtsson, L. and Gendt, G. (2003) On the determination of atmospheric water vapor from GPS measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D21). <https://doi.org/10.1029/2002JD003235>
- Hall, J.D., Matthews, A.J. and Karoly, D.J. (2001) The modulation of tropical cyclone activity in the Australian region by the Madden–Julian Oscillation. *Monthly Weather Review*, 129(12), 2970–2982. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2001\)129<2970:TMOTCA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2001)129<2970:TMOTCA>2.0.CO;2)
- Hastenrath, S. and Polzin, D. (2004) Dynamics of the surface wind field over the equatorial Indian Ocean. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130, 503–517. <https://doi.org/10.1256/qj.03.79>
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., De Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R.J., Hólm, E.V., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., de Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S. and Thépaut, J.-N. (2020) The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146, 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Holloway, C.E. and Neelin, J.D. (2009) Moisture vertical structure, column water vapor, and tropical deep convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66(6), 1665–1683. <https://doi.org/10.1175/2008JAS2806.1>
- Ingleby, B. (2017) *An assessment of different radiosonde types 2015/2016*. Technical Memorandum 807, ECMWF, Reading, UK.
- Itterly, K.F. and Taylor, P.C. (2014) Evaluation of the tropical TOA flux diurnal cycle in MERRA and ERA-Interim retrospective analyses. *Journal of Climate*, 27(13), 4781–4796. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00737.1>
- Jin, S., Li, Z. and Cho, J. (2008) Integrated water vapor field and multiscale variations over China from GPS measurements. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47, 3008–3015. <https://doi.org/10.1175/2008JAMC1920.1>
- Kikuchi, K. and Wang, B. (2008) Diurnal precipitation regimes in the global tropics. *Journal of Climate*, 21(11), 2680–2696. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI2051.1>
- Lesouéf, D., Gheusi, F., Delmas, R. and Escobar, J. (2011) Numerical simulations of local circulations and pollution transport over Réunion Island. *Annales Geophysicae*, 29(1), 53–69. <https://doi.org/10.5194/angeo-29-53-2011>
- Madden, R.A. and Julian, P.R. (1972) Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40–50-day period. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 29, 1109–1123. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1972\)029](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1972)029)
- Mahfouf, J.-F., Ahmed, F., Moll, P. and Teferle, F.N. (2015) Assimilation of zenith total delays in the Arome–France convective-scale model: a recent assessment. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 67(1). <https://doi.org/10.3402/tellusa.v67.26106>
- Mears, C.A., Wang, J., Smith, D. and Wentz, F.J. (2015) Intercomparison of total precipitable water measurements made by satellite-borne microwave radiometers and ground-based GPS instruments. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(6), 2492–2504. <https://doi.org/10.1002/2014JD022694>
- Mile, M., Benáček, P. and Rózsa, S. (2019) The use of GNSS zenith total delays in operational Arome/Hungary 3D-Var over a central European domain. *Atmospheric Measurement Techniques*, 12(3), 1569–1579. <https://doi.org/10.5194/amt-12-1569-2019>
- Miloshevich, L.M., Vömel, H., Whiteman, D.N. and Leblanc, T. (2009) Accuracy assessment and correction of Vaisala RS92 radiosonde water vapor measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D11). <https://doi.org/10.1029/2008JD011565>
- Morland, J., Collaud Coen, M., Hocke, K., Jeannot, P. and Mätzler, C. (2009) Tropospheric water vapour above Switzerland over the last 12 years. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(16), 5975–5988. <https://doi.org/10.5194/acp-9-5975-2009>
- Ning, T., Wang, J., Elgered, G., Dick, G., Wickert, J., Bradke, M., Sommer, M., Querel, R. and Smale, D. (2016) The uncertainty of the atmospheric integrated water vapour estimated from GNSS observations. *Atmospheric Measurement Techniques*, 9, 79–92. <https://doi.org/10.5194/amt-9-79-2016>
- Parracho, A.C., Bock, O. and Bastin, S. (2018) Global IWV trends and variability in atmospheric reanalyses and GPS observations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18, 16213–16237. <https://doi.org/10.5194/acp-18-16213-2018>
- Pohl, B. and Camberlin, P. (2006) Influence of the Madden–Julian Oscillation on East African rainfall: II. March–May season extremes and interannual variability. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132, 2541–2558. <https://doi.org/10.1256/qj.05.223>
- Saastamoinen, J.J. (1972) Contributions to the theory of atmospheric refraction. *Bulletin Géodésique*, 105, 279–298. <https://doi.org/10.1007/BF02521844>
- Schreck, C.J., Shi, L., Kossin, J.P. and Bates, J.J. (2013) Identifying the MJO, equatorial waves, and their impacts using 32 years of HIRS upper-tropospheric water vapor. *Journal of Climate*, 26(4), 1418–1431. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00034.1>
- Schröder, M., Lockhoff, M., Forsythe, J.M., Cronk, H.Q., Vonder Haar, T.H. and Bennartz, R. (2016) The GEWEX water vapor assessment: Results from intercomparison, trend, and homogeneity analysis of total column water vapor. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 55(7), 1633–1649. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-15-0304.1>
- Smith, A., Lott, N. and Vose, R. (2011) The integrated surface database: recent developments and partnerships. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(6), 704–708. <https://doi.org/10.1175/2011BAMS3015.1>
- Smith, E.A., Hsu, A.Y., Crosson, W.L., Field, R.T., Fritschen, L.J., Gurney, R.J., Kanemasu, E.T., Kustas, W.P., Nie, D., Shuttleworth, W.J., Stewart, J.B., Verma, S.B., Weaver, H.L. and Wesely, M.L. (1992) Area-averaged surface fluxes and their time–space variability over the FIFE experimental domain. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 97(D17), 18599–18622. <https://doi.org/10.1029/91JD03060>
- Stephens, G.L. (1990) On the relationship between water vapor over the oceans and sea surface temperature. *Journal of Climate*, 3(6), 634–645

- Van Malderen, R., Brenot, H., Pottiaux, E., Beirle, S., Hermans, C., Mazière, M., Wagner, T., De Backer, H. and Bruyninx, C. (2014) A multi-site intercomparison of integrated water vapour observations for climate change analysis. *Atmospheric Measurement Techniques*, 7(8), 2487–2512. <https://doi.org/10.5194/amt-7-2487-2014>
- Van Malderen, R., Pottiaux, E., Stankunavicius, G., Beirle, S., Wagner, T., Brenot, H. and Bruyninx, C. (2018) Interpreting the time variability of world-wide GPS and GOME/Sciamachy integrated water vapour retrievals, using reanalyses as auxiliary tools. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 2018, 1–36. <https://doi.org/10.5194/acp-2018-1170>
- Vey, S., Dietrich, R., Fritsche, M., Rülke, A., Steigenberger, P. and Rothacher, M. (2009) On the homogeneity and interpretation of precipitable water time series derived from global GPS observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D10). <https://doi.org/10.1029/2008JD010415>
- Vialard, J., Duvel, J.P., McPhaden, M.J., Bouruet-Aubertot, P., Ward, B., Key, E., Bourras, D., Weller, R., Minnett, P., Weill, A., Casou, C., Eymard, L., Fristedt, T., Basdevant, C., Dandonneau, Y., Duteil, O., Izumo, T., de Boyer Montgut, C., Masson, S., Marsac, F., Menkes, C. and Kennan, S. (2009) Cirene: air–sea interactions in the Seychelles–Chagos thermocline ridge region. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(1), 45–62. <https://doi.org/10.1175/2008BAMS2499.1>
- Wang, J., Zhang, L. and Dai, A. (2005) Global estimates of water-vapor-weighted mean temperature of the atmosphere for GPS applications. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D21). <https://doi.org/10.1029/2005JD006215>
- Webster, P.J. and Lukas, R. (1992) TOGA COARE: The coupled ocean–atmosphere response experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 73(9), 1377–1416. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1992\)073](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1992)073)
- Wheeler, M.C. and Hendon, H.H. (2004) An all-season real-time multivariate MJO index: development of an index for monitoring and prediction. *Monthly Weather Review*, 132(8), 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)
- Wu, M. and Lee, J.-E. (2019) Thresholds for atmospheric convection in Amazonian rainforests. *Geophysical Research Letters*, 46(16), 10024–10033. <https://doi.org/10.1029/2019GL082909>
- Wu, P., Hamada, J.-I., Mori, S., Tauhid, Y.I., Yamanaka, M.D. and Kimura, F. (2003) Diurnal variation of precipitable water over a mountainous area of Sumatra island. *Journal of Applied Meteorology*, 42(8), 1107–1115. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2003\)042<1107:DVOPWO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2003)042<1107:DVOPWO>2.0.CO;2)
- Xu, J., Lowe, R.J., Ivey, G.N., Pattiaratchi, C., Jones, N.L. and Brinkman, R. (2013) Dynamics of the summer shelf circulation and transient upwelling off Ningaloo reef, western Australia. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(3), 1099–1125. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20098>
- Yang, G.-Y. and Slingo, J. (2001) The diurnal cycle in the tropics. *Monthly Weather Review*, 129(4), 784–801. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2001\)129<0784:TDCITT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2001)129<0784:TDCITT>2.0.CO;2)
- Yang, S.-C., Huang, Z.-M., Huang, C.-Y., Tsai, C.-C. and Yeh, T.-K. (2020) A case study on the impact of ensemble data assimilation with GNSS–zenith total delay and radar data on heavy rainfall prediction. *Monthly Weather Review*, 148(3), 1075–1098. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-18-0418.1>
- Zhang, W., Zhang, H., Liang, H., Lou, Y., Cai, Y., Cao, Y., Zhou, Y. and Liu, W. (2019) On the suitability of ERA5 in hourly GPS precipitable water vapor retrieval over China. *Journal of Geodesy*, 93, 1897–1909. <https://doi.org/10.1007/s00190-019-01290-6>

How to cite this article: Lees E, Bousquet O, Roy D, Bellevue JL. Analysis of diurnal to seasonal variability of Integrated Water Vapour in the South Indian Ocean basin using ground-based GNSS and fifth-generation ECMWF reanalysis (ERA5) data. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 2020;1–20. <https://doi.org/10.1002/qj.3915>

4.2 Densification du réseau de récepteurs GNSS dans le bassin SOOI : État d'avancement, Perspectives et applications à la météorologie et la géodésie

4.2.1 Résumé

Le projet IOGA4MET a permis la densification du réseau de récepteurs GNSS dans la région Sud-Ouest de l'Océan Indien. La partie résultat de l'article de la section 4.2.2 exploite les séries temporelles d'IWV obtenues à partir de 4 récepteurs GNSS récemment installés à savoir MASM, DSUA, GLOR et ALBR. La position de ces stations GNSS est donnée en figure 1 de l'article (voir section 4.2.2), toutes ces stations étant situées à moins de 100m au-dessus du niveau de la mer. Cette étude complète et confirme les résultats de la section 4.1.2 avec un zoom sur la région Sud-Ouest du bassin.

L'analyse du cycle saisonnier montre que les valeurs mensuelles moyennes d'IWV pendant l'été Austral (JFM) sont relativement homogènes avec 53 à 56 kg/m² en moyenne mensuelles. Les valeurs de l'hiver Austral (JAS) sont plus contrastées avec des IWV mensuelles moyennes plus élevées proche de l'équateur (~ 35-40 kg/m² pour ALBR contre ~ 30 kg/m² pour MASM). Le cycle saisonnier de l'IWV présente ainsi une amplitude plus forte lorsque l'on s'éloigne de l'équateur (~ 28 kg/m² pour MASM contre ~ 17 kg/m² pour ALBR). La transition entre l'été et l'hiver est marquée avec une brusque diminution de l'IWV à la fin du mois d'Avril en lien avec le retrait rapide de la ZCIT vers le Nord. La transition entre hiver et été s'effectue de manière plus graduelle avec un accroissement progressif des valeurs d'IWV entre Octobre et Décembre. Le cycle saisonnier de l'IWV obtenu à partir des mesures GNSS est également comparé aux analyses à haute résolution spatiale (2.5km) du modèle de prévision numérique du temps AROME (voir partie 2 "Data and Methods" paragraphe "Model Data" pour plus de détails). Les analyses du modèle AROME semblent particulièrement en accord avec les observations GNSS à l'échelle mensuelle. Seule la station DSUA présente un biais systématique avec l'analyse AROME (~ 4 kg/m²). Un tel écart est attribué à une mauvaise reproduction de l'orographie du nord de Madagascar par AROME.

Le cycle diurne est également analysé pour ces 4 stations. Les résultats viennent compléter l'analyse du cycle diurne à Madagascar de la section 4.1.2 où on observait un fort cycle diurne pour ABPO située dans la partie centrale de l'île avec jusqu'à 7.5 kg/m² et un maximum en soirée et un minimum en matinée. Les 4 stations analysées présentent toutes des cycles diurnes distincts dont l'interprétation a été faite en s'aidant des IWV de la réanalyse ERA5. Le cycle diurne de la station ALBR (figure 3i) présente d'importantes similarités avec le cycle diurne sur océan ouvert tel qu'observé pour la station DGAR (cf section 4.1.2. Le maximum (resp. minimum) diurne d'IWV s'y produit en milieu de nuit (resp. à la mi journée) avec une amplitude réduite comparativement aux autres stations (~ 1 kg/m² pour ALBR contre ~ 2 kg/m² pour DSUA, GLOR et MASM). L'utilisation de cartes d'anomalies diurnes d'IWV issues de la réanalyse ERA5 (figure 3 a-h) permet de plus de montrer que ALBR se trouve juste en dehors de la zone d'influence de Madagascar. Ces mêmes cartes illustrent l'influence conjuguée des circulations locales (brise de mer le jour et brise de terre la nuit)- induites par l'important contraste thermique entre Madagascar et les eaux adjacentes- et de l'advection de grande échelle (vents dominants du Sud-Est en basse troposphère) sur les cycles diurnes observés à DSUA (figure 3k) , MASM (figure 3l) et GLOR (figure 3j). La brise de mer se met en place le matin et permet la convergence de la vapeur d'eau au-dessus de Madagascar dans la branche ascendante de la cellule de brise. L'IWV croît jusqu'en début de soirée dans les terres alors que dans le même temps la branche subsidente de la cellule de brise induit un minimum d'IWV en milieu d'après midi au large immédiat de la grande île. On observe ainsi un minimum d'IWV en milieu d'après midi à MASM situé au large de la côte Est alors que dans le même temps l'IWV est maximale à DSUA située dans les terres. Le maximum d'IWV, initialement présent sur les terres, est advecté vers le Nord-Ouest au cours de la soirée ce qui induit un maximum d'IWV

en milieu de nuit à GLOR. Dans le même temps s'opère la bascule de brise vers un régime de brise de terre accompagné de subsidence dans les terres et d'ascendances en mer. L'IWV diminue ainsi graduellement pendant la nuit à DSUA pour atteindre un minimum en fin de nuit alors qu'elle est maximale à MASM en milieu de nuit. L'anomalie sèche au-dessus des terres est advectée vers le Nord-Ouest en matinée ce qui provoque un minimum diurne d'IWV à la mi-journée pour GLOR.

4.2.2 Article



Densification of the Ground-Based GNSS Observation Network in the Southwest Indian Ocean: Current Status, Perspectives, and Examples of Applications in Meteorology and Geodesy

Olivier Bousquet^{1*}, Edouard Lees¹, Jonathan Durand¹, Aline Peltier^{2,3}, Anne Duret⁴, Dominique Mekies¹, Patrice Boissier^{2,3}, Thomas Donal⁴, Frauke Fleischer-Dogley⁵ and Lova Zakariasy⁶

OPEN ACCESS

Edited by:

Gert-Jan Steeneveld,
Wageningen University & Research,
Netherlands

Reviewed by:

Jana Sanchez Arriola,
Agencia Estatal de Meteorología,
Spain
Ricardo de Camargo,
University of São Paulo, Brazil

*Correspondence:

Olivier Bousquet
olivier.bousquet@meteo.fr

Specialty section:

This article was submitted to
Atmospheric Science,
a section of the journal
Frontiers in Earth Science

Received: 27 May 2020

Accepted: 14 August 2020

Published: 04 September 2020

Citation:

Bousquet O, Lees E, Durand J, Peltier A, Duret A, Mekies D, Boissier P, Donal T, Fleischer-Dogley F and Zakariasy L (2020) Densification of the Ground-Based GNSS Observation Network in the Southwest Indian Ocean: Current Status, Perspectives, and Examples of Applications in Meteorology and Geodesy. *Front. Earth Sci.* 8:566105. doi: 10.3389/feart.2020.566105

¹ Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones, UMR 8105 (Reunion University/Meteo-France/CNRS), Réunion Island, France, ² Institut de Physique du Globe de Paris, Université de Paris, Paris, France, ³ Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, La Plaine des Cafres, France, ⁴ Institut National de l'Information Géographique et Forestière, Saint-Mandé, France, ⁵ Seychelles Islands Foundation, Mahé, Seychelles, ⁶ Institut Supérieur de Technologie d'Antsiranana, Antsiranana, Madagascar

In the frame of the research project IOGA⁴MET, a new ground-based GNSS network is being deployed in the Southwest Indian Ocean (SWIO) since November 2017. This new network opens up for new research opportunities in geodesics and atmospheric sciences in this area regularly exposed to natural hazards, and significantly expands the International GNSS System (IGS) network, which only includes eight stations so far in the SWIO. After a description of the current status of IOGA⁴MET, several examples of regional applications in meteorology (climatology and numerical modeling) and geodesy (monitoring of ground deformations) are presented using data collected in northern Madagascar and small neighboring islands in 2018–2020. The observed water vapor cycle is shown to exhibit different characteristics and important variability at all locations. At the seasonal scale, maximum IWV values are similar everywhere, minimum values decrease away from the equator and a sharp IWV gradient can be noticed during the wet–dry transition period. At this time scale, the seasonal IWV cycle analyzed with the high-resolution NWP system AROME-IO matches observations with little discrepancies. At the diurnal scale, IWV characteristics show different behavior on each side of Madagascar, which emphasizes the important role of this island in driving the regional circulation. Finally, examination of ground displacements measured by GNSS stations in relationship with the ongoing Mayotte seismic-volcanic crisis indicates that ground deformation associated with the current off-shore volcanic activity east of Mayotte does not extend up to 250 km, or is currently too low to be detected in very far field.

Keywords: Southwest Indian Ocean, GNSS – Global Navigation Satellite System, water vapor cycle, Madagascar, Mayotte, geodesy, NWP (numerical weather prediction), AROME Indian Ocean

INTRODUCTION

It is relatively common for a measurement system to end up being used for different purposes than those it was originally intended for. Global Navigation Satellite System (GNSS) is for instance one of the technologies whose current applications have extended far beyond its original expected use. Initially designed in the late 70s to support military and civilian positioning and timing, GNSS technology has indeed quickly established itself as an essential tool in seafloor (Bürgmann and Chadwell, 2014), volcano (Fernández et al., 2017) and tectonic (e.g., Segall and Davis, 1997) geodesy, thanks to its ability to measure land and ocean movements with millimeter accuracy. Another important application of GNSS measurements emerged in the early 1990s, when it was found that ground-based GNSS stations could also be used to accurately measure atmospheric water vapor content (Bevis et al., 1992). Since then GNSS has become a key tool in atmospheric and climate sciences (Guerova et al., 2016), and is now commonly used in numerical weather prediction [(NWP), e.g., Bock et al., 2005, 2007a; Mahfouf et al., 2015; Arriola et al., 2016], weather nowcasting (e.g., Van Baelen et al., 2011; Brenot et al., 2013) and climatological (e.g., Parracho et al., 2018; Lees et al., 2020) applications.

Most public GNSS observations currently available to the research community belong to the International GNSS System (IGS) network, which comprises ~400 permanent stations implemented by a voluntary federation of 200 institutions worldwide. Although this network has been growing steadily for almost 20 years, its density is however very heterogeneous and many regions are still poorly instrumented¹. With only 8 public GNSS stations (**Figure 1**), the Southwest Indian Ocean (SWIO) [0-40S, 30-90E] is for instance one of the least instrumented areas of the planet. The low number of sensors deployed in this area can be explained by the difficulties in deploying such instruments under good operating conditions, but also because most countries of the SWIO cannot operate these observing systems on a sustainable basis. The SWIO nevertheless presents unique characteristics that make of this region a particularly interesting and exciting area of investigation in Earth sciences.

With nearly 11 tropical low-pressure systems per year, the SWIO is one of the three most active cyclonic basins on the planet (Leroux et al., 2018). Tropical cyclones (TCs) that develop in this region can be very destructive and often result in considerable human and material losses, as shown by the recent TC Idai, which caused more than 1000 deaths and several billion dollars' worth of damage in Mozambique in 2019. Sea level monitoring in this area, home of many small inhabited islands, is also a key issue in the context of climate change, but the Global Sea Level Observing System (GLOSS) network, which uses tide gauges collocated with GNSS stations, includes very few measurements in this basin². From a geodesic standpoint, understanding the origin and behavior of crustal features of the offshore branch of the

East African Rift System (aka Davie Ridge), which spawns over 1200 km from the coast of Kenya to Madagascar, is also a critical issue for geophysicists (Courgeon et al., 2018). The need to study the dynamics of the Earth's crust in this area has been further highlighted recently following the beginning of an intense, and totally unexpected, seismic-volcanic crisis near Mayotte Island (Cesca et al., 2020).

In order to address the overall lack of GNSS observations in the SWIO, "Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones" (LACy) and its partners have started to deploy a new ground-based GNSS network under the frame of research project "Indian Ocean GNSS Application for Meteorology" (IOGA⁴MET). This short paper aims to present the characteristics of this new network together with potential research applications in atmospheric and earth sciences. After a description IOGA⁴MET current status, examples of applications in meteorology (analysis and modeling of the water vapor cycle in northern Madagascar) and geodesy (ground displacements in the context of the Mayotte seismic-volcanic crisis) are presented using tropospheric and positioning observations collected in 2018–2020.

DATA AND METHODS

This study is based upon the analysis of GNSS-derived IWV data from both IGS and IOGA⁴MET ground-based GNSS observation networks as well as numerical model data.

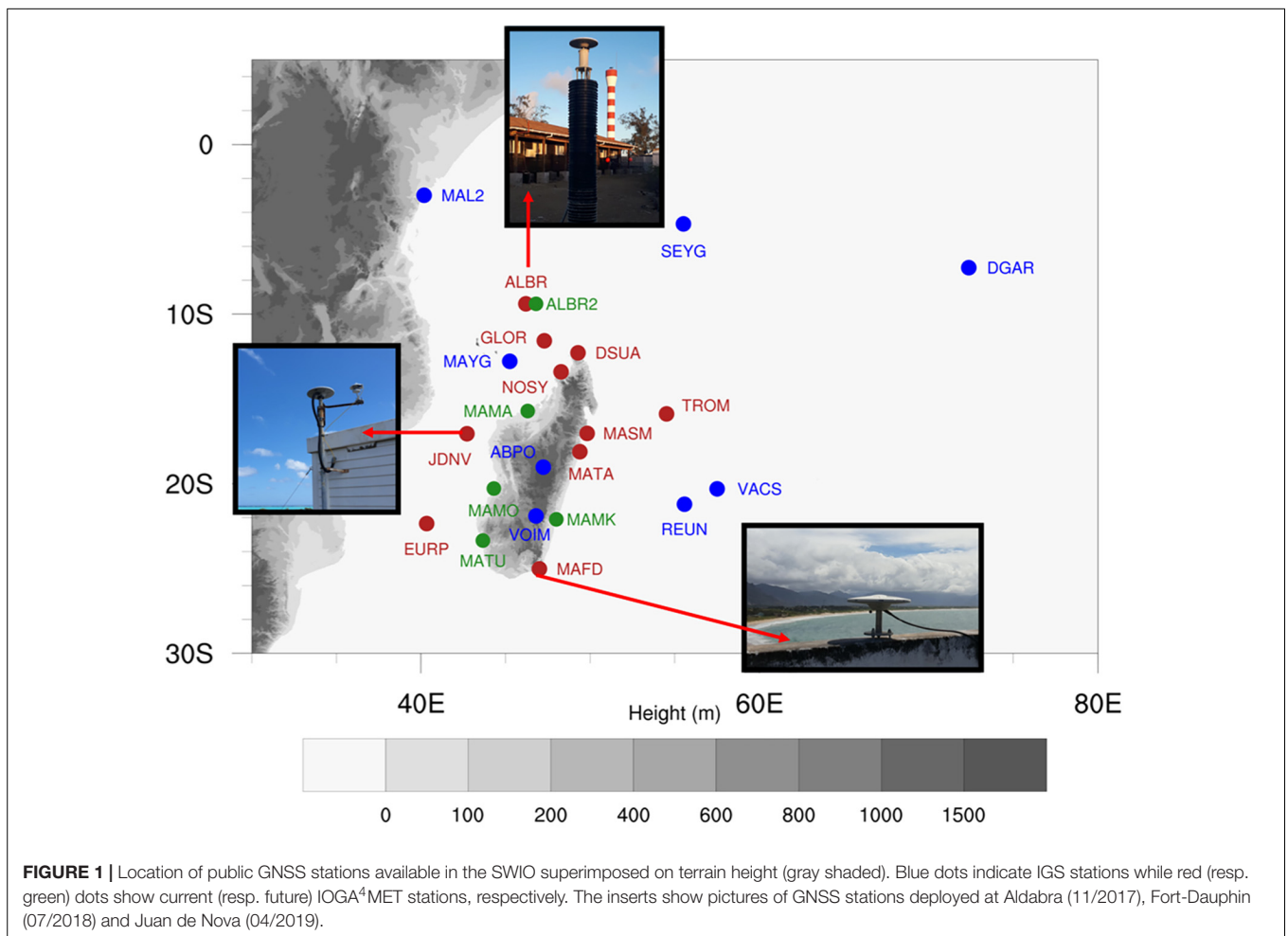
GNSS Data

IOGA⁴MET principally aims to increase the number of tropospheric GNSS measurements (e.g., zenithal delay and integrated water vapor amounts) in the SWIO through the deployment of at least 15 new ground-based GNSS stations in Madagascar and surrounding islands. As of May 2020, 10 permanent GNSS stations have already been deployed in the area, with five more to be installed in early 2021 (**Figure 1**). Each station consists in a GNSS receiver (Trimble NetR9) and a GNSS antenna (Trimble Zephyr 3), collocated with a surface weather station used to gather atmospheric parameters needed to calculate tropospheric data (the reader is referred to Bevis et al., 1992 for details about the calculation of GNSS tropospheric parameters). Currently this network includes five stations in Madagascar (Diego-Suarez, Sainte-Marie, Tamatave, Fort-Dauphin and Nosy Be), one in Seychelles' outer islands (Aldabra), and four in the Eparses Islands of Europa, Juan de Nova, Tromelin and Grande Glorieuse (**Figure 1**). The precise location and installation date of all GNSS stations can be found in the **Supplementary Material** section.

All IOGA⁴MET GNSS stations include the American GPS and Russian GLONASS satellite constellations, with half of them also including the European one, GALILEO [the reader is referred to Li et al. (2015) for the description of major GNSS satellite constellations]. Raw GNSS data consist of observation files with 30-s sampling produced at both hourly and daily time steps. In all Eparses islands but Grande Glorieuse, data are currently collected and transmitted on a regular basis by the staff of the Terres Australes et Antartiques Françaises (TAAF) administration. All

¹<http://www.igs.org/network> for current IGS station location

²<https://www.psmsl.org/products/gloss/glossmap.html> for current GLOSS stations



other stations transmit their data in real time via cellular (MATA, NOSY, MAFD), satellite (ALBR, GLOR) or cabled (all others) Internet networks.

Observations are sent to the French “Institut National de l’Information Géographique et Forestière” (IGN) data center and integrated into IGN’s permanent GNSS network (RGP), allowing for data reception and formatting, routine GNSS calculations and wide dissemination of products such as times series of geographic coordinate and zenithal tropospheric delays. GNSS data files are processed upon reception with the Bernese GNSS software, which is a scientific, high-precision, multi-GNSS data processing tool developed at the Astronomical Institute of the University of Bern (Dach et al., 2015), with hourly, daily, and weekly updates. Tropospheric GNSS data are also deposited on global meteorological databases, allowing for potential data assimilation in main NWP systems.

Model Data

In addition to GNSS-derived IWV observations, this study also makes use of the following numerical model data:

- 6-hourly IWV analysis data extracted from the NWP system AROME-Indian Ocean (AROME-IO), which is the high-resolution (2.5 km) operational model used by the

French weather service (Meteo-France) to provide both global forecasting products and TC forecasts to the 15 members of the SWIO Tropical Cyclone Committee (Bousquet et al., 2020). In its operational configuration, AROME-IO is initialized from European Center for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF)’s Integrated Forecasting System (IFS), which also provides lateral boundary conditions. It runs four times per day at 00, 06, 12, and 18 UTC for periods of 42 h. While AROME-IO does not allow for direct data assimilation yet, an “analysis incremental update” (IAU) scheme is relied upon to generate small-scale features in model analyses (Bousquet et al., 2020). Note that the assimilation of GNSS data is nevertheless taken into account indirectly through IFS, which assimilates GNSS-derived zenithal delay observations collected at IGS stations (see blue dots in **Figure 1** for locations).

- Hourly IWV reanalysis data extracted from the new, high-resolution, ECMWF 5th generation reanalysis (ERA5), which replaced the previous ERA-Interim reanalysis on 31 August 2019. ERA5 provides hourly estimates of a large number of atmospheric, land and oceanic climate variables over the Earth on a 0.25×0.25 -degree horizontal grid (31 km) using 137 levels from the surface up to 80 km (Hersbach et al., 2020).

RESULTS

Examples of Meteorological Applications

GNSS tropospheric data such as atmospheric integrated water vapor (IWV) contents have become one of the most reliable datasets for monitoring global warming and assessing medium-to-long-term trends in space-time distribution of atmospheric moisture around the world (e.g., Wang and Zhang, 2009; Chen and Liu, 2016; Parracho et al., 2018). Due to the limited number of observations available in the SWIO, very little is however known yet about the distribution of water vapor in this area. IOGA⁴MET therefore represents a great opportunity to investigate further the properties of the water cycle in this part of the world as well as its representation in NWP systems.

The mountainous island of Madagascar separates the SWIO basin into two parts: the Mozambique Channel to the west, and the open ocean to the East. With a surface area of 594 301 km², this island is the largest land mass in the SWIO basin and is characterized by a high proportion of high-elevation terrain (Figure 1). Although very few studies on Madagascar climate can be found in the literature, the complex orography of this island is known to have a strong influence on the weather and climate of the SWIO (Nassor and Jury, 1998; Landman et al., 2005; Macron et al., 2016). Madagascar also represents a large surface heating source compared with the surrounding water body, leading to large diurnal circulations that can potentially influence the water cycle of inhabited nearby islands at diurnal time scales. In the following we use time series of tropospheric GNSS observations and model analyses to investigate the characteristics of the tropospheric water vapor seasonal and diurnal cycles in the northern part of this country and three surrounding islands.

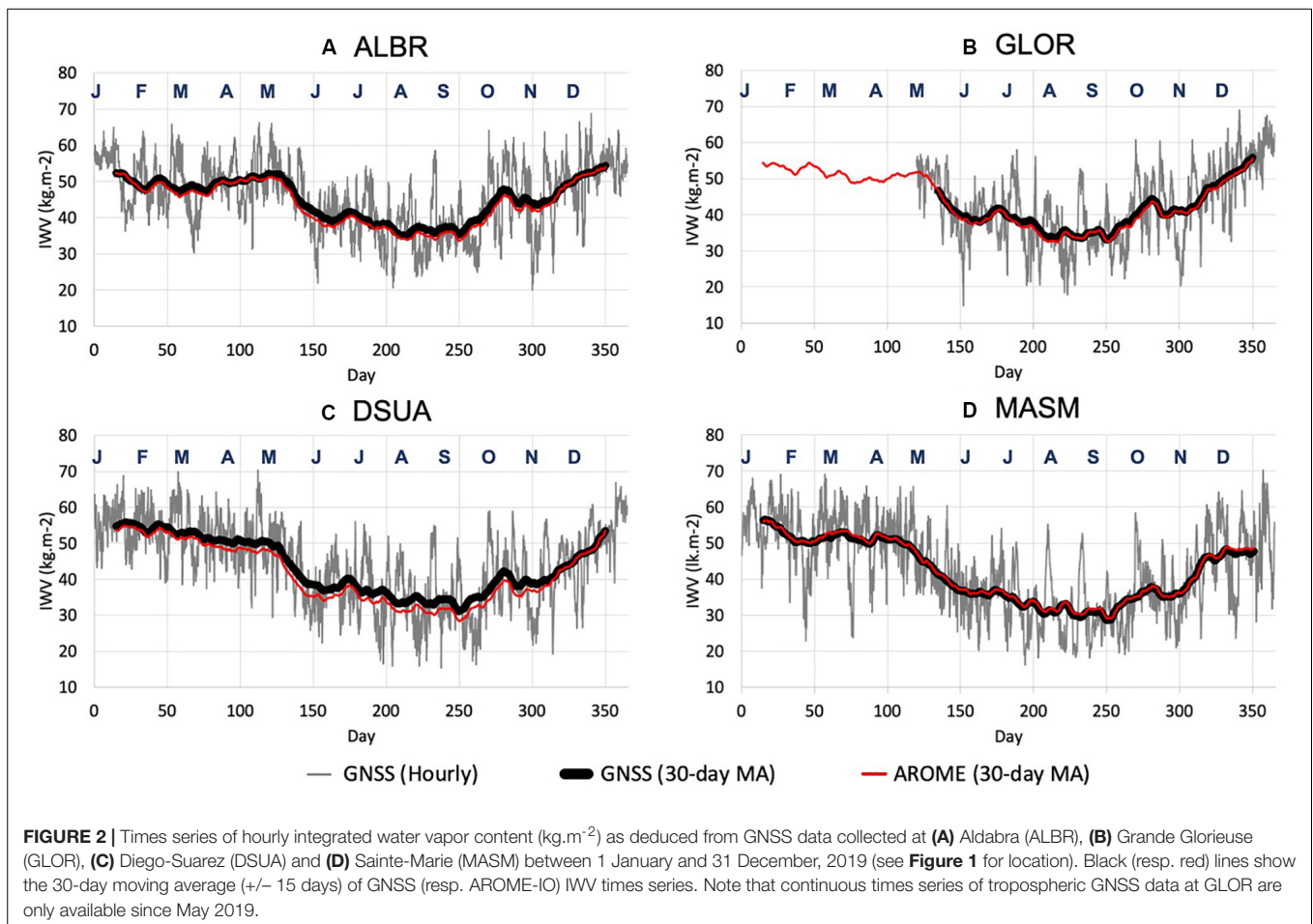
Time series of hourly IWV amounts derived from the analysis of GNSS observations collected in 2019 at Aldabra (ALBR), Grande Glorieuse (GLOR), Diego-Suarez (DSUA) and Sainte-Marie (MASM) are shown in Figure 2, together with the associated 30-day moving average (± 15 days, black line). IWV contents were obtained from the approach of Lees et al. (2020) using zenithal delay observations computed with the Bernese software. On average (black line) tropospheric GNSS observations show a drier period during the cold season (May–October), with minimum values observed near the end of the Austral winter (JJA). A short transition time between the wet and dry seasons is observed in May at all locations, which corresponds to the rapid northward propagation of the Inter Tropical Convergence Zone (ITCZ) over the area, and characterizes the transition from East to West African monsoon (Bock et al., 2007b). The transition between the dry and wet seasons, which begins in October/November, is more gradual with monthly maximum humidity values being observed in January. During the Austral summer (DJF) and winter (JJA), the tropospheric humidity content remains more or less uniform and averages between 53 and 56 kg.m⁻² (resp. 30–35 kg.m⁻²) during the warm (resp. cold) season, depending on the location. While observed hourly (70 kg.m⁻²) and monthly (53–55 kg.m⁻²) maximum IWV values are similar everywhere, minimum values however increase with distance away from the equator. The average amplitude of the seasonal cycle is

thus less marked at ALBR (Figure 2A, ± 17 kg.m⁻², 9°S), than at GLOR (Figure 2B, ± 22 kg.m⁻², 11°S), DSUA (Figure 2C, ± 25 kg.m⁻², 12°S) and MASM (Figure 2D, ± 28 kg.m⁻², 25°S). Highest absolute (hourly) minimum IWV values are also observed in Aldabra with ~ 20 kg.m⁻², against ~ 15 kg.m⁻² elsewhere.

GNSS-derived IWV data can also be used as an independent source to evaluate and monitor the water vapor distribution in model reanalyses (e.g., Bock et al., 2005; Bock and Parracho, 2019; Lees et al., 2020) as well as NWP and climate model forecasts (Guerova et al., 2016). In the following, GNSS-derived IWV observations collected from January 1–December 31, 2019 are compared against IWV contents analyzed daily at 00, 06, 12, and 18 UTC with the AROME-IO NWP system over the same period of time. The evolution of IWV contents analyzed four times daily by this model at Aldabra, Grande Glorieuse, Diego-Suarez and Sainte-Marie are shown by the red lines in Figure 2. In order to smooth out short-term fluctuations (e.g., tropical cyclones) and highlight the effect of seasonality on potential biases or systematic errors, a 30-day moving average was applied to both model and GNSS (black line) data. At these time scales, one can note the excellent agreement between analyzed and observed IWV values, especially at Sainte-Marie (Figure 2D) where the model reproduces both the observed trend and intensity of IWV with imperceptible discrepancies. A similar behavior is also observed at Aldabra (Figure 2A) and Grande Glorieuse (Figure 2C) although one can note a slight underestimation of the tropospheric moisture content of ~ 1 kg.m⁻² ($\sim 2\%$) during the cold season. The most notable differences are observed in Diego-Suarez, where model IWV values are systematically underestimated by 1 to 4 kg.m⁻² (up to 12%), especially during the cold months of June to October. Although DSUA is located along the coast, local circulations are nevertheless strongly influenced by the presence of the highland's region located a few 10s of km southward of Diego-Suarez (Figure 1). We thus suspect these errors to be related to an insufficient resolution of the model topography, which would prevent the model from properly capturing the modifications of air masses caused by the orography (lifting and subsiding motions) at the local scale. Conversely, the islands of Grande Glorieuse, Sainte-Marie and Aldabra are flat and are not, or only slightly, influenced by Madagascar's orography.

Using both ECMWF's 5th generation reanalysis (ERA5) and IGS data, Lees et al. (2020) recently analyzed the properties of the diurnal cycle in various islands (Central Madagascar, Mayotte, La Reunion, Chagos, Mauritius) of the SWIO. An interesting result of this study lied in the highlighting of Madagascar's complex role in driving local water processes in the neighboring island of Mayotte.

In order to further illustrate the evolution of the diurnal water vapor cycle in this area, Figure 3 shows diurnal IWV anomalies in northern Madagascar and surrounding areas, as inferred from ERA5 hourly IWV data throughout year 2019. According to reanalysis data, the northern part of Madagascar is entirely characterized by negative moisture anomalies from 6 LST (Figure 3B) to 9 LST (Figure 3C), while surrounding areas



show neutral to positive anomalies. Near 12 LST (Figure 3D) positive anomalies appear along the east coast of the big island, before increasing and gradually spreading westward during the rest of the day (Figures 3E–H). Finally, between 18 LST (Figure 3F) and 21 LST (Figure 3G), positive anomalies have extended throughout the island and surrounding areas, except in the northern part of the Mozambique Channel where negative anomalies can still be noticed S-SW of Grande Glorieuse.

This overall pattern likely results from (i) the combination of land-breeze / sea-breeze circulations that form at day and night times, and (ii) northwestward advection of moisture anomalies resulting from the presence of the South Indian Ocean anticyclone (located SE of Madagascar), which favors moisture transport and convergence over the central and northern mountains of this island throughout the year (Macron et al., 2016). During the afternoon and early evening (Figures 3D–G), positive (resp. negative) anomalies are generated over land (resp. ocean) by ascending (resp. subsiding) motions associated with land-breeze circulations. This phenomenon reverses during the night and in the early morning with the onset of the sea breeze (Figures 3A–C,H). This results in the formation of a dipole-like pattern between the northern/northwestern parts of Madagascar and the adjacent part of the northern Mozambique Channel whose phase shifts at 12 LST (Figure 3D) and 00 LST

(Figure 3H), i.e., approximately when the breeze circulation shift from land to sea regime.

The observed diurnal IWV cycle at Aldabra, Grande Glorieuse, Diego-Suarez and Sainte Marie is shown in Figures 3I–L, which displays mean diurnal moisture anomalies inferred from the analysis of GNSS data at these locations. Overall each site shows distinct diurnal IWV patterns. At ALBR (Figure 3I), the diurnal cycle is typical of that of an oceanic environment with minimum (resp. maximum) IWV values occurring in late morning (resp. midnight). The diurnal cycle there is less marked than at other locations, reflecting the fact that this atoll is located outside the diurnal influence zone of Madagascar (Figures 3A–H). On the other hand, the diurnal cycle at GLOR (Figure 3J) appears strongly driven by moisture advection originating from Madagascar and shows minimum (resp. maximum) IWV values at 15 LST (resp. midnight). At DSUA (Figure 3K) and MASM (Figure 3L), the IWV diurnal cycle is more or less in phase opposition. At DSUA it is typical of that of a continental area with minimum (resp. maximum) moisture content observed in early morning (resp. mid-afternoon/evening). At MASM the diurnal moisture pattern resembles that of a land-breeze/sea-breeze behavior (with the rising branch of the breeze circulation located inland in the afternoon and offshore at night). Consequently, the

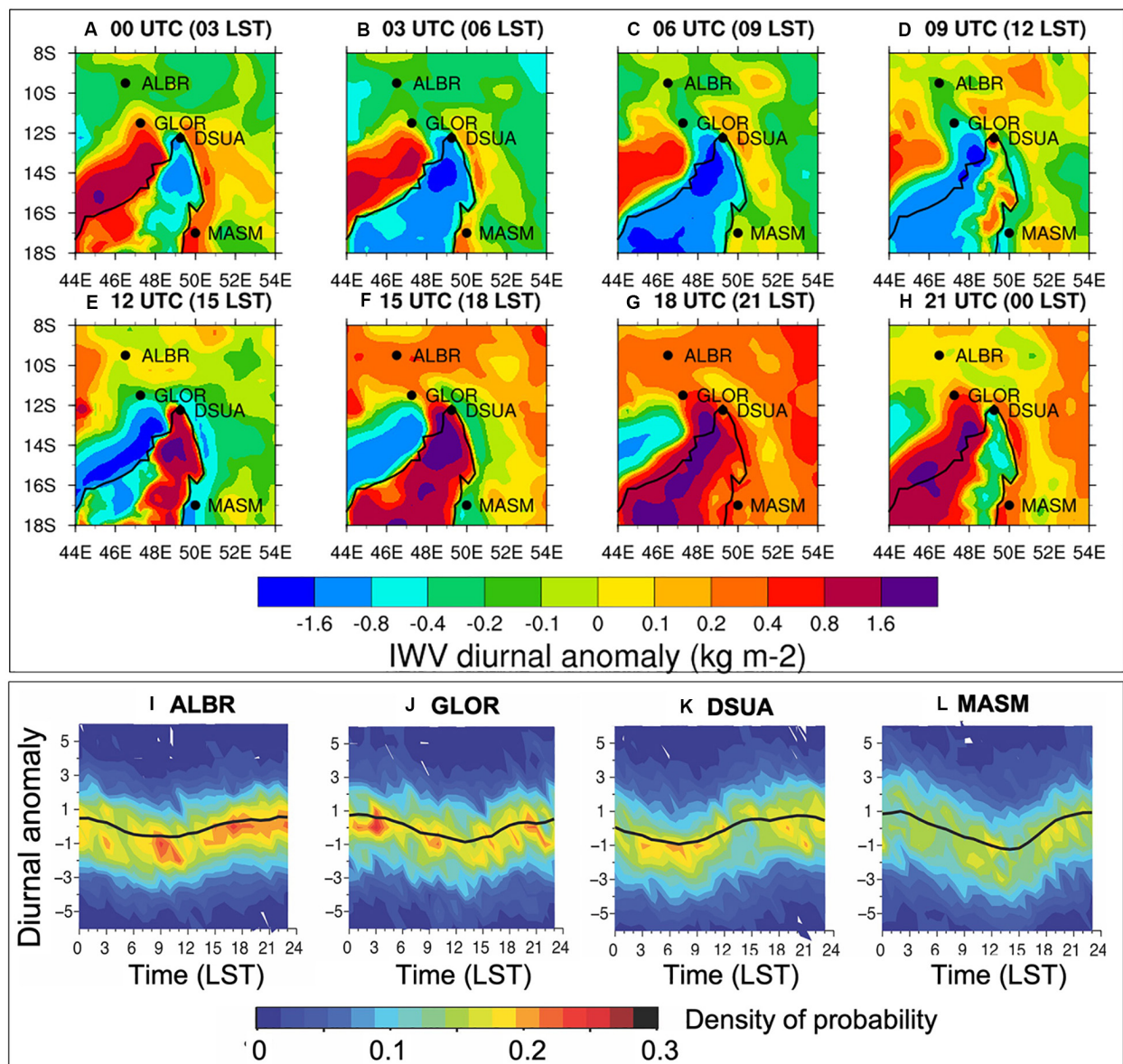


FIGURE 3 | Top and middle panels show IWW diurnal cycle anomaly ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$) computed from ERA5 data between 44–54°E and 8–18°S, by steps of 3 h. Bottom panel shows the density of probability (shaded) and average diurnal anomaly (black line) of IWW ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$) derived from GNSS data collected in 2019 at (I) ALBR, (J) GLOR, (K) DSUA and (L) MASM. Black dots in (A–H) show the locations of GNSS stations used in (I–L).

minimum (resp. maximum) IWW values are observed in mid-afternoon (resp. night-time). These observed differences emphasize the important role of Madagascar in driving the regional circulation and water vapor distribution at the diurnal scale.

Example of Geophysical Application

Although IOGA⁴MET was initially intended to monitor the space-time variability of water vapor, collected data have also started to be widely used by geophysicists for ongoing research activities on ground deformations, especially in the frame of the current Mayotte seismic-volcanic crisis.

Indeed, in May 2018 an unusual seismic activity was recorded offshore Mayotte (Lemoine et al., 2020), and was quickly accompanied in July by ground deformation on this island. The first inverse modeling, using a single isotropic source, showed that these displacements were probably induced by the deflation of a deep magma reservoir (around 30–50 km depth) located 30–60 km east of Mayotte (Lemoine et al., 2020; OVPF/IPGP monthly bulletins 2019). From May, 2–18, 2019, an oceanographic campaign aboard the research vessel Marion Dufresne revealed that these features were actually associated with a major submarine eruption, located about 50–60 km east of the island.

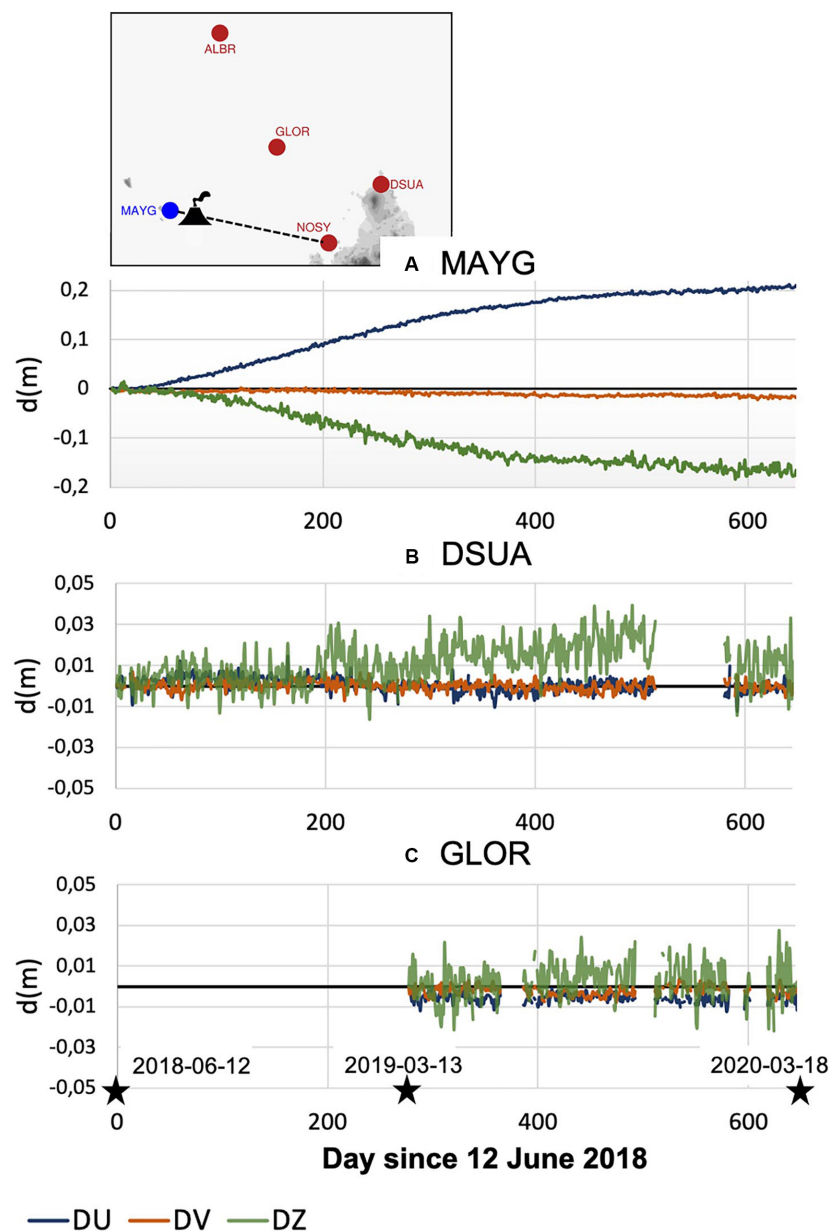


FIGURE 4 | Eastward (blue), southward (orange), and vertical (green) ground displacements with plate velocity removed as recorded by GNSS stations of **(A)** Mayotte (MAYG), **(B)** Diego-Suarez (DSUA) and **(C)** Grande Glorieuse, between June 12, 2018 and March 3, 2020. The insert shows the position of GNSS stations discussed in the text (in red: IOGA⁴MET stations, in blue: IGS station) as well as the location of the submarine volcano discovered in May 2019 [12.54°S, 45.43°E]. Note the different vertical scales in **(A–C)**.

Since the beginning of the crisis, important efforts have been made to monitor this event, including the deployment of temporary and permanent remote GNSS and seismic stations in and around Mayotte to constrain the eastwards extension of the ground deformation. In March 2019, a GNSS station was thus deployed 250 km east of Mayotte, at Grande Glorieuse (GLOR). This GNSS station, together with those previously installed in Mayotte (MAYG IGS station and privately-owned others not shown in this paper) and Diego-Suarez (DSUA, 440 km E/NE of Mayotte), can be used to

monitor the ground deformations associated with this offshore volcanic activity.

Figure 4 presents time series of eastward, westward and vertical ground displacements derived from GNSS measurements recorded from June 12, 2018 to March 18, 2020 at these three locations. Positioning data were obtained daily at 23 UTC over 645 days at MAYG, 580 days at DSUA and 320 days at GLOR and were corrected from plate velocity – Note that positioning data used in this figure were processed independently by IPGP using the GIPSY-X software suite (Bertiger et al.,

2020). GNSS observations collected in Mayotte (**Figure 4A**) show that this island has been subjected to strong and regular ground deformation over this period. Ground motion began to be recorded in July 2018, approximately 2 months after the beginning of the unusual seismic activity and increased progressively in a more or less linear way. Since then, the MAYG station recorded a cumulated subsidence of approximately 17 cm and drifted nearly 20 cm to the east and 2 cm to the south.

As mentioned earlier, data collected at nearby locations can be used to constrain and monitor the spatial extension of the ground deformation associated with the submarine eruption, which is key to anticipate potentially devastating impacts of this seismic-volcanic activity on neighboring territories. As of March 2020, no significant deformation has been recorded yet at GLOR, DSUA (vertical motion data collected at the latter location seems to indicate a slight uplift tendency of 2 cm over the period of observation, which remains in the expected standard error for this component) and Aldabra (380 km N/NE of Mayotte, not shown). Ground displacements associated with the offshore volcanic activity thus do not seem to extend up to 250 km or are currently too low to be detected in very far field. In the coming months, data collected by the newer GNSS station of Nosy-Be (NOSY), which is the first land east of Mayotte along the segment connecting this island to the new volcano (**Figure 4**), will allow to constrain and investigate more precisely the spatial extension of the source of deformation.

DISCUSSION

The deployment of 10 new permanent GNSS stations in the SWIO considerably increases atmospheric and geodesic observation capabilities in this poorly instrumented area. Although datasets collected to date by these new stations are still limited – most GNSS stations were installed less than a year ago – the analysis of data collected by the oldest ones already allows to assess the potential of these new observations for applications in geodesy and atmospheric sciences.

For instance, the analysis of tropospheric GNSS data collected during year 2019 in northern Madagascar (Diego-Suarez) and three small neighboring islands (Aldabra, Sainte-Marie, and Grande Glorieuse) has shown that these new observations represent a great opportunity to describe more accurately the water cycle at various time and space scales in this little studied area. The analysis of positioning data collected at and nearby Mayotte also shows that these new datasets can be particularly useful to monitor ground-based displacements associated with the unique off-shore volcanic activity currently taking place in this area.

In the short-term additional GNSS stations will be deployed to further increase the density of the network, especially in and around Madagascar (**Figure 1**). In 2020, five additional stations will thus be installed at Majunga (MAMA), Morondava (MAMO), Tulear (MATU) and Manakara (MAMK), while a second station will be installed at Aldabra (ALBR2) to monitor more precisely potential ground displacements on this emblematic and unique atoll. The installation of a couple of

additional GNSS stations in Seychelles (Praslin) and Comoros (Mohéli) is also currently investigated. Another short-term objective is to integrate most IOGA⁴MET's stations into the IGS and SONEL (the French dedicated GNSS data center for GLOSS) networks. For this purpose, real-time transmission will be implemented at all Eparses locations (using TAAF's satellite communication system) and all stations will be upgraded to include the European and Chinese (BeiDou) GNSS satellite constellations (allowing to both increase positioning performance and generate the multi-GNSS products required by IGS). The stations of Aldabra (ALBR), Sainte-Marie (MASM) and Diego-Suarez (DSUA), all used in this study, are among the first candidates.

In the frame of the research project MAP-IO, a mobile GNSS station will also be installed permanently onboard the research vessel Marion Dufresne in late 2020. The RV Marion Dufresne, which cruises around 300 days per year in the Eparses Islands and Austral territories, will permit to collect meaningful observations in inaccessible areas of the SWIO as well as to further densify the spatial density of water vapor data collected in this oceanic basin. Studies are also ongoing to evaluate the impact of GNSS data assimilation on AROME-IO's analysis and forecasts using the 3DVar assimilation scheme implemented in the research version of this operational model (Bousquet et al., 2020). GNSS data assimilation is expected to improve TC forecast in this basin through constraining more precisely the water vapor field in the model. We expect this development to improve, in particular, model forecasts in areas characterized by elevated and complex terrain like Madagascar or small volcanic islands such as Reunion and Mayotte.

DATA AVAILABILITY STATEMENT

The raw data supporting the conclusions of this article will be made available by the authors, without undue reservation.

AUTHOR CONTRIBUTIONS

OB is the manager of the project. OB and AP were involved in field work, data analysis, research work, and writing. EL, PB, DM, and JD were involved in field work, data analysis, and processing. AD and TD were involved in data analysis and processing. FF-D and LZ were involved in data collection and field work. All authors contributed to the article and approved the submitted version.

FUNDING

The GNSS stations of DSUA, MASM, MATA, MAFD, and ALBR were deployed in the frame of INTERREG-5 Indian Ocean 2014–2020 research project “ReNovRisk Cyclones and Climate Change,” funded by the European Union, La Reunion Regional Council and the French Government. GNSS stations of EURP, JDNV, GLOR, and TROM were installed as part of research

project “IOGA⁴MET-EI,” funded by the research consortium “Iles Eparses” 2017–2020, while NOSY was funded by La Reunion University through its internal research program OMNCG. IGN was funded by CNRS to coordinate geodetic operations for the Mayotte seismic-volcanic crisis. Since the implementation of this ground-based GNSS Observation Network in the Southwest Indian Ocean, the stations GLOR, DSUA, and NOSY are now included in the monitoring of the Mayotte volcano activity through the REVOSIMA (Réseau de surveillance volcanologique et sismologique de Mayotte). REVOSIMA also participated in the funding of the densification of the GNSS network in the Mayotte area.

ACKNOWLEDGMENTS

We express their warmest thanks to TAAF administration, Mrs. de Plucinski (Soanambo Hotel), Mr. Badourali (Kaleta

Hotel), and Vidal-Lamouroux (Ambonara Mall) for hosting our instruments in Eparses Islands, Sainte-Marie, Fort-Dauphin and Nosy Be. All IOGA⁴MET GNSS stations, excepting GLOR which belongs to IGP, are owned by La Reunion University and CNRS. The IGS MAYG station is owned by CNES. This is IGP contribution 4158. IOGA⁴MET and IGS (MAYG) GNSS data used in this manuscript are available from IGN's RGP and IGS databases at <ftp://rgpdata.ign.fr/pub/gnssmayotte> and <https://files.igs.cb.org>, respectively. ERA5 data can be downloaded at <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp!320/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=overview>.

SUPPLEMENTARY MATERIAL

The Supplementary Material for this article can be found online at: <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2020.566105/full#supplementary-material>

REFERENCES

- Arriola, J. S., Lindskog, M., Thorsteinsson, S., and Bojarova, J. (2016). Variational bias correction of GNSS ZTD in the HARMONIE modeling system. *J. App. Meteorol. Clim.* 55, 1259–1276. doi: 10.1175/JAMC-D-15-0137.1
- Bertiger, W., Bar-Sever, Y., Dorsey, A., Haines, B., Nate, H., and Dan, H. (2020). GipsyX/RTGx, a new tool set for space geodetic operations and research. *Adv. Space Res.* 66, 469–489. doi: 10.1016/j.asr.2020.04.015
- Bevis, M., Businger, S., Herring, T. A., Rocken, C., Anthes, R. A., and Ware, R. H. (1992). GPS meteorology: remote sensing of atmospheric water vapor using the global positioning system. *J. Geophys. Res.* 1992, 15787–15801. doi: 10.1029/92JD01517
- Bock, O., Bouin, M. N., Walpersdorf, A., Lafore, J. P., Janicot, S., Guichard, F., et al. (2007a). Comparison of ground-based GPS precipitable water vapour to independent observations and NWP model reanalyses over Africa. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* 133, 2011–2027. doi: 10.1002/qj.185
- Bock, O., Guichard, F., Janicot, S., Lafore, J. P., Bouin, M. N., and Sultan, B. (2007b). Multiscale analysis of precipitable water vapor over Africa from GPS data and ECMWF analyses. *Geophys. Res. Lett.* 34:L09705. doi: 10.1029/2006GL028039
- Bock, O., Keil, C., Richard, E., Flamant, C., and Bouin, M. N. (2005). Validation of precipitable water from ECMWF model analyses with GPS and radiosonde data during the MAP SOP. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* 131, 3013–3036. doi: 10.1256/qj.05.27.384
- Bock, O., and Parracho, A. C. (2019). Consistency and representativeness of integrated water vapour from ground-based GPS observations and ERA-Interim reanalysis. *Atmos. Chem. Phys.* 19, 9453–9468. doi: 10.5194/acp-19-9453-2019
- Bousquet, O., Barbary, D., Bielli, S., Kebir, S., Laure, R., Faure, G., et al. (2020). An evaluation of tropical cyclone forecast in the Southwest Indian Ocean basin with AROME-Indian Ocean convection-permitting numerical weather predicting system. *Atmos Sci Lett.* 21:e950. doi: 10.1002/asl.21.950
- Brenot, H., Neméghaire, J., Delobbe, L., Clerbaux, N., De Meut-ter, P., Deckmyn, A., et al. (2013). Preliminary signs of the initiation of deep convection by GNSS. *Atmos. Chem. Phys.* 13, 5425–5449. doi: 10.5194/acp-13-5425-2013
- Bürgmann, R., and Chadwell, D. (2014). Seafloor geodesy. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 42, 509–534. doi: 10.1146/annurev-earth-060313-054953
- Cesca, S., Letort, J., Razafindrakoto, H. N. T., Sebastian, H., Eleonora, R., Isken, M. P., et al. (2020). Drainage of a deep magma reservoir near Mayotte inferred from seismicity and deformation. *Nat. Geosci.* 13, 87–93. doi: 10.1038/s41561-019-0505-5
- Chen, B., and Liu, Z. (2016). Global water vapor variability and trend from the latest 36year (1979 to 2014) data of ECMWF and NCEP reanalyses, radiosonde, GPS, and microwave satellite. *J. Geophys. Res. Atmos.* 121, 442–441. doi: 10.1002/2016JD024917
- Courgeon, S., Bachèlery, P., Jouet, G., Jorry, S. J., Bou, E., Gilbert, C., et al. (2018). The offshore east African rift system: new insights from the Sakalaves seamounts (Davie Ridge, SW Indian Ocean). *Terra Nova* 30, 380–388. doi: 10.1111/ter.12353
- Dach, R., Lutz, S., Walser, P., and Fridez, P. (2015). *Bernese GNSS Software Version 5.2*. Bern: University of Bern.
- Fernández, J., Pepe, M., Poland, F., and Sigmundsson, F. (2017). Volcano geodesy: recent developments and future challenges. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 344, 1–12. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2017.08.006
- Guerova, G., Jones, J., Dousa, J., Dick, G., Haan, S. D., Rosa, P., et al. (2016). Review of the state of the art and future prospects of the ground-based GNSS meteorology in Europe. *Atmos. Meas. Tech.* 9, 5385–5406. doi: 10.5194/amt-9-5385-2016
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Shoji, H., Andras, H., Radu, R., et al. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2020, 1–51. doi: 10.1002/qj.3803
- Landman, W. A., Seth, A., and Camargo, S. J. (2005). The effect of regional climate model domain choice on the simulation of tropical cyclone-like vortices in the southwestern Indian Ocean. *J. Clim.* 18, 1263–1274. doi: 10.1175/JCLI3324.1
- Lees, E., Bousquet, O., Roy, D., and Leclair, J. (2020). Analysis of diurnal to seasonal variability of Integrated Water vapour in the South Indian Ocean Basin Using Ground-Based GNSS and 5th generation ECMWF Reanalysis (ERA5) data. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* (in press).
- Lemoine, A., Briole, P., Bertil, D., Roullé, A., Foumelis, M., Thinon, I., et al. (2020). The 2018–2019 seismo-volcanic crisis east of Mayotte, Comoros islands: seismicity and ground deformation markers of an exceptional submarine eruption. *Geophys. J. Int.* 223, 22–44. doi: 10.1093/gji/ggaa273
- Leroux, M. D., Meister, J., Mekies, D., Dorla, A., and Caroff, P. (2018). A Climatology of Southwest Indian ocean tropical systems: their number, tracks, impacts, sizes, empirical maximum potential intensity, and intensity changes. *J. Appl. Meteor. Climatol.* 57, 1021–1041. doi: 10.1175/JAMC-D-17-0094.1
- Li, X., Zhang, X., Ren, X., Fritsche, M., Wickert, J., and Schuh, H. (2015). Precise positioning with current multi-constellation Global Navigation Satellite Systems: GPS, GLONASS, Galileo and BeiDou. *Sci. Rep.* 5:8328. doi: 10.1038/srep08328
- Macron, C., Richard, Y., Garot, T., Bessafi, M., Pohl, B., Adolphe, R., et al. (2016). Intraseasonal rainfall variability over Madagascar. *Mon. Wea. Rev.* 144, 1877–1885. doi: 10.1175/MWR-D-15-0077.1

- Mahfouf, J. F., Ahmed, F., Moll, P., and Teferle, N. F. (2015). Assimilation of zenith total delays in the AROME France convective scale model: a recent assessment. *Tellus A* 67:26106. doi: 10.3402/tellusa.v67.26106
- Nassor, A., and Jury, M. R. (1998). Intra-seasonal climate variability of Madagascar. Part 1: mean summer conditions. *Meteorol. Atmos. Phys.* 65, 31–41. doi: 10.1007/BF01030267
- Parracho, A. C., Bock, O., and Bastin, S. (2018). Global IWV trends and variability in atmospheric reanalyses and GPS observations. *Atmos. Chem. Phys.* 18, 16213–16237. doi: 10.5194/acp-18-16213-2018
- Segall, P., and Davis, J. L. (1997). GPS applications for geodynamics and earthquake studies. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 25, 301–336. doi: 10.1146/annurev.earth.25.1.301
- Van Baelen, J., Reverdy, M., Tridon, F., Labbouz, L., Dick, G., Bender, M., et al. (2011). On the relationship between water vapour and evolution and the life cycle of precipitation systems. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* 137, 204–223. doi: 10.1002/qj.785.458
- Wang, J., and Zhang, L. (2009). Climate applications of a global, 2-hourly atmospheric precipitable water dataset from IGS round-based GPS measurements. *J. Geod.* 83, 209–217. doi: 10.1007/s00190-008-0238-5

Conflict of Interest: The authors declare that the research was conducted in the absence of any commercial or financial relationships that could be construed as a potential conflict of interest.

Copyright © 2020 Bousquet, Lees, Durand, Peltier, Duret, Mekies, Boissier, Donal, Fleischer-Dogley and Zakariasy. This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (CC BY). The use, distribution or reproduction in other forums is permitted, provided the original author(s) and the copyright owner(s) are credited and that the original publication in this journal is cited, in accordance with accepted academic practice. No use, distribution or reproduction is permitted which does not comply with these terms.

Chapitre 5

Variabilité temporelle de la vapeur d'eau sur l'île de la Réunion

Sommaire

5.1	Contexte climatique à la Réunion	85
5.2	Séries temporelles et décomposition spectrale de la colonne intégrée en vapeur d'eau à la Réunion	89
5.3	Variabilité annuelle de l'IWV à la Réunion : lien avec la répartition verticale de la vapeur d'eau	92
5.4	Variabilité diurne de l'IWV	95
5.4.1	cycle diurne en moyenne saisonnière	95
5.4.2	Influence du vent synoptique sur la phase et l'amplitude du cycle diurne	96
5.5	Variabilité inter-annuelle de l'IWV : cas d'étude de 2017-2018	99
5.6	Ouverture : relation entre les cycles saisonniers et diurnes de l'IWV et de la couverture nuageuse à la Réunion	107
5.6.1	Résumé	107
5.6.2	Article	108

Après avoir étudié la variabilité temporelle de l'IWV à l'échelle régionale au chapitre précédent, on se concentre cette fois sur l'île de la Réunion. Les délais troposphériques zénithaux utilisés dans ce chapitre proviennent de solutions journalières de l'IGN (voir section 3.3.1 pour plus de détails). Toutes les stations GNSS n'ont cependant pas la même profondeur temporelle. Les données ZTD sont disponibles depuis 2009 pour SLEU et REUN, 2014 pour BPAN, 2016 pour MAIG et 2018 pour STDE, STAN, SROS, PIER, CILA, LEPO. Les IWV sont calculées en utilisant les méthodes décrites en section 3.2 et partie 2 de l'article en section 4.1.2 avec les spécificités liés à la Réunion (voir début de la section 3.3.3). La répartition géographique des stations météo-France et GNSS utilisées dans ce chapitre est donnée en figure 5.1. Les données météorologiques (Météo France) utilisées pour le calcul de l'IWV dans ce chapitre sont la pression de surface, la température à 2m et l'humidité relative. Les résultats obtenus sur l'IWV sont comparés avec des données provenant de radiosondages afin de relier variabilité de l'IWV et des profils verticaux d'humidité relative. Enfin, on utilise des données provenant de la Réanalyse ERA5 pour dériver le vent (direction et force) en basse troposphère (925 hPa), la subsidence de grande échelle en moyenne troposphère (vitesse verticale à 500 hPa) ou encore les TSM. ainsi que des données provenant de radiosondages pour l'interprétation des résultats sur l'IWV.

La première partie de ce chapitre complète le contexte climatique à l'île de la Réunion donné en chapitre d'introduction. Il permet de mettre en place les notions nécessaires à l'interprétation des résultats concernant la variabilité spatiale et temporelle de la vapeur d'eau sur l'île. La seconde partie explore la variabilité de l'IWV au travers de séries temporelles et décompositions fréquentielles pour les deux stations ayant le plus de profondeur temporelle à savoir SLEU et REUN dont les données sont traitées par l'IGN depuis 2009. La partie 3 (resp. 4 et 5) se focalise sur l'étude du cycle saisonnier (resp. cycle diurne et variabilité inter-annuelle) pour les 10 stations données en figure 5.1. Les parties 3 et 5 utilisent des données de radio-sondage pour l'interprétation de la variabilité temporelle de l'IWV. La partie 5 utilise également des cartes saisonnières de vitesse verticale à 500 hPa et d'IWV provenant d'ERA5 afin de faciliter l'interprétation de la variabilité inter-annuelle en 2017 et 2018 sur l'île de la Réunion. La dernière partie de ce chapitre se veut une ouverture avec l'utilisation des résultats obtenus sur l'IWV pour l'étude de la variabilité saisonnière et diurne de l'ennuagement à la Réunion obtenus à partir de données d'un radar nuage BASTA.

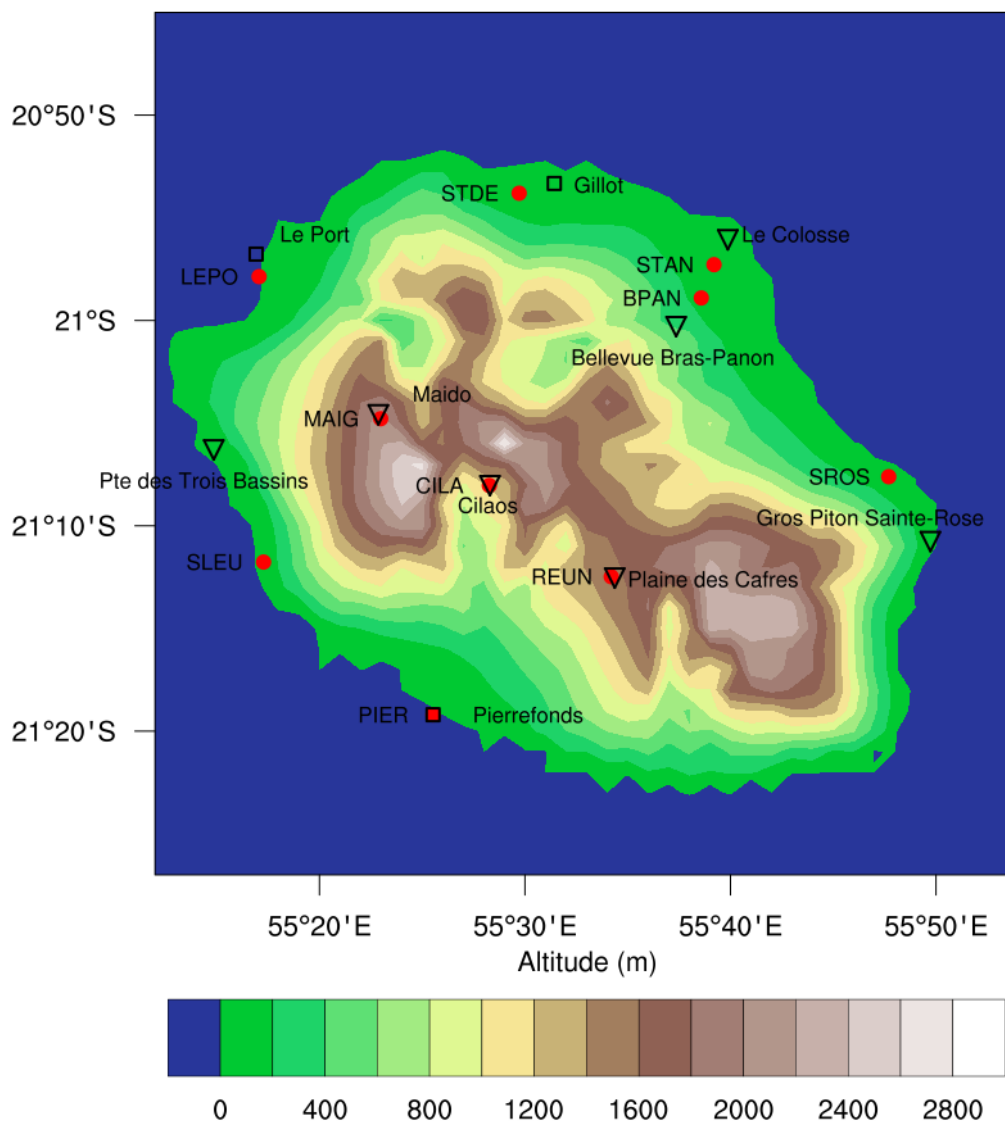


Figure 5.1: **Carte en relief des stations GNSS et météo de l'île de la Réunion** : Les stations GNSS utilisées sont repérées par des points rouges ainsi que par leurs identifiants à 4 lettres. Les stations Météo France dont les données ont été utilisées sont représentées par des carrés noirs (stations mesurant la pression de surface) et des triangles noirs (stations ne mesurant pas la pression de surface)

5.1 Contexte climatique à la Réunion

L'île de la Réunion est une île tropicale située au voisinage du tropique du Capricorne dans le sud ouest de l'océan Indien par 21 S 55 E. L'île est située été comme hiver sur le flanc équatorial de la ceinture anticyclonique subtropicale. D'après la Réanalyse du centre européen ERA5 utilisée sur la période 1990-2019, les hautes pressions subtropicales sont situées en moyenne vers 30 S dans la partie Sud Ouest du bassin pendant l'hiver Austral et vers 35 S dans la partie Sud-Est du bassin pendant l'été Austral (cf figure 5.2). La position de la ceinture anticyclonique fait que les vents soufflent en moyenne de l'Est tout au long de l'année au voisinage de la Réunion. Les variations saisonnières de direction et d'intensité sont faibles avec en moyenne sur la période 1990-2019 des vents de 7.5 m/s de l'Est-Sud-Est pendant l'hiver austral et 5 m/s de l'Est pendant l'été Austral.

La figure 5.3 a été obtenue par Badosa et al. [2015] à partir des données de vent à 10m de la réanalyse ERA Interim au point de grille correspondant à la Réunion. La résolution horizontale de

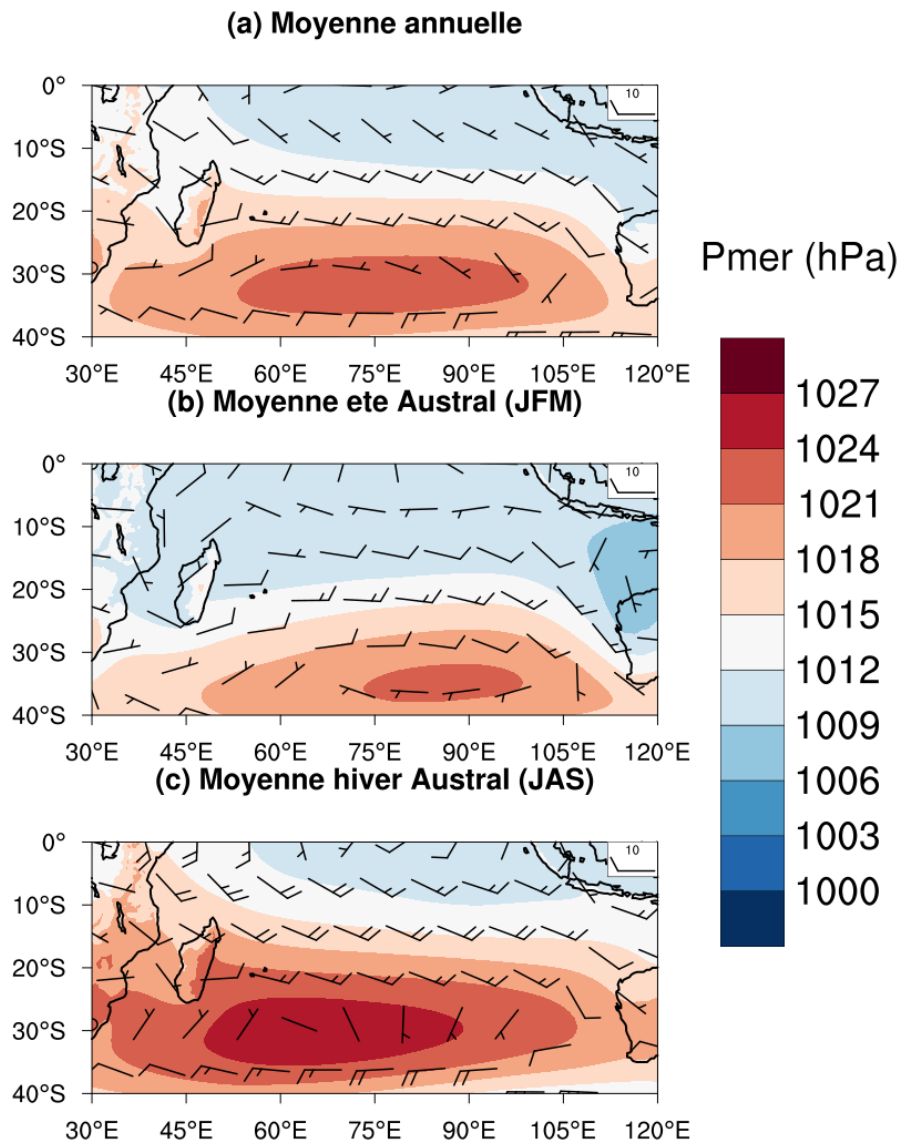


Figure 5.2: **Moyennes saisonnières de vent à 925hPa et de pression réduite au niveau de la mer** : Moyennes sur la période 1990-2019 du vent à 925 hPa (basse troposphère) et de la pression réduite au niveau de la mer en hPa. Les données proviennent de la Réanalyse ERA5. La vitesse de vent est donnée en noeuds (1 kt équivaut à ~ 0.51 m/s) par des barbules : 1 barbule = 10 kt et 1/2 barbule = 5 kt. La sous figure (a) donne la moyenne annuelle du vent et de la pression au niveau de la mer, la sous figure (b) donne la moyenne pendant l'été Austral (Janvier à Mars) et la sous figure (c) pendant l'hiver Austral (Juillet à Septembre)

cette réanalyse (0.75°), entraîne que l'influence de l'île sur l'écoulement est négligeable. Les auteurs ont déterminé que été comme hiver, les vents à 10m soufflaient majoritairement (48 % en été contre 59.5 % en hiver) de l'Est-Sud Est (80 à 120° sur la figure 5.3) avec quelques cas (26.7 % d'occurrence en été contre 13.9 % en hiver) de vent de Nord-Est (40 à 80°) et quelques cas (9.8 % d'occurrence en été contre 17.1 % en hiver) de vent de Sud-Est (120 à 160°).

Du fait de sa position proche du tropique du Capricorne, l'île est sous l'influence de la subsidence subtropicale une grande partie de l'année. Badosa et al. 2013 ont déterminé à partir de réanalyses (ERA Interim) que la vitesse verticale à 500 hPa ie en moyenne troposphère était en moyenne de 45 hPa/jour pendant l'hiver austral sur le domaine $[0-33.5^\circ \text{ S}, 43.5-83.5^\circ \text{ E}]$. Cela a une conséquence importante sur la stabilité et la structure thermique de l'atmosphère à la Réunion avec la présence d'une couche d'inversion thermique entre 2000 et 4000m d'altitude [Lesouëf, 2010] dont la fréquence et l'altitude varient suivant la saison avec des inversions plus fréquentes

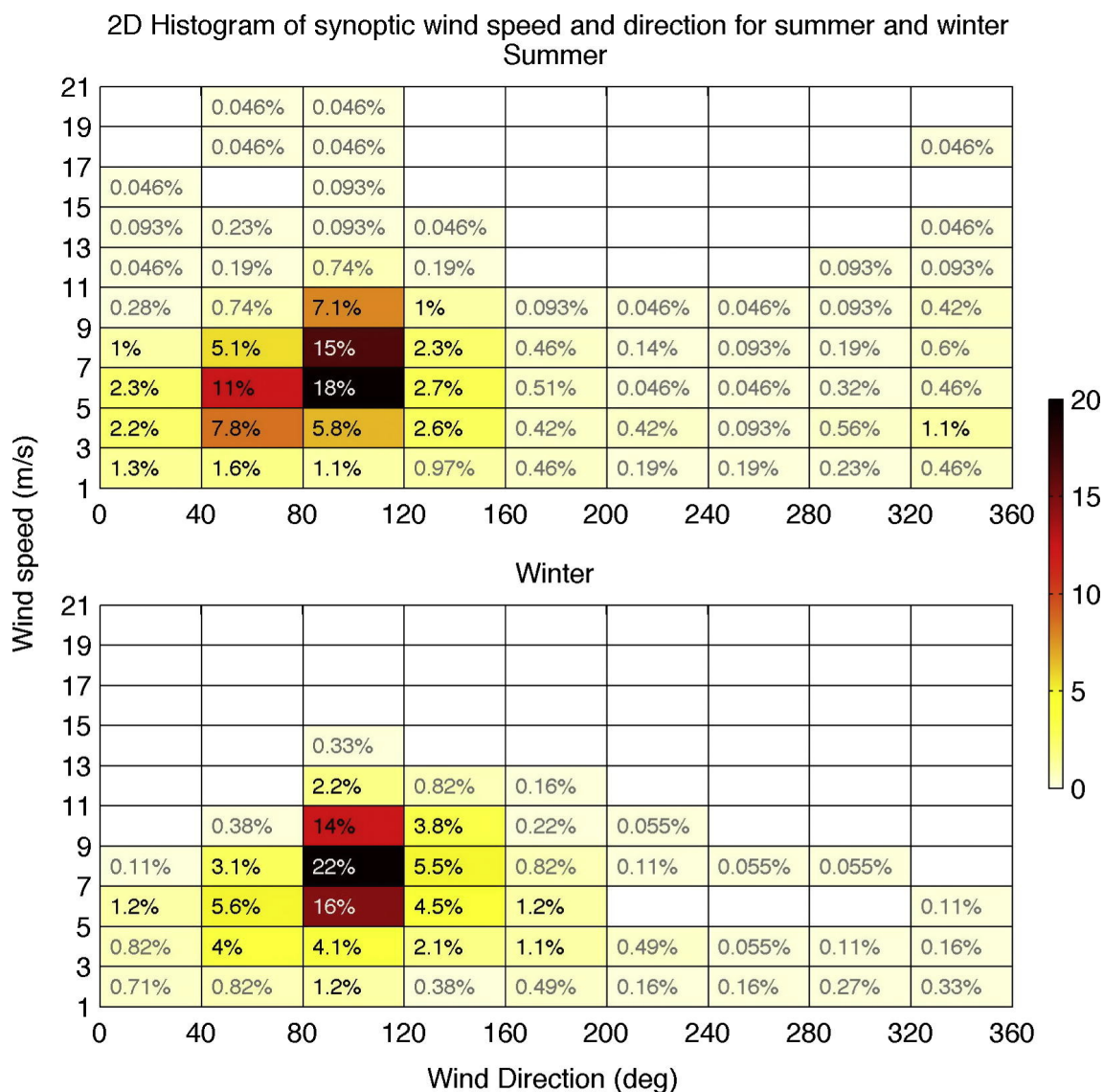


Figure 5.3: **Distribution (direction et force) des vents à 10m à la Réunion (source Badosa et al. 2015)** : Cette figure représente la probabilité que le vent à 10m à la Réunion (données issues d'ERA interim sur la période 2000-2009) ait une direction incluse dans un bin de 40 ° et une vitesse entre x et x+2 m/s. La sous figure du dessus (resp. du dessous) représente la distribution de direction et force du vent à 10m en été Austral (resp. hiver Austral)

(resp. quasi absente) entre Juin et Septembre (resp. de Décembre à Mars) et situées à plus basse altitude de Septembre à Novembre (voir figure 2 de Réchou et al. 2019).

L'île de la Réunion présente un relief accidenté avec deux massifs montagneux au Sud-Est (piton de la Fournaise) et au centre de l'île (piton des Neiges) culminant à 2650m et 3070m respectivement (voir figure 5.1). La forte stabilité thermodynamique de l'atmosphère à la Réunion avec une inversion thermique approximativement à la même altitude que les sommets de l'île et les vents soufflant à environ 5 à 15 m/s font que l'écoulement de l'air en basse troposphère est la plupart du temps obligé de contourner l'île Lesouëf 2010. Ainsi, d'après Jumaux et al. 2011, la direction et l'intensité du flux en amont de l'île permettent de définir 3 zones géographiques en lien avec le contournement du relief par le vent. La figure 5.4 tirée de Jumaux et al. 2011 représente ces 3 zones dans le cas d'un flux de Sud-Est en amont de l'île. A l'image de l'écoulement du courant d'une rivière autour d'un rocher, l'écoulement est ralenti en amont de l'île avec une zone de blocage sur la côte faisant face au vent (zone A), accéléré le long des côtes parallèles au flux par effet venturi (zone B) et absent jusqu'à 100km en aval de l'île avec des circulation complexes modulés par les

brises thermiques sur la côte sous le vent (zone C).

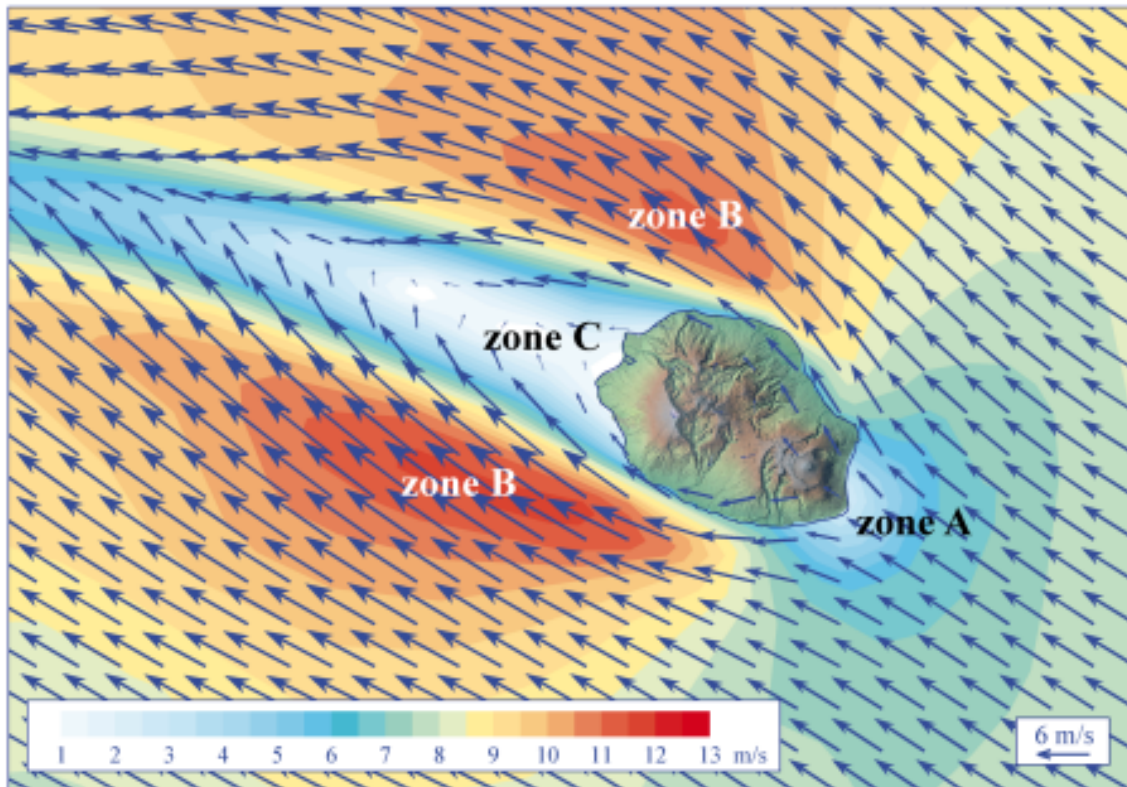


Figure 5.4: **Contournement du relief de la Réunion par un vent de Sud Est (source Jumaux et al. 2011)** : Direction (vecteurs) et force (longueur des vecteurs et couleur) du vent de surface à la Réunion dans le cas d'un alizé de Sud Est de 6 m/s en amont de l'île. Les zones A, B et C représentent les régions au vent, parallèles au vent et sous le vent.

Les zones A, B et C définissent les zones au vent, parallèles au vent et sous le vent respectivement. La position de ces zones varie en fonction de la direction et de la force du flux incident. Cependant, étant donné la distribution en force et direction du vent à 10m (cf figure 5.3), on peut considérer que les stations GNSS (cf figure 5.1) STAN, BPAN et SROS se situent la plupart du temps en zone A et parfois en zones B, PIER et STDE se situent le plus fréquemment en zone B et parfois dans l'une des deux autres zones, et SLEU et LEPO se situent la plupart du temps en zone C et parfois en zone B pour LEPO en flux de Nord-Est ou SLEU en flux de Sud à Sud-Est. Cette répartition préférentielle des zones A, B et C a également d'importante sur la répartition géographique des précipitations comme vu dans la figure 5.5 tirée de Jumaux et al. 2011 avec des cumuls annuels proches de 10000 mm/an dans le Sud-Est de l'île contre 500 mm/an sous le vent du relief. L'île de la Réunion présente d'importantes similarités avec les îles de l'archipel d'Hawaï - relief important, vents dominants soufflant de l'Est et l'atmosphère stable forçant le vent à contourner les îles - et il n'est ainsi pas surprenant de retrouver une amplification des précipitations par blocage orographique sur la côte Est de l'île [Carbone et al., 1998]. La répartition temporelle des précipitations est également impactée. En effet, d'après Jumaux et al. 2011, les brises thermiques prédominent sous le vent du relief provoquant un maximum d'occurrence des précipitations en milieu d'après midi sur le relief de l'ouest de l'île. A l'inverse, les précipitations sont plus fréquentes en fin de nuit le long des côtes sud-est, est et nord-est de l'île à l'image de la façade au vent des îles d'Hawaï [Carbone et al., 1998]. La présence d'une zone d'accélération du vent provoque également de la divergence et des mouvements d'air subsidents dans les zones B avec un ensoleillement plus important que dans le reste de l'île.

Pour résumer, la position géographique de l'île de la Réunion au nord de la ceinture anticy-

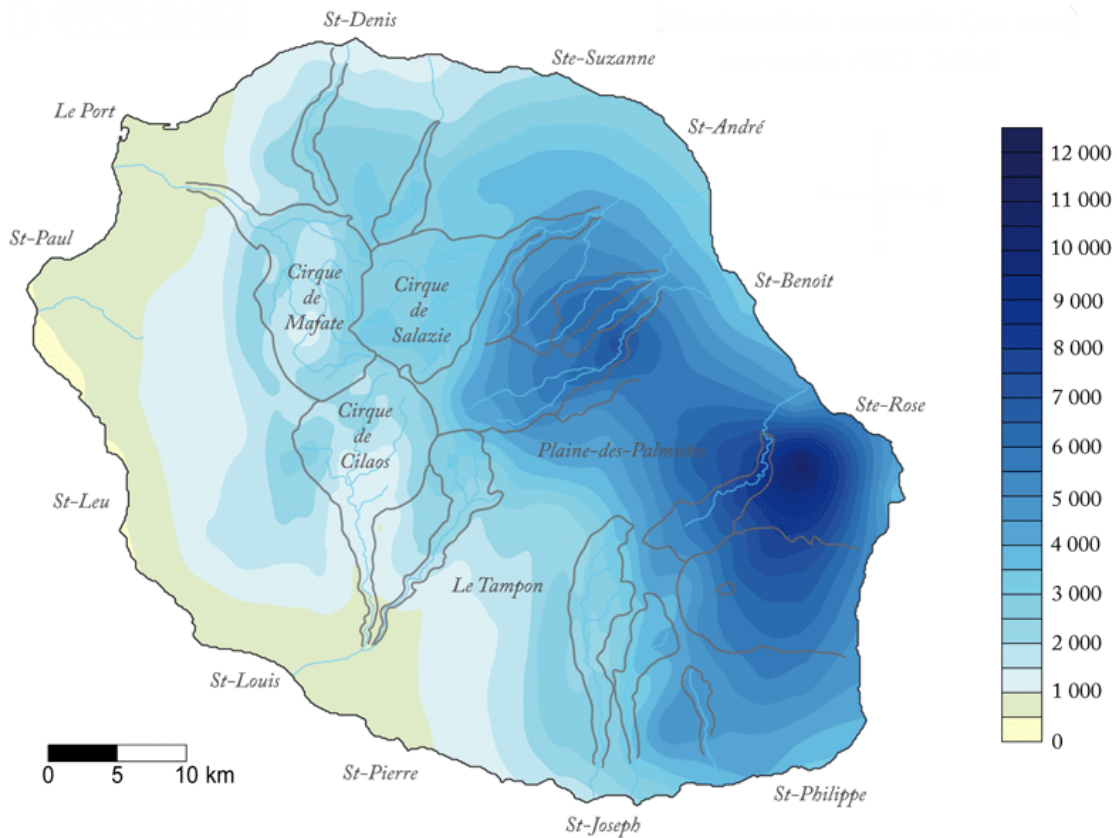


Figure 5.5: Cumul annuel moyen des pluies (mm ou $L.m^{-2}$) à la Réunion pour la période 1980 à 2010 (source Jumaux et al. 2011)

clonique subtropicale entraîne que les vents y soufflent toute l'année de l'Est et préférentiellement avec des directions de 80 à 120 °. La subsidence subtropicale qui prévaut pendant l'hiver Austral, stabilise l'atmosphère de l'île avec la présence d'une inversion thermique entre 2000 et 4000m d'altitude. En lien avec les hauts reliefs de l'île, le vent est donc forcé à contourner le relief avec la formation d'une zone de blocage sur la côte au vent associée à des précipitations orographiques, d'une zone abritée sous le vent associée à des brises thermiques prédominantes, et de deux zones où le vent accélère. L'ensemble de ses considérations viendra alimenter la discussion sur l'observation de la variabilité annuelle, diurne, inter-annuelle et géographique de l'IWV sur l'île de la Réunion.

5.2 Séries temporelles et décomposition spectrale de la colonne intégrée en vapeur d'eau à la Réunion

Dans cette partie, on explore la variabilité temporelle de la vapeur d'eau en utilisant des séries temporelles et décomposition spectrale par transformée de Fourier afin d'expliquer pourquoi on s'intéresse plus spécifiquement dans la suite aux modes de variabilité diurnes et annuels. Comme mentionné précédemment, les stations SLEU et REUN représentent les stations GNSS dont les données sont disponibles depuis le plus longtemps sur l'île de la Réunion. La figure 5.6 montre les séries temporelles d'IWV (resp. de température) pour les stations GNSS SLEU et REUN (resp. les stations Météo France Pointe des Trois Bassins et Plaines des Cafres). Ces stations sont situées au niveau de la mer pour SLEU/Pointe des Trois Bassins et à 1550m d'altitude pour REUN/Plaine des Cafres. Les sous figures (a) et (c) montrent que le cycle annuel de la température semble faible avec

5 à 7 °C d'amplitude annuelle moyenne dans les deux cas et entre 20-25 °C entre les valeurs extrêmes pour chaque station. Les écarts observés semblent nettement plus importants pour l'IWV. Les valeurs d'IWV oscillent entre 15 et 60 kg.m⁻² (resp. 0-5 et 40 kg.m⁻²) à SLEU (resp. REUN) avec des valeurs extrêmes à 70 kg.m⁻² (resp. 50 kg.m⁻²) lors du passage de systèmes dépressionnaires tropicaux au voisinage de l'île début 2018. Les sous figures (b) et (d) se concentrent sur une période de 31 jours au mois d'Octobre 2014. On y distingue très nettement le cycle diurne de la température de surface (5 à 15 °C d'amplitude thermique diurne) modulé par la faible variabilité synoptique de ce même paramètre (variation de l'ordre de 1 à 3 °C d'un jour à l'autre). Contrairement à la température, les variations synoptiques de l'IWV semblent plus importantes sur cette période que les variations diurnes bien que l'on distingue clairement un cycle diurne de l'IWV de l'ordre de 5 kg.m⁻² en phase avec le cycle diurne de la température pour les deux stations. En particulier, l'IWV passe graduellement de 25 à 50 kg.m⁻² à SLEU entre le 21 et le 27 Octobre avant de chuter brutalement de 25 kg.m⁻² le 28 Octobre 2014. Un comportement similaire avec toutefois des valeurs plus faibles en lien avec l'altitude plus élevée de la station peut être observé à REUN pour les mêmes dates. Cette chute d'IWV s'accompagne les jours suivant d'une baisse de température de quelques degrés. La lente croissance de l'IWV immédiatement suivie d'une baisse brutale associée à une baisse plus modérée des température trahit le passage d'un pseudo front froid avec une advection d'air chaud et humide à l'avant du front suivie du passage du front et de la subsidence post frontale associée à de l'air très sec à l'arrière du front.

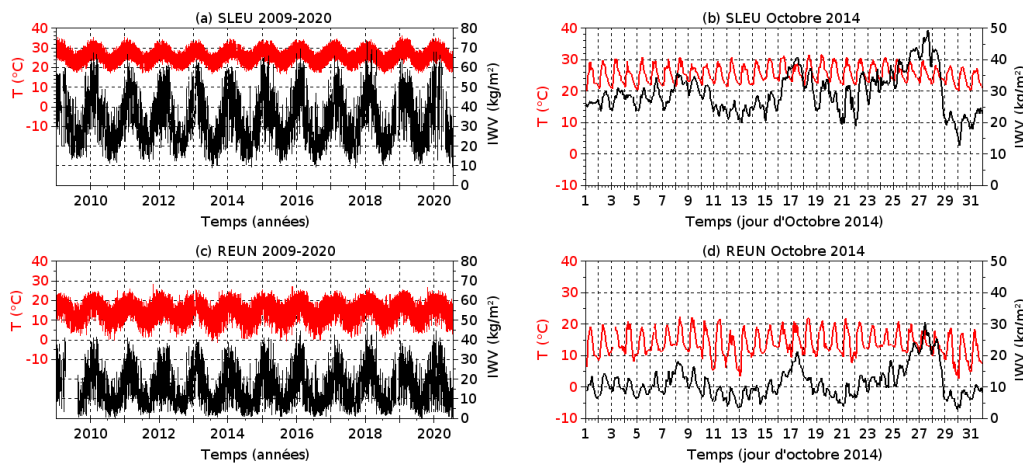


Figure 5.6: **Séries temporelles de colonne intégrée en vapeur d'eau et de température à la Réunion** : (a) Séries temporelles d'IWV à la station GNSS SLEU (courbe noire) et de température à la station Météo France voisine de Pointe des Trois Bassins (rouge) entre le 1er Janvier 2009 et le 20 Juillet 2020. (b) idem que (a) mais pour le mois d'Octobre 2014. (c) Séries temporelles d'IWV à la station GNSS REUN (noir) et de température à la station Météo France voisine de Plaine des Cafres (courbe rouge) entre le 1er Janvier 2009 et le 20 Juillet 2020. (d) idem que (c) mais pour le mois d'Octobre 2014. La lecture de la température se fait sur l'axe de gauche en rouge et la lecture de l'IWV sur l'axe de droite en noir.

Afin de quantifier plus précisément l'importance relative des cycles diurnes et annuels de l'IWV, on souhaite à présent effectuer une décomposition spectrale des séries temporelles d'IWV. Pour se faire on utilise la transformation de Fourier. Étant donné que les séries d'IWV et de températures présentent des données manquantes, il faut préalablement quantifier la proportion de données disponibles.

Une première méthode consiste à uniquement retirer les données manquantes de la série complète de données puis de lui appliquer une transformation de Fourier. Cependant, en procédant ainsi, on se retrouve avec des journées de longueurs irrégulières. Cette méthode a été appliquée en début de thèse et conduit à un étalement du pic diurne.

Une seconde méthode consiste à retirer de la série de données des périodes de 24 h telles qu'il y ait au moins une donnée manquante entre 0 et 23 UTC puis de lui appliquer une transformation de Fourier. Bien qu'approximative, cette méthode permet d'identifier de façon bien nette les pics spectraux correspondant aux cycles diurnes et saisonniers. On retrouve alors des résultats pour le cycle diurne comparables à ceux obtenus en effectuant des moyennes horaires. La figure 5.7 montre les résultats d'une telle décomposition spectrale. La période choisie s'étend de Juillet 2013 à Juillet 2018. On a choisie cette période spécifique afin de maximiser la disponibilité des données d'IWV ainsi que la longueur de la fenêtre temporelle afin de bien capturer le pic annuel. 95 % (resp 96.8 %) d'IWV disponibles pour SLEU (resp. REUN) et plus de 98 % des données de températures sont disponibles pour cette période. La disponibilité descend à 90-91 % pour l'IWV et 97 % pour la température après retrait des journées présentant moins de 24h de données. L'analyse des résultats montrent que les densités spectrales d'amplitude de l'IWV et de la température exhibent deux pics correspondant approximativement à des périodes de 1 an et 1 journée. Les pics annuels sont légèrement décalés du fait que l'on a retiré les données manquantes. La densité spectrale étant fournie en unité $\text{h}^{1/2}$ et les données ayant une résolution temporelle horaire, on obtient le module du signal périodique (annuel ou diurne le cas échéant) correspondant en intégrant chaque raie sur sa largeur (qui vaut 1 h^{-1}). On obtient l'amplitude crête à crête, que l'on désignera par la suite par amplitude annuelle pour le cycle saisonnier et amplitude diurne pour le cycle diurne, en multipliant par 2 la valeur obtenue pour l'amplitude des signaux annuels et diurnes. Les résultats sont comparables à ceux de Bordi et al. 2014 pour la température. Cependant dans le cas de la Réunion la variabilité diurne de température ($6.2 \text{ }^\circ\text{C}$ pour la Pointe des Trois Bassins et $8.5 \text{ }^\circ\text{C}$) est équivalente voire supérieure à la variabilité annuelle ($5.9 \text{ }^\circ\text{C}$ pour la Pointe des Trois Bassins et $7.0 \text{ }^\circ\text{C}$ à la Plaine des Cafres). Contrairement à Bordi et al. 2014, on observe un pic en lien avec la variabilité diurne pour l'IWV. Ce pic est entre 5 et 8 fois plus faible ($\sim 3 \text{ kg.m}^{-2}$ pour les deux stations) que le pic associé à la variabilité saisonnière (23.7 kg.m^{-2} pour SLEU et 15.2 kg.m^{-2} pour REUN). L'amplitude annuelle de l'IWV à REUN déterminée par transformée de Fourier est par ailleurs en bon accord avec celle trouvée dans l'article du chapitre précédent. Le reste des résultats de la décomposition spectrale de l'IWV est en bon accord avec l'étude de Bordi et al. 2014 avec un pic annuel dominant et une densité spectrale d'amplitude décroissant lentement pour des périodes supérieures à 7 jours et rapidement pour des périodes plus courtes. On peut également remarquer que la hauteur du pic diurne par rapport à la hauteur du bruit basse fréquence (périodes supérieures à 1 semaine) est plus faible pour l'IWV que pour la température ce qui explique la variabilité synoptique plus importante de l'IWV observé sur les séries temporelles.

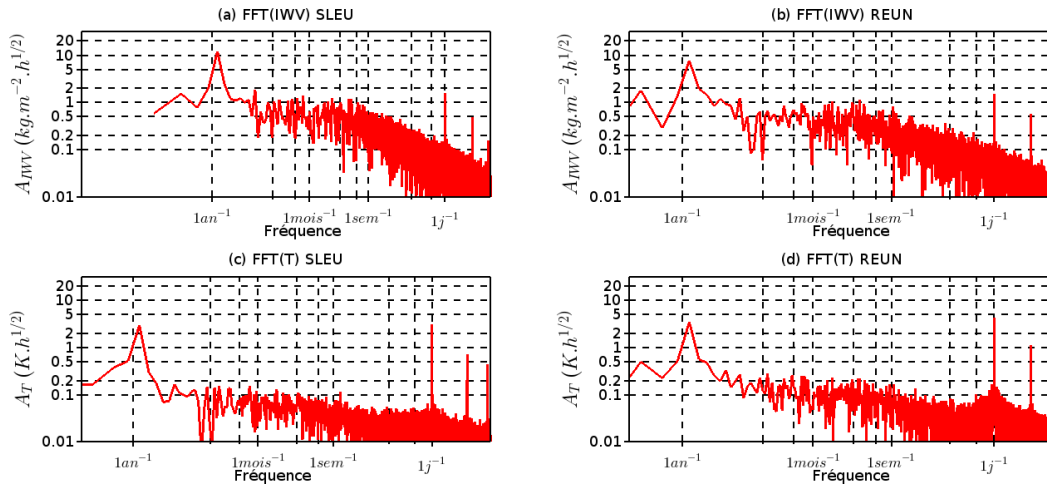


Figure 5.7: **Décomposition spectrale de la colonne intégrée en vapeur d'eau et de la température à la Réunion** : (a) Densité spectrale d'amplitude de l'IWV en $\text{kg.m}^{-2}.\text{h}^{1/2}$ pour SLEU en fonction de la fréquence (1 an^{-1} correspond à une période de 1 an, 1 mois^{-1} à une période de 1 mois, 1 sem^{-1} à une période de 1 semaine et 1 j^{-1} correspond à une période de 1 jour). (c) idem que (a) mais pour REUN. (b) Densité spectrale d'amplitude de la température en $\text{K.h}^{1/2}$ pour Pointe des Trois Bassins en fonction de la fréquence. (d) idem que (b) mais pour Plaine des Cafres..

En conclusion, l'observation des séries temporelles d'IWV et de température et des décompositions spectrales associées a permis de déterminer que ces deux paramètres possèdent deux modes de variabilité dominants aux échelles annuelles et diurnes. Cependant, contrairement à l'IWV, la variabilité diurne de la température est du même ordre de grandeur que la variabilité saisonnière et est nettement supérieure à la variabilité synoptique.

5.3 Variabilité annuelle de l'IWV à la Réunion : lien avec la répartition verticale de la vapeur d'eau

L'objectif de cette partie est d'étudier le cycle annuel de l'IWV à la Réunion ainsi que l'influence de l'altitude sur les valeurs mensuelles moyennes d'IWV et enfin le lien entre structure mensuelle moyenne de l'atmosphère à la Réunion et IWV mensuelle moyenne. La figure 5.8 donne les moyennes mensuelles d'IWV pour 3 des 10 stations de la figure 5.1. Les stations choisies pour étudier le cycle annuel de l'IWV sont SLEU située 23 m au dessus du niveau de la mer et disposant de données sur la période 2009-2020, REUN située à 1556 m d'altitude et disposant de données sur la période 2009-2020 et enfin MAIG située à 2159 m d'altitude mais ne disposant de données que sur la période 2016-2020. Afin de conserver une cohérence, les moyennes mensuelles d'IWV de la figure 5.8 ont été établies sur la période 2016-2020. L'IWV varie entre 45.5 kg.m^{-2} en Février et 22.5 kg.m^{-2} en Aout/Septembre pour la station de SLEU et les moyennes mensuelles pour REUN sont presque similaires à celles de l'article en partie 4.1.2 ($\sim 23.5 \text{ kg.m}^{-2}$ et 8.5 kg.m^{-2} en Aout) bien que la période utilisée diffère; on remarque que l'amplitude saisonnière est plus forte ($\sim 23 \text{ kg.m}^{-2}$) pour SLEU située proche du niveau de la mer que pour REUN ($\sim 15 \text{ kg.m}^{-2}$) et MAIG ($\sim 13 \text{ kg.m}^{-2}$). Outre le fait que les moyennes mensuelles d'IWV diminuent avec l'altitude (on observe en moyenne 4.5 kg.m^{-2} en Août et 17.5 kg.m^{-2} en Février pour la station MAIG), on remarque également que la répartition verticale de la vapeur d'eau diffère sensiblement entre hiver et été. En effet, on remarque sur la figure 5.8(b) que les altitudes supérieures à 1550 m contribuent à hauteur de $\sim 52 \%$ à l'IWV en Février contre $\sim 38 \%$ en Aout. Au dessus de 2150 m d'altitude, ces chiffres sont de $\sim 38 \%$ en Février et $\sim 20 \%$ en Aout.

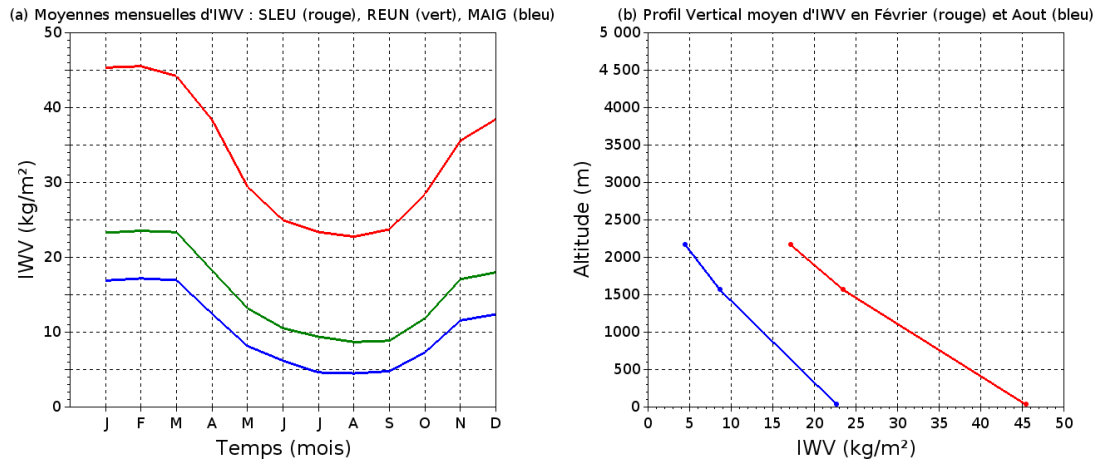


Figure 5.8: **Moyennes mensuelles de colonne intégrée en vapeur d'eau à la Réunion** : (a) Moyennes mensuelles de l'IWV pour les stations SLEU (courbe rouge), REUN (courbe verte), MAIG (courbe bleue). Les moyennes mensuelles sont calculées sur les périodes 2016-2020. (b) Moyennes d'IWV en Février (rouge) et en Aout (bleu) en fonction de l'altitude au dessus du niveau moyen de la mer des 3 stations de (a).

La figure 5.9 permet d'avoir un regard supplémentaire sur le cycle annuel de l'IWV sur l'île de la Réunion. Pour plus de détails sur la méthode de calcul de l'IWV en utilisant les radiosondages, le lecteur peut se référer à la partie méthode de l'article ainsi qu'aux références bibliographiques associées. Les sous figures (a) et (b) donnent l'évolution annuelle des profils verticaux moyens d'humidité relative ainsi que des profils verticaux d'écart type d'humidité relative. On remarque que la troposphère peut se diviser en plusieurs couches : une couche humide (humidité relative en moyenne supérieure à 70 %) au sein de laquelle l'humidité relative varie peu (de la surface à 700hPa en été, de la surface à ~ 800hPa en hiver). Une couche plus sèche entre 650 et 300hPa au sein de laquelle l'humidité relative moyenne et l'écart type sont très faibles en hiver et plus élevés en été Héron et al. [2020]. Et enfin une zone de transition entre 800 et 650 hPa au sein de laquelle l'humidité relative décroît (graduellement en été, fortement en hiver) et où l'écart type est important. Les résultats de l'étude de Liu et al. 1991 montrent qu'il existe une forte corrélation entre IWV et répartition verticale de la vapeur d'eau. Les auteurs ont utilisé la décomposition en composante principale sur des profils verticaux d'humidité spécifique dans les tropiques. Ils montrent que l'IWV est fortement corrélée au premier mode qui explique 64 % de la variance pour les sondages individuels mais jusqu'à 90 % lorsque l'on moyenne les profils sur plus de deux semaines. Ce premier mode traduit une humidification de l'ensemble de la colonne. Bien que la température subisse une variation saisonnière à la Réunion, la variation saisonnière des profils d'humidité relative permet ainsi d'expliquer en grande partie la variabilité saisonnière de l'IWV. Les profils plus proches de la saturation en été sont associées à des valeurs d'IWV plus élevées tant en altitude que sur la côte. Inversement les profils très secs au dessus de 700 hPa en hiver permettent d'expliquer les très faibles IWV observées à la station MAIG (située pour rappel à 2159 m d'altitude) pendant les mois d'hiver. Les profils bien plus sec en hiver qu'en été en moyenne troposphère permettent également d'expliquer que la contribution des altitudes supérieures à 2160 m à l'IWV au niveau de la mer soit sensiblement plus faible en hiver qu'en été.

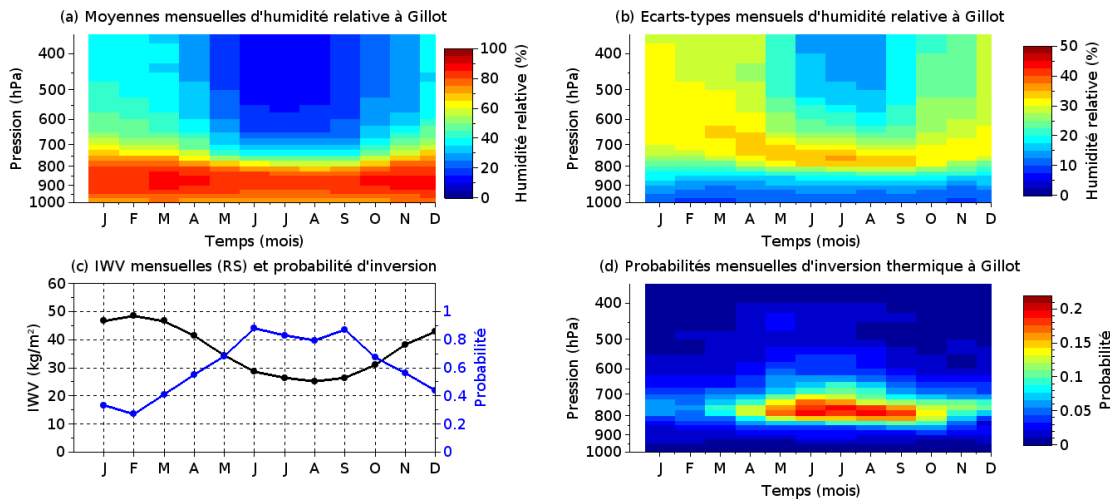


Figure 5.9: **Structure verticale de l'atmosphère à la Réunion** : (a) Profils mensuels moyens d'humidité relative à Gillot, île de la Réunion en fonction de la pression et du mois de l'année pour la période 2012-2019. (b) Idem que (b) mais pour l'écart type de l'humidité relative. (c) IWV mensuelle moyenne dérivée des radiosondages sur la période 2012-2020 et fréquence d'inversion thermique entre les niveaux 950hPa et 600hPa. (d) Fréquences mensuelles d'inversion thermique en fonction de la pression et du mois de l'année. Données de radiosondages provenant de "integrated radiosonde archive" [Durre et al., 2006] pour la station de Gillot, île de La Réunion.

La structure de l'atmosphère en hiver ressemble fortement à la structure de l'atmosphère dans l'archipel d'Hawaï où Giambelluca and Nullet 1991 observent une couche humide non saturée entre 0 et 1200m d'altitude (de la surface à ~ 875 hPa), une zone saturée entre 1200 et 1800m d'altitude (~ 875 -825 hPa), une zone de transition entre 1800 et 2400m (~ 825 -750 hPa) et une zone aride au dessus. La présence d'air très sec au dessus de 2400m d'altitude est attribuée par les auteurs à la subsidence subtropicale. Les auteurs observent également une inversion de température à la frontière entre air sec de haute altitude et air humide dans la couche limite. Ainsi, la zone de transition entre 800 et 700hPa à la Réunion au sein de laquelle on observe une forte variabilité de l'humidité relative (figure 5.9b) correspond à la zone de transition observée à Hawaï entre 1800 et 2400m. Cette zone de transition coïncide également avec une zone où la probabilité de rencontrer une inversion thermique est importante comme on peut le voir en figure 5.9d. Ainsi, à l'image d'autres îles subtropicales [Cao et al., 2007; Carrillo et al., 2016], la troposphère au dessus de l'île de la Réunion est caractérisée par une inversion thermique qui sépare l'air humide et instable dans la couche limite de l'air subsident et sec en moyenne troposphère. La figure 5.9c donne la fréquence mensuelle d'inversion thermique entre 950 et 600 hPa (on choisit cette tranche afin de s'affranchir des inversions trop proches du sol ou liées à la fonte des précipitations solides (cf Cao et al. 2007)). La fréquence d'inversion subit une importante modulation saisonnière en opposition de phase avec l'IWV mesurée par les radiosondages. La fréquence d'inversion est maximale entre juin et septembre en lien avec la subsidence subtropicale et minimale entre janvier et mars en lien avec la proximité de la ZCIT.

En conclusion, le cycle annuel de l'IWV est en moyenne plus important (20 - $25 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$) au niveau de la mer qu'en altitude (10 - $15 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$). L'évolution annuelle de l'IWV est fortement liée avec la structure verticale moyenne de l'humidité relative. En particulier les valeurs très faibles observées en altitude durant l'hiver sont liées à la présence d'air sec au dessus de 700hPa et à la présence d'une couche thermodynamiquement stable qui limite l'extension verticale des nuages. La frontière entre air sec d'altitude et air humide de basse couche varie cependant de manière importante mais se situe en général entre 800 et 700 hPa pendant les mois d'hiver, et au dessus de 700hPa en été.

5.4 Variabilité diurne de l'IWV

Après avoir étudié le cycle annuel de la vapeur d'eau à la Réunion, on s'intéresse à présent au deuxième pic remarquable de la décomposition spectrale de l'IWV à savoir le pic diurne. L'anomalie diurne d'IWV est définie comme étant la différence entre IWV et moyenne glissante sur 24h de l'IWV comme cela était également le cas dans les articles des sections 4.1.2 et 4.2.2. Le cycle diurne moyen est calculé en moyennant l'anomalie diurne par saison (MJJASO pour l'hiver et NDJFMA pour l'été) pour les années 2018 et 2019. Les cycles diurnes moyens pour l'hiver et l'été sont donnés en figure 5.10 pour les 10 stations étudiées.

5.4.1 cycle diurne en moyenne saisonnière

5.4.1.1 Amplitude du cycle diurne

L'amplitude du cycle diurne est globalement plus élevée en été qu'en hiver sur l'ensemble des stations. Les stations situées dans la zone protégée du vent ont une amplitude diurne plus forte que les stations faisant face aux vents dominants. L'amplitude atteint $\sim 4 \text{ kg/m}^2$ pendant l'été Austral pour les stations côtières en zone C (LEPO, SLEU) contre 2 à 3 kg/m^2 pour les stations en zone A (STAN, SROS). De telles différences sont également visibles en hiver avec 2 à 3 kg/m^2 d'amplitude diurne en JJA pour SLEU et LEPO mais seulement 1 kg/m^2 pour les stations STAN et SROS. Les amplitudes diurnes les plus fortes sont de 7 kg/m^2 pendant l'été et de ~ 4 à 5 kg/m^2 en hiver et sont relevées à CILA, une station de l'intérieur de l'île entourée de toute part, sauf vers le sud, par des sommets à plus de 2000m.

5.4.1.2 Phase du cycle diurne

L'étude de la section 4.1.2 a permis de déterminer que le cycle diurne de la station REUN, située dans l'intérieur de l'île, affichait un maximum diurne d'IWV en milieu d'après midi (~ 15 h locale) et un minimum en début de matinée (~ 6 -8h locale). En ce qui concerne les autres stations situées à l'intérieur de l'île (MAIG et CILA), on observe également un maximum en milieu d'après midi (~ 14 -16h) et un minimum en début de matinée. La plupart des stations côtières - à l'exception de STAN et SROS - affichent également un maximum diurne d'IWV l'après midi et un minimum en début de matinée. Le cycle diurne y est toutefois en retard d'une à deux heures comparativement aux stations de l'intérieur de l'île. Enfin, pour les stations STAN et SROS situées au vent de l'île, on observe en plus du maximum d'IWV en fin d'après midi un maximum nocturne d'IWV ainsi qu'un minimum en milieu de journée pendant l'hiver.

5.4.1.3 Interprétation des résultats

Les résultats concernant la phase du cycle diurne pour la station REUN sont donnés dans l'article en section 4.1.2. Le maximum d'IWV en milieu d'après midi y est relié à l'évapotranspiration et à la convergence d'humidité provoquée par les brises de pente et de mer. Cette interprétation est également valable pour l'ensemble des stations présentant un maximum en après-midi. Le décalage de phase entre le maximum d'IWV dans l'intérieur et sur les côtes est attribuable à l'advection par le vent synoptique (à l'image de la station GLOR située sous le vent de Madagascar dans l'étude de la partie 4.2.2) et les circulations locales des anomalies humides formées au dessus des pentes de l'île. Les maxima secondaires nocturnes des stations STAN et SROS peuvent être reliés aux résultats de Chen and Nash 1994 obtenus pour l'île d'Hawaï qui présente d'importantes similarités avec l'île de la Réunion. Les auteurs trouvent que la convergence de surface est maximale pendant la nuit sur la côte Est de l'île et minimale pendant la journée (cf figure 21b de leur étude). Le maximum nocturne de convergence sur la côte au vent est attribué à la convergence entre les brises descendant les pentes de l'île lors du refroidissement nocturne et le flux d'alizé. Ce maximum de convergence provoque un maximum d'occurrence nocturne des précipitations. Par

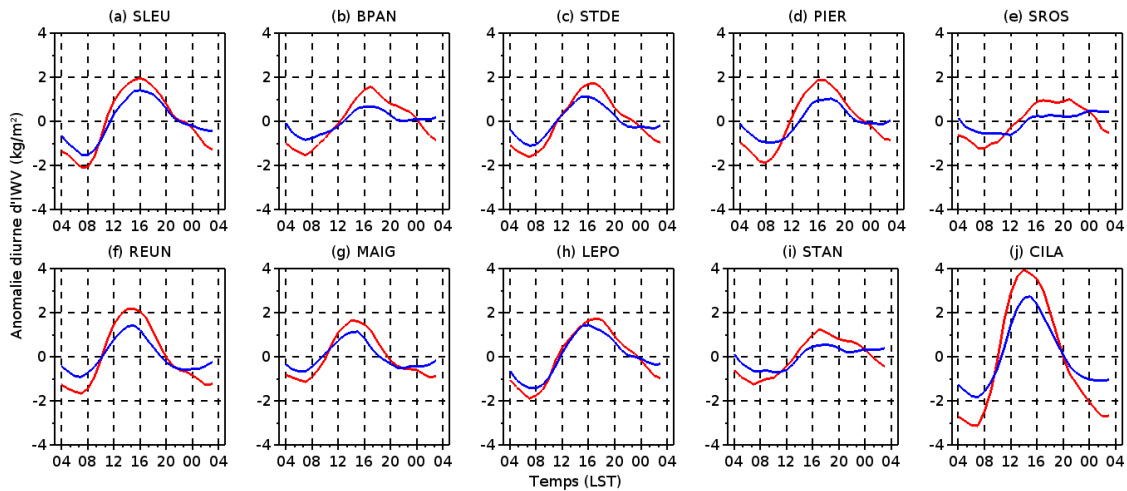


Figure 5.10: **Moyennes horaires de colonne intégrée en vapeur d'eau à la Réunion** : Moyenne de l'anomalie diurne d'IWV en NDJFMA (courbe rouge) et en MJJASO (courbe bleue) pour la période 2018-2019 et les stations SLEU (a), BPAN (b), STDE (c), PIER (d), SROS (e), REUN (f), MAIG (g), LEPO (h), STAN (i) et CILA (j). Les moyennes diurnes sont calculées sur les périodes 2009-2020 pour SLEU et REUN (a et f), 2014-2020 pour BPAN (b), 2016-2020 pour MAIG (g) et 2018-2020 pour le reste des stations

conservation de la masse, on peut relier un écoulement convergent (resp. divergent) à des mouvements ascendants (resp. subsidents) et donc à un accroissement (resp. une diminution) de l'IWV par transport vertical de la vapeur d'eau. On peut ainsi, par analogie avec l'île d'Hawaï, expliquer la présence d'un minimum à la mi journée et un maximum nocturne de l'IWV pour les stations STAN et SROS. A l'échelle de l'île d'Hawaï dans son ensemble, Chen and Nash 1994 trouvent cette fois que la divergence est maximale la nuit et minimale en milieu de journée en lien avec les circulations thermiques (brises de pente et brises de mer la journée, de terre la nuit). Ces résultats sont en bon accord avec le cycle diurne observé de l'IWV sur l'île de la Réunion.

La modulation saisonnière de l'amplitude peut être expliquée, comme dans l'article en section 4.1.2, par la modulation du rayonnement solaire incident qui est minimal en hiver Austral et maximal à la fin du printemps Austral. Il est possible que les fortes amplitudes diurnes observées pour la station CILA soient en partie dues à l'enclavement de la station. Du fait que l'IWV correspond à une moyenne spatiale et non à une mesure ponctuelle de la colonne totale en vapeur d'eau, l'enclavement du site implique que la moyenne spatiale s'effectue sur un volume plus réduit contrairement aux sites situés dans des environnements ouverts où la vapeur d'eau au dessus de l'océan a une contribution plus importante. Le cycle diurne mesuré à CILA est ainsi probablement moins sensible à ce qu'il se passe au dessus de l'océan d'où une amplitude observée plus forte car le cycle diurne de la vapeur d'eau sur est moins intense en mer que sur terre. Les stations de la côte au vent (STAN, SROS) affichent quand à elle des amplitudes plus faibles du fait de l'interaction avec les alizés. Crosman and Horel 2010 effectuent une synthèse des résultats obtenus sur les circulations de brise par des simulations numériques. Ils montrent qu'un vent soufflant perpendiculairement à la côte de la mer vers la terre est défavorable au maintien de la brise de mer car il détruit le gradient horizontal de température. Cela permet ainsi d'expliquer les amplitudes plus faibles observées pour les stations de la côte au vent.

5.4.2 Influence du vent synoptique sur la phase et l'amplitude du cycle diurne

La présence de deux maxima d'IWV pour les stations STAN et SROS en fin d'après midi et pendant la nuit indique que ces stations subissent à la fois l'influence des circulations thermiques qui conduisent à un maximum d'IWV en journée et, l'influence du vent synoptique avec un maximum nocturne d'IWV du à la convergence entre brise descendante et vent synoptique. L'objectif de cette sous partie est de mieux quantifier la transition entre régime de brise conduisant à un maximum

diurne d'IWV et régime d'alizé conduisant à un maximum nocturne d'IWV. Pour cela, on étudie le cycle diurne de l'IWV pour 6 stations dont 2 sont situées au vent (STAN et SROS), sous le vent (SLEU et LEPO) et sur la côte parallèle au vent (PIER et STDE). La période d'étude comprend deux saisons chaudes (NDJFMA) et deux saisons froides (MJJASO) en 2018 et 2019 afin de différencier la modulation saisonnière de l'impact du vent synoptique. Pour quantifier l'impact du vent synoptique, on extrait le vent (direction et force) à 925hPa au voisinage de l'île sur le domaine [19.75-22.5 °S, 54.25-56.5 °E]. La résolution d'ERA5 étant de 0.25 ° ie 31km, le relief de l'île est mal représenté avec un sommet à ~ 800m d'altitude. Le relief bien que fortement aplati a quand même un effet sur l'écoulement. On choisit ainsi de moyenniser les composantes zonales et méridiennes du vent à 925 hPa sur l'ensemble du domaine afin d'obtenir une direction et force moyenne du vent plutôt que d'extraire ces mêmes paramètres pour un point de grille spécifique. Une fois cette étape effectuée, on moyenne l'anomalie diurne d'IWV en fonction de la force du vent moyen sur l'ensemble du domaine à 12UTC. On ne s'intéresse pas à l'impact de la direction du flux incident du fait de la direction dominante du vent (Est-Sud Est ou 80-120 °) et du faible nombre d'échantillons pour les autres directions. L'anomalie diurne d'IWV est moyennée par saison et par bin de 1 m/s pour le vent. Le nombre de journées disponibles pour effectuer des moyennes diurnes est donné en figure 5.11. Seuls les bins de vent présentant plus de 15 échantillons seront considérés dans la suite.

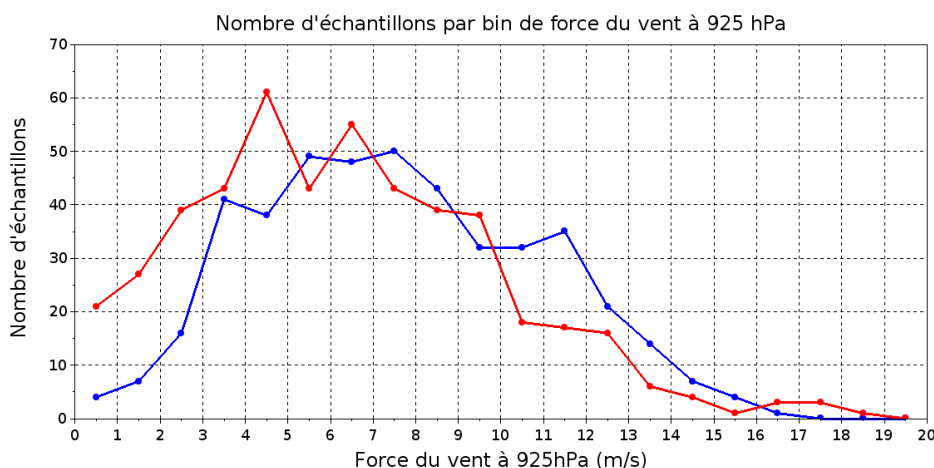


Figure 5.11: Nombre d'échantillons par bin de force du vent à 925 hPa en hiver (courbe bleue) et en été (courbe rouge).

La figure 5.12 (resp. figure 5.13) donne les moyennes saisonnières horaires d'anomalie diurne d'IWV en fonction de la force du vent à 925 hPa. Les moyennes saisonnières horaires sont calculées sur en incluant deux saisons hivernales (resp. estivales) à savoir MJJASO 2018 et 2019 (resp. NDJFMA 2018-2019 et 2019-2020).

Pour des vents inférieurs à 6 m/s et en Hiver, toutes les stations ont en moyenne un minimum diurne d'IWV en début de matinée et un maximum en milieu d'après midi. L'amplitude diurne est plus faible pour les stations STAN et SROS car elles font face au vent et l'intensité des brises thermiques y est réduite. Au delà de 6 m/s, le maximum d'IWV l'après midi disparaît pour les stations STAN et SROS ce qui est cohérent avec les résultats résumés dans le revue de Crosman and Horel [2010] où la signature de la brise de mer disparaît pour des vents soufflant de la mer vers la terre à plus de 5 m/s. Au delà de 8 m/s, le cycle diurne s'inverse pour ces deux stations avec un maximum d'IWV nocturne et un minimum d'IWV en milieu de journée. A l'inverse, les stations de la côte sous le vent (SLEU et LEPO) ne montrent pas de variation de phase en fonction de la force du vent avec tout au plus une diminution de l'amplitude du cycle diurne pour les vents supérieurs à 6 m/s à LEPO. Les stations STDE et PIER présentent une situation intermédiaire. Le cycle diurne lié aux brises thermiques est visible pour des vents allant jusqu'à 8-10 m/s mais semble s'estomper au delà sans que l'on observe de maxima nocturnes bien définis comme pour SROS et STAN. Le cycle

diurne moins défini pour les vents forts à STDE et PIER est du au fait que l'accélération du vent au large pendant la journée assèche la masse d'air en induisant de la subsidence et donc à limite l'amplitude du cycle diurne.

Dans le cas de l'été austral, on dispose de plus d'échantillons pour les vents faibles. Pour des vents inférieurs à 3 m/s, toutes les stations affichent une amplitude diurne de l'IWV de 5 à 6 kg/m². Ce type de situation est représentatif du régime de brise non perturbé par le vent synoptique. Comme dans le cas précédent, on observe une disparition du maximum d'IWV de milieu d'après midi pour des vents supérieurs à 6 m/s dans le cas des stations STAN et SROS. L'amplitude diurne diminue faiblement lorsque le vent augmente pour les stations où le vent souffle parallèlement à la côte ie pour STDE, PIER et plus marginalement LEPO car les flux de Nord-Est sont plus fréquents en été (cf figure 5.3) alors que les variations sont marginales dans le cas de la station SLEU plus abritée du vent.

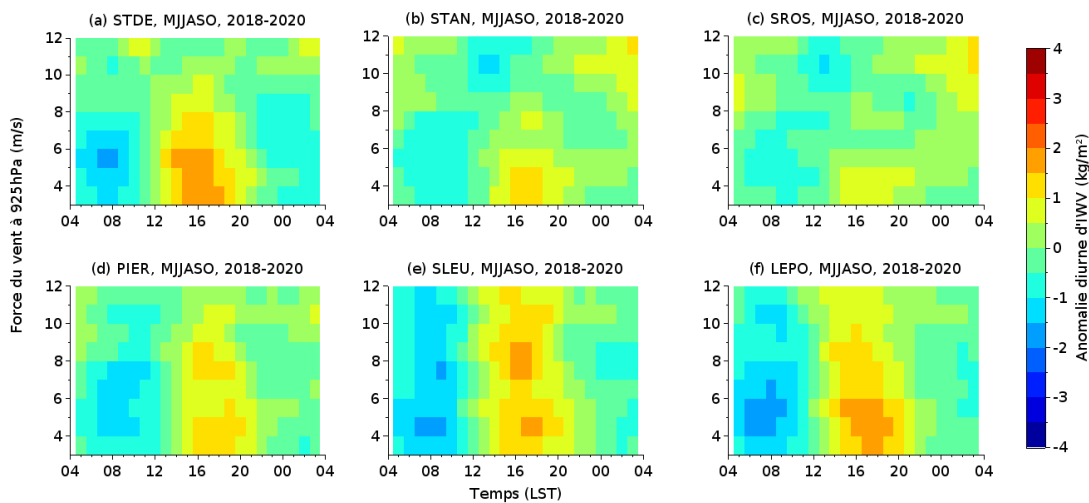


Figure 5.12: **Variabilité du cycle diurne en fonction de la vitesse du vent synoptique pendant l'hiver Austral** : Anomalie diurne moyenne d'IWV en fonction de l'heure locale (axe X) en fonction de la vitesse du vent à 12UTC et 925 hPa (axe Y) pour les stations STDE (a), STAN (b), SROS (c), PIER (d), SLEU (e) et LEPO (f) en MJJASO 2018 et 2019. L'anomalie diurne d'IWV est calculée par bin de vent de largeur 2 m/s et présentant au moins 15 échantillons.

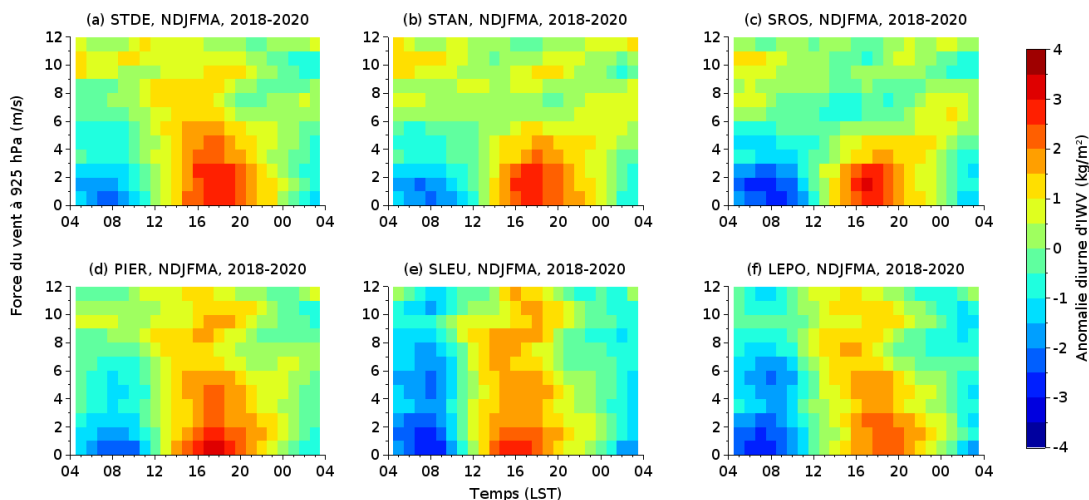


Figure 5.13: **Variabilité du cycle diurne en fonction de la vitesse du vent synoptique pendant l'été Austral** : cf figure précédente mais pour NDJFMA

Les conclusions de cette sous-partie sont que, indépendamment de la localisation des stations,

un vent à 925 hPa inférieur à 3 m/s conduit à un régime de brise de mer et de pente dominant et ainsi à un maximum (resp. minimum) d'IWV prononcé en milieu d'après midi (resp. début de matinée). Au delà de 6 m/s, les stations de la côte Est (STAN et SROS) voient l'amplitude du cycle diurne diminuer. Au delà de 8 m/s, le cycle diurne de l'IWV s'inverse et on observe un maximum nocturne entre 21 et 06 LST (resp. un minimum diurne de 12 à 16 LST). Ce cycle diurne inversé est plus visible en hiver qu'en été, ce qui pourrait dû à un échantillon de vents supérieurs à 8 m/s plus important pendant l'hiver que l'été. Le cycle diurne des stations situées du côté Ouest (LEPO et SLEU) n'affiche pas de variation de la phase en fonction de l'intensité du vent. L'amplitude est maximale pour les vents faibles (< 3 m/s) et diminue faiblement au delà de ce seuil. Les stations situées sur les côtes Nord et Sud (STDE et PIER) sont dans une situation intermédiaire. L'amplitude du cycle diurne diminue avec l'intensité du vent avec une amplitude quasi nulle au delà de 10 m/s. On n'y observe cependant pas, comme pour les stations de la côte Est, de maxima nocturnes nets pour les vents forts (> 8 m/s).

5.5 Variabilité inter-annuelle de l'IWV : cas d'étude de 2017-2018

L'utilisation de l'IWV pour l'étude de la variabilité climatique à l'échelle interannuelle a permis d'établir un lien entre déficits (resp. excédents) d'IWV et sécheresses (resp. inondations) de grandes échelles en Australie Wang et al. [2018]. L'objectif est ici d'étudier la variabilité interannuelle de l'IWV à la Réunion au travers d'une étude de cas et de relier les déficits (excédent) d'IWV à la répartition verticale de la vapeur d'eau d'une part et à l'environnement de grande échelle d'autre part. L'étude de cas correspond aux années 2016 à 2018 qui font suite à un épisode El Nino particulièrement fort. La figure 5.14 montre les moyennes mensuelles d'IWV entre 2016 et 2018 comparativement à la moyenne sur la période 2009-2019 pour les stations SLEU et REUN respectivement situées au niveau de la mer et à 1550m d'altitude. Sur les trois années représentées, on remarque que les moyennes mensuelles d'IWV fluctuent de manière importante autour de leur moyenne en particulier durant l'été Austral avec des anomalies présentant d'importantes similitudes entre les deux stations. L'année 2016 est ainsi marquée par un déficit d'IWV entre Mars et Décembre (exception d'Août 2016). Ce déficit s'amplifie à partir d'Octobre 2016 et atteint son paroxysme en Janvier 2017 avec ~ 9 kg/m² (resp. ~ 7 kg/m²) pour SLEU (resp. REUN) soit des valeurs ~ 20 % (resp. ~ 30 %) sous les normales d'un mois de Janvier. De manière concomitante, aucune cyclogenèse n'a été observée par le CMRS de la Réunion sur la partie Ouest du bassin entre Novembre 2016 et début Février 2017. L'absence de formation de tempête tropicale durant le mois de Janvier est également un événement exceptionnel puisqu'il ne s'est produit qu'une seule fois depuis 1967 (en 2011) selon Météo France. Enfin le bulletin climatologique dressé par Météo France pour Janvier 2017 indique également que les précipitations ont été partout déficitaires avec en moyenne 65 % de déficits ce qui en fait le 2ème mois le plus sec en 48 ans. Ces conditions sèches sont également associées à un ensoleillement important au 2ème rang des mois de Janvier les plus ensoleillés depuis 28 ans toujours selon Météo-France.

Ce déficit d'IWV s'inverse en Février 2017 et est suivi de valeurs supérieures à la moyennes avec $\sim 4-5$ kg/m² d'excédent en Mars et 2-3 kg/m² d'Avril à Octobre. L'excédent bien que faible en valeur absolue entre Mai et Octobre (valeurs d'IWV plus faibles pendant l'hiver Austral) représente un écart relatif de 10 à 15 % pour SLEU (resp. supérieur à 25 % pour REUN). Il est associé à un excédent de précipitations et un déficit d'ensoleillement (cf suivi climatologique de Météo France).

Cet excédent se prolonge jusqu'à l'été (hormis quelques variations infra-saisonniers) et atteint un maximum en Janvier 2018 avec $\sim 5-6$ kg/m². Le mois de Janvier 2018 est radicalement opposé au mois de Janvier 2017 avec cette fois un excédent de précipitations atteignant 180 % (Météo-France). Il s'agit, selon Météo France du 2ème mois de Janvier le plus pluvieux en 47 ans. Ce bilan fortement pluvieux est lié d'une part aux bandes périphériques de la tempête tropicale Ava ayant impacté la côte Est de Madagascar en début de mois, et d'autre part au passage à 80km au Sud

Est de la Réunion de la Forte Tempête tropicale Berguitta le 19 Janvier 2018. L'anomalie humide se prolonge en s'atténuant en Février et Mars. Le mois de Février est caractérisé par une forte activité orageuse très importante, principalement liée à l'évolution diurne de la convection sur les relief. Météo France indique cependant que les précipitations sont déficitaires pour ce même mois en l'absence de systèmes dépressionnaires tropicaux ayant transité au voisinage de l'île. Les mois de mars et avril bien que plus proches de la moyenne sur 10 ans en terme d'IWV sont plus pluvieux que la normale en lien avec le passage de plusieurs systèmes tropicaux au voisinage de l'île.

L'hiver 2018 (Mai à Octobre) est enfin caractérisé par des valeurs faiblement déficitaires d'IWV associées à un déficit de précipitations sur l'ensemble de la période. On observe ainsi un comportement opposés entre l'hiver 2017 qui était plus humide que la normale et l'hiver 2018 légèrement plus sec que la normale. De même les étés 2017 et 2018 sont opposés avec un fort déficit d'IWV pour DJF 2017 et un fort excédent pour DJF 2018.

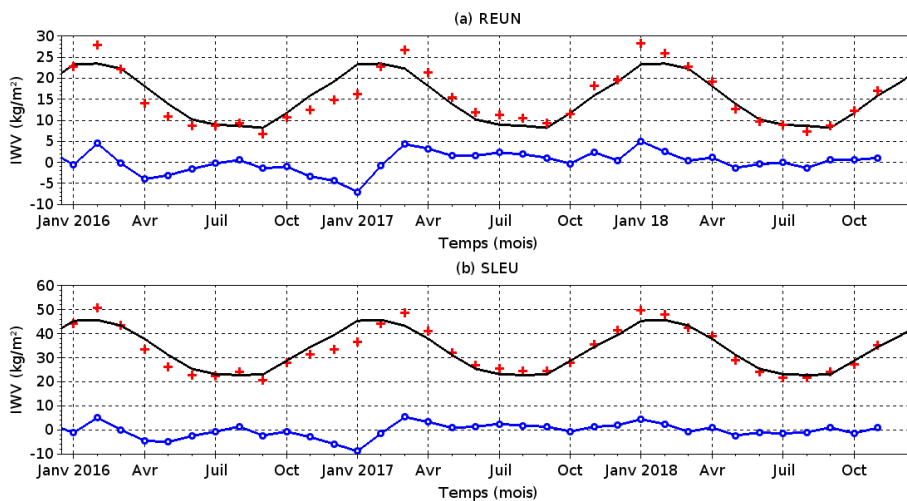


Figure 5.14: **Moyennes mensuelles de colonne intégrée en vapeur d'eau et anomalies entre 2016 et 2019** : (a) normale mensuelle des IWV sur la période 2009-2020 (courbe noire), moyennes mensuelles d'IWV (croix rouge) et anomalie par rapport à la normale (courbe bleu) pour SLEU entre 2016 et 2019. (b) idem pour REUN.

La figure 5.15 permet d'apporter des informations supplémentaires sur les anomalies d'IWV observées. En utilisant les radiosondages à l'aéroport de Gillot disponible depuis 2012, on calcule les moyennes mensuelles d'humidité relative entre la surface et le niveau isobarique 300 hPa (~ 9500m d'altitude). La figure 5.15a donne les anomalies mensuelles d'humidité relative en fonction du temps et du niveau de pression et la figure 5.15 donne les moyennes mensuelles d'humidité relative. On peut observer que l'anomalie sèche sur l'IWV entre novembre 2016 et Février 2017 se traduit par une anomalie sèche présente essentiellement au dessus de 700 hPa. On a ainsi une moyenne troposphère plus sèche que la normale avec des valeurs absolues plus proches de celles rencontrées pendant l'hiver que pendant l'été (cf figure 5.15b). La tendance s'inverse en Février et on observe alors une forte anomalie humide en moyenne troposphère. A partir de Mai, la signature humide disparaît au delà de 600 hPa mais perdure en dessous en lien avec la dynamique saisonnière et l'absence de convection profonde pendant l'hiver. Ces valeurs plus élevées entre 800 et 600hPa montrent cependant que l'épaisseur de la couche limite est plus élevée que d'habitude et permettent d'expliquer les valeurs plus élevées d'IWV rencontrées pendant cette période. L'été 2018 est ensuite caractérisé par une anomalie humide qui est cette fois présente au dessus de 700 hPa. Les anomalies les plus fortes sont observées en Janvier 2018 en bon accord avec l'anomalie d'IWV. Enfin l'hiver 2018 est proche des normales avec ponctuellement une anomalie sèche vers

800 hPa en Août/Septembre. Cette anomalie sèche est la signature d'un sommet de couche limite situé plus bas que la normale.

On observe ainsi que la signature sur le profil vertical d'une anomalie d'IWV est différente en hiver et en été. En été la signature se situe en moyenne troposphère entre 700 et 300hPa alors qu'en hiver elle se situe au niveau de la zone de transition entre air humide de basse troposphère et air sec de moyenne troposphère. Ainsi, une anomalie humide (resp. sèche) en été se traduit par des conditions plus favorables (resp. moins favorables) à la convection profonde. En hiver, une anomalie humide d'IWV se traduit par une couche limite plus épaisse et donc des cumulus d'extension verticale potentiellement plus importante.

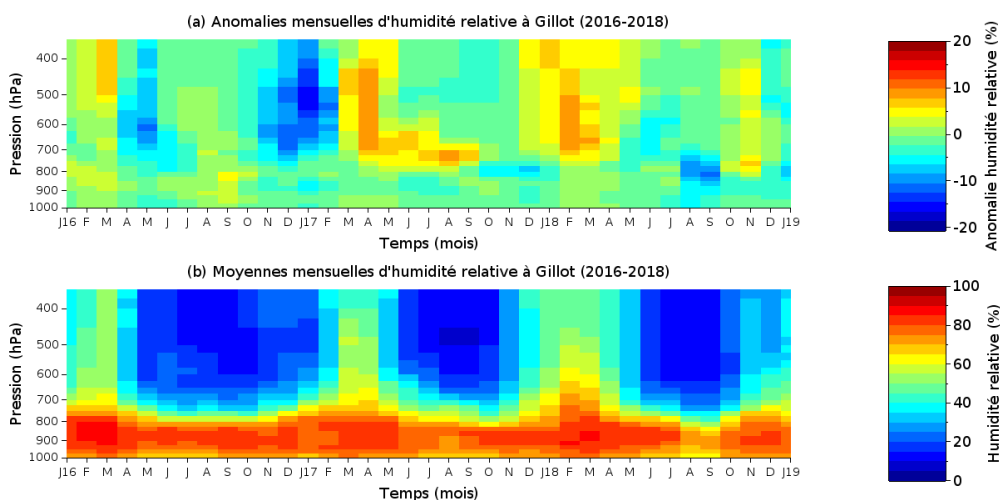


Figure 5.15: **Anomalie du profil vertical d'humidité relative à la Réunion entre 2016 et 2019** : (a) Anomalies mensuelles des profils verticaux d'humidité relative à Gillot par rapport à la normale sur 2012-2019. (b) Moyennes mensuelles des profils verticaux d'humidité relative à Gillot entre 2016 et 2019. Données provenant de l'integrated radiosonde archive pour la station de Gillot, île de La Réunion. Données de radiosondages provenant de "integrated radiosonde archive" pour la station de Gillot, île de La Réunion.

Après avoir regardé où se situaient les anomalies de vapeur d'eau sur la verticale, on s'intéresse maintenant à l'extension horizontale de ces anomalies en se focalisant toujours sur les été (DJF) 2017 et 2018 et les hiver (JJA) de ces mêmes années. Pour cela on se sert des IWV issues de la ré-analyse ERA5. Afin de tenter d'expliquer l'origine de ces anomalies d'IWV, on utilise également les TSM ainsi que les vitesses verticales en moyenne troposphère (500 hPa) afin de positionner les zones de subsidence et d'ascendance. Enfin, les saisons estivales et hivernales sont comparées deux à deux. On compare ainsi DJF 2017 avec DJF 2018 et JJA 2017 avec JJA 2018. Les anomalies d'IWV sont données en figures 5.16, les valeurs de vitesse verticale à 500 hPa en figure 5.18 et les anomalies de TSM en figure 5.17. Les anomalies d'IWV et de TSM sont calculées par rapport à la normale sur les 30 dernières années (ie 1990-2019) alors qu'on utilise uniquement les champs bruts pour la vitesse verticale.

La figure 5.16a montre que l'anomalie d'IWV observée à la Réunion en DJF 2017 correspond à la frange occidentale d'une vaste zone d'anomalie sèche située le long du 15^{ème} parallèle sud au centre du bassin (60 à 90 E). L'anomalie sèche est maximale au centre du bassin avec un déficit compris entre 8 et 10 kg/m² dans la zone 70-90 E. Au voisinage de la Réunion, l'anomalie d'IWV est plus modeste mais atteint tout de même ~ 4 kg/m². Ces résultats sont en bon accord avec ceux de la figure 5.14 pour SLEU où le déficit d'IWV moyenné sur 3 mois atteignait ~4 kg/m². On observe enfin une bande plus humide que la normale s'étirant d'Est en Ouest le long du 30^{ème} parallèle sud et allant du sud du canal du Mozambique jusqu'au centre du bassin. L'anomalie hu-

mide y atteint 4 à 6 kg/m². La situation en DJF 2018 est radicalement opposée à celle de l'année précédente. On observe cette fois une situation neutre sur le centre du bassin mais plus humide que la normale suivant un axe 20S 50E à 25S 75E avec au maximum ~ 6 kg/m² d'anomalie vers 60E et ~ 3-4 kg/m² au voisinage immédiat de la Réunion.

Si on s'intéresse à présent aux anomalies de TSM, on peut remarquer en DJF 2017 une large anomalie froide le long de 15S avec au minimum 0.5 à 1 °C. On remarque également une anomalie chaude le long de 30 S, atteignant au maximum 1 à 1.5 °C entre 45E et 75E. Cette situation particulière correspond à une phase positive du dipôle subtropicale de l'océan Indien (*SIOD*) (voir Behera and Yamagata 2001 pour plus de détails). On peut remarquer que les positions des zones d'anomalies chaudes (resp. froides) sont presque colocalisées avec les zones d'anomalies humides (resp. sèches). En supposant que les anomalies d'*IWV* suivent la loi de Clausius-Clapeyron (*CC*), on s'attendrait à observer des excédents relatifs d'*IWV* de l'ordre de 7 à 10 % vers 30 S et un déficit relatif de l'ordre de 3 à 7 % vers 15 S. Or les valeurs normales en DJF sont de l'ordre de ~ 44-48 kg/m² vers 15S et 32-36 kg/m² vers 30 S dans l'océan Indien Sud d'après les résultats de la partie 4. On a ainsi les déficits d'*IWV* supérieurs à 20 % vers 15S et un excédent de l'ordre 15 et 20 % le long de 30S. Ces valeurs étant bien supérieures à celles prévues par *CC*, l'anomalie de *TSM* n'est probablement pas l'unique responsable de l'anomalie d'*IWV* observée en DJF 2017. En DJF 2018, on a de même une correspondance entre la zone plus humide que la normale à l'ESE de la Réunion et une anomalie chaude de 0.5 à 1 °C. L'anomalie humide est cependant de l'ordre de 15 % alors qu'elle ne devrait être que de 3 à 7 % si on ne se fiant qu'aux anomalies de *TSM* et à la loi de *CC*. C'est donc qu'il y a d'autres mécanismes qui permettent d'expliquer l'anomalie d'*IWV*. Si on s'intéresse à présent à la vitesse verticale à 500 hPa, la comparaison des figures 5.18a et 5.18c permet de mettre en évidence que la subsidence de grande échelle habituellement cantonnée au sud ouest des côtes australiennes s'étendait, en DJF 2017 loin vers le Nord-ouest via une dorsale jusqu'au centre du bassin. La présence de cette dorsale permet d'expliquer la forte anomalie sèche au centre du bassin. La présence d'air sec au voisinage de la Réunion résulte directement de l'advection de cet air sec présent au centre du bassin en direction de l'Ouest par la dynamique de grande échelle. La situation en DJF 2018 est légèrement différente avec une subsidence plus forte que la normale mais se limitant à la partie Est du bassin. Au voisinage de la Réunion, on observe cette fois des ascendances plus fortes que de coutumes, probablement en lien avec le passage des systèmes tropicaux sur la zone en Janvier 2018.

Concernant la période hivernale, on observe dans les deux cas des *TSM* plus élevées que la normale des côtes Africaines à 90E et entre 10 et 30S. Les anomalies chaudes sont plus importantes en 2017 qu'en 2018 et semblent résulter du transport vers le Nord-Est de l'anomalie chaude résiduelle datant de l'été précédent. On remarque cependant que les anomalies chaudes au voisinage de la Réunion sont du même ordre de grandeur en JJA 2017 et en JJA 2018 avec entre 0.5 et 1 °C.

L'*IWV* en JJA 2017 est plus élevée que la normale vers 5S 90E avec environ 6-8 kg/m² d'anomalie. On observe également des anomalies humides à l'ouest de 90E entre 15 et 30S avec jusqu'à 6 kg/m² au maximum et ~ 2 à 4 kg/m² au voisinage de la Réunion. Enfin, on observe également des valeurs faiblement déficitaires à l'Ouest des côtes Australiennes. La situation en JJA 2018 est très proche des normales sur l'ensemble du bassin sauf au large de l'île de Java où on observe une anomalie sèche. On remarque immédiatement que l'hiver 2017 est bien plus humide que l'hiver 2018 sur la partie Occidentale du bassin ainsi qu'au voisinage de la Réunion. Les valeurs d'*IWV* au voisinage de la Réunion sont de l'ordre de 25 kg/m² à cette période de l'année. On a ainsi un excédent d'*IWV* de l'ordre de 10-15 % en JJA 2017. De telles différences entre JJA 2017 et JJA 2018 ne peuvent être entièrement expliquées par les différences de *TSM* et la loi de *CC* puisque celles ci sont au maximum différentes de 0.5 °C ce qui devrait donner lieu à des différences d'*IWV* d'au plus 3 à 4 % entre les deux hiver.

L'étude de la vitesse verticale à 500 hPa permet cependant d'expliquer les différences d'IWV observées sur la partie ouest du bassin entre les deux hiver. L'hiver 2017 est caractérisé par un noyau de subsidence situé au Sud-Ouest de l'Australie avec une subsidence bien plus faible que la normale sur la partie centrale et ouest du bassin. A l'inverse, on a une situation proche de la normale en JJA 2018 même si la subsidence semble légèrement plus forte sur la partie centrale du bassin. Dans une zone telle que le Sud de l'océan Indien au sud de 10S en hiver Austral, où le régime de cumulus d'alizé domine, la subsidence de grande échelle joue un rôle important dans le maintien d'une zone d'inversion entre air sec et stable de moyenne troposphère et air humide et instable de basse troposphère. Ainsi, une subsidence plus faible que la normale sur le centre du bassin et l'advection par les vents d'Est permettent d'expliquer l'anomalie positive d'humidité relative observée entre 800-600 hPa au dessus de la Réunion ainsi que l'anomalie humide d'IWV sur l'ouest du bassin. A l'inverse, la subsidence légèrement plus forte que la normale en 2018 permet d'expliquer la faible anomalie sèche observée à la Réunion en JJA 2018.

En conclusion de cette sous partie, l'étude des anomalies d'IWV, des profils moyens d'humidité relative, des TSM et des vitesses verticales à 500hPa en 2017 2018 ont permis d'établir plusieurs résultats. En premier lieu, les anomalies d'IWV en été et en hiver n'ont pas les mêmes origines. Les anomalies estivales se traduisent par des anomalies d'humidité relative sur toute la moyenne et haute troposphère (ie au dessus de 700 hPa) alors que les anomalies hivernales sont limitées à la zone de transition entre basse et moyenne troposphère (ie entre 800 et 600 hPa environ). De plus, l'étude des cartes d'anomalies issues des réanalyses permettent de mieux situer les observations issues du réseaux GNSS en particulier en mettant en lumière l'extension géographiques des anomalies observées ainsi que leurs amplitudes. Les anomalies de TSM ont en général une répercussion sur les IWV avec des anomalies humides (resp. sèches) correspondant aux anomalies chaudes (resp. froide) de TSM du fait de la loi de Clausius-Clapeyron. L'étude des TSM ne permet cependant pas d'apporter une réponse complète et il faut également considérer les anomalies de subsidences/ascendances de grande échelle. Les anomalies sèches (resp. humides) sont en général colocalisées ou légèrement translatées par rapport aux anomalies de subsidence (resp. ascendance) de grande échelle.

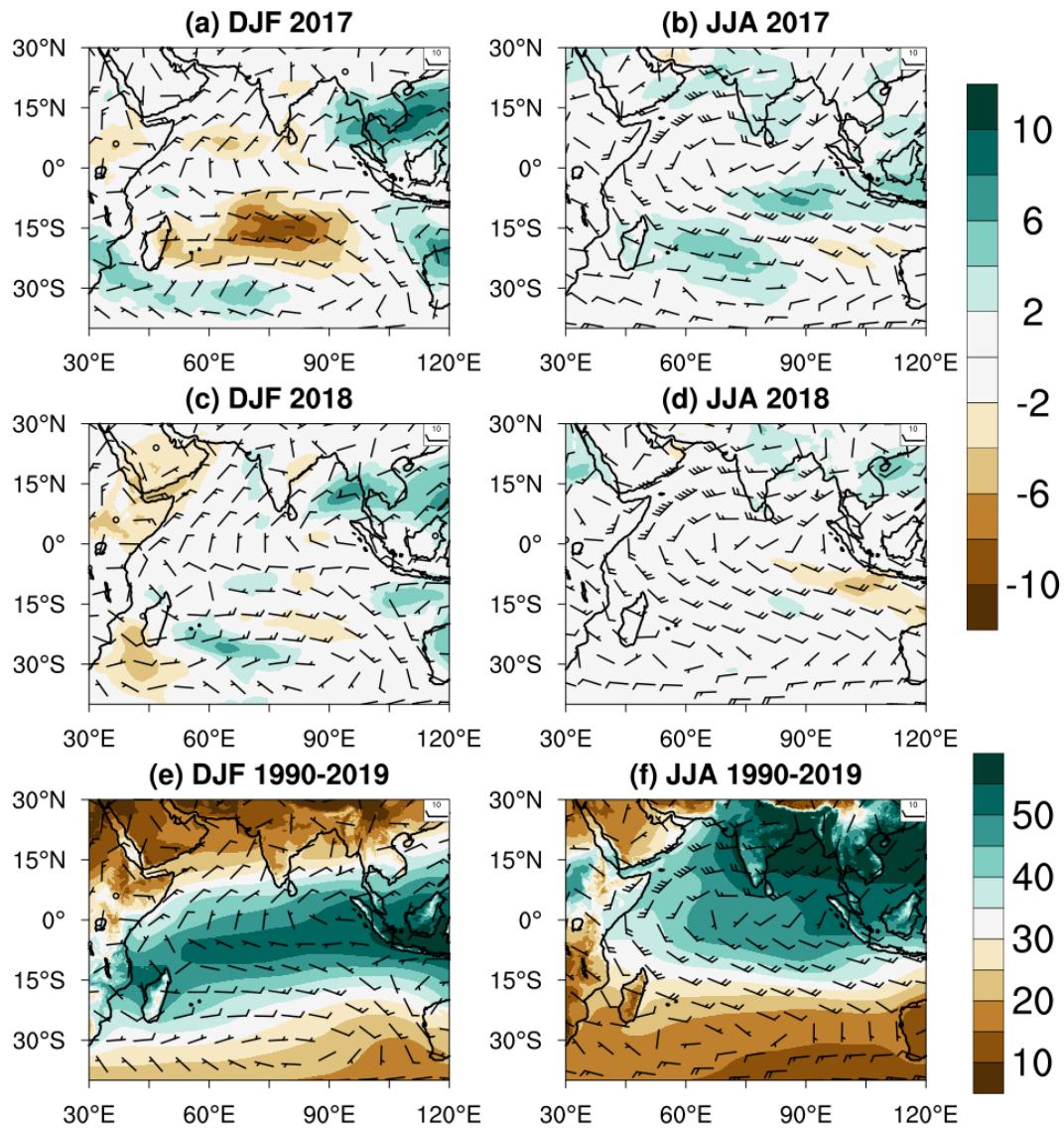


Figure 5.16: **Anomalies de colonne intégrée en vapeur d'eau en 2017-2018** (a-d) Anomalies d'IWPV (kg.m^{-2}) par rapport à la normale 1990-2019 et vents à 850 hPa avec une barbule tout les 10 nœuds en DJF 2017 (a), JJA 2017 (b). DJF 2018 (c) et JJA 2018 (d). (e-f) Valeurs moyennes d'IWPV (kg.m^{-2}) sur la période 1990-2019 en DJF (e) et JJA (f)

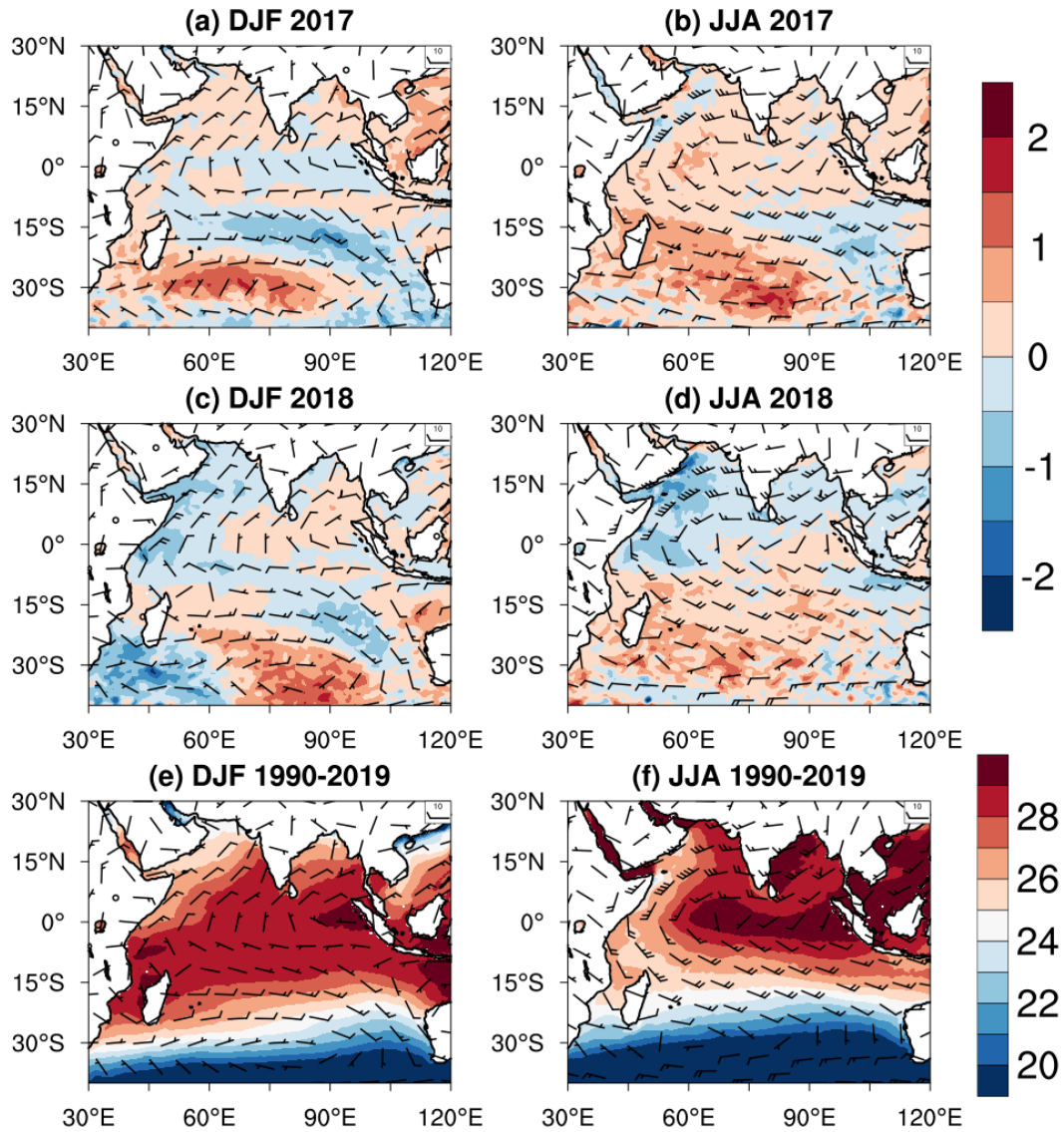


Figure 5.17: **Anomalies de température de surface de la mer en 2017-2018** (a-d) Anomalies de TSM (degrés Celcius) par rapport à la normale 1990-2019 et vents à 850 hPa avec une barbule tout les 10 nœuds en DJF 2017 (a), JJA 2017 (b). DJF 2018 (c) et JJA 2018 (d). (e-f) Valeurs moyennes de TSM (degrés Celcius) sur la période 1990-2019 en DJF (e) et JJA (f)

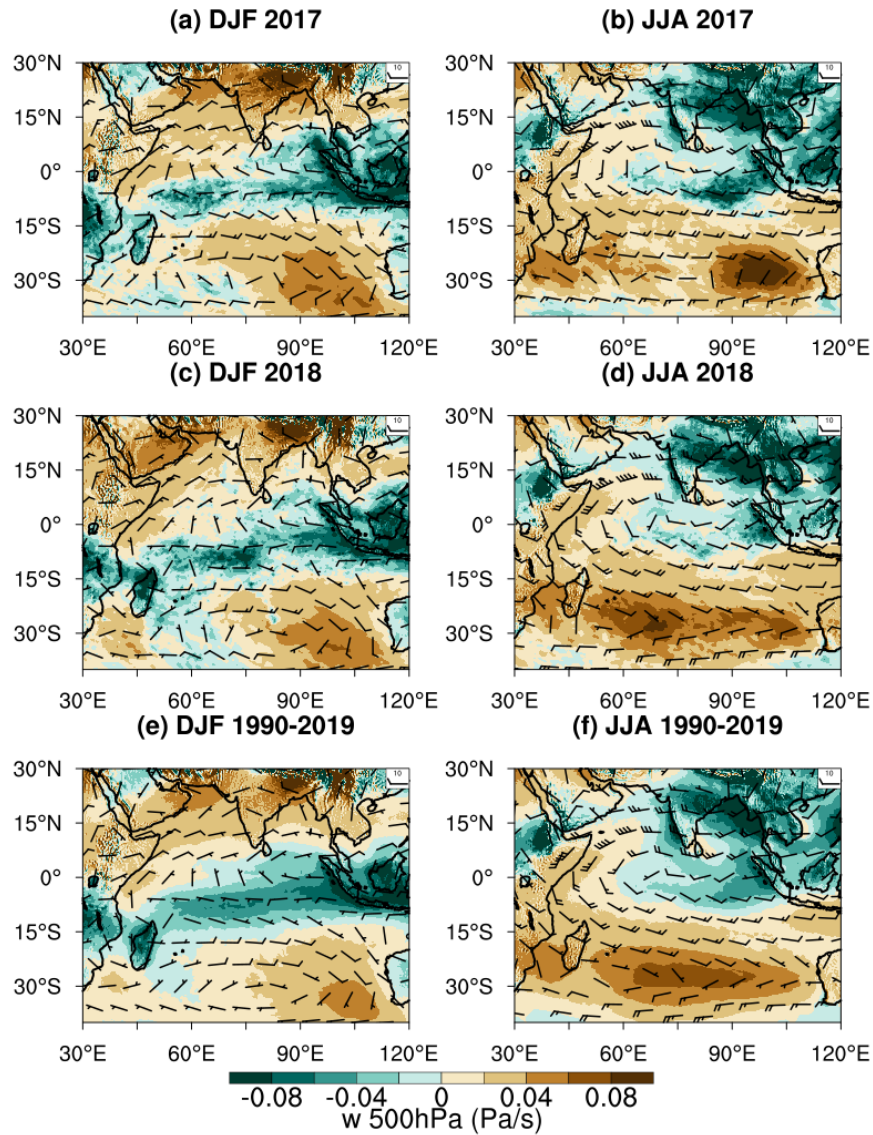


Figure 5.18: **Vitesse verticale à 500hPa en 2017 et 2018** (a) moyenne de la vitesse verticale à 500hPa en DJF 2017. (b) idem que (a) mais pour JJA 2017. (c) idem pour DJF 2018. (d) idem pour JJA 2018. (e) moyenne de la vitesse verticale à 500hPa en DJF pour la période 1990-2019. (f) idem que (e) mais en JJA.

5.6 Ouverture : relation entre les cycles saisonniers et diurnes de l'IWV et de la couverture nuageuse à la Réunion

Comme spécifié dans l'introduction, cette partie se veut une ouverture puisqu'il met en lien des données provenant d'un radar nuage avec les données IWV à la Réunion. L'installation d'un radar nuage BASTA en 2016 a permis d'étudier sur deux saisons la dynamique diurne et saisonnière de la couverture nuageuse à la Réunion. L'étude conjointe des cycles saisonniers et diurnes de l'IWV et de l'ennuagelement a mené à la rédaction d'un article en coauteur soumis à QJRMS disponible en intégralité dans la sous partie 5.6.2. Cet article reprend les notions abordées dans ce chapitre en particulier concernant le cycle diurne et la variabilité interannuelle avec l'influence des TSM et de la subsidence de grande échelle dans la modulation de l'ennuagelement.

5.6.1 Résumé

Les données du radar nuage BASTA ont été exploitées entre Novembre 2016 et Octobre 2018 et étudiées au cours de deux étés (de Novembre 2016 à Avril 2017 inclus et de Novembre 2017 à Avril 2018 inclus) et deux hivers (MJJASO 2017 et MJJASO 2018). Les résultats obtenus mettent en avant un fort cycle saisonnier avec une importante variation saisonnière de l'ennuagelement dans les couches moyennes (3 à 8 km d'altitude) et supérieures de la troposphère (> 8km). La fréquence d'ennuagelement est ainsi maximale en été en moyenne et haute troposphère et quasi absente en hiver du fait d'une couche d'air stable entre 2 et 4 km limitant l'extension verticale des nuages. L'ennuagelement en basse troposphère est légèrement plus faible en hiver qu'en été mais les variations saisonnières sont plus faibles avec une occurrence maximale de nuages bas de 45 % en été en milieu d'après midi et de 35 % en hiver. Bien que cela ne fasse pas partie de l'article, ces résultats peuvent être reliés au cycle saisonnier de l'IWV et en particulier de la répartition sur la verticale de l'IWV. Les valeurs observées en été au dessus de 2160m à la station MAIG représentait ainsi 40 % de la colonne observée au niveau de la mer contre seulement 23 % pendant les mois d'hiver illustrant bien le fait que l'extension verticale de la couche de surface humide et donc l'extension verticale des nuages est fortement limité par l'inversion des alizés pendant l'hiver.

Les données du radar nuage montrent également que l'ennuagelement subit d'importantes variations à l'échelle diurne. Durant l'été austral, les nuages moyens et élevés liés aux développements convectifs sur le relief de l'île affichent un maximum d'occurrence entre 10 et 15 UTC (soit entre 14 et 19 LST). Les nuages moyens et élevés sont plus rares pendant l'hiver. L'ennuagelement de basse couche affiche quand à lui un maximum entre 8 et 15 UTC en été et 9 et 14 UTC pendant l'hiver. Le cycle diurne de l'ennuagelement est fortement corrélé avec le cycle diurne de l'IWV indépendamment de la saison ou de la couche nuageuse considérée. Les deux quantités sont maximales en milieu d'après midi en lien avec la convection diurne sur le relief et les brises de mer (resp. de terre) et ascendantes (resp. subsidentes) sur les pentes en journée (resp. la nuit).

Enfin en lien avec ce qui a été développé dans la partie précédente, l'étude s'intéresse aux différences entre les deux étés et les deux hivers concernant l'ennuagelement et relie les différences observées aux anomalies de grande échelle présente sur le bassin (TSM et vitesse verticale à 500 hPa).

L'été 2017 présente d'importantes différences avec l'été 2018 en ce qui concerne l'ennuagelement en moyenne et haute troposphère qui est fortement déficitaire pendant l'été 2017. D'importantes différences d'IWV peuvent également être constatées en comparant les valeurs d'IWV à REUN avec des valeurs significativement plus faibles pendant l'été 2017 que 2018. Comme mentionné dans l'article et dans la partie précédente, de telles différences peuvent être expliquées par le contexte de grande échelle qui diffèrent radicalement entre les deux saisons. Une forte anomalie positive (resp. négative) de TSM peut être observée au sud de Madagascar (resp. NO de l'Australie) sur le centre du bassin pendant l'été 2017, en lien avec un dipôle subtropical de l'océan Indien (SIOD) en phase positive. En lien avec cet événement on observe également une forte anomalie subsidente

sur le centre du bassin. Cette anomalie de subsidence est associée à une anomalie de pression de surface et une forte anomalie sèche sur le centre du bassin s'étendant jusqu'à la Réunion. Le contexte est plus neutre pendant l'été 2018 en ce qui concerne la subsidence de grande échelle et de pression de surface bien qu'on observe une langue humide s'étendant vers le SE au niveau de la Réunion. La forte subsidence de grande échelle pendant l'été 2017 permet d'expliquer les différences importantes d'ennuagelement et d'IWV observées entre les deux été, la subsidence de grande échelle et l'air sec qui lui est associé agissant comme un frein dans le développement vertical des nuages.

Les deux saisons hivernales présentent également d'importantes différences avec un ennuagelement dans les basses couches plus faible en 2018 que 2017 et un contexte plus humide en 2017. Là encore les différences observées entre les deux saisons peuvent être reliées au contexte de grande échelle avec un dipôle zonal d'anomalie de subsidence de grande échelle pendant l'hiver 2017 traduisant un décalage vers l'Est des fortes subsidences subtropical alors que les conditions étaient proches des normales en 2018. Ce décalage vers l'Est des fortes valeurs de subsidences pendant l'hiver 2017 se traduit par une anomalie de haute pression au Sud Ouest de l'Australie et une anomalie humide sur l'ouest du bassin trouvant également son origine dans les TSM plus élevées entraînant une évaporation accrue.

5.6.2 Article

Cloud radar observations of diurnal and seasonal cloudiness in Reunion Island

**Jonathan Durand ⁽¹⁾, Edouard Lees ⁽¹⁾, Olivier Bousquet ^{(1)*}, Julien Delanoë
⁽²⁾ and François Bonnardot ⁽³⁾**

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

(2) Laboratoire Atmosphère, Milieux et Observations Spatiales (LATMOS), UMR 8190 (CNRS /
Sorbonne Université / USVQ), Guyancourt, France

(3) Direction Inter-Régionale de Météo-France pour l'Océan Indien (DIROI), Saint-Denis de La
Réunion, France

Submitted to *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*

September 2020

* Corresponding author address: Dr. Olivier Bousquet; email: olivier.bousquet@meteo.fr

1 **Abstract**

2 In late 2016, and for the first time in the South-West Indian Ocean, a cloud radar was permanently
3 deployed in La Réunion, a small volcanic tropical island considered as one of the rainiest places on
4 Earth. Reflectivity observations collected by this 95 GHz cloud radar during its two first years of
5 operation are relied upon to investigate the diurnal and seasonal cycle of cloudiness in this island and
6 its relationship with large scale atmospheric conditions.

7 During the wet season (Dec-Mar), cloudiness is more pronounced between 1-3 km (with a frequency
8 of cloud occurrence of 45% between 08:00-15:00 UTC), and 8-12 km (frequency of cloud occurrence
9 of 15% between 10:00-15:00 UTC), in relationship with the diurnal cycle and the high convective
10 instability prevailing in this area during Austral summer. During the dry season (Jun-Sept), the vertical
11 extension of clouds is generally limited to 3 km by the trade wind inversion, with few clouds developing
12 above this altitude. The frequency of cloud occurrence is maximum between 09:00-14:00 UTC, with a
13 probability of 35% at 11 UTC near 2km. The diurnal cycle of low- (1-3km) and mid-to-high level (5-
14 10 km) clouds seems strongly correlated with the diurnal evolution of tropospheric humidity, although
15 low-level clouds development seems also driven by land-sea breeze regime.

16 Cloudiness observations collected during dry and wet seasons sampled in 2016-2018 also show
17 significant differences from one year to another. In 2017, the cloud cover was significantly different
18 from what should have been expected in terms of climatology, with significantly above (resp. below)
19 normal cloudiness in winter (resp. summer). Analysis of ERA5 reanalysis and local humidity data
20 suggests that these cloudiness anomalies could be due to a significant decrease (resp. increase) of low-
21 to-mid level moisture content over the Mascarene Archipelago associated with a strong positive IOSD
22 extending throughout 2017.

23 **Keywords: Cloud radar, cloud fraction, IOSD, SWIO, climatology, GNSS, IWV**

24

25 **1. Introduction**

26 Cloud cover plays a major role in distributing the radiative energy available in the atmosphere (Liou,
27 1986; Hansen et al. 1997) through two competing effects: i) the increase in global albedo and ii) the
28 increase in the greenhouse effect. While low and thick clouds mainly reflect solar radiation, and thus
29 tend to cool the Earth's surface, high and thin clouds transmit solar radiation downwards and capture
30 some of the infrared radiation emitted by the Earth, thus contributing in warming the surface. Whether
31 a given cloud heats or cools the surface depends on many factors such as its altitude, its size or the nature
32 of hydrometeors it contains. In general, the balance between cooling and warming actions is relatively
33 close, but on the global scale the combined effect of all clouds tends to cool the atmosphere (Rossow
34 and Zhang 1995, Zelinka et al. 2017). Knowledge of cloud properties is crucial for anticipating the
35 impacts of cloudiness and, in particular, low-level cloud feedbacks in climate change projections (e.g.,
36 Klein et al. 2017). The vertical distribution of clouds is also important for numerical modelling as errors
37 in the location and vertical structure of clouds, which directly impact the radiative balance, are one of
38 the main sources of uncertainty in climate and weather numerical weather prediction (NWP) models
39 (Bony and Dufresne, 2005; Stephen et al. 2005). In this regard, understanding the various patterns of
40 cloudiness throughout the world is key to improve numerical model performances, especially in tropical
41 areas, which account for the largest part of the precipitation at the global scale.

42 In the tropics, cloudiness is strongly driven by the space-time distribution of lower-tropospheric
43 moisture, which controls the total water content and buoyancy of atmospheric parcels. Humidity is
44 driven by the seasonal migration of the Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ), and its associated
45 circulation shifts, as well as large scale anomalies that influence atmospheric circulation at both intra-
46 seasonal (Madden-Julian Oscillation; Madden and Julian 1971, 1972, 1994), and interannual (e.g. El
47 Nino Southern Oscillation, Indian Ocean Dipole, Indian Ocean Subtropical Dipole) timescales. Over
48 the last decades, many studies have been conducted to investigate the space-time distribution of shallow
49 cumulus clouds developing in trade winds oceanic areas to better estimate their impact on the Earth's
50 radiative budget (e.g. Vial et al. 2017). Deep oceanic convection has also been the focus of many
51 research projects aiming at improving the representation of clouds associated with planetary-scale

52 disturbances and intraseasonal oscillations in general circulation models [e.g., TOGA-COARE,
53 (Webster and Lukas, 1992) in the Pacific warm pool, or DYNAMO (Yoneyama et al. 2013) in the
54 tropical Indian Ocean]. Despite their significant role in the radiative budget, very few studies have
55 however been focused on coastal tropical clouds. The latter, which account for nearly one third of the
56 total rainfall in the tropics, occur over much different mid-tropospheric conditions than over the open
57 ocean, due to the combined effects of land-sea breeze interactions (Bergemann and Jakob, 2016).

58 Thanks to their ability to cover vast areas of the globe (Battaglia et al., 2020), spaceborne radars are
59 considered as the most efficient tool to study cloud properties throughout the planet. Observations
60 provided by these instruments are nevertheless subject to some limitation, especially at low-level, due
61 to ground (or sea) clutter echoes (Lammer et al. 2020, Marchand et al. 2008). In this regard, ground
62 based remote sensing instruments such as cloud radars, which also feature much higher space-time
63 resolution than spaceborne sensors, still remain essential to further investigate cloudiness properties. In
64 the tropics, the number of atmospheric research observatories is however decreasing rapidly as
65 demonstrated with the dismantling, in 2013 (Nauru) and 2014 (Darwin and Manus), of the 3 permanent
66 ARM research facilities deployed in the tropical Pacific Ocean. As a consequence, the Barbados Cloud
67 Observatory (BCO), in the northern Atlantic (Stevens et al. 2016), and Reunion Island's Atmospheric
68 Physics Observatory (OPAR), in the Southwest Indian Ocean (SWIO), have become the two main
69 research atmospheric stations allowing to thoroughly investigate air masses and clouds in tropical
70 coastal areas.

71 Over the last few years, the BCO has become a reference observatory to investigate relationships
72 between cloudiness, circulation, and climate change. Several research campaigns, based on radar and
73 lidar profiling of precipitation, clouds, water vapor, and aerosol, have been conducted there to
74 investigate the seasonality and vertical distribution of low-level clouds (Brueck et al. 2015; Nuijens et
75 al. 2014), as well as aerosol-clouds interactions (Lonitz et al. 2015, Wex et al. 2016). Despite its status
76 of "rainiest place on Earth" (Quetelard et al. 2009), cloud and precipitation studies however remain
77 uncommon in Reunion Island (20.8°S, 55.5°E). This small (2512 km²) French volcanic overseas
78 territory, located both at the edge of the subtropical jet and in the subsidence region of the southern

79 hemisphere Hadley cell, is particularly well suited to observe tropical and subtropical influences on the
80 general circulation. For this reason, OPAR's instrumentation has been so far principally designed to
81 observe high troposphere - low stratosphere interactions from, in particular, a large ensemble of lidars
82 and other atmospheric sensors deployed at the high-altitude Maïdo observatory (Baray et al. 2016).

83 In order to extend atmospheric research activities in Reunion Island, a new observation site was
84 recently set up at Saint-Denis (55.48°E, 20.9°S), with the goal to evaluate the representation of cloudiness
85 in Meteo-France's new high-resolution numerical weather prediction (NWP) model (Bousquet et al.
86 2020) as well as to provide cloudiness datasets for spaceborne radar mission calibration. Over the last 4
87 years, various in-situ (e.g., weather stations, optical and video disdrometers) and remote sensing (e.g.,
88 all sky camera, aerosol lidar, cloud-radar) sensors have thus been deployed at this location to extend
89 clouds and precipitation observation capabilities. The cornerstone of this new experimental set up is the
90 cloud radar BASTA (Bistatic rAdar SysTEM for Atmospheric Studies), which provides cloud
91 observations at high spatial and temporal resolutions.

92 This new observation facility, located under the sampling area of the two operational dual-
93 polarimetric weather radars of the French Weather Service, allows studying all sort of cloud patterns
94 ranging from low-to-mid level trade clouds to orographic clouds and deep convective clouds associated
95 with tropical cyclones passing nearby. In this study we principally use reflectivity observations collected
96 during the two first years of operation of the radar BASTA to investigate the characteristics of cloudiness
97 in Reunion Island as well as its relationship with local and regional tropospheric humidity patterns
98 inferred from radiosounding, Global Navigation Satellite System (GNSS) and high-resolution reanalysis
99 data. This paper is organized as follows: Information about data used in this study are given in Section
100 2. The distribution and analysis of the seasonal cloud cover over Saint Denis between November 2016
101 and November 2018 is presented in Section 3. Possible relationships between observed cloud patterns
102 and large-scale environment are investigated in Section 4, while Section 5 presents our conclusions and
103 perspectives.

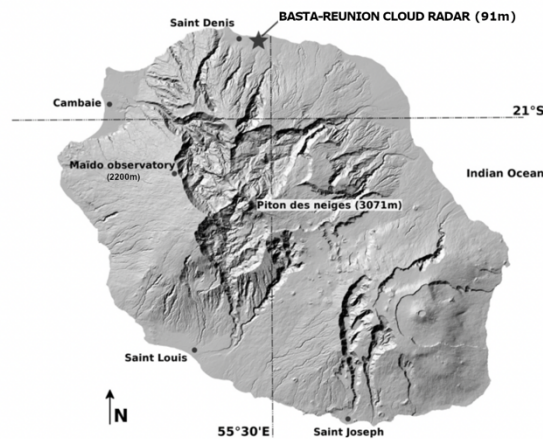
104

105 **2. Data and methods**

106 *2.1 Radar observations*

107 This study is principally based on continuous observations collected between November 2016 -
108 October 2018 by the cloud radar BASTA. BASTA is a 95 GHz vertically pointing bistatic Doppler radar
109 (distinct antennas for transmission and reception) initially developed by Centre National de La
110 Recherche Scientifique (CNRS) for cloud and fog studies (Delanoë et al. 2016, Dupont et al. 2018). A
111 dedicated version of this radar (referred to as BASTA-REUNION) was deployed in Reunion Island in
112 November 2016 at the main campus facility of Reunion University, located in Saint-Denis (Fig. 1).
113 BASTA-REUNION provides times series of vertical reflectivity and Doppler velocity profiles up to an
114 altitude of 24 km. Reflectivity profiles consist in a combination of data collected in four distinct
115 operating modes that are each activated over a period of integration of 3s and later recombined to
116 reconstruct the cloud structure throughout the tropospheric layer every 12s. The first operating mode,
117 dedicated to fog and low cloud observations, runs at the resolution of 12.5m and provides information
118 up to an altitude of 12km. The second one, which features a vertical resolution of 25m, is used to
119 investigate mid-level clouds between 6 km and 18 km. The last two modes (100m vertical resolution)
120 are used to sample high level clouds up to 18km and 24km, respectively - the latter mode, which is
121 slightly more sensitive, was specifically implemented for tropical regions. Nearly 4 millions of
122 reconstructed vertical reflectivity profiles are used in this study, which represent ~ 80% of the total
123 number of profiles theoretically expected over a 2-year period.

124 Due to its operating frequency, BASTA can be strongly affected by radar attenuation, which, as will
125 be seen later, can sometimes cause an extinction of the radar signal in heavy precipitation regime. We
126 nevertheless chose to not discriminate between precipitating and non-precipitating clouds so as to be
127 also able to identify the occurrence of rainfall in radar data (as fog and low-level stratus never occur
128 over Saint-Denis, radar data collected below 1 km always reflect the presence of precipitation).
129 Examples of BASTA observations are shown hereafter for two specific days representative of general
130 cloudiness conditions encountered in Reunion Island during both dry (June-September) and wet (late
131 Nov - late March) seasons (Fig. 2), as well as in cyclonic conditions (Fig. 3).



132

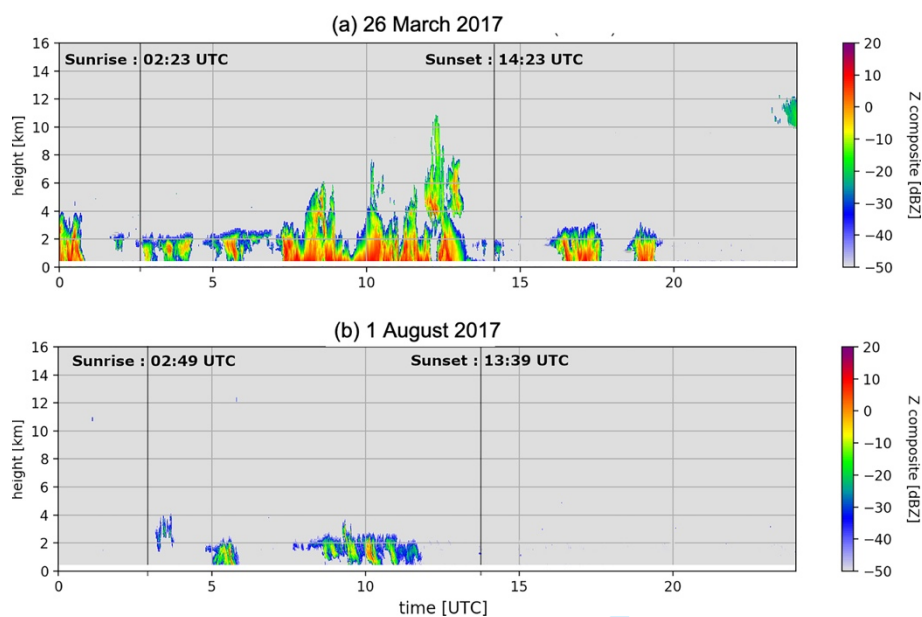
133 **Figure 1:** The cloud radar BASTA located in Saint-Denis on the rooftop of University of la Reunion (55.48°E,
 134 20.9°S).

135

136 For the wet season case (26 March 2017, Fig. 2a), one can notice the existence of a strong diurnal
 137 cycle characterized by low level clouds forming early in the morning and eventually dissipating in late
 138 evening. Convective clouds, resulting from the high convective instability that prevails over the tropical
 139 SWIO basin during Austral summer, develop in the early afternoon and extend up to the altitude of 10
 140 km (all heights are given above mean sea level). Precipitation, evidenced by reflectivity measurements
 141 near ground level, are maximised at mid-day and dissipate in the early evening.

142 During the dry season (1 August 2017, Fig. 2b), the prevailing large scale (anticyclonic) conditions
 143 over the Mascarene Archipelago (Reunion, Mauritius and Rodrigues islands) result in a more stable
 144 environment. As in summer, low clouds begin to form early in the morning (near 05:00 UTC, 09:00
 145 LST), in connection with the diurnal cycle, but generally never evolve into deep convective clouds. Low
 146 level clouds, consist in small, mostly non-precipitating, scattered cumulus, that initially develop over

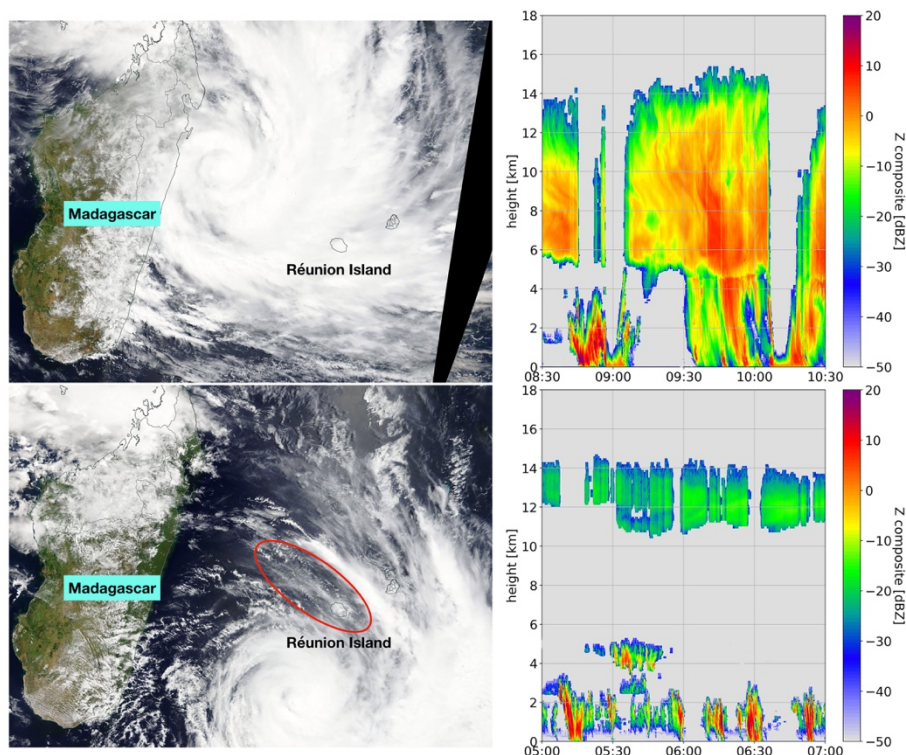
147 the relief before expanding northwards towards the coast in the middle of the afternoon. Their limited
 148 vertical extension (around 2.5 km) is a consequence of the "capping effect" due to the trade wind
 149 inversion, which tends to restrict vertical cloud development during Austral winter (Rechou et al. 2014).
 150 This inversion is characterised by a rapid transition from an easterly wind regime at low levels to a
 151 westerly wind regime above, as well as by a more or less significant moisture inversion depending on
 152 the season. It is generally comprised between 2.5 and 3 km and is slightly lower in winter when it acts
 153 as a natural barrier to cloud development (Taupin et al. 1999; Lesouëf et al. 2011).



154
 155 **Figure 2:** Time series of radar reflectivity profiles (dBZ) collected on (a) 26 March 2017 (summer) and (b) 1
 156 August 2017 (winter)

157
 158 The third example (Fig. 3) shows radar observations collected during the passage of tropical cyclone
 159 Dumazile over the Mascarene Archipelago in early March 2018. On 4 March (top panel), radar
 160 observations were collected in an outer rain band located about 700 km south-east of TC center. Time
 161 series of vertical radar reflectivity profiles show numerous convective cells extending forward and
 162 backward up to an altitude of 15km. The truncated profiles observed around 09:00 and 10:15 UTC
 163 beyond 2 km are indicative of the intense rainfall occurring within this rain band and reflect the strong
 164 attenuation of the radar signal by precipitation. Such situations are nevertheless uncommon and not
 165 frequent enough to impact the statistics that will be presented in the following. Radar observations
 166 collected on 6 March (bottom panel) were collected in the rear part of the system, within the cirriform

167 region of the tropical cyclone. Vertical reflectivity profiles collected in this area (indicated by the red
 168 circle on the associated MODIS image) show a layer of cirrus clouds extending from 11 to 14 km, which
 169 is characteristic of pre- and post-convective tropical cyclone regions.



170
 171 **Figure 3:** Left panel: Satellite images (MODIS TERRA) of Tropical Cyclone Dumazile valid on 4 March 2018
 172 (top, 9:00 UTC) and 6 March 2018 (bottom, 6:00 UTC). Right panel: corresponding BASTA radar reflectivity
 173 time series (dBZ). The red circle indicates the cirriform region sampled by the radar BASTA on March 6.

174

175 2.2 Other datasets

176 Additional sources of data are also relied upon to describe the local and regional weather conditions
 177 prevailing over Reunion Island and in the SWIO basin during the 2-year period of analysis:

178 i) In-situ observations of relative humidity inferred from Saint-Denis' airport (20.88°S, 55.51°E)
 179 operational daily radiosounding data collected between 2014 and 2018;

180 ii) Time series of integrated water vapor (IWV) columns, inferred from the analysis of GNSS data
 181 collected from Saint-Denis' IGN (Institut Geographique National) station STDE (20.88°S, 55.51°E) and
 182 IGS (International GNSS System)' station REUN (21.2°S, 55.57°E). GNSS observations are widely
 183 relied upon to provide accurate measurements of tropospheric water vapor content (Bevis et al. 1992)
 184 and have become a key tool in atmospheric and climate sciences (Guerova et al. 2016). In this study

185 GNSS data are processed following the approach that was used by Bousquet et al. (2020) and Lees et
186 al. (2020) to produce IWV data at various locations of the SWIO basin (a complete description of GNSS
187 IWV retrieval and associated uncertainties can be found in the latter paper).

188 iii) Reanalysis data extracted from European Center for Medium Range Weather Forecast
189 (ECMWF)'s 5th generation reanalysis (ERA5) that are used to investigate the regional atmospheric
190 conditions prevailing over the SWIO basin. ERA5 provides hourly estimates of numerous atmospheric,
191 land and oceanic climate variables on a 0.25x0.25 ° horizontal grid (Hersbach et al. 2020). Data used in
192 this study consist in wind, humidity, sea level pressure and vertical velocity fields extracted over the
193 period 1990-2020.

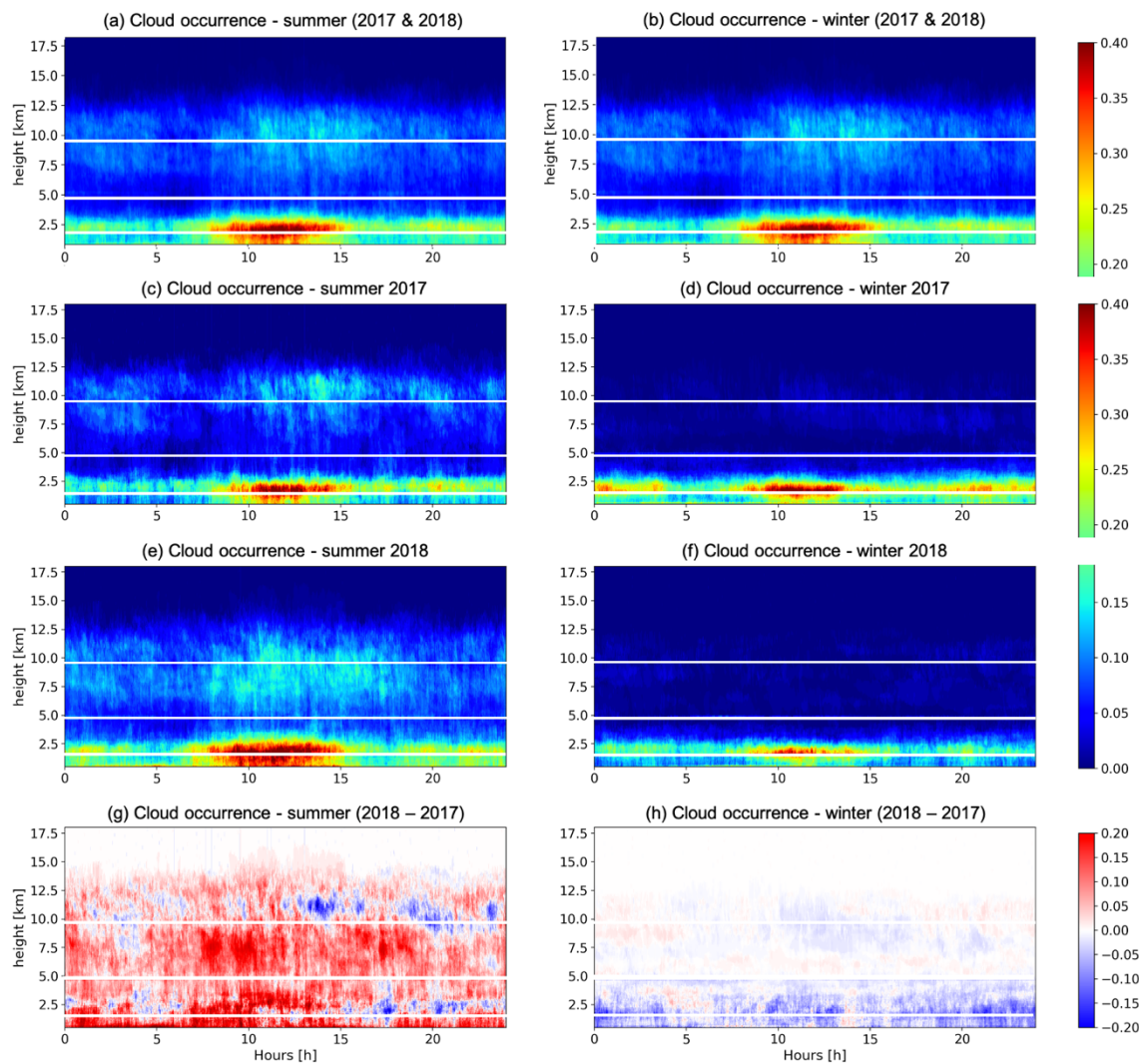
194

195 **3. Diurnal and seasonal variability of cloudiness over Saint-Denis in 2017** 196 **and 2018**

197 In the following, reflectivity data collected by the radar BASTA are used to study the vertical
198 structure of winter and summer clouds over Saint-Denis. For simplicity, the four seasons investigated
199 in this study will be referred to as summer 2017 (Nov 2016-March 2017), winter 2017 (June-Sept 2017),
200 summer 2018 (Nov 2017-March 2018) and winter 2018 (June-Sept 2018).

201 *3.1 Diurnal cycle*

202 Figure 4 shows composite analyses of BASTA radar reflectivity profiles aggregated over 2017 and
203 2018 summers (Fig. 4a) and winters (Fig. 4b). In summer, two main cloud layers, respectively associated
204 with the diurnal cycle (leading to the formation of low-level cumulus clouds) and convective instability
205 (leading to the development of thunderstorm systems in mid to late afternoon), can be identified in radar
206 observations. The lowest layer extends from 0.5 to 3 km. The maximum cloud occurrence is observed
207 between 08:00 UTC (12 LST) and 15:00 UTC (19 LST) at an altitude of 2km, with a maximum
208 probability of nearly 45% near 12 UTC (16 LST). The upper layer, comprised between 6 and 13 km,
209 corresponds to cirrus and deep convective clouds associated with local storms or tropical cyclones that



210

211 **Figure 4:** Time series of cloud occurrence (%) as a function of time of the day (hours) and altitude (km) for (a)
 212 aggregated summer seasons 2017 and 2018, (b) aggregated winter seasons 2017 and 2018, (c) summer 2017, (d)
 213 winter 2017, (e) summer 2018, (f) winter 2018, (g) summer 2018 minus summer 2017 and (h) winter 2018 minus
 214 winter 2017. White lines near the altitudes 2, 5 and 10 km correspond to data gap layers of ~25-50m resulting
 215 from the recombination of data collected in the different radar acquisition modes.

216

217 propagate nearby Reunion Island. The probability of occurrence is maximised between 10:00 UTC and
 218 15:00 UTC (14-19 LST) and reaches up to 15% at 10 km near 14 UTC (18 LST).

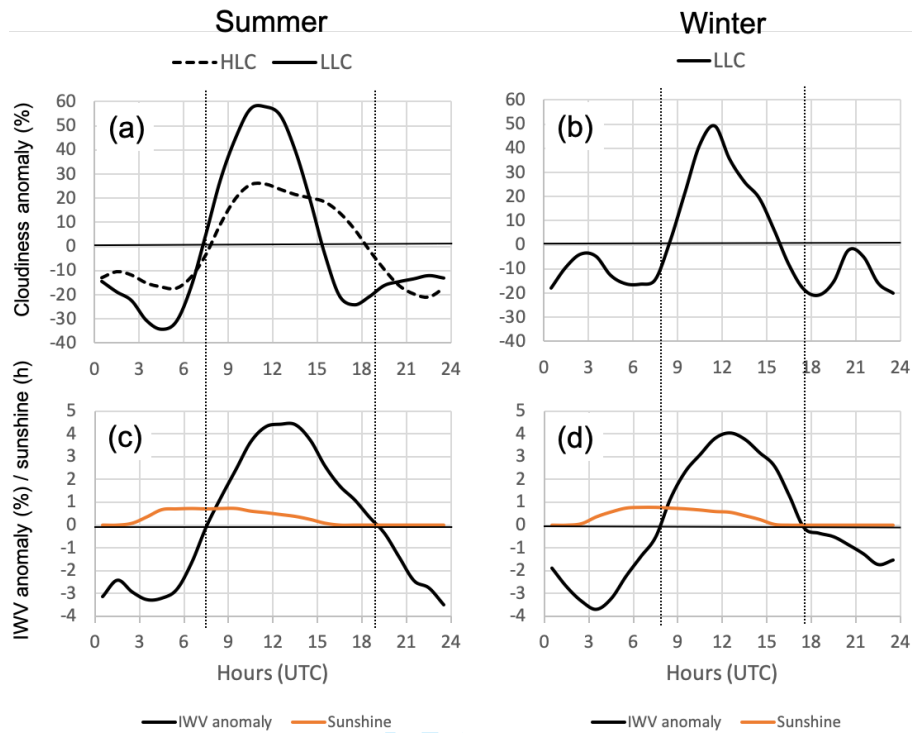
219 In winter (Fig. 4b), one can still observe a low-level cloud layer extending from approximately 0.5
 220 to 3 km. The frequency of cloud occurrence is highest between 09:00 UTC (13 LST) and 14:00 UTC
 221 (18 LST), with a maximum probability of about 35% near 2km altitude and 11 UTC (15 LST). While
 222 the frequency of occurrence of low level clouds is almost identical during summer and winter periods
 223 (average probability of occurrence on the order of 10%), high level clouds are however up to three times
 224 less frequent during winter (5% occurrence) than summer (15% occurrence), which reflects the capping

225 effect of the trade wind inversion on cloud vertical development. Average reflectivity values observed
226 below 1km are also significantly lower during winter, which suggests the generally non-precipitating
227 character of the low-level clouds (the analysis of Doppler velocities, which are less subject to
228 attenuation, would nevertheless be required to confirm this hypothesis).

229 In order to investigate possible relationships between cloudiness and humidity over Saint-Denis, Fig.
230 5 shows hourly relative anomalies (difference between the hourly value and the daily average, divided
231 by the daily average) of integrated water vapour (IWV, %), low-level (LLC, 1-3km) and mid-to-high-
232 level (HLC, 5-10 km) cloudiness (%) as well as insolation, during summer (left panel) and winter (right
233 panel) 2018¹. During both seasons a positive tropospheric humidity anomaly begins to grow near 7:30
234 UTC (11:30 LST), which also corresponds to the appearance of a positive cloud anomaly at low- and
235 mid-levels. This moist anomaly remains positive throughout the day. It is maximum near 12 UTC (16
236 LST) and reaches 4.5% ($\sim 2 \text{ kg.m}^{-2}$) in summer (Fig. 5c) and 4% (1.06 kg.m^{-2}) in winter (Fig. 5d). This
237 time also corresponds to that of the observed maximum in cloudiness anomaly, which reaches 60%
238 (resp. 26%) at low-level (resp. mid-level) in summer (Fig. 5a), and 50% at low-level in winter (Fig. 5b
239 – note that mid-to-high-level cloud anomaly was not computed during winter due to the low value of
240 cloud fraction in this season). During summer one can also notice a strong agreement between positive
241 anomalies of humidity (Fig. 5c) and mid-to-high-level cloudiness (Fig. 5a), which both last over the
242 same period of time (7:30-18:30 UTC, 11:30-22:30 LST). In the low levels, the maximum humidity and
243 cloudiness anomalies match very well, but additional effect due to the land-sea breeze regime that
244 characterizes Reunion Island also come into play. Land starts to heat up with sunrise (Fig. 5c, d) in the
245 early morning (3 UTC, 7 LST) and cools down with sundown (15 UTC, 19 LST). During the day, the
246 resulting land-sea breeze regime forces onshore flow, which interacts with the complex orography of
247 the island to increase low-level cloudiness over land. Right after sundown, the offshore flow associated
248 with the land breeze tends to rapidly chase low-level clouds away from the island. Insolation is also

¹ As GNSS observations collocated with BASTA only started to be available in January 2018, we can only compare cloud occurrence and IWV for this year.

249 maximum in the morning hours (3-7 UTC, 7-11 LST) and starts to decrease after 9 UTC (13 LST) in
 250 good agreement with the late morning increase in cloud frequency.



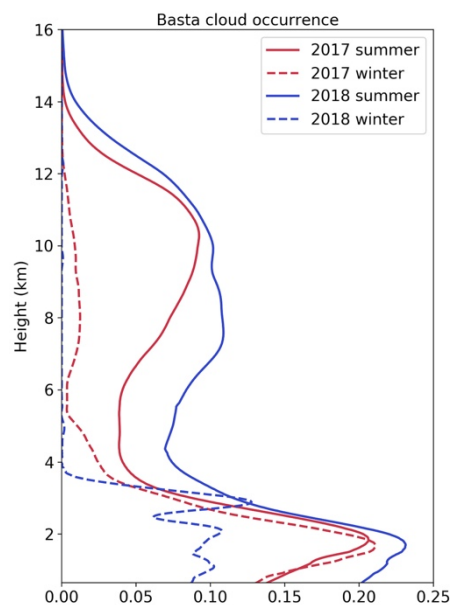
251
 252 **Figure 5:** Diurnal cycle of cloud fraction, IWW and sun duration at Saint-Denis (55.49E, 20.89S). Top panel: low-
 253 (1-3km, plain) and mid- (5-10km, dashed) level cloud fraction anomaly (%) during (a) summer 2018 and (b) winter
 254 2018. Bottom panel: Diurnal cycles of GNSS-derived IWW anomaly (% , black) and sun duration (hours, orange)
 255 during (c) summer 2018 and (d) winter 2018.

256

257 In order to assess the diurnal variability of cloud cover from one year to the next, time series of
 258 reflectivity profiles were also aggregated for each of the four sampled seasons: summer 2017 (Fig. 4c)
 259 and 2018 (Fig. 4e), and winter 2017 (Fig. 4d) and 2018 (Fig. 4f). From a qualitative standpoint, one can
 260 notice strong similarities between both summers and both winters. A closer look at the field of
 261 differences (Fig. 4 g-h) nevertheless shows important disparities from one year to another. Hence, low-
 262 level cloudiness appears significantly higher and deeper in winter 2017 (Fig. 4h) than during the
 263 following winter season. Significant differences could also be observed throughout the troposphere
 264 between the two summer seasons (Fig. 4g), with significantly deeper cloud cover in 2018.

265 Figure 6 presents mean vertical profiles of cloud occurrence inferred from the averaging of
 266 reflectivity data shown in Fig. 4c-f. During summer, the probability of occurrence shows much larger
 267 values in 2018 (red line) at both low-level (frequency of cloud / precipitation occurrence below 3 km

268 ranging from 20-22% vs. 15-20% in 2017) and mid-to-high level (frequency of cloud occurrence of
 269 10% vs. 5% in 2017 at 6 km). During winter, the differences are even more striking. In 2017 (blue dotted
 270 line), low-level cloudiness is for instance twice as large as in 2018 (red dotted line, 20-22% vs. 10%)
 271 and actually bears strong resemblances with that observed during the previous summer (solid blue line).
 272 Furthermore, one can also notice large differences occurring at mid-levels. Consistently with previous
 273 climatological studies of Lesouef et al. (2011) and Rechou et al. (2014), which predict an inhibition of
 274 vertical cloud developments beyond the trade wind inversion level, the vertical cloud extension is
 275 limited to 4km in 2018. In 2017, however, clouds occur in much significant proportions up to an altitude
 276 of 6km and even beyond (frequency of occurrence of 1% at 8km). In the following, large scale
 277 environmental conditions inferred from the analysis of ERA5 data are investigated in order to
 278 understand the possible origins of these differences.



279
 280 **Figure 6:** Vertical structure of the cloud fraction observed during summer (solid line) and winter (dotted line)
 281 2017 (blue) and 2018 (red).

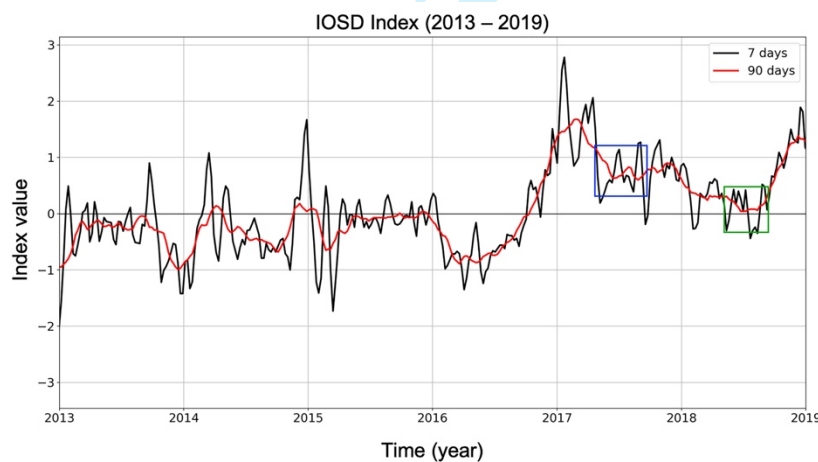
282

283 **4. Analysis of local and large-scale environmental conditions in 2017 and 2018**

284 The main climatic phenomena that drives oceanic and atmospheric circulation in the SWIO basin is
 285 the Indian Ocean Subtropical Dipole (IOSD, Behera et al. 2001). This climate anomaly controls the
 286 structure of the ocean's surface layer, which, in turn, impacts the atmospheric circulation and rainfall at

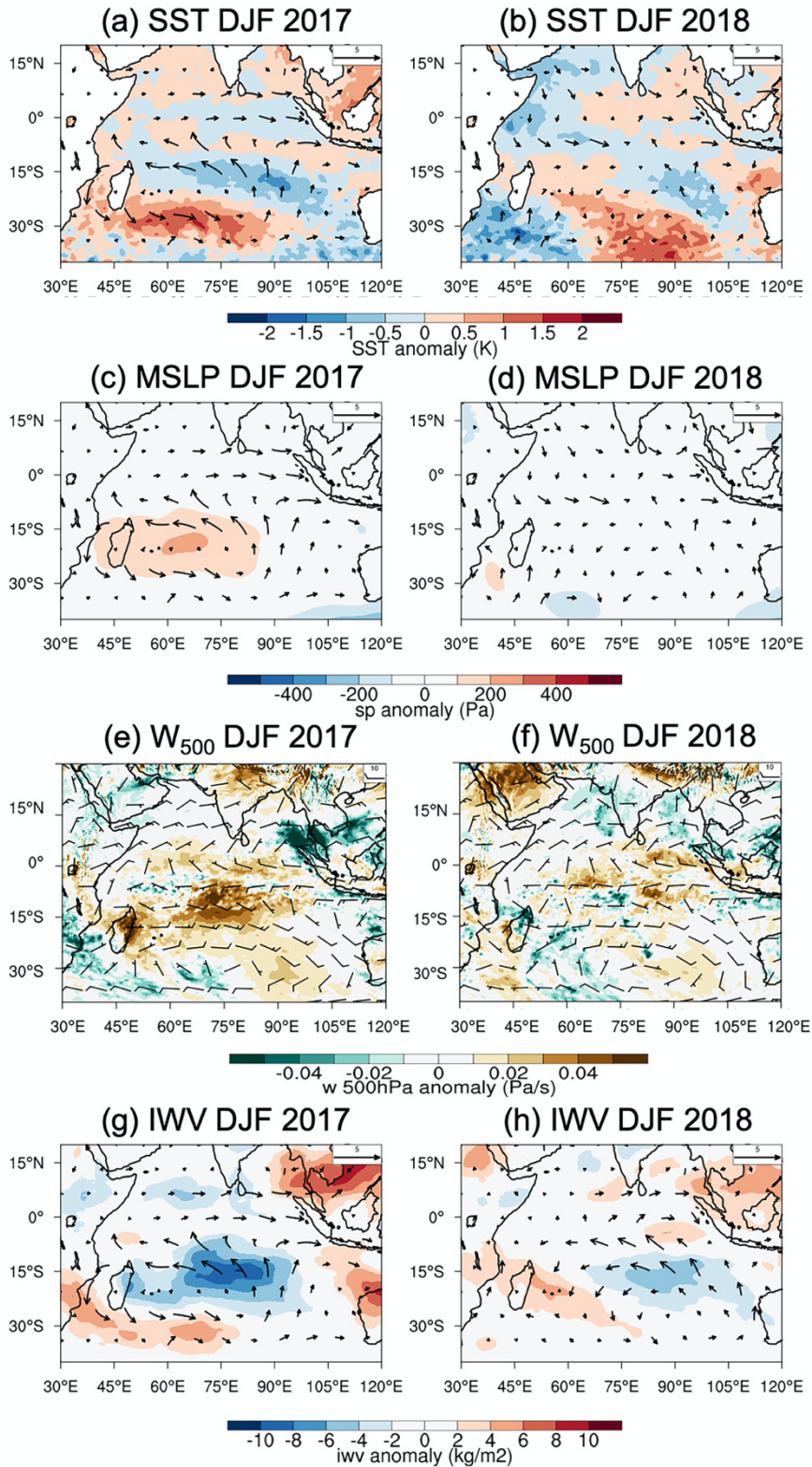
287 the regional scale. The IOSD is characterized by 3 distinct phases defined by a reference index computed
 288 from SST anomaly differences between the western and eastern parts of the basin: a neutral phase,
 289 corresponding to the mean state of the ocean, a positive phase, and a negative phase.

290 The evolution of the IOSD index from 2013 to 2019, displayed in Fig. 7, shows that a particularly
 291 strong positive event occurred in early 2017. Positive events result in above-normal SSTs in the
 292 southwestern part of the basin, especially south of Madagascar, and lower than normal SSTs off western
 293 Australia. The resulting SST pattern leads to lower evaporation over the southwestern part of the basin,
 294 which increases temperatures and humidity content southwest of Madagascar and generates above-
 295 normal precipitation over southern and central Africa. Positive IOSD generally start at the beginning of
 296 summer and die off in April/May. The 2017 event initially followed such a behaviour. It started in Nov
 297 2016, peaked in January (with an uncommonly high index value) and finally died off in late March 2017
 298 (index value of 0.2). However, one can notice that index values started to re-increase significantly at the
 299 beginning of the winter, with average value of ~ 1 throughout the rest of the year, before finally
 300 collapsing in early 2018.



301
 302 **Figure 7:** Averaged weekly (black) and quarterly (red) IOSD index between Jan 2013 and Dec 2019. Blue and
 303 green squares highlight index values during winter 2017 and 2018, respectively.

304
 305 Corresponding large scale atmospheric and oceanic anomalies prevailing during summers and
 306 winters 2017 and 2018 are shown in Figs. 8 and 9. In good agreement with the occurrence of a positive
 307 IOSD event, a positive SST anomaly, centered near 30°S and extending from the East African coasts to
 308 90°E, can be observed over the SW part of the basin in summer 2017 (Fig. 8a). A positive pressure



309

310 **Figure 8:** SST, MSLP, W and IWV anomalies in summer (DJF) 2017 (left panel) and 2018 (right panel) with
 311 respect to ERA5 reanalysis data over the period 1990-2020.

312

313 anomaly is also observed. over Madagascar and the central part of the basin (Fig. 8c), resulting in

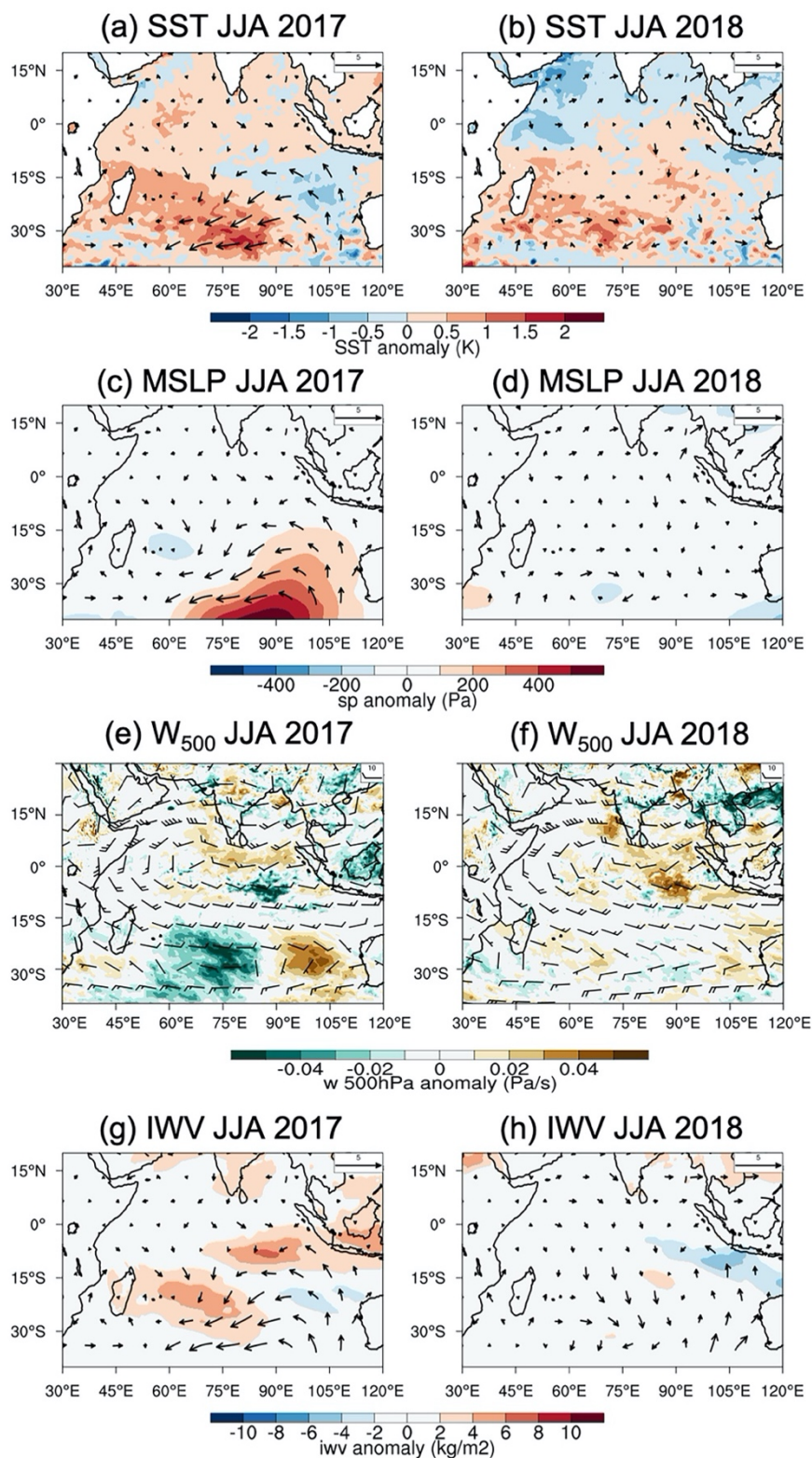
314 enhanced midlevel (500 hPa) subsidence (Fig. 8e) and subsequently dryer conditions at low levels (850

315 hPa, Fig. 8g) in these areas. Over the Mascarenes and Reunion Island, these large-scale conditions result
316 in a slightly positive SST anomaly, of nearly 0.5° , and below-normal (negative) humidity anomaly of \sim
317 $6\text{-}8\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$.

318 During the next summer, positive SST anomalies can still be seen in the southern part of the basin
319 (Fig. 8b). The latter is however shifted southeastwards with respect to summer 2017 and no significant
320 surface pressure (Fig. 8d) or mid-level vertical velocity (Fig. 8f) anomalies can be noticed over the
321 central part of the basin. At low levels (850 hPa), a moist tongue extending northwestwards towards
322 Madagascar could be observed, in good agreement with the location of the observed SST anomaly (fig.
323 8h). Over the Mascarene Archipelago, these large-scale conditions result in positive SST and low-level
324 moisture anomalies of up to 1° and $8\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$, respectively.

325 During winter 2017 (Fig. 9a), ERA5 data show SST anomalies of up to 1°C over the Mascarene
326 Archipelago, likely inherited from the IOSD event that started earlier in the year. The Mascarene
327 anticyclone also moved south-eastwards resulting in both strong positive pressure anomalies over the
328 central and southern parts of the basin, and slightly below normal sea level pressures over the
329 Mascarenes (Fig. 9c). These anomalies are also accompanied with a decrease of the large-scale midlevel
330 (500 hPa) subsidence over this area (Fig. 9e) that leads to lower evaporation, and thus higher humidity
331 content at 850 hPa (Fig. 9g). While positive SST anomalies are also present in winter 2018 (Fig. 9b),
332 the other atmospheric parameters (Fig. 9 d,f,h) are however globally in phase with the climatology.

333 Humidity observations inferred from the analysis of GNSS data collected at the IGS station of REUN
334 (21.2°S , 55.57°E) and RS data at Saint-Denis' airport (20.88°S , 55.51°E) are shown in Fig. 10.
335 According to time series of monthly averaged GNSS-derived IWV columns (Fig. 10a), significantly
336 dryer conditions occurred over Reunion Island during the first 4 months (Nov - March) of the wet season
337 2017, with differences of up to $12\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ ($\pm 30\%$) compared to the same period one year after. This
338 tendency however inverts at the end of the summer, a period that corresponds to the dying of the positive
339 IOSD event. GNSS-derived IWV observations also confirm that tropospheric humidity was significantly
340 higher during winter 2017 (JJAS, blue line) than during winter 2018 (red line), with differences of up



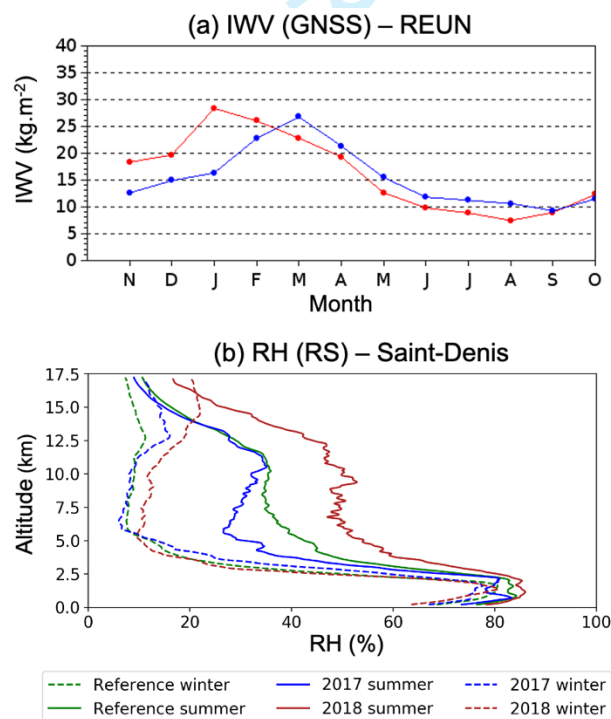
341

342

Figure 9: As in Fig. 8 but for winter (JJA) 2017 and 2018

343 to $3.5 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ (+/- 35%) between July and September. A strictly similar tendency was also observed at
 344 other GNSS stations located along the west coast and central area of Reunion Island, indicating that
 345 these tropospheric humidity anomalies actually impacted the whole island (not shown).

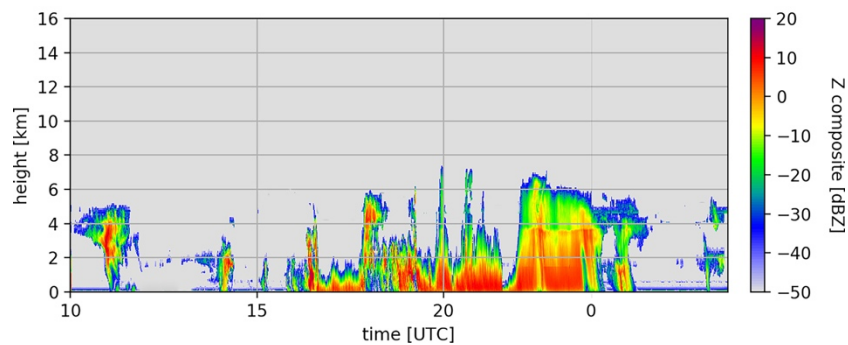
346 Seasonally averaged relative humidity data computed from Saint-Denis' airport operational RS (Fig.
 347 10b) show that absolute moisture conditions in summer 2018 (red solid line) were actually higher
 348 throughout the troposphere, with an increase ranging from 10% at low levels to 100% at mid and high
 349 levels compared to summer 2017 (blue solid line). The 5-y average (2014-2018) humidity profile (green
 350 solid line) also indicates that humidity conditions were significantly below (resp. above) the normal in
 351 summer 2017 (resp. 2018), in good agreement with moisture anomaly patterns deduced from the
 352 analysis of ERA5 data (Fig. 8 g-h). In winter 2018, the seasonally averaged relative humidity profile
 353 (red dotted line) shows good agreement with the climatological mean (dotted green line) up to 6km, and
 354 above than normal relative humidity at higher levels. In 2017 (blue dotted line), one can however notice
 355 a significant increase of the low-level relative humidity between 2 and 4km altitude, ranging from +50%
 356 to +80% at a given level.



357
 358 **Figure 10:** (a) Monthly mean of GNSS-derived IWV content at REUN in 2017 (blue) and 2018 (red). (b) RS-
 359 derived relative humidity at Saint-Denis during summer (plain) and winter (dashed) 2017 (red) and 2018 (red).
 360 Green lines show corresponding average RH profiles for the period 2014-2018.

361

362 According to regional and local humidity data, one can hypothesize that the 2017 IOSD event
 363 significantly impacted moisture conditions over Reunion Island throughout year 2017, resulting in lower
 364 (resp. higher) than normal humidity conditions at low- and mid-level in summer (resp. winter). These
 365 distinct moisture conditions may have accounted for the large differences observed in terms of
 366 cloudiness between summer 2017 and 2018 (Fig. 4). The thermodynamic structure of the atmosphere
 367 over Reunion Island was indeed more unstable during Austral winter 2017 than during Austral winter
 368 2018, thus favouring low-level cloud development, which eventually happen to overshoot the trade wind
 369 inversion. In this regard, Reunion Island was for instance hit by an exceptional and extremely violent
 370 storm on 29 and 30 August 2017, which locally produced more than 105mm of rainfall in one hour in
 371 the northeast part of the island. BASTA reflectivity measurements collected at Saint-Denis during this
 372 event (Fig. 11) shows convective cells with high vertical development (> 6 km altitude), which are
 373 extremely uncommon in this season. The extinction phenomenon observed around 21:30 UTC on
 374 August 29 confirms that particularly intense rainfall occurred over the Saint-Denis area even though the
 375 rainfall maxima was observed about 15 km SE.



376
 377 **Figure 11:** Time series of radar reflectivity profiles (dBZ) collected between 29 August (10 UTC) and 30 August
 378 (5 UTC).

379
 380 Decreased moisture at low-levels during summer 2017 can also account for the limited development
 381 of low-level clouds and deep local convective events with respect to 2018. The observed differences in
 382 terms of cloudiness were also exacerbated by the significant cyclonic activity that occurred over the
 383 Mascarene Archipelago during the wet season 2018, which drained large amount of clouds over Reunion
 384 Island, especially at higher altitudes. Between January and April 2018, two tropical cyclones (Berguita,
 385 Fakir) grazed the island, while two others passed in its immediate vicinity (Ava, Dumazile), compared

386 to only two tropical storms (Carlos, Fernando) in 2017 (both of which passed more than 200 km away
387 from the island).

388

389 **5. Conclusions and perspectives**

390 In order to study the distribution and diurnal cycle of clouds over tropical coastal areas, a 95 GHz
391 Doppler vertically pointing cloud radar (BASTA) was deployed at Saint-Denis de La Reunion (SW
392 Indian Ocean, 20°54.37E, 55°29.46E) in November 2016. Data collected by this radar during its two
393 first years of operation were relied upon to investigate the diurnal and seasonal structure of cloudiness
394 over this area from vertical profiles of reflectivity observations.

395 During Austral summer, two main cloud layers can be observed over Saint-Denis. The first layer,
396 extending from 1-3 km, with a frequency of cloud occurrence of 45% between 08:00 UTC and 15:00
397 UTC, is associated with the diurnal cycle and land-sea breeze regime prevailing over Reunion Island.
398 The second one, maximised between 8-12 km with a frequency of cloud occurrence of 15% between
399 10:00 UTC and 15:00 UTC, is associated with convective storms and tropical cyclones that develop
400 over and in the vicinity of the island during summer. During Austral winter, cloudiness is mostly limited
401 to the low levels (1-3km) due to the strong trade wind inversion prevailing at this time of the year. The
402 frequency of cloud occurrence is highest between 09:00 UTC and 14:00 UTC, with a maximum
403 probability of about 35%.

404 The comparative analysis of seasonal cloudiness observations collected in 2017 and 2018 has shown
405 strong differences from one year to the next, both during summer and winter. In 2017 the cloud cover
406 was significantly different from what could be expected in terms of climatology, with significantly
407 higher (resp. lower) than normal cloudiness conditions in winter (resp. summer). As a consequence, the
408 vertical structure of the cloud fraction and the probability of cloud occurrence in the lower half of the
409 troposphere were surprisingly similar throughout the year 2017. The analysis of ERA5 reanalysis data
410 and local humidity measurements derived from RS and GNSS observations suggests that this
411 uncommon behaviour could be attributed to the occurrence of a strong positive IOSD event. The latter,

412 which began in January 2017 and last for almost the entire year, resulted, in particular, in a significant
413 increase (resp. decrease) of the mid-level subsidence that led to a decrease (resp. increase) of low-to-
414 mid level moisture content over the Mascarene Archipelago during winter (resp. summer).

415 The permanent deployment, in 2016, of a cloud radar at Saint-Denis is an important achievement in
416 order to reinforce cloud observations and atmospheric science research capabilities in the SWIO. Cloud
417 radar observations are indeed key to investigate the properties and variability of tropical clouds as well
418 as to evaluate cloud fraction forecasted by NWP systems (Hogan et al. 2009). Such instruments are also
419 critical to evaluate, and improve, spaceborne cloud measurements (Protat et al. 2009) that are widely
420 used to evaluate climate model performance. Within the next months, observations dedicated to clouds
421 and precipitation will continue to be reinforced in Reunion Island through the deployment of a second
422 BASTA radar at the Maïdo observatory (in the frame of the EARTH-CARE space mission, Illingworth
423 et al. 2016). A transportable polarimetric X-band radar aiming at complementing observation provided
424 by Reunion Island's two operational weather radar systems will also be installed near Saint-Denis in
425 early 2021 in the frame of the EU research project ESPOIRS (“Etude des Systèmes Précipitant de
426 l’Océan Indien par Radars et Satellites”). All together, these forthcoming deployments will further
427 contribute to make of OPAR a key place to study cloud and precipitation processes in the southern
428 hemisphere.

429

430 **REFERENCES**

431

432 Baray, J.-L., Courcoux, Y., Keckhut, P., Portafaix et al. (2013). Maïdo observatory: a new high-altitude
433 station facility at Reunion Island (21° S, 55° E) for long-term atmospheric remote sensing and in situ
434 measurements, *Atmos. Meas. Tech.*, **6**, 2865–2877, <https://doi.org/10.5194/amt-6-2865-2013>.

435 Battaglia, A., Kollias, P., Dhillon, R., Lamer, K., Khairoutdinov, M., and Watters, D. (2020). Mind-the-
436 gap Part II: Improving quantitative estimates of cloud and rain water path in oceanic warm rain using
437 spaceborne radars, *Atmos. Meas. Tech. Discuss.*, <https://doi.org/10.5194/amt-2020-80>, in review.

438 Behera, S. K., and T. Yamagata, 2001: Subtropical SST dipole events in the southern Indian
439 Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 327-330. <https://doi.org/10.1029/2000GL011451>.

440 Bergemann, M. and Jakob, C. (2016). How important is tropospheric humidity for coastal rainfall in the
441 tropics? *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 5860-5868, doi:10.1002/2016GL069255.

442 Bevis M., Businger S., Herring T.A., Rocken C., Anthes R.A., Ware R.H (1992): GPS meteorology:
443 Remote sensing of atmospheric water vapor using the global positioning system. *J. Geophys. Res.*
444 1992;97:15787–15801. doi: 10.1029/92JD01517

445 Bony, S., and Dufresne, J.-L. (2005). Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud
446 feedback uncertainties in climate models, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L20806.
447 doi:10.1029/2005GL023851.

448 Bousquet, O., Lees, E., Durand, J., Peltier, A. et al. (2020). Densification of the ground-based GNSS
449 observation network in the Southwest Indian Ocean: Current status, perspectives and examples of
450 applications in meteorology and geodesy. *Front. Earth Sci.*, **8**:566105. doi:10.3389/feart.2020.
451 566105.

452 Brueck, M., L. Nuijens, and B. Stevens (2015). On the Seasonal and Synoptic Time-Scale Variability
453 of the North Atlantic Trade Wind Region and Its Low-Level Clouds. *J. Atmos. Sci.*, **72**, 1428–
454 1446, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-14-0054.1>.

455 Delanoë, J., and Coauthors, 2016: BASTA: A 95-GHz FMCW Doppler Radar for Cloud and Fog
456 Studies. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **33**, 1023-1038. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-15-0104.1>.
457

458 Dupont, J.-C.; Haeffelin, M.; Wærsted, E.; Delanoë, J. et al. (2018). Evaluation of Fog and Low Stratus
459 Cloud Microphysical Properties Derived from In Situ Sensor, Cloud Radar and SYRSOC
460 Algorithm. *Atmosphere*, **9**, 169.

- 461 Guerova, G., Jones, J. Dousa, J., Dick, G. et al. (2016). Review of the state of the art and future prospects
462 of the ground-based GNSS meteorology in Europe. *Atmos. Meas. Tech.*, 9, 5385–5406, 2016
463 <https://doi.org/10.5194/amt-9-5385-2016>
- 464 Hansen, J., Sato, M. and Ruedy, R. (1997). Radiative forcing and climate response. *J. Geophys.*
465 *Res.*, **102**, 6831–6864, doi:10.1029/96JD03436.
- 466 Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., et al. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*,
467 **146**, 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- 468 Hoareau, C., Keckhut, P., Baray, J.L., Robert, L et al. (2012). A Raman lidar at La Reunion (20.8° S,
469 55.5° E) for monitoring water vapour and cirrus distributions in the subtropical upper troposphere:
470 preliminary analyses and description of a future system, *Atmos. Meas. Tech.*, **5**, 1333–1348.
- 471 Hogan, R. J., O'Connor, E. J. and Illingworth, A. J. (2009). Verification of cloud-fraction forecasts. *Q.*
472 *J. R. Meteorol. Soc.*, **135**, 1494–1511. doi: <https://doi.org/10.1002/qj.481>
- 473 Illingworth, A.J., H.W. Barker, A. Beljaars, M. Ceccaldi et al. (2015). The EarthCARE Satellite: The
474 Next Step Forward in Global Measurements of Clouds, Aerosols, Precipitation, and Radiation. *Bull.*
475 *Amer. Meteor. Soc.*, **96**, 1311–1332, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00227.1>
- 476 Klein, S.A., Hall, A., Norris, J.R. et al. Low-Cloud Feedbacks from Cloud-Controlling Factors: A
477 Review. *Surv Geophys* **38**, 1307–1329 (2017). <https://doi.org/10.1007/s10712-017-9433-3>
- 478 Lamer, K., Kollias, P., Battaglia, A. and Preval, S. (2020). Mind the gap – Part 1: Accurately locating
479 warm marine boundary layer clouds and precipitation using spaceborne radars, *Atmos. Meas. Tech.*,
480 **13**, 2363–2379, <https://doi.org/10.5194/amt-13-2363-2020>.
- 481 Lees, E., Bousquet, O., Roy, D. and Leclair, J. (2020). Analysis of diurnal to seasonal variability of
482 integrated water vapour in the South Indian Ocean basin using ground-based GNSS and 5th
483 generation ECMWF reanalysis (ERA5) data. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, accepted.
- 484 Lesouëf, D., Gheusi, F., Delmas, R., and Escobar, J. (2011). Numerical simulations of local circulations
485 and pollution transport over Reunion Island, *Ann. Geophys.*, **29**, 53–69,
486 <https://doi.org/10.5194/angeo-29-53-2011>.
- 487 Liou, K. (1986). Influence of Cirrus Clouds on Weather and Climate Processes: A Global
488 Perspective. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1167–1199, <https://doi.org/10.1175/1520-0493>.
- 489 Lonitz, K., B. Stevens, L. Nuijens, V. Sant, L. Hirsch, and A. Seifert (2015). The Signature of Aerosols
490 and Meteorology in Long-Term Cloud Radar Observations of Trade Wind Cumuli. *J. Atmos. Sci.*, **72**,
491 4643–4659. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-14-0348.1>

- 492 Madden, R. and Julian, P. (1971). Detection of a 40-50-day oscillation of the zonal wind in the tropical
493 Pacific. *J. Atmos. Sci.* **28**, 702–708.
- 494 — (1972). Description of global-scale circulation cells in the tropics with 40–50-day period. *J. Atmos.*
495 *Sci.* **29**, 1109–1123.
- 496 — (1994). Observations of the 40–50-day tropical oscillation. A review. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 814–
497 837.
- 498 Marchand, R., Mace, G. G., Ackerman, T. and Stephens, G. (2008). Hydrometeor detection using
499 CloudSat—An Earth-orbiting 94-GHz cloud radar, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **25**, 519–533, 2008.
- 500 Nuijens, L., B. Stevens, and A. P. Siebesma (2009). The Environment of Precipitating Shallow Cumulus
501 Convection. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 1962–1979. <https://doi.org/10.1175/2008JAS2841.1>.
- 502 Protat A., Bouniol D., Delanoë J., May P. T et al. (2009). Assessment of Cloudsat Reflectivity
503 Measurements and Ice Cloud Properties Using Ground-Based and Airborne Cloud Radar
504 Observations. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **26**, 1717-1741.
- 505 Quetelard, H., Bessemoulin, P., Cerveny, R. S., Peterson T. C., Burton, A. and Boodhoo, Y. (2009).
506 Extreme Weather: World-Record Rainfalls During Tropical Cyclone Gamede. *Bull. Amer. Meteor.*
507 *Soc.*, **90**, 603–608.
- 508 Réchou A., N. Rao, O. Bousquet, M. Plu and R. Decoupes (2014). Properties of rainfall in a tropical
509 volcanic island deduced from UHF wind profiler measurements, *Atmos. Meas. Tech.*, **7**, 409-418,
510 doi:10.5194/amt-7-409 2014.
- 511 Rossow, W.B., and Y.-C. Zhang (1995). Calculation of surface and top-of-atmosphere radiative fluxes
512 from physical quantities based on ISCCP datasets: 2. Validation and first results. *J. Geophys.*
513 *Res.*, **100**, 1167-1197, doi:10.1029/94JD02746.
- 514 Sassen, K. and Wand, Z. (2008). Classifying clouds around the globe with the CloudSat radar: 1-year
515 of results. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L04805, doi:10.1029/2007GL032591
- 516 Stephens, G. L. (2005). Cloud Feedbacks in the Climate System: A Critical Review. *J. Climate*, **18**,
517 237–273, <https://doi.org/10.1175/JCLI-3243.1>.
- 518 Stevens, B., D. Farrell, L. Hirsch et al. (2016). The Barbados Cloud Observatory: Anchoring
519 Investigations of Clouds and Circulation on the Edge of the ITCZ. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **97**,
520 787-801. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00247.1>.

- 521 Taupin, F. G., Bessafi, M., Baldy, S. and Bremaud, P. J. (1999). Tropospheric ozone above the
522 southwestern Indian Ocean is strongly linked to dynamical conditions prevailing in the tropics, *J.*
523 *Geophys. Res.*, **104**, 8057– 8066. doi:[10.1029/98JD02456](https://doi.org/10.1029/98JD02456).
- 524 Vial J., Bony S., Stevens B. and Vogel R. (2017). Mechanisms and model diversity of trade-wind
525 shallow cumulus cloud feedbacks: a review. *Surveys in Geophysics*, **38**, 1331-
526 1353. doi: 10.1007/s10712-017-9418-2
- 527 Webster, P. J. and R. Lukas (1992). TOGA COARE: The Coupled Ocean–Atmosphere Response
528 Experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 1377–1416. <https://doi.org/10.1175/1520-0477>
- 529 Wex, H., Dieckmann, K., Roberts, G. C., Conrath, T., et al. (2016). Aerosol arriving on the Caribbean
530 island of Barbados: physical properties and origin, *Atmos. Chem. Phys.*, **16**, 14107–14130,
531 <https://doi.org/10.5194/acp-16-14107-2016>
- 532 Yoneyama, K., C. Zhang and C. N. Long (2013). Tracking pulses of the Madden-Julian Oscillation.
533 *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **94**, 1871-1891. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00157.1>.
- 534 Zelinka M. D., D. A. Randall, M. J. Webb, & S. A. Klein (2017). Clearing clouds of
535 uncertainty, *Nature Clim. Change* **7**, 674–678 doi:10.1038/nclimate3402.
536
537

Chapitre 6

Synthèse des résultats et perspectives

Sommaire

6.1	rappel des enjeux et objectifs de la thèse	136
6.2	Principaux résultats	136
6.3	Perspectives	138

6.1 rappel des enjeux et objectifs de la thèse

La vapeur d'eau, bien que présente à l'état de trace dans l'atmosphère terrestre, joue un rôle prépondérant dans la modulation du climat. Elle représente le principal gaz à effet de serre et l'augmentation du contenu en eau avec la température (loi de Clausius-Clapeyron) en fait un gaz ayant une rétroaction positive sur le réchauffement global. Elle module également de manière importante la convection profonde dans les tropiques du fait de l'inhibition de la convection profonde par l'entraînement d'air sec au sommet et sur les côtés des nuages convectifs. Cette modulation de la convection profonde implique également une modulation des pluies. Les anomalies de contenu en eau dans l'atmosphère conjointement à des anomalies de températures de surfaces de la mer permettent ainsi d'expliquer les sécheresses ou inondations de grande échelle parfois observées dans les régions tropicales.

Au cours de cette thèse, la variabilité spatiale et temporelle de la vapeur d'eau a principalement été étudiée à partir de contenu intégré en vapeur d'eau issus de mesures de délais zénithaux à par le système de positionnement par satellite. La thèse se focalise sur l'océan Indien Sud, une région encore faiblement instrumentée et étudiée, mais présentant des spécificités lui conférant une forte variabilité aux échelles saisonnières (phénomènes de mousson), infra-saisonnières (oscillation de Madden-Julian) et interannuelles. Cette région est régulièrement soumise à des phénomènes extrêmes tels que sécheresses, inondations et cyclones tropicaux pouvant avoir des conséquences dramatiques pour les pays bordant le bassin. L'île de Madagascar et le Mozambique sont particulièrement exposés aux risques liés aux cyclones tropicaux (Cyclone tropical intense Enawo à Madagascar en Mars 2018, cyclone tropical intense Idai au Mozambique en 2019). La thèse s'inscrit ainsi dans le cadre du projet RenovRisk dont un des volets a pour objectif d'améliorer la compréhension du climat régional et de sa variabilité au travers de campagnes de mesure et d'installation de stations météo et GNSS dans les pays de la zone. Les résultats obtenus ont pour ambition de pérenniser l'exploitation des données de ces stations GNSS nouvellement installées et de fournir les outils pour l'étude de la dynamique climatique régional à partir des résultats obtenus.

6.2 Principaux résultats

Le cheminement d'obtention des résultats a débuté par l'établissement d'une méthode de calcul de l'IWV pour les stations GNSS de la zone sud de l'océan Indien à partir des méthodes disponibles dans la littérature et en prenant en considération les contraintes liées à la faible disponibilité des données météorologiques à l'échelle régionale. Cette dernière condition a conduit à l'utilisation de données issues de la réanalyse du centre européen de prévision à moyen terme ERA5 à haute résolution temporelle (1h) et horizontale ($0.25 \times 0.25^\circ$) pour l'obtention des paramètres météorologiques (pression de surface, température, humidité) nécessaires au calcul de l'IWV. L'incertitude sur la mesure de l'IWV a fait l'objet d'une évaluation théorique puis d'un exercice d'inter-comparaison avec les IWV issues de radiances micro-ondes et de radiosondages. L'ensemble de cette démarche s'inscrit dans la partie méthode d'un article en premier auteur (cf partie 4.1.2)

Une fois la partie méthode validée, l'étude de la variabilité climatique dans le bassin a été effectuée en partant d'un point de vue global (étude de l'ensemble du bassin) puis régional (Madagascar et partie nord du canal du Mozambique) et local (île de la Réunion).

L'étude de la variabilité climatique à l'échelle du bassin fait l'objet de l'article en partie 4.1.2. Plusieurs échelles temporelles sont explorées à savoir l'échelle saisonnière, infra-saisonnière au travers de l'oscillation de Madden-Julian et l'échelle diurne. L'étude de la variabilité saisonnière permet d'établir que la variabilité saisonnière est d'autant plus forte que l'on s'éloigne de l'équateur où les valeurs restent élevées tout au long de l'année. L'IWV est maximale (resp. minimale) pen-

nant l'été austral (resp. hiver austral) à l'exception de l'Afrique de l'Est qui présente deux maxima aux intersaisons. Cette dynamique saisonnière à l'échelle du bassin est liée aux mouvements saisonniers de la zone de convergence intertropicale et la subsidence de grande échelle dans les subtropiques. A des échelles temporelles plus fines, on observe également une modulation des IWV par l'oscillation de Madden-Julian mais uniquement pendant la saison humide. Les anomalies d'IWV liées à la MJO se propagent d'Ouest en Est et sont d'autant plus fortes que l'on se trouve dans une zone où le gradient méridien d'IWV est important ie en bordure immédiate de la ZCIT. Enfin, la variabilité diurne de l'IWV affiche une large gamme de comportements différents largement dépendant de l'environnement local et régional. Les cycles diurnes les plus faibles sont observés sur océan (îles plates et de très faible dimension horizontale) avec un minimum en journée et un maximum d'IWV nocturne. Les îles montagneuses présentent les plus fortes amplitudes diurnes du fait des effets combinés de la convergence d'humidité en surface renforcée par le relief et de l'évapotranspiration pendant la journée. On observe dans ces cas là un maximum en milieu d'après midi et un minimum en début de matinée. La taille de l'île a également une influence sur le moment auquel se produit la maximum d'IWV. Les brises de mer mettant plus de temps à converger pour une île de grande taille, le maximum d'IWV s'y produit plus tard (~ 20 LST pour Madagascar contre 15-16 LST pour l'île de la Réunion). Plusieurs effets locaux ont également pu être mis en évidence au travers de l'étude du cycle diurne de l'IWV. La convergence de la brise de terre avec le vent synoptique provoque par exemple un maximum matinal d'IWV le long des côtes d'Afrique de l'Est. On a également une influence à distance de grandes masses continentales. La phase du cycle diurne à Mayotte varie ainsi en fonction de la saison avec un maximum en fin d'après midi l'été et en fin de nuit pendant l'hiver. L'hypothèse développée est que le maximum nocturne observé en hiver serait dû à la convergence des vents de couloirs passant à travers le relief de Madagascar avec les vents de sud soufflant dans le canal du Mozambique. On peut ajouter que ces vents de couloirs seraient principalement présent l'hiver du fait du flux rapide de SE associé à une atmosphère fortement stratifiée (en particulier la nuit). Les données IWV GNSS ont également été comparées aux IWV issues d'ERA5. Les résultats obtenus par ERA5 concernant le cycle saisonnier et la variabilité infra-saisonnière sont très proches de ceux obtenus à partir des données GNSS. Le cycle diurne est relativement bien représenté excepté sur océan où la physique du modèle est probablement insuffisante pour générer un cycle diurne réaliste.

En descendant à l'échelle régionale, l'étude de la variabilité de la vapeur d'eau à Madagascar et dans le Nord du canal du Mozambique (cf partie 4.2.2 permet de retrouver les conclusions de la partie 4.1.2 concernant le cycle saisonnier. On observe ainsi des amplitudes saisonnières plus élevées à mesure que l'on s'éloigne de l'équateur. L'apport de la technique GNSS intervient ici principalement dans l'étude du cycle diurne de la convection. L'influence de Madagascar est forte puisque la convergence de surface pendant la journée génère de fortes anomalies positives d'IWV dans les terres alors qu'une subsidence compensatoire se met en place sur les côtes avec à l'inverse des anomalies sèches. Les fortes valeurs humides d'IWV sont ensuite advectées vers le NO pendant la soirée par les vents dominants de SE en basse troposphère. Dans le même temps, le régime de brise de terre se met en place et le contenu en eau baisse dans les terres. La circulation de brise s'étant inversée, on observe cette fois un maximum d'IWV pendant la nuit légèrement au large de la grande île.

La dernière partie de la thèse est consacrée à l'étude de la variabilité de la vapeur d'eau sur l'île de la Réunion en prenant en compte les spécificités locales. L'importante stratification de l'atmosphère au voisinage de l'île impose au vent de contourner le relief plutôt que de passer au dessus. Cela conduit à une grande diversité des conditions climatiques en fonction de si on se trouve sous le vent, sur la côte parallèle au vent (accélération par effet venturi et subsidence) ou bien face au vent (forçage orographique). L'étude des séries temporelles et de la décomposition spectrale de l'IWV permet de montrer que l'IWV présente deux modes principaux de variabilité que sont la variabilité saisonnière et la variabilité diurne. La comparaison de la variabilité thermique avec la variabilité

de l'IWV permet de montrer que l'IWV varie également de manière importante à l'échelle synoptique quand les variations de température sont essentiellement perceptibles aux échelles diurnes et saisonnières. On s'intéresse ensuite au cycle saisonnier de l'IWV. Les valeurs d'IWV varient fortement avec l'altitude et le ratio entre IWV en altitude et IWV au niveau de la mer est deux fois plus élevé en été qu'en hiver. Les radiosondages permettent d'expliquer ce phénomène avec une atmosphère très sèche au dessus de 3000m pendant l'hiver austral associée à une couche d'air stable (inversion thermique) située entre 2000 et 4000m d'altitude. La variabilité diurne de l'IWV permet de mettre en évidence une autre spécificité de l'île de la Réunion, à savoir le forçage orographique et l'influence de l'exposition au vent sur l'intensité des circulations de brise. L'IWV est en général maximale en fin d'après midi et minimale en début de matinée en lien avec les circulations thermiques sur l'île. Cependant les stations situées face aux vents dominants présentent des maxima secondaires en milieu de nuit plus prononcés durant l'hiver austral. L'étude de l'amplitude et de la phase du cycle diurne de l'IWV en fonction du vent en basse troposphère (925 hPa eg ~ 850m d'altitude) permet de montrer que pour des vents faibles ($< 3\text{m/s}$) le régime de brise domine avec un comportement similaire en terme d'amplitude et de phase pour l'ensemble des stations côtières. Cependant, au delà de 6 m/s, le cycle diurne devient indiscernable pour les stations au vent et tend à s'inverser avec un minimum à la mi journée et un maximum nocturne pour des vents supérieurs ou égaux à 10 m/s. Ces vents modérés à forts sont plus fréquents en hiver ce qui explique le maximum nocturne plus visible en hiver. Ce cycle diurne inversé par rapport aux autres stations est attribué à la convergence nocturne entre brise de terre et vents synoptique pendant la nuit. Le minimum diurne d'IWV est probablement dû à la divergence provoquée par le contournement forcé de l'île par le vent à l'image de l'île d'Hawaï. Enfin dans une dernière partie on s'intéresse à la variabilité interannuelle de l'IWV en comparant deux été et deux hiver présentant des situation très différentes (ie 2017 et 2018). Les anomalies d'IWV observées sont reliées aux anomalies de répartition verticale de la vapeur d'eau. Ainsi les anomalies d'IWV se traduisent par des anomalies en moyenne et haute troposphère pendant l'été et en basse troposphère pendant l'hiver. Ces anomalies sont liées à la circulation de grande échelle. L'anomalie sèche de l'été 2017 est due en grande partie à une subsidence de grande échelle inhabituellement forte sur le centre du bassin entre Novembre et Février. A l'inverse l'anomalie humide de l'hiver 2017 était due à l'influence conjointe d'une anomalie chaude de TSM et d'une subsidence de grande échelle plus faible que la normale.

6.3 Perspectives

La représentation réaliste du cycle diurne de la vapeur d'eau dans *ERA5* laisse entrevoir de nombreuses perspectives pour tenter de donner une dimension spatiale aux phénomènes observés dans les séries temporelles d'*IWV*. Un exemple d'utilisation d'*ERA5* est donné en annexe et donne une ébauche d'explication de la variabilité saisonnière du cycle diurne de l'*IWV* à Mayotte au travers d'une étude de cas. Pour rappel, le cycle diurne de l'*IWV* à Mayotte est marqué par un maximum d'*IWV* se produisant en fin d'après midi pendant l'été et en fin de nuit pendant l'hiver. Le maximum en fin d'après midi présente d'importantes similarités avec le cycle diurne observé sur l'île de La Réunion et est interprété comme résultant du cycle diurne des brises à Mayotte. Le maximum en fin de nuit est plus difficile à interpréter mais l'utilisation de cartes et de coupes verticales de différents champs météorologiques issus d'*ERA5* ont permis de donner une ébauche d'explication. Le climat de Mayotte est marqué par une bascule saisonnière des vents qui soufflent du N/NO pendant les mois d'été (Décembre à Mars) et du SE pendant le reste de l'année. Les conditions stables durant les mois d'hiver (Mai à Aout) associées aux vents dominants de SE et à une faiblesse de relief dans les hauts plateaux de Madagascar en amont de Mayotte entraînent la formation de vents de couloirs qui se propagent jusqu'à Mayotte. Ces vents de couloirs sont modulés par le cycle diurne sur Madagascar et se produisent préférentiellement la nuit du fait

de conditions plus propices au déferlement d'ondes de gravité en aval du relief. Ce déferlement permet à de la subsidence de se produire en aval du relief et ainsi aux vents de SE d'accélérer par transfert de quantité de mouvement. La subsidence entraîne également de l'air sec et dense provenant des couches moyennes de la troposphère dans son sillage. Cet air sec et dense associé à la convergence sur le bord d'attaque des vents de couloir, soulève l'air chaud et humide à son arrivée sur le canal du Mozambique et provoque un pic d'*IWV* en milieu/fin de nuit en arrivant sur Mayotte. L'utilisation de coupes verticales et de cartes de différents champs météo issus d'*ERA5* permet alors d'illustrer ce phénomène de vents de couloir.

Une seconde piste d'amélioration serait d'explorer plus en détail le cycle diurne de la vapeur d'eau sur l'île de la Réunion et son lien avec les cycles diurnes des précipitations et de l'ennuage. On peut par exemple se poser la question de savoir si la baisse d'*IWV* observée en fin d'après-midi sur les stations de l'intérieur de l'île est due à l'occurrence de précipitations. L'utilisation des gradients *GNSS* dont les valeurs sont données en plus des *ZTD* dans les produits troposphériques de l'*IGN* pourraient également être utilisés pour afin d'étudier les anisotropies du champ de vapeur d'eau à l'échelle locale. Il serait en particulier judicieux d'étudier le cycle diurne de ces gradients et de comparer les stations entre elles afin de compléter l'analyse du cycle diurne et les effets du vent synoptique. Enfin, le réseau dense de stations *GNSS* exploité par l'observatoire du volcan Piton de la Fournaise sur les flancs est du volcan ouvre la possibilité à l'utilisation de la tomographie pour étudier les interactions complexes qui peuvent exister entre les circulations locales et le vent synoptique sur l'île de la Réunion ainsi que les mécanismes en jeu dans l'amplification orographique exceptionnelle des précipitations sur les pentes est du piton de la Fournaise.

Enfin, une dernière piste pourrait être de poursuivre les travaux sur la variabilité interannuelle de l'*IWV* dans le bassin SOI et en particulier d'étudier les liens pouvant exister avec l'activité cyclonique. En effet, des travaux réalisés au cours de la thèse mais non inclus dans le manuscrit ont permis d'observer que l'activité cyclonique dans le bassin SOOI, mesurée par l'énergie cyclonique accumulée (cf figure 6.1), présentait des minima coïncidents avec les phases positives du SIOD. L'étude conjointe de l'activité cyclonique dans le bassin sud Pacifique à l'ouest de 180 E ont également permis d'observer que ces minima d'activité suivaient des années fortement actives dans le Pacifique. Sans qu'il y ait de liens de causalité évidents, cela semble tout de même suggérer des téléconnexions entre l'activité cyclonique des bassins Pacifique sud et océan Indien sud. Cela amène également la question de savoir si les conditions sèches qui règnent sur la partie centrale et ouest du bassin SOI font partie des causes permettant d'expliquer la faible activité cyclonique pendant les phases positives du SIOD.

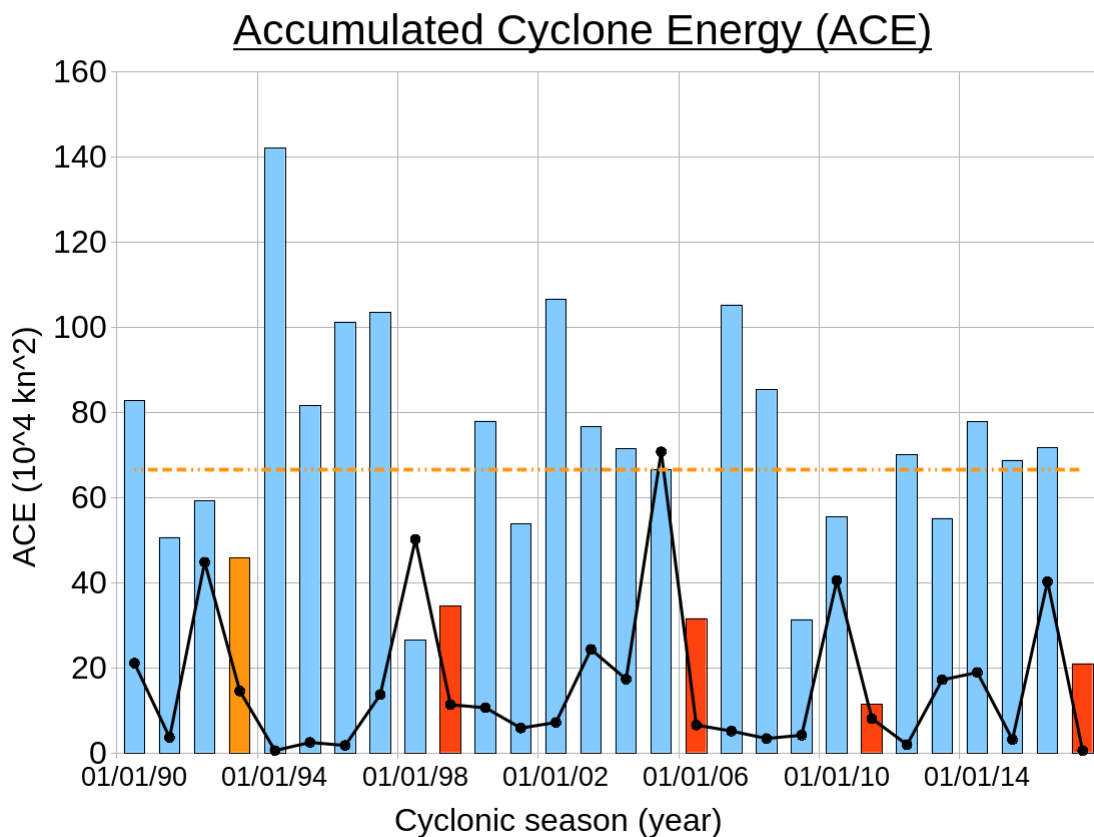


Figure 6.1: **Energie cyclonique accumulée dans le bassin sud-ouest de l’océan Indien** : Les barres colorées représentent l’énergie cyclonique accumulée (ACE) en 10^4 knots^2 (un knot $\sim 0.45 \text{ m/s}$) pour le bassin sud-ouest de l’océan Indien. Cette quantité est obtenue en sommant à chaque échéance la densité massique d’énergie cinétique associée au vent maximum soutenu sur 10 min pour chaque système dépressionnaire tropical entre Novembre et Mai. Les barres rouges ou oranges symbolisent les années pendant lesquelles on a observé un *SIOD* positif. La ligne orange représente la moyenne de l’ACE sur l’ensemble de la période. Enfin, la ligne noire représente l’ACE pour l’océan Pacifique sud à l’ouest de la ligne de changement de dates.

Glossaire

Bibliography

- Adler, B., Kalthoff, N., Kohler, M., Handwerker, J., Wieser, A., Corsmeier, U., Kottmeier, C., Lambert, D. and Bock, O. (2016) The variability of water vapour and pre-convective conditions over the mountainous island of corsica. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **142**, 335–346. 23
- Ahmed, F. and Schumacher, C. (2017) Geographical differences in the tropical precipitation-moisture relationship and rain intensity onset. *Geophysical Research Letters*, **44**, 1114–1122. 2, 6
- Ash, K. D. and Matyas, C. J. (2012) The influences of enso and the subtropical indian ocean dipole on tropical cyclone trajectories in the southwestern indian ocean. *International Journal of Climatology*, **32**, 41–56. 15
- Askne, J. and Nordius, H. (1987) Estimation of tropospheric delay for microwaves from surface weather data. *Radio Science*, **22**, 379–386. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/RS022i003p00379>. 30
- Austin, J. M. (1948) A note on cumulus growth in a nonsaturated environment. *Journal of Meteorology*, **5**, 103–107. 5
- Badosa, J., Haeffelin, M. and Chepfer, H. (2013) Scales of spatial and temporal variation of solar irradiance on reunion tropical island. *Solar energy*, **88**, 42–56. 86
- Badosa, J., Haeffelin, M., Kalecinski, N., Bonnardot, F. and Jumaux, G. (2015) Reliability of day-ahead solar irradiance forecasts on reunion island depending on synoptic wind and humidity conditions. *Solar energy*, **115**, 306–321. ix, 85, 87
- Baray, J.-L., Courcoux, Y., Keckhut, P., Portafaix, T., Tulet, P., Cammas, J.-P., Hauchecorne, A., Godin Beekmann, S., De Mazière, M., Hermans, C., Desmet, E., Sellegri, K., Colomb, A., Ramonet, M., Sciare, J., Vuillemin, C., Hoareau, C., Dionisi, D., Dufлот, V., Vérèmes, H., Porteneuve, J., Gabarrot, F., Gaudo, T., Metzger, J.-M., Payen, G., Leclair de Bellevue, J., Barthe, C., Posny, E., Ricaud, P., Abchiche, A. and Delmas, R. (2013) Maïdo observatory: a new high-altitude station facility at reunion island (21° s, 55° e) for long-term atmospheric remote sensing and in situ measurements. *Atmospheric Measurement Techniques*, **6**, 2865–2877. URL: <https://www.atmos-meas-tech.net/6/2865/2013/>. 15
- Barcelo, A., Robert, R. and Coudray, J. (1997) A major rainfall event: The 27 february–5 march 1993 rains on the southeastern slope of piton de la fournaise massif (reunion island, southwest indian ocean). *Monthly weather review*, **125**, 3341–3346. 6, 15
- Bastin, S., Champollion, C., Bock, O., Drobinski, P. and Masson, F. (2007) Diurnal cycle of water vapor as documented by a dense gps network in a coastal area during escompte iop2. *Journal of applied meteorology and climatology*, **46**, 167–182. 23
- Behera, S. K. and Yamagata, T. (2001) Subtropical sst dipole events in the southern indian ocean. *Geophysical Research Letters*, **28**, 327–330. 15, 102
- Bergemann, M. and Jakob, C. (2016) How important is tropospheric humidity for coastal rainfall in the tropics? *Geophysical Research Letters*, **43**, 5860–5868. 6
- Berhane, F. and Zaitchik, B. (2014) Modulation of daily precipitation over east africa by the madden-julian oscillation. *Journal of climate*, **27**, 6016–6034. 13

- Bernardes Parracho, A. C. (2017) *Etude de la tendance et de la variabilité de la vapeur d'eau atmosphérique à l'aide de modèles de climat et d'observations du réseau GNSS mondial*. Ph.D. thesis, Paris 6. 42
- Bevis, M., Businger, S., Chiswell, S., Herring, T. A., Anthes, R. A., Rocken, C. and Ware, R. H. (1994) Gps meteorology: Mapping zenith wet delays onto precipitable water. *Journal of Applied Meteorology*, **33**, 379–386. URL: [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1994\)033<0379:GMMZWD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1994)033<0379:GMMZWD>2.0.CO;2). 28, 29
- Birnbaum, G. and Chatterjee, S. K. (1952) The dielectric constant of water vapor in the microwave region. *Journal of Applied Physics*, **23**, 220–223. URL: <https://doi.org/10.1063/1.1702178>. 28
- Bjerknes, J. (1966) A possible response of the atmospheric hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, **18**, 820–829. 8
- Black, E. (2005) The relationship between indian ocean sea–surface temperature and east african rainfall. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, **363**, 43–47. 2, 13
- Black, E., Slingo, J. and Sperber, K. R. (2003) An Observational Study of the Relationship between Excessively Strong Short Rains in Coastal East Africa and Indian Ocean SST. *Monthly Weather Review*, **131**, 74–94. URL: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<0074:AOSOTR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<0074:AOSOTR>2.0.CO;2). 8
- Bock, O., Bosser, P., Bourcy, T., David, L., Goutail, F., Hoareau, C., Keckhut, P., Legain, D., Pazmino, A., Pelon, J., Pipis, K., Pujol, G., Sarkissian, A., Thom, C., Tournois, G. and Tzanos, D. (2013) Accuracy assessment of water vapour measurements from in situ and remote sensing techniques during the demevap 2011 campaign at ohp. *Atmospheric Measurement Techniques*, **6**, 2777–2802. URL: <https://amt.copernicus.org/articles/6/2777/2013/>. 23
- Bock, O., Bouin, M.-N., Walpersdorf, A., Lafore, J.-P., Janicot, S., Guichard, F. and Agusti-Panareda, A. (2007a) Comparison of ground-based gps precipitable water vapour to independent observations and nwp model reanalyses over africa. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, **133**, 2011–2027. 23
- Bock, O., Guichard, F., Janicot, S., Lafore, J.-P., Bouin, M.-N. and Sultan, B. (2007b) Multiscale analysis of precipitable water vapor over africa from gps data and ecmwf analyses. *Geophysical research letters*, **34**. 23
- Bock, O., Pacione, R., Ahmed, F., Araszkievicz, A., Bałdysz, Z., Balidakis, K., Barroso, C., Bastin, S., Beirle, S., Berckmans, J., Böhm, J., Bogusz, J., Bos, M., Brockmann, E., Cadeddu, M., Chimani, B., Douša, J., Elgered, G., Eliaś, M., Fernandes, R., Figurski, M., Fionda, E., Gruszczynska, M., Guerova, G., Guijarro, J., Hackman, C., Heinkelmann, R., Jones, J., Kazanci, S. Z., Klos, A., Landskron, D., Martins, J. P., Mattioli, V., Mircheva, B., Nahmani, S., Nilsson, R. T., Ning, T., Nykiel, G., Parracho, A., Pottiaux, E., Ramos, A., Reibischung, P., Sá, A., Dorigo, W., Schuh, H., Stankunavicius, G., Stępnia, K., Valentim, H., Van Malderen, R., Viterbo, P., Willis, P. and Xaver, A. (2020) Use of gnss tropospheric products for climate monitoring (working group 3). In *Advanced GNSS Tropospheric Products for Monitoring Severe Weather Events and Climate* (eds. J. Jones, G. Guerova, J. Douša, G. Dick, S. de Haan, E. Pottiaux, O. Bock, R. Pacione and R. van Malderen), 267–402. Cham: Springer International Publishing. 29, 32
- Boehm, J., Werl, B. and Schuh, H. (2006) Troposphere mapping functions for gps and very long baseline interferometry from european centre for medium-range weather forecasts operational analysis data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **111**. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2005JB003629>. 21

- Bony, S., Colman, R., Kattsov, V. M., Allan, R. P., Bretherton, C. S., Dufresne, J.-L., Hall, A., Hallegatte, S., Holland, M. M., Ingram, W. et al. (2006) How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? *Journal of Climate*, **19**, 3445–3482. 5
- Bordi, I., Fraedrich, K., Sutera, A. and Zhu, X. (2014) Ground-based gps measurements: time behavior from half-hour to years. *Theoretical and Applied Climatology*, **115**, 615–625. URL: <https://doi.org/10.1007/s00704-013-0923-z>. 91
- Boudouris, G. (1963) On the index of refraction of air, the absorption and dispersion of centimeter waves by gasses. *J. Res. Natl. Bur. Stand., Sect.*, **67**, 631–684. URL: <https://ci.nii.ac.jp/naid/10006712292/en/>. 27, 28, 29
- Brennan, M. J., Cobb III, H. D. and Knabb, R. D. (2010) Observations of gulf of tehuatepec gap wind events from quikscat: An updated event climatology and operational model evaluation. *Weather and forecasting*, **25**, 646–658. V
- Bretherton, C. S., Peters, M. E. and Back, L. E. (2004) Relationships between water vapor path and precipitation over the tropical oceans. *Journal of Climate*, **17**, 1517–1528. URL: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<1517:RBWVPA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<1517:RBWVPA>2.0.CO;2). 2, 6
- Brown, R. G. and Zhang, C. (1997) Variability of midtropospheric moisture and its effect on cloud-top height distribution during toga coare. *Journal of the atmospheric sciences*, **54**, 2760–2774. 2
- Buchwitz, M., Rozanov, V. V. and Burrows, J. P. (2000) A near-infrared optimized doas method for the fast global retrieval of atmospheric ch₄, co, co₂, h₂o, and n₂o total column amounts from sciamachy envisat-1 nadir radiances. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **105**, 15231–15245. 19
- Byram, S. and Hackman, C. (2012) Computation of the igs final troposphere product by the usno. In *IGS workshop poster presentation*, vol. 20. 22
- Byun, S. and Bar-Sever, Y. (2009) A new type of troposphere zenith path delay product of the international gnss service. *Journal of Geodesy*, **83**, 1–7. 34
- Cao, G., Giambelluca, T. W., Stevens, D. E. and Schroeder, T. A. (2007) Inversion variability in the hawaiian trade wind regime. *Journal of Climate*, **20**, 1145–1160. 94
- Carbone, R., Tuttle, J., Cooper, W., Grubišić, V. and Lee, W. (1998) Trade wind rainfall near the windward coast of hawaii. *Monthly weather review*, **126**, 2847–2863. 15, 88
- Carrillo, J., Guerra, J., Cuevas, E. and Barrancos, J. (2016) Characterization of the marine boundary layer and the trade-wind inversion over the sub-tropical north atlantic. *Boundary-layer meteorology*, **158**, 311–330. 94
- Cesca, S., Letort, J., Razafindrakoto, H. N., Heimann, S., Rivalta, E., Isken, M. P., Nikkhoo, M., Passarelli, L., Petersen, G. M., Cotton, F. et al. (2020) Drainage of a deep magma reservoir near mayotte inferred from seismicity and deformation. *Nature Geoscience*, **13**, 87–93. 33
- Chahine, M. T. (1968) Determination of the temperature profile in an atmosphere from its outgoing radiance. *JOSA*, **58**, 1634–1637. 19
- Champollion, C., Masson, E., Bouin, M.-N., Walpersdorf, A., Doerflinger, E., Bock, O. and Van Baelen, J. (2005) Gps water vapour tomography: preliminary results from the escompte field experiment. *Atmospheric Research*, **74**, 253–274. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169809504001474>. 23

- Chang, L., Gao, G., Jin, S., He, X., Xiao, R. and Guo, L. (2014) Calibration and evaluation of precipitable water vapor from modis infrared observations at night. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **53**, 2612–2620. 23
- Chen, B. and Liu, Z. (2016) 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. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **121**, 11,442–11,462. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2016JD024917>. 18, 23
- Chen, Y.-L. and Nash, A. J. (1994) Diurnal variation of surface airflow and rainfall frequencies on the island of hawaii. *Monthly Weather Review*, **122**, 34–56. 95, 96
- Ciotti, P., Di Giamaolo, E., Basili, P., Bonafoni, S., Mattioli, V., Biondi, R., Fionda, E., Consalvi, E., Memmo, A., Cimini, D. et al. (2003) Validation of meris water vapour in the central italy by concurrent measurements of microwave radiometers and gps receivers. In *IGARSS 2003. 2003 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Proceedings (IEEE Cat. No. 03CH37477)*, vol. 5, 3123–3125. IEEE. 23
- Bevis, M., Businger, S., Herring, T., Rocken, C., Anthes, R. and Ware, R. (1992) Gps meteorology: Remote sensing of atmospheric water vapor using the global positioning system. *Journal of Geophysical Research*, **97**. 16, 21, 32
- Couto, F., Salgado, R., Costa, M. J. and Mugnai, A. (2012) Analysis of intense rainfall events on madeira island during the 2009/2010 winter. *Natural Hazards & Earth System Sciences*, **12**. 15
- Crosman, E. T. and Horel, J. D. (2010) Sea and lake breezes: A review of numerical studies. *Boundary-layer meteorology*, **137**, 1–29. 96, 97
- Dai, A. (2006) Recent climatology, variability, and trends in global surface humidity. *Journal of Climate*, **19**, 3589–3606. 5
- DeMott, C. A. and Rutledge, S. A. (1998) The vertical structure of toga coare convection. part ii: Modulating influences and implications for diabatic heating. *Journal of the atmospheric sciences*, **55**, 2748–2762. 5
- Dong, M., Chen, L., Li, Y. and Lu, C. (2010) Rainfall reinforcement associated with landfalling tropical cyclones. *Journal of the atmospheric sciences*, **67**, 3541–3558. 15
- Dorman, C. E., Beardsley, R. C. and Limeburner, R. (1995) Winds in the strait of gibraltar. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **121**, 1903–1921. V
- Dow, J. M., Neilan, R. E. and Rizos, C. (2009) The international gnss service in a changing landscape of global navigation satellite systems. *Journal of geodesy*, **83**, 191–198. 22
- Durre, I., Vose, R. S. and Wuertz, D. B. (2006) Overview of the integrated global radiosonde archive. *Journal of Climate*, **19**, 53–68. 94
- Durre, I., Williams Jr, C. N., Yin, X. and Vose, R. S. (2009) Radiosonde-based trends in precipitable water over the northern hemisphere: An update. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **114**. 5, 18
- Duvel, J.-P. (2015) Initiation and intensification of tropical depressions over the southern indian ocean: Influence of the mjo. *Monthly Weather Review*, **143**, 2170–2191. 13
- Emmanuel, M., Sunilkumar, S., Ratnam, M. V., Muhsin, M., Parameswaran, K. and Murthy, B. K. (2018) Diurnal variation of the tropospheric water vapour over a coastal and an inland station in southern indian peninsula. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, **179**, 11–21. 23

- Essen, L. (1953) The refractive indices of water vapour, air, oxygen, nitrogen, hydrogen, deuterium and helium. *Proceedings of the Physical Society. Section B*, **66**, 189–193. URL: <https://doi.org/10.1088%2F0370-1301%2F66%2F3%2F306>. 28
- Essen, L. and Froome, K. (1951) The refractive indices and dielectric constants of air and its principal constituents at 24,000 mc/s. *Proceedings of the Physical Society. Section B*, **64**, 862. 28
- Fathurochman, I., Lubis, S. W. and Setiawan, S. (2017) Impact of madden-julian oscillation (mjo) on global distribution of total water vapor and column ozone. In *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, vol. 54, 012034. IOP Publishing. 23
- Fionda, E., Cadeddu, M., Mattioli, V. and Pacione, R. (2019) Intercomparison of integrated water vapor measurements at high latitudes from co-located and near-located instruments. *Remote Sensing*, **11**. URL: <https://www.mdpi.com/2072-4292/11/18/2130>. 23
- Fritsche, M., Dietrich, R., Knöfel, C., Rülke, A., Vey, S., Rothacher, M. and Steigenberger, P. (2005) Impact of higher-order ionospheric terms on gps estimates. *Geophysical Research Letters*, **32**. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2005GL024342>. 26
- Fujita, M., Yoneyama, K., Mori, S., Nasuno, T. and Satoh, M. (2011) Diurnal convection peaks over the eastern indian ocean off sumatra during different mjo phases. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, **89**, 317–330. 23
- Gaberšek, S. and Durran, D. R. (2004) Gap flows through idealized topography. part i: Forcing by large-scale winds in the nonrotating limit. *Journal of the atmospheric sciences*, **61**, 2846–2862. V
- Giambelluca, T. W. and Nullet, D. (1991) Influence of the trade-wind inversion on the climate of a leeward mountain slope in hawaii. *Climate Research*, 207–216. 94
- Giles, D. M., Sinyuk, A., Sorokin, M. G., Schafer, J. S., Smirnov, A., Slutsker, I., Eck, T. F., Holben, B. N., Lewis, J. R., Campbell, J. R. et al. (2019) Advancements in the aerosol robotic network (aeronet) version 3 database–automated near-real-time quality control algorithm with improved cloud screening for sun photometer aerosol optical depth (aod) measurements. *Atmospheric Measurement Techniques*, **12**. 19
- Goddard, L. and Graham, N. E. (1999) Importance of the indian ocean for simulating rainfall anomalies over eastern and southern africa. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **104**, 19099–19116. 2, 13
- Graham, N. E. and Barnett, T. P. (1987) Sea surface temperature, surface wind divergence, and convection over tropical oceans. *Science*, **238**, 657–659. URL: <https://science.sciencemag.org/content/238/4827/657>. 8
- Guerova, G., Jones, J., Douša, J., Dick, G., de Haan, S., Pottiaux, E., Bock, O., Pacione, R., Elgered, G., Vedel, H. et al. (2016) Review of the state of the art and future prospects of the ground-based gnss meteorology in europe. *Atmospheric Measurement Techniques*, **9**, 5385–5406. ix, 21
- Halthore, R. N., Eck, T. F., Holben, B. N. and Markham, B. L. (1997) Sun photometric measurements of atmospheric water vapor column abundance in the 940-nm band. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **102**, 4343–4352. 19
- Hasegawa, S. and Stokesberry, D. P. (1975) Automatic digital microwave hygrometer. *Review of Scientific Instruments*, **46**, 867–873. URL: <https://aip.scitation.org/doi/abs/10.1063/1.1134331>. 28, 29
- Held, I. M. and Soden, B. J. (2000) Water vapor feedback and global warming. *Annual review of energy and the environment*, **25**, 441–475. 5

- (2006a) Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *Journal of Climate*, **19**, 5686–5699. URL: <https://doi.org/10.1175/JCLI3990.1>. 5
- (2006b) Robust Responses of the Hydrological Cycle to Global Warming. *Journal of Climate*, **19**, 5686–5699. URL: <https://doi.org/10.1175/JCLI3990.1>. 13
- Henderson-Sellers, A., Zhang, H., Berz, G., Emanuel, K., Gray, W., Landsea, C., Holland, G., Lighthill, J., Shieh, S.-L., Webster, P. et al. (1998) Tropical cyclones and global climate change: A post-ippc assessment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **79**, 19–38. 11
- Héron, D., Evan, S., Brioude, J., Rosenlof, K., Posny, E., Metzger, J.-M. and Cammas, J.-P. (2020) 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**, 8611–8626. 93
- Herring, T. (1986) Precision of vertical position estimates from very long baseline interferometry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **91**, 9177–9182. 26
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., De Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R. J., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., de Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S. and Thépaut, J.-N. (2020) The era5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **n/a**. URL: <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.3803>. 18
- Hill, R. J., Lawrence, R. S. and Priestley, J. T. (1982) Theoretical and calculational aspects of the radio refractive index of water vapor. *Radio Science*, **17**, 1251–1257. 28
- Ho, C.-H., Kim, J.-H., Jeong, J.-H., Kim, H.-S. and Chen, D. (2006) Variation of tropical cyclone activity in the south indian ocean: El niño–southern oscillation and madden-julian oscillation effects. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **111**. 13, 15
- Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H. and Wasle, E. (2007) *GNSS–global navigation satellite systems: GPS, GLONASS, Galileo, and more*. Springer Science & Business Media. 26
- Holloway, C. E. and Neelin, J. D. (2009) Moisture vertical structure, column water vapor, and tropical deep convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **66**, 1665–1683. URL: <https://doi.org/10.1175/2008JAS2806.1>. ix, 2, 5, 6, 7
- Ingleby, B. (2017) *An assessment of different radiosonde types 2015/2016*. European Centre for Medium Range Weather Forecasts. 18
- Jiang, H. and Zipser, E. J. (2010) Contribution of tropical cyclones to the global precipitation from eight seasons of trmm data: Regional, seasonal, and interannual variations. *Journal of climate*, **23**, 1526–1543. ix, 2, 12
- Jin, S., Li, Z. and Cho, J. (2008) Integrated water vapor field and multiscale variations over china from gps measurements. *journal of Applied Meteorology and Climatology - J APPL METEOROL CLIMATOL*, **47**, 3008–3015. 23
- Johnson, R. H., Rickenbach, T. M., Rutledge, S. A., Ciesielski, P. E. and Schubert, W. H. (1999) Tri-modal characteristics of tropical convection. *Journal of climate*, **12**, 2397–2418. 6
- Jumaux, G., Quetelard, H. and Roy, D. (2011) *Atlas climatique de la Réunion*. Météo-France, Direction interrégionale de la Réunion. ix, 12, 15, 87, 88, 89

- Kaplan, L. () Inference of atmospheric structure from satellite remote radiation measurements. *J. Opt. Soc. Amer*, **49**, 19
- Kawabata, T., Shoji, Y., Seko, H. and Saito, K. (2013) A numerical study on a mesoscale convective system over a subtropical island with 4d-var assimilation of gps slant total delays. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, **91**, 705–721. 23
- Kirshbaum, D. J. and Smith, R. B. (2009) Orographic precipitation in the tropics: Large-eddy simulations and theory. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **66**, 2559–2578. 6
- Koulali, A., Ouazar, D., Bock, O. and Fadil, A. (2012) Study of seasonal-scale atmospheric water cycle with ground-based gps receivers, radiosondes and nwp models over morocco. *Atmospheric Research*, **104**, 273–291. 23
- Leopold, L. B. (1949) The interaction of trade wind and sea breeze, hawaii. *Journal of Meteorology*, **6**, 312–320. 15
- Leroux, M.-D., Meister, J., Mekies, D., Dorla, A.-L. and Caroff, P. (2018) 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**, 1021–1041. ix, 2, 11
- Lesouëf, D. (2010) *Étude numérique des circulations locales à la Réunion: application à la dispersion de polluants*. Ph.D. thesis, Université de la Réunion. 86, 87
- Lesouëf, D., Gheusi, F., Delmas, R. and Escobar, J. (2011) Numerical simulations of local circulations and pollution transport over Reunion Island. *Annales Geophysicae*, **29**, 53–69. URL: <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00961628>. 6, 15
- Liu, W. T., Tang, W. and Niiler, P. P. (1991) Humidity profiles over the ocean. *Journal of Climate*, **4**, 1023–1034. 2, 6, 93
- Madden, R. and Julian, P. (1972) Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109–1123. 13
- Mahfouf, J. F., Ahmed, F., Moll, P. and Teferle, F. N. (2015) Assimilation of zenith total delays in the arome france convective scale model: a recent assessment. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, **67**, 26106. URL: <https://doi.org/10.3402/tellusa.v67.26106>. 23
- Malherbe, J., Engelbrecht, F. A. and Landman, W. A. (2013) Projected changes in tropical cyclone climatology and landfall in the southwest indian ocean region under enhanced anthropogenic forcing. *Climate dynamics*, **40**, 2867–2886. 12
- Manatsa, D., Chipindu, B. and Behera, S. K. (2012) Shifts in iod and their impacts on association with east africa rainfall. *Theoretical and Applied Climatology*, **110**, 115–128. 2, 13
- Mavume, A. F., Rydberg, L., Rouault, M. and Lutjeharms, J. R. (2009) Climatology and landfall of tropical cyclones in the south-west indian ocean. *Western Indian Ocean Journal of Marine Science*, **8**, 2, 11
- Mears, C. A., Smith, D. K., Ricciardulli, L., Wang, J., Huelsing, H. and Wentz, F. J. (2018) Construction and uncertainty estimation of a satellite-derived total precipitable water data record over the world's oceans. *Earth and Space Science*, **5**, 197–210. 20
- Météo-France, L. R. () World record rainfalls (72-hour and four-day accumulations) at cratère 4 commerson, réunion island, during the passage of tropical cyclone 5 gamede 6. *World*, **2**, 3. 2, 15

- Mieruch, S., Noël, S., Bovensmann, H. and Burrows, J. P. (2008) Analysis of global water vapour trends from satellite measurements in the visible spectral range. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **8**, 491–504. URL: <https://www.atmos-chem-phys.net/8/491/2008/>. 5
- Mile, M., Benáček, P. and Rózsa, S. (2019) The use of gnss zenith total delays in operational arome/hungary 3d-var over a central european domain. *Atmospheric Measurement Techniques*, **12**, 1569–1579. URL: <https://www.atmos-meas-tech.net/12/1569/2019/>. 23
- Miloshevich, L. M., Vömel, H., Whiteman, D. N., Lesht, B. M., Schmidlin, F. and Russo, F. (2006) Absolute accuracy of water vapor measurements from six operational radiosonde types launched during awex-g and implications for airs validation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **111**. 18
- Miloshevich, L. M., Vömel, H., Whiteman, D. N. and Leblanc, T. (2009) Accuracy assessment and correction of vaisala rs92 radiosonde water vapor measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **114**. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2008JD011565>. 18
- Morel, L., Pottiaux, E., Durand, F., Fund, F., Boniface, K., de Oliveira, P. S. and Van Baelen, J. (2015) Validity and behaviour of tropospheric gradients estimated by gps in corsica. *Advances in Space Research*, **55**, 135–149. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117714006322>. 23
- Morland, J., Collaud Coen, M., Hocke, K., Jeannet, P. and Mätzler, C. (2009) Tropospheric water vapour above switzerland over the last 12 years. *Atmospheric chemistry and physics*, **9**, 5975–5988. 23, 32
- Musa, T., Amir, S., Othman, R., Ses, S., Omar, K., Abdullah, K., Lim, S. and Rizos, C. (2011) Gps meteorology in a low-latitude region: Remote sensing of atmospheric water vapor over the malaysian peninsula. *Journal of atmospheric and solar-terrestrial physics*, **73**, 2410–2422. 23
- Nash, J., Smout, R., Oakley, T., Pathack, B. and Kurnosenko, S. (2005) Wmo intercomparison of high quality radiosonde systems, vacoas, mauritius, 2–25 february 2005. *WMO Report. Available from CIMO*. 18
- Ning, T., Haas, R., Elgered, G. and Willén, U. (2012) Multi-technique comparisons of 10 years of wet delay estimates on the west coast of sweden. *Journal of Geodesy*, **86**, 565–575. URL: <https://doi.org/10.1007/s00190-011-0527-2>. 20, 23
- Ning, T., Wang, J., Elgered, G., Dick, G., Wickert, J., Bradke, M., Sommer, M., Querel, R. and Smale, D. (2016) The uncertainty of the atmospheric integrated water vapour estimated from gnss observations. *Atmospheric Measurement Techniques*, **9**, 79–92. 23, 32
- Nuijens, L., Stevens, B. and Siebesma, A. P. (2009) The environment of precipitating shallow cumulus convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **66**, 1962–1979. 2
- Ohtani, R. (2001) Detection of water vapor variations driven by thermally-induced local circulations using the japanese continuous gps array. *Geophysical research letters*, **28**, 151–154. 23
- Palmn, E. (1948) On the formation and structure of tropical hurricanes. *Geophysica*, **3**, 26–38. 11
- Parracho, A., Bock, O. and Bastin, S. (2018) Global iwv trends and variability in atmospheric re-analyses and gps observations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **18**, 16213–16237. 23
- Peters, O. and Neelin, J. D. (2006) Critical phenomena in atmospheric precipitation. *Nature physics*, **2**, 393–396. 2, 6

- Petrie, E. J., King, M. A., Moore, P. and Lavallée, D. A. (2010) Higher-order ionospheric effects on the gps reference frame and velocities. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **115**. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2009JB006677>. 26
- Pohl, B. and Camberlin, P. (2006a) Influence of the madden–julian oscillation on east african rainfall. i: Intraseasonal variability and regional dependency. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, **132**, 2521–2539. 13
- (2006b) Influence of the madden–julian oscillation on east african rainfall: ii. march–may season extremes and interannual variability. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, **132**, 2541–2558. 13
- Rao, S. A., Dhakate, A. R., Saha, S. K., Mahapatra, S., Chaudhari, H. S., Pokhrel, S. and Sahu, S. K. (2012) Why is indian ocean warming consistently? *Climatic change*, **110**, 709–719. 13
- Réchou, A., Flores, O., Jumaux, G., Duflot, V., Bousquet, O., Pouppeville, C. and Bonnardot, F. (2019) Spatio-temporal variability of rainfall in a high tropical island: Patterns and large-scale drivers in réunion island. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **145**, 893–909. 87
- Réchou, A., Rao, N., Bousquet, O., Plu, M. and Decoupes, R. (2014) Properties of rainfall in a tropical volcanic island deduced from UHF wind profiler measurements. *Atmospheric Measurement Techniques*, **7**, 409–418. URL: <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-01056821>. 15
- Rueger, J. (2002) Refractive index formulae for radio waves. *Proc. FIG XXII International Congress, Washington, D. C.* 29
- Rushley, S., Kim, D., Bretherton, C. and Ahn, M.-S. (2018) Reexamining the nonlinear moisture-precipitation relationship over the tropical oceans. *Geophysical research letters*, **45**, 1133–1140. 2, 6
- Saastamoinen, J. (1972) Contributions to the theory of atmospheric refraction. *Bulletin Géodésique*, **105**, 279–298. 30, 32
- Saji, N., Goswami, B., Vinayachandran, P. and Yamagata, T. (1999) A dipole mode in the tropical indian ocean. *Nature*, **401**, 360–363. 15
- Sanchez-Moreno, J. F., Mannaerts, C. M. and Jetten, V. (2014) Influence of topography on rainfall variability in santiago island, cape verde. *International journal of climatology*, **34**, 1081–1097. 15
- Sapucci, L. F., Machado, L. A. T., Monico, J. F. G. and Plana-Fattori, A. (2007) Intercomparison of integrated water vapor estimates from multisensors in the amazonian region. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **24**, 1880–1894. URL: <https://doi.org/10.1175/JTECH2090.1>. 23
- Schott, F. A. and McCreary Jr, J. P. (2001) The monsoon circulation of the indian ocean. *Progress in Oceanography*, **51**, 1–123. 7
- Schott, F. A., Xie, S.-P. and McCreary Jr, J. P. (2009) Indian ocean circulation and climate variability. *Reviews of Geophysics*, **47**. 7
- Smit, H., Kivi, R., Vömel, H. and Paukkunen, A. (2013) *Thin Film Capacitive Sensors*, 11–38. New York, NY: Springer New York. URL: https://doi.org/10.1007/978-1-4614-3909-7_2. 18
- Smith, A., Lott, N. and Vose, R. (2011) The integrated surface database: Recent developments and partnerships. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **92**, 704–708. URL: <https://doi.org/10.1175/2011BAMS3015.1>. 35

- Smith, E. K. and Weintraub, S. (1953) The constants in the equation for atmospheric refractive index at radio frequencies. *Proceedings of the IRE*, **41**, 1035–1037. 28
- Smith, R. B., Schafer, P., Kirshbaum, D. J. and Regina, E. (2009) Orographic precipitation in the tropics: Experiments in dominica. *Journal of the atmospheric sciences*, **66**, 1698–1716. 6, 15
- Sobel, A. H., Burleyson, C. and Yuter, S. (2011) Rain on small tropical islands. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **116**. 15
- Stommel, H. (1947) Entrainment of air into a cumulus cloud: (paper presented 27 december 1946 at the annual meeting, ams, cambridge, massachusetts). *Journal of Meteorology*, **4**, 91–94. 5
- Strow, L. L., Hannon, S. E., De Souza-Machado, S., Motteler, H. E. and Tobin, D. (2003) An overview of the airs radiative transfer model. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **41**, 303–313. 19
- Susanto, R. D., Gordon, A. L. and Zheng, Q. (2001) Upwelling along the coasts of java and sumatra and its relation to enso. *Geophysical Research Letters*, **28**, 1599–1602. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2000GL011844>. 8
- Tokinaga, H., Xie, S.-P., Timmermann, A., McGregor, S., Ogata, T., Kubota, H. and Okumura, Y. M. (2012) Regional patterns of tropical indo-pacific climate change: Evidence of the walker circulation weakening. *Journal of Climate*, **25**, 1689–1710. 13
- Trenberth, K. E., Fasullo, J. and Smith, L. (2005) Trends and variability in column-integrated atmospheric water vapor. *Climate dynamics*, **24**, 741–758. 5
- Van Der Ent, R. J. and Tuinenburg, O. A. (2017) The residence time of water in the atmosphere revisited. *Hydrology and Earth System Sciences*, **21**, 779–790. 4
- Van Malderen, R., Brenot, H., Pottiaux, E., Beirle, S., Hermans, C., De Mazière, M., Wagner, T., De Backer, H. and Bruyninx, C. (2014) A multi-site intercomparison of integrated water vapour observations for climate change analysis. *Atmospheric Measurement Techniques*, **7**, 2487–2512. URL: <https://www.atmos-meas-tech.net/7/2487/2014/>. 19, 23
- Van Vleck, J. H. (1932) *The theory of electric and magnetic susceptibilities*. Clarendon Press. 28
- Vaquero-Martínez, J., Antón, M., de Galisteo, J. P. O., Cachorro, V. E., Álvarez-Zapatero, P., Román, R., Loyola, D., Costa, M. J., Wang, H., Abad, G. G. et al. (2018) Inter-comparison of integrated water vapor from satellite instruments using reference gps data at the iberian peninsula. *Remote Sensing of Environment*, **204**, 729–740. 23
- Vecchi, G. A. and Soden, B. J. (2007) Global warming and the weakening of the tropical circulation. *Journal of Climate*, **20**, 4316–4340. 13
- Vecchi, G. A., Soden, B. J., Wittenberg, A. T., Held, I. M., Leetmaa, A. and Harrison, M. J. (2006) Weakening of tropical pacific atmospheric circulation due to anthropogenic forcing. *Nature*, **441**, 73–76. 13
- Vialard, J., Duvel, J., McPhaden, M. and co authors (2009) Cirene: Air—Sea Interactions in the Seychelles—Chagos Thermocline Ridge Region. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **90**, 45–62. URL: <https://doi.org/10.1175/2008BAMS2499.1>. 8
- Wagner, T., Beirle, S., Deutschmann, T., Eigemeier, E., Frankenberg, C., Grzegorski, M., Liu, C., Marbach, T., Platt, U. and de Vries, M. P. (2008) Monitoring of atmospheric trace gases, clouds, aerosols and surface properties from uv/vis/nir satellite instruments. *Journal of Optics A: Pure and Applied Optics*, **10**, 104019. 19

- Wang, X., Zhang, K., Wu, S., Li, Z., Cheng, Y., Li, L. and Yuan, H. (2018) The correlation between gnss-derived precipitable water vapor and sea surface temperature and its responses to el niño–southern oscillation. *Remote Sensing of Environment*, **216**, 1–12. 2, 6, 99
- Webster, P. J. and Lukas, R. (1992) Toga coare: The coupled ocean–atmosphere response experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 1377–1416. URL: [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1992\)073<1377:TCTCOR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1992)073<1377:TCTCOR>2.0.CO;2). 13
- Wentz, F. J. (1997) A well-calibrated ocean algorithm for special sensor microwave/imager. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **102**, 8703–8718. 19
- Wentz, F. J., Ricciardulli, L., Hilburn, K. and Mears, C. (2007) How much more rain will global warming bring? *Science*, **317**, 233–235. 5
- Wheeler, M. C. and Hendon, H. H. (2004) An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index: Development of an Index for Monitoring and Prediction. *Monthly Weather Review*, **132**, 1917–1932. URL: [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). ix, 13, 14
- Wheeler, M. C., Hendon, H. H., Cleland, S., Meinke, H. and Donald, A. (2009) Impacts of the madden–julian oscillation on australian rainfall and circulation. *Journal of Climate*, **22**, 1482–1498. 2, 13
- Wyrtki, K. (1973) An equatorial jet in the indian ocean. *Science*, **181**, 262–264. 8
- Xie, S.-P., Annamalai, H., Schott, F. A. and McCreary Jr, J. P. (2002) Structure and mechanisms of south indian ocean climate variability. *Journal of Climate*, **15**, 864–878. 8
- Yang, S.-C., Huang, Z.-M., Huang, C.-Y., Tsai, C.-C. and Yeh, T.-K. (2019) A case study on the impact of ensemble data assimilation with gnss-zenith total delay and radar data on heavy rainfall prediction. *Monthly Weather Review*, **0**, null. URL: <https://doi.org/10.1175/MWR-D-18-0418.1>. 23
- Zhang, C. (2005) Madden-julian oscillation. *Reviews of Geophysics*, **43**. 13
- Zhang, W., Zhang, H., Liang, H., Lou, Y., Cai, Y., Cao, Y., Zhou, Y. and Liu, W. (2019) On the suitability of era5 in hourly gps precipitable water vapor retrieval over china. *Journal of Geodesy*, **93**, 1897–1909. URL: <https://doi.org/10.1007/s00190-019-01290-6>. 36, 37

Appendix A

Modulation saisonnière du cycle diurne de l'IWV à Mayotte

L'ensemble de cette annexe constitue une ébauche d'explication concernant la variabilité saisonnière du cycle diurne de l'IWV à Mayotte. Il n'a pas fait l'objet d'une publication et n'a pas été relu par les rapporteurs bien qu'il ait été présenté au cours de la soutenance de thèse. Ce travail n'ayant pas fait l'objet de rélecture par les pairs, il convient de le prendre avec précautions et de ne pas considérer comme acquis les résultats qui y sont exposés. Les conclusions et mécanismes présentés dans cette étude de cas peuvent en effet être amenés à être amendés ou corrigés dans le futur.

A.1 Rappels sur le cycle diurne de l'IWV à Mayotte

Si on se réfère aux résultats présentés en section 4.1.2, le cycle diurne de l'IWV à Mayotte présente une signature unique. En effet, comme on peut le voir dans la figure A.1 ci-dessous, la phase du cycle diurne présente une modulation saisonnière avec un maximum en fin d'après midi pendant les mois de Novembre à Avril et en fin de nuit entre Mai et Aout. On remarque également sur cette figure que les vents subissent de fortes variations saisonnières et soufflent faiblement ($< 5\text{ m/s}$) du NO de Décembre à Février et modérément du SE (~ 5 à 10 m/s) de Mai à Aout. On remarque également que les vents de SE qui soufflent pendant l'hiver varient à la fois en direction et en intensité en fonction de l'heure de la journée. Ces vents ont en effet tendance à souffler plus faiblement du SSO pendant la nuit et à se renforcer tout en virant au SE en début de matinée pour atteindre le maximum d'intensité à la mi-journée.

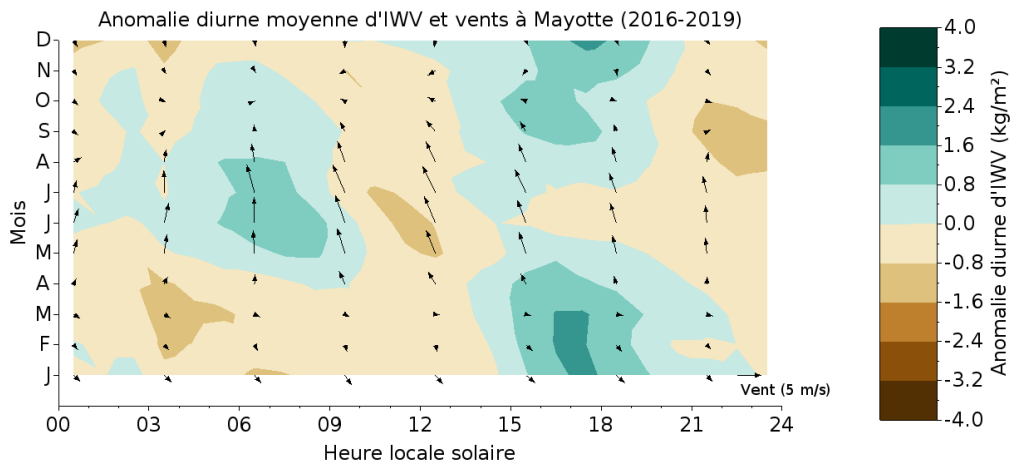


Figure A.1: **Moyennes mensuelles horaires du vent à 10m et des anomalies d'IWV à Mayotte** : Moyennes sur la période 2016-2019, du vent à 10 m issu des données météo de l'ISD pour l'aéroport de Mayotte, et de l'anomalie diurne d'IWV pour la station GNSS MAYG. L'échelle colorée donne l'anomalie diurne d'IWV en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ alors que les vents moyens à 10 m sont donnés par les flèches noires avec en bas à droite de la figure un vecteur de référence symbolisant un vent d'ouest soufflant 5 m/s .

Ces variations d'intensité et de direction des vents à 10 m à Mayotte ne sont pas anodines puisque un vent de SSO advecte des masses d'air provenant du canal du Mozambique alors qu'un vent de SE advecte des masses d'air ayant traversé le NO de Madagascar et provenant initialement de l'océan Indien comme on peut s'en rendre compte en regardant la carte en figure A.2. Cette carte nous permet par ailleurs d'observer que le relief de Madagascar présente une faiblesse dans sa partie nord ce qui peut potentiellement permettre aux vents de SE de traverser l'île plutôt que de la contourner par le nord. L'objectif de cette annexe est d'illustrer l'influence de Madagascar sur le cycle diurne de la vapeur d'eau à Mayotte pendant les mois d'hiver en utilisant une étude de cas ayant eut lieu début juillet 2017 et représentant une situation hivernale classique dans le bassin SOOI.

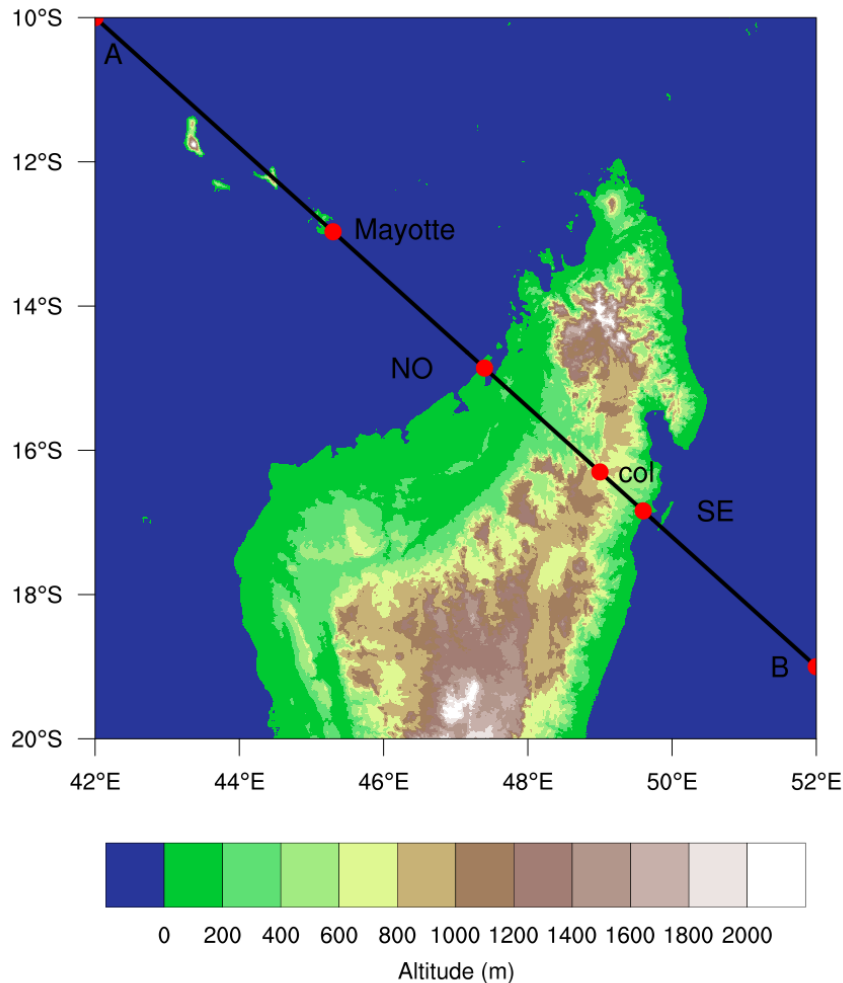


Figure A.2: **Carte en relief du Nord de Madagascar** : L'axe en noir représente l'axe utilisé pour effectuer des coupes verticales de différentes variables atmosphériques dans la suite de cette partie annexe. A et B représentent les extrémités NO et SE de cet axe de coupe. Les points NO et SE représentent les intersections de l'axe de coupe avec le trait de côte de Madagascar et les points "col" et "Mayotte" permettent de situer la position de la faiblesse de relief de Madagascar ainsi que l'île de Mayotte. Le canal du Mozambique se situe à l'ouest de Madagascar et l'océan Indien à l'est et au nord.

A.2 Présentation du cas d'étude

Le cas d'étude choisi pour illustrer l'influence de Madagascar sur le climat de Mayotte pendant l'hiver correspond à une situation ayant eu lieu entre le 4 et le 10 juillet 2017. Il s'agit d'une situation météorologique typique de l'hiver austral dont la figure A.3 permet d'avoir un aperçu. On observe ainsi que le 7 juillet 2017 en milieu d'après midi, un anticyclone de surface est présent au SE de Madagascar et dirige un flux modéré (~ 10 m/s) de SSE le long de la côte est de Madagascar. On remarque par ailleurs que le champ de température à 2 m n'est pas aligné avec le champ de pression mais que les isothermes sont perpendiculaires aux vents de surface à l'Est de Madagascar. On a donc une advection d'air frais et humide à l'est de Madagascar alors que de l'air chaud subsiste sur le canal du Mozambique où les températures sont de 2 à 4 °C plus élevées. On observe également un fort gradient de pression (~ 4 hPa pour 400 km) entre l'est et l'ouest de Madagascar avec des pressions plus basses sur le canal du Mozambique. L'ensemble de ces facteurs est favorable à l'établissement d'un flux de SE traversant Madagascar via une faiblesse dans son relief et soufflant jusqu'à Mayotte. Ce vent régional est appelé "Kusi matulahi" à Mayotte et souffle régulièrement pendant les mois d'hiver.

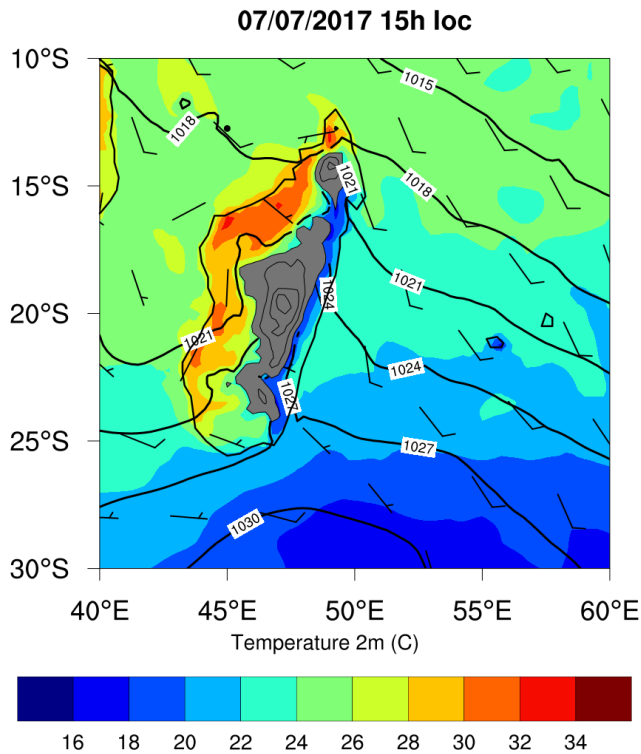


Figure A.3: **Contexte synoptique du 07/07/2017 au voisinage de Madagascar** : Vent à 10 m (1 barbule = 10 m/s, 1/2 barbule = 5 m/s), pression réduite au niveau de la mer en hectopascal et température à 2 m en degrés Celcius (échelle colorée) le 07/07/2017 à 15 h locale. Les zones dont l'altitude dans ERA5 est supérieure à 800 m sont grisées et chaque contour supplémentaire représente un gain d'altitude de 300 m

Si on s'intéresse à présent aux séries temporelles de vents et d'IWV à Mayotte entre le 4 et le 10 juillet 2017 (Fig A.4), on observe que la vitesse du vent à 10 m subit d'importantes variations diurnes avec une brusque accélération en seconde partie de nuit (0 à 6 h locale). Si on s'intéresse plus spécifiquement à la période du 6 au 9 juillet, on remarque que cette accélération nocturne est précédée par un pic d'IWV et suivie par un brusque assèchement pendant les premières heures de la matinée. On peut par ailleurs observer que les séries temporelles d'IWV GNSS et ERA5 suivent qualitativement le même type d'évolution diurne ce qui justifie l'utilisation d'ERA5 pour tenter d'expliquer les cycles diurnes observés. Enfin, on peut noter que le cycle diurne sur l'IWV est bien plus prononcé pendant la période où les vents soufflent le plus fort et que le pic d'IWV est légèrement retardé et se produit plutôt à l'aube (6 h locale) pendant la période de vents faibles.

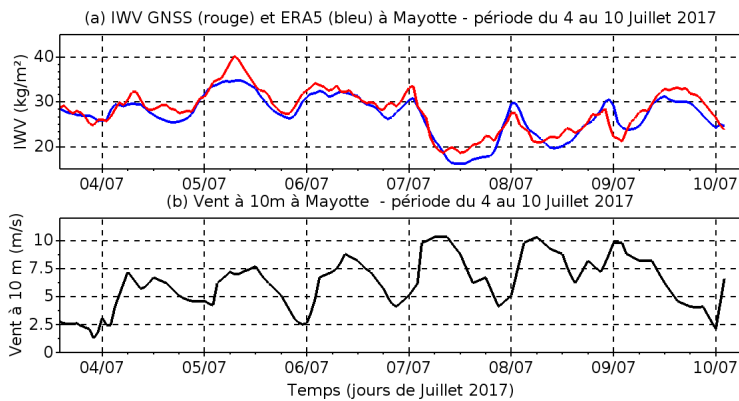


Figure A.4: **séries temporelles d'IWV et de vents à 10 m à Mayotte** : (a) séries temporelles des IWV GNSS (rouge) et ERA5 (bleu) pour Mayotte entre le 4 et le 10 juillet 2017. (b) Force du vent à 10 m mesurée sur l'aéroport de Mayotte. L'axe des abscisse des deux figures donne le temps en jours avec des graduations intermédiaires toutes les 6 h, chaque nouvelle journée commençant à minuit heure locale.

A.3 Cartes d'IWV et de vents à 10 m : identification d'un phénomène de vents de couloir

Dans le but d'expliquer la signature caractéristique des cycles diurnes de l'IWV et du vent pendant la période d'étude, on s'intéresse également à la variation spatiale du vent à 10 m et de l'IWV à l'aide de la réanalyse ERA5 et des figures A.6 et A.5 qui représentent l'évolution temporelle de ces différents champs entre le 7/7/2017 et le 8/7/2017. Sans pour l'instant s'intéresser à la modulation diurne du phénomène observé, on remarque sur la figure A.5 que le relief de Madagascar a un impact important sur l'écoulement du vent. Le relief nord de Madagascar empêche le vent de traverser l'île ce qui est à l'origine de trois zones bien distinctes : une zone où le vent accélère par effet venturi le long du cap nord (un peu à l'image de ce qu'il se passe à la Réunion), une zone complètement déventée en aval du relief et un couloir d'accélération du vent en aval d'une faiblesse de relief entre le massif situé au nord et les hauts plateaux du centre de l'île. L'accélération en aval du relief, aussi appelée vent de couloir (gap wind en anglais), présente un caractère divergent ce qui la distingue clairement de l'accélération le long du cap nord dû à l'effet Venturi généré par le resserrement des lignes de flux. Les vents de couloirs peuvent être définis comme étant des vents de mésoéchelle qui se produisent lorsqu'une masse d'air relativement "froide" et de faible épaisseur voit sa progression bloquée par une barrière physique présentant une faiblesse (par exemple un col montagneux ou un détroit). Ces phénomènes ont été observés dans de nombreuses régions du monde comme par exemple dans le détroit de Gibraltar au sud de l'Espagne [Dorman et al., 1995], ou encore en aval d'un col montagneux dans le golfe de Tehuantepec au Mexique [Brennan et al., 2010] mais également en France avec les vents régionaux que sont le Mistral et la Tramontane. Gaberšek and Durran [2004] ont montré que l'accélération du vent en aval d'une faiblesse de relief était favorisée lorsque les conditions (vent et stratification modérés) étaient propices à la formation et au déferlement d'ondes de gravité en aval du relief. Les auteurs ont également montré que l'accélération en aval du relief était en grande partie expliquée par le transfert de quantité de mouvement se produisant lors de la subsidence en aval du relief.

Si on s'intéresse à présent à l'évolution diurne des vents de couloirs en aval de Madagascar, on remarque qu'ils s'estompent pendant la journée et se renforcent à la nuit tombée avec un bord d'attaque qui se propage vers le large et une zone de vents forts qui s'étend progressivement jusqu'à Mayotte en milieu de nuit. La figure A.6 nous permet également d'observer une zone d'IWV relativement élevée qui se forme en aval du bord d'attaque des vents de couloirs du fait de la convergence avec le vent soufflant dans le canal du Mozambique. Cela permet d'expliquer pourquoi un maximum d'IWV se produit en milieu de nuit du 7 au 8 juillet 2017. On remarque également une zone beaucoup plus sèche qui se forme en aval de la faiblesse de relief et a tendance

à se propager vers Mayotte durant les premières heures de la matinée et à s'estomper doucement lors de sa propagation au dessus de la mer. Cette zone sèche est probablement causée par le même phénomène ayant contribué à la formation des vents de couloirs, à savoir la subsidence provoquée par le déferlement d'ondes de gravité en aval du relief.

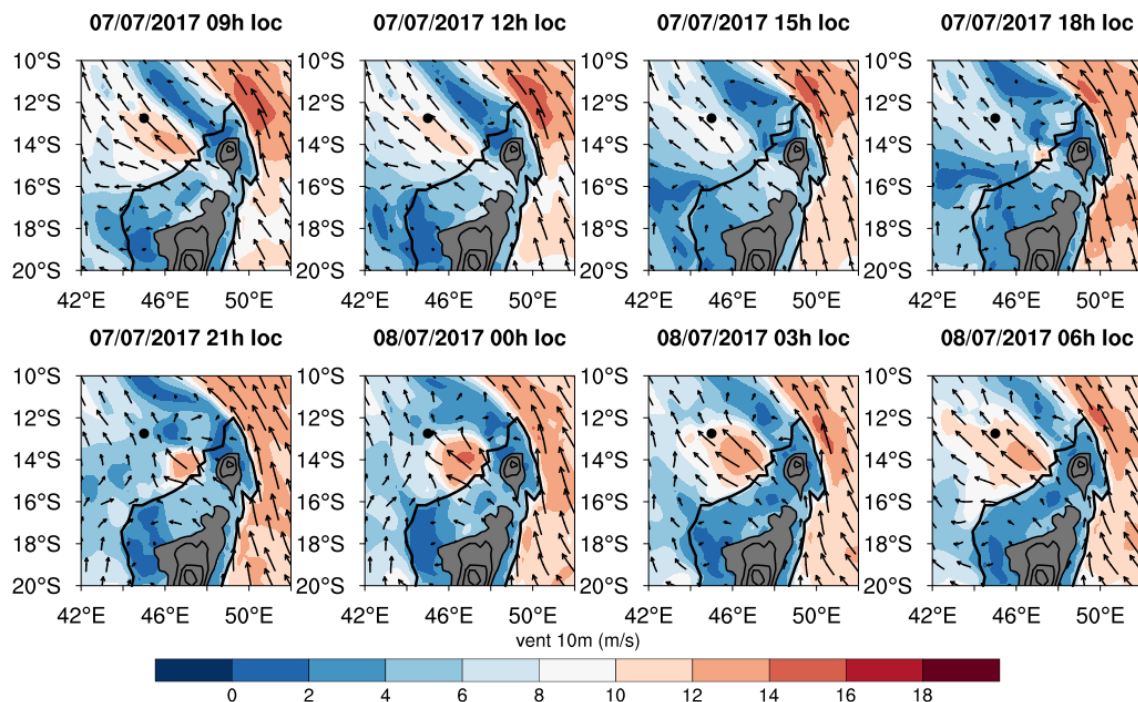


Figure A.5: carte de vent à 10 m pour le 7 juillet 2017, données provenant de la réanalyse ERA5

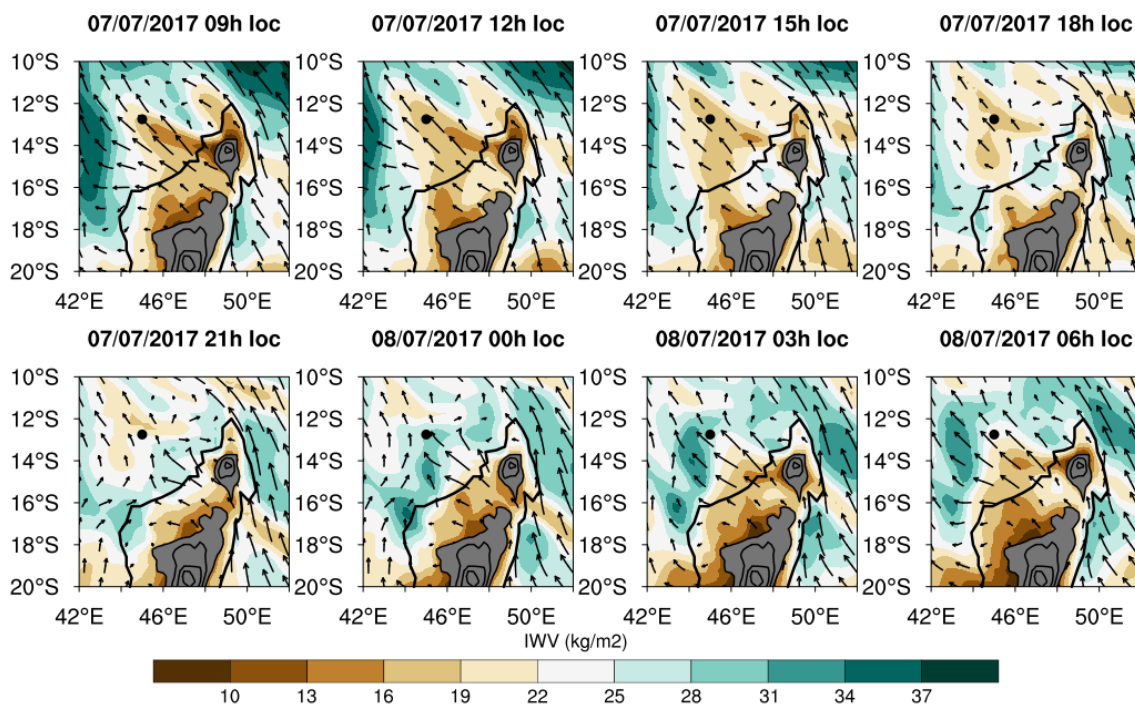


Figure A.6: carte d'IWV et de vent à 10 m pour le 7 juillet 2017, données provenant de la réanalyse ERA5

A.4 Coupes verticales de température potentielle, vent et humidité spécifique : proposition d'un mécanisme permettant d'expliquer la modulation diurne des vents de couloirs à Mayotte

La section précédente nous a permis d'identifier les vents de couloirs et leur modulation diurne comme responsable potentielle du cycle diurne de l'IWV et des vents de surface observés à Mayotte pendant l'hiver (Mai à Aout). Afin de mieux comprendre pourquoi les vents de couloirs présentent une modulation diurne et afin de vérifier les conditions qui conduisent à leur formation, on effectue des coupes verticales de température potentielle, vent et humidité spécifique suivant un axe NO-SE passant par Mayotte et la faiblesse de relief de Madagascar (cf figure A.2). Ces coupes verticales sont effectuées aux mêmes échéances que les cartes d'IWV et de vent à 10 m de la partie précédente.

L'analyse de la figure A.7 nous apprend plusieurs choses. On retrouve en premier lieu le fait que l'atmosphère au SE de Madagascar présente une couche d'air plus froide entre la surface et environ 1.5 km d'altitude par rapport à l'atmosphère au dessus du canal du Mozambique. On a de plus une couche d'air stable (surfaces iso-température potentielle ou isentropes resserrées) à environ 2

à 3 km d'altitude soit au-dessus de l'altitude des sommets du Nord de Madagascar (~ 2.8 km dans la réalité mais seulement 1.5 km dans ERA5 du fait de la résolution horizontale de la réanalyse). Ces deux éléments combinés au vent modéré (~ 10 m/s en surface comme vu précédemment) en aval de Madagascar favorise la formation de vents de couloir. Cela est confirmé par le fait que l'on observe des ondulations accompagnés de resserrement des surfaces isentropes en aval de l'île ce qui signale un déferlement d'ondes de gravité en aval du relief. Ce déferlement semble se produire plutôt la nuit tout en se propageant progressivement vers la surface ce qui induit une inclinaison des surfaces isentropes depuis le SE vers le NO et présage ainsi de mouvements subsidents. Enfin, on remarque pendant la journée et l'après-midi du 7 juillet la formation d'une colonne de température potentielle quasi homogène au dessus du NO de Madagascar caractéristique de la convection sèche au-dessus d'une surface continentale. C'est cette colonne chaude et sèche qui semble être responsable de la diminution du vent de couloir pendant la journée car le déferlement des ondes de relief semble également s'estomper à mesure que cette colonne d'air chaud se développe.

Les coupes verticales de vent de la figure A.8 permettent de confirmer le rôle de la subsidence et du transfert de quantité de mouvement vertical dans la formation des vents de couloirs à Mayotte. En effet, les surfaces isentropes inclinées du SE vers le NO pendant la nuit permettent à un couloir de vents forts de se former et de générer des vents violents en aval du relief. On remarque également que la convection diurne limite voir détruit le couloir de vent nocturne. Le mécanisme proposé au paragraphe précédent fait mention du fait que le déferlement des ondes de gravité semble s'estomper pendant la journée ce qui limite la subsidence en aval du relief. On peut également signaler que le mélange important de l'atmosphère au sein de la couche limite continentale présente sur le NO de Madagascar est défavorable au maintien de tubes de vents forts du fait du fort mélange présent au sein de la couche. La faible stabilité au sein de cette couche est également défavorable au déferlement d'ondes de gravité. Ces mécanismes proposés ne sont que des hypothèses et exigent des analyses supplémentaires (coupes verticales d'énergie cinétique turbulente, analyse du nombre de Froude de l'écoulement..) pour être confirmés et/ou infirmés le cas échéant. L'utilisation d'ERA5 présente elle aussi ses limites et il serait probablement plus judicieux d'utiliser un modèle à haute résolution et représentant explicitement les nuages afin d'étudier l'impact éventuel du déferlement d'ondes de gravité en aval de Madagascar.

Les coupes verticales d'humidité spécifique en figure A.9 permettent enfin de relier l'ensemble des éléments précédents avec le cycle diurne de l'IWV observé à Mayotte. On remarque que les zones de déferlement des ondes de gravités sont également associées à des intrusions d'air sec provenant des couches moyennes de la troposphère (au-dessus de 3 km environ). En plongeant vers la surface, cet air sec, associé à la convergence sur le bord d'attaque du tube de vent fort, vient soulever l'air chaud et humide situé sur le canal du Mozambique. C'est ce soulèvement qui est responsable des pics nocturnes d'IWV observés entre le 6 et 9 juillet à Mayotte. L'intrusion sèche permet aussi d'expliquer la rapide diminution de l'IWV à l'arrivée des vents forts sur Mayotte. Enfin, la présence d'une couche d'air d'humidité spécifique homogène sur les 2 premiers km de l'atmosphère pendant l'après-midi sur Madagascar est liée à la convection continentale qui mélange efficacement l'air sur les premiers km de l'atmosphère.

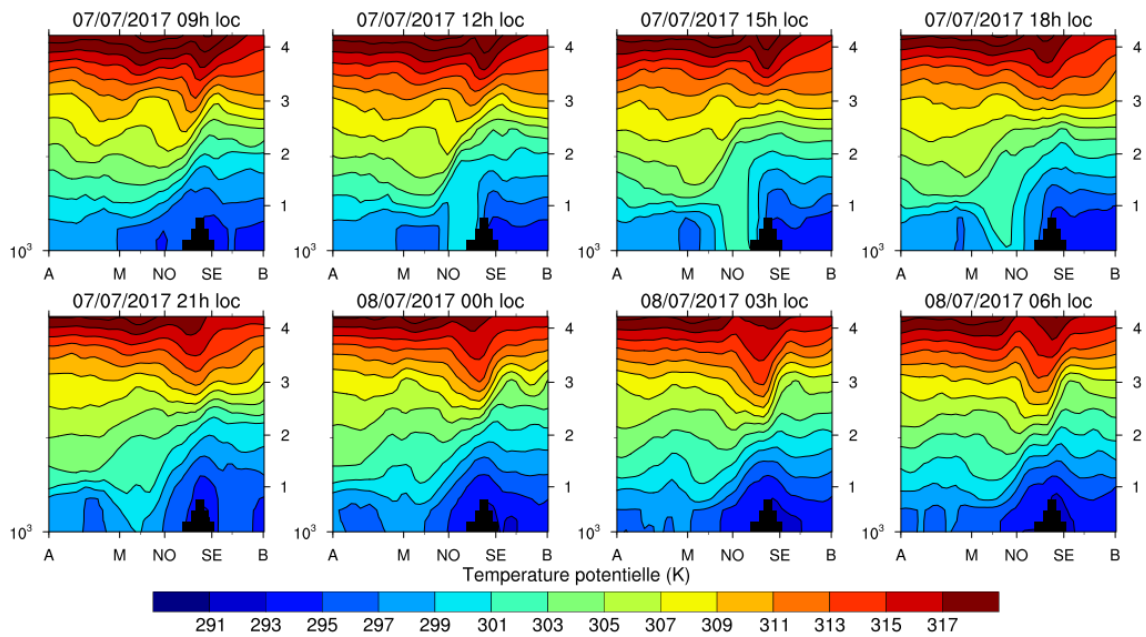


Figure A.7: **coupes verticales de température potentielle pour le 7 juillet 2017** : Ces figures représentent des coupes de température potentielle effectuée entre le 7 juillet à 9 h locale et le 8 juillet à 6 h locale suivant un axe NO-SE passant par Mayotte et la faiblesse de relief de Madagascar. Les points A et B symbolisent les extrémités NO et SE de l'axe de coupe tel que définis en figure A.2. Les point NO et SE représentent les intersections de l'axe de coupe avec la côte de Madagascar alors que la position de Mayotte est donnée par le point M. Les contours représentent les surfaces isentropes (c'est à dire ayant la même tempmpérature potentielle) et sont espacés de 2 K. Les valeurs de température potentielle sont données par l'échelle en bas de figure. *données provenant de la réanalyse ERA5*

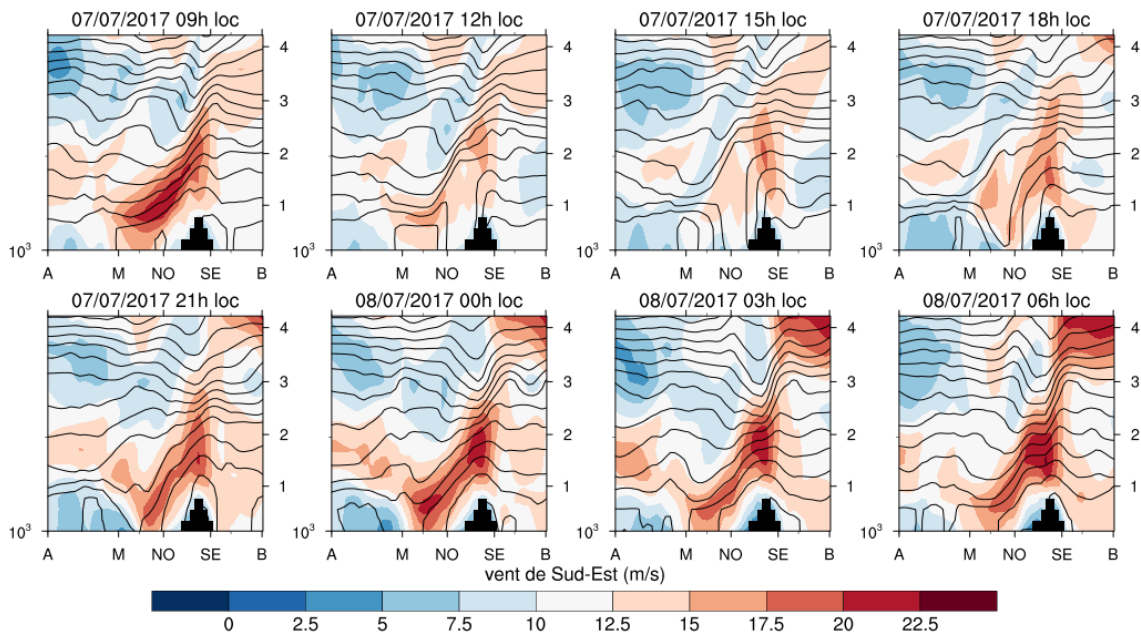


Figure A.8: **coupes verticales de vent pour le 7 juillet 2017** : idem que la figure A.7. Les contours représentent toujours les surfaces isentropes et la vitesse du vent tangent à l'axe de coupe est donnée par l'échelle colorée en bas de figure. *données provenant de la réanalyse ERA5*

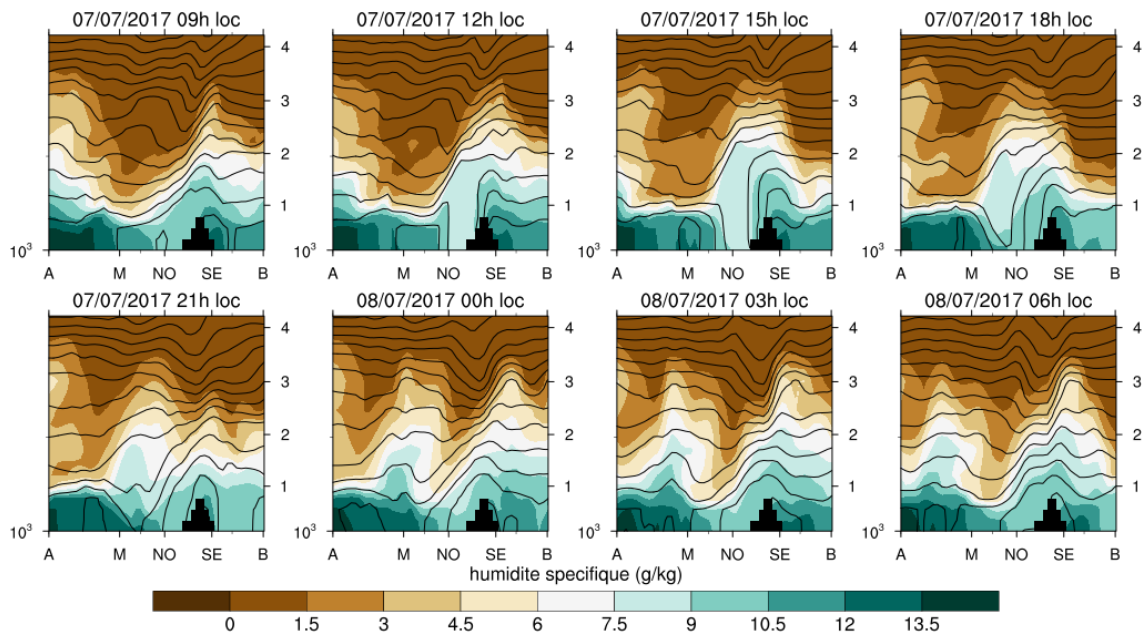


Figure A.9: **coupes verticales d'humidité spécifique pour le 7 juillet 2017** : idem que la figure A.7. Les contours représentent toujours les surfaces isentropes et l'humidité spécifique est donnée par l'échelle colorée en bas de figure. *données provenant de la réanalyse ERA5*

Appendix B

Liste des acronymes

CAPE L'énergie potentielle disponible pour la convection ou *convective available potential energy*. 5

CC La loi de Clausius-Clapeyron permet, dans le cas d'un corps pur, de connaître les variations avec la température de la pression de vapeur saturante d'un gaz en équilibre avec sa phase condensée lorsque l'interface entre les phases condensées et gaz est plane.. 4, 5, 102

CEPMMT centre européen de prévision à moyen terme. 9, 31, 36

CMRS centre météorologique régional spécialisé reconnu par l'organisation mondiale de la météorologie (*OMM*). Le CMRS de La Réunion est chargé de la surveillance des systèmes dépressionnaires tropicaux (*SDT*) dans le bassin sud ouest de l'océan Indien [0-40S,30-90E]. 11

CT Un cyclone tropical (CT) est un système dépressionnaire tropical dont les vents en surface soutenus sur 10 minutes, atteignent ou dépassent 32 m.s^{-1} . 11, 12

DT Une dépression tropicale (DT) est un système dépressionnaire tropical dont les vents en surface soutenus sur 10 minutes, sont compris entre 13.5 et 17 m.s^{-1} . 11

ENSO l'oscillation australe El Nino (en anglais El Nino southern oscillation) est un mode de variabilité couplé océan atmosphère intervenant tous les 3 à 7 ans environ et dont le pic est généralement atteint au mois de décembre. L'ENSO module la répartition des températures de surface de l'océan ainsi que des vents et de la convection profonde dans l'océan Pacifique tropical et a une influence majeure sur le climat de l'ensemble des régions tropicales. En phase neutre de l'ENSO, les alizés accumulent les eaux chaudes dans la partie ouest de l'océan Pacifique et la convection est la plus forte sur l'ouest du bassin ainsi que sur l'Indonésie. Lors d'une phase positive de l'ENSO ou El Nino, les alizés sont plus faibles que la normale et les eaux chaudes du Pacifique ouest se décalent vers le Pacifique centrale. La convection profonde se déplace alors vers le pacifique central alors que des conditions anormalement sèches règnent sur l'ouest du Pacifique. En phase négative, ou La Nina, le phénomène inverse se produit et les alizés plus fort que la normale induisent un réchauffement des eaux du Pacifique ouest et un refroidissement des eaux du Pacifique centrale avec à la clef une convection renforcée sur l'ouest du Pacifique et inhibée sur le Pacifique central. 14, 15

ERA5 Réanalyse de 5ème génération du centre européen de prévision à moyen terme. 9, 31–33, 35–37, 40, 41, 45, 138, 139

GNSS système global de navigation par satellite ou "global navigation satellite system" en Anglais. 2, 16, 17, 20, 22, 23, 26, 27, 30–41, 43, 45, 139, II, XV

- IGN** Institut national de l'information géographique et forestière. 22, 33, 34, 38, 39, 139
- IGS** Service international GNSS ou international GNSS service en Anglais. 22, 31, 33, 34, 36, 38
- IOD** Le dipôle de l'océan Indien, *Indian ocean dipole* en Anglais, est un mode de variabilité couplé océan atmosphère intervenant aux échelles interannuelles et dont le pic est atteint aux inter-saisons. L'IOD module la répartition des températures de surface de l'océan ainsi que des vents et de la convection profonde dans l'océan Indien aux latitudes équatoriales. En phase positive de l'IOD, l'océan Indien subit des anomalies de vents d'est le long de l'équateur (en conditions normales les vents soufflent en moyenne de l'ouest) ce qui provoque un refroidissement des eaux de surface au large de l'Indonésie et un réchauffement le long des côtes Africaine. La convection est alors renforcée à l'ouest du bassin et inhibée à l'est. La phase négative de l'IOD constitue à l'inverse un renforcement des conditions climatiques habituelles avec une convection renforcée côté Indonésien, des vents d'ouest plus forts que de coutume le long de l'équateur et des eaux plus chaudes que la normale sur l'est du bassin. 15
- ISA** L'atmosphère standard ou "International Standard Atmosphere" est un modèle d'atmosphère pour lequel la température au niveau de la mer est constante et vaut 288.15 K avec une température qui décroît de $\Gamma=0.0065$ K/m. 32, 35, XIV, XVII
- ISD** "Integrated Surface Database" désigne une base de donnée regroupant des observations météorologiques de surface provenant de sources multiples dont des messages internationaux d'observation en surface (*SYNOP*) et des rapports météorologiques effectués sur les aéroports (*METAR*) pour ne citer qu'eux. 35, 36, II
- IWV** La colonne intégrée en vapeur d'eau ou "integrated water vapor" (IWV) désigne la masse totale de vapeur d'eau contenue dans une colonne atmosphérique de section 1m^2 à la verticale d'un point donné. Elle est calculée via la formule 1.1 et s'exprime en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$. Par abus de langage, on appelle aussi IWV la quantité obtenue après traitement des délai zénithaux troposphériques bien que dans ce cas l'IWV désigne plutôt une moyenne spatiale de la colonne de vapeur d'eau plutôt que sa valeur en un point donné. 2, 4–6, 13, 16–23, 26, 30–33, 35, 38–40, 43–45, 92, 93, 96, 102, 104, 138, 139, II
- METAR** Les rapports météorologiques effectués sur les aéroports (METAR) sont des rapports d'observations pour l'aéronautique et contiennent, parmi d'autres paramètres, les valeurs mesurées de température et de température de point de rosée à 2 m ainsi que la valeur calculée de la pression réduite au niveau de la mer à l'aide du modèle d'atmosphère standard ISA. 35, 37, XIV
- MJO** l'oscillation de Madden-Julian, en anglais Madden-Julian Oscillation, est le mode dominant de variabilité à l'échelle intra-saisonnière (15 à 90 jours) dans les tropiques. Elle se propage vers l'est avec une période variant de ~ 30 à 60 jours et module la convection profonde ainsi que les vents en basse et haute troposphère au sein d'une enveloppe pouvant faire plusieurs milliers de km. Lors de sa phase active sur l'océan Indien, la MJO se caractérise par une anomalie de convection profonde arrivant de l'ouest et accompagnée d'une anomalie de vent d'ouest en basse troposphère et d'est en haute troposphère. Cette anomalie convective se propage en quelques jours vers l'est de l'océan Indien et l'Indonésie puis vers le Pacifique ouest. Elle laisse progressivement place à la phase inactive de la MJO sur l'océan Indien avec des anomalies de vents d'est et des conditions plus sèches. 13
- OMM** l'organisation météorologique mondiale (OMM) est une institution de Nations Unies dont les missions comprennent entre autres la facilitation de l'échange rapide d'informations météorologiques à l'échelle internationale, la standardisation des mesures météorologiques et la coopération des services météorologiques et hydrologiques.. 11, 35–37, XIII, XV

RGP Réseau GNSS permanent national. 22, 33, 39

SDT Un système dépressionnaire tropical (SDT) est une dépression présentant une circulation fermée, un caractère symétrique ainsi qu'un coeur chaud et dont la principale source d'énergie est le dégagement de chaleur latente par condensation nuageuse.. 11, 12, XIII

SIOD Le dipôle subtropical de l'océan Indien, *subtropical Indian ocean dipole* en Anglais, est un mode de variabilité couplé océan atmosphère intervenant aux échelles interannuelles. Le SIOD module la répartition des températures de surface de l'océan ainsi que des vents au latitudes subtropicales (20 à 35 S) de l'océan Indien sud. Lors d'un épisode positif, le SIOD se caractérise par des alizés plus forts que de coutume à l'ouest de l'Australie et plus faibles que de coutume au sud de Madagascar. La modulation des vents module ainsi les flux de chaleur latente et la capacité des eaux de surfaces à se réchauffer pendant le printemps austral. On observe alors des eaux plus froides que de coutume à l'ouest de l'Australie et plus chaude que de coutume au sud de Madagascar. 15, 102, 140

SOI sud de l'océan Indien [0-30S,20-120E]. 2-4, 11, 14-16, 18, 22, 30, 31, 36, 45

SOOI sud ouest de l'océan Indien [0-40S,30-90E]. 2, 11, 12, II

STD délai troposphérique oblique ou "slant tropospheric delay" en Anglais. Cette quantité désigne le retard de propagation d'un signal électromagnétique, se propageant d'un satellite en orbite vers un récepteur au sol, dû à la traversée de l'atmosphère (hors ionosphère). Par commodité, on exprime cette quantité comme une distance plutôt que comme un temps. Son unité est le mètre (m). 21, 23

SYNOP Les messages internationaux d'observation en surface (SYNOP) sont diffusés toutes les 6 h (voir 3 h ou 1 h suivant les stations) via le réseau mondial de télécommunication de l'OMM. Il contiennent des paramètres mesurés tels que la température, l'humidité relative, la pression ou encore la direction et force du vent ainsi que les cumuls de précipitations, mais également des paramètres observés tels que le temps sensible. 35, 37, XIV

TSM températures de surface de la Mer. 2, 8, 13-15, 102, 105

TT Une tempête tropicale (TT) est un système dépressionnaire tropical dont les vents en surface soutenus sur 10 minutes, sont compris entre 17 et 32 m.s⁻¹. 11

ZCIT La zone de convergence intertropicale (ZCIT) désigne le lieu où les vents de l'hémisphère nord viennent converger avec ceux de l'hémisphère sud. Elle est caractérisée par des températures et des humidités relatives élevées en basse troposphère ainsi que par une convection intense donnant fréquemment lieu à des orages. 8, 11

ZHD délai hydrostatique au zenith, en Anglais *Zenithal Hydrostatic Delay*. 29, 30, 32

ZTD Le délai troposphérique zénithal ou "zenithal tropospheric delay" en Anglais désigne la projection au zenith du retard subit par un signal électromagnétique traversant l'atmosphère (hors ionosphère). Par commodité, on exprime cette quantité comme une distance plutôt que comme un temps. Son unité est le mètre (m). Dans le cadre de la mesure GNSS, le ZTD est obtenu à partir des projections au zénith des provenant de plusieurs satellites et constitue ainsi une moyenne spatiale du délai troposphérique zénithal plutôt qu'une mesure ponctuelle. 2, 17, 21-23, 26, 29-34, 38, 43, 45, 139

ZWD délai humide au zenith, en Anglais *Zenithal Wet Delay*. 29, 30, 32

Appendix C

Liste des symboles

e Pression partielle en vapeur d'eau (Pa). 4

$\epsilon = \frac{M_v}{M_d}$. 42

e^* Pression partielle en vapeur d'eau (Pa) à saturation. 4

g Accélération de la gravité (m.s^{-2}). 4

Γ Gradient vertical de température dans le modèle d'atmosphère standard ISA : $\Gamma=0.065$ K/m. 32, 35, 36

L^* Désigne l'enthalpie massique de changement d'état et s'exprime $\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$. Dans le cadre de la thèse cette quantité désigne alternativement l'enthalpie de sublimation ou de vaporisation de l'eau. On utilisera pour les applications numériques sa valeur à la température du point triple ($\sim 273,16$ K) qui est de $2.5 \cdot 10^6$ $\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$. 4

M_d Masse molaire de l'air sec, $M_d=28.965 \cdot 10^{-3}$ kg.mol^{-1} . 29, 35, 36, 42

M_v Masse molaire de la vapeur d'eau, $M_v=18.0153 \cdot 10^{-3}$ kg.mol^{-1} . 29, 42

P Pression atmosphérique (Pa). 4

P_{mer} Pression atmosphérique réduite au niveau de la mer (Pa).. 35

q Humidité spécifique (kg/kg). 4

R Désigne la constante des gaz parfaits, $R=8,314$ $\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$. 4, 36

R_d Valeur de la constante des gaz parfaits pour l'air sec, $R_d=\frac{R}{M_d}=287.05$ $\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$. 35

rh Humidité relative (%). 4, 5

ρ_v Masse volumique en vapeur d'eau (kg.m^{-3}). 4

P_s Pression atmosphérique en surface (Pa). On utilise également cette notation pour désigner la pression de surface à l'altitude d'un récepteur GNSS.. 4, 30, 32, 35, 36

P_{era5} Pression atmosphérique en surface (Pa) dans la réanalyse ERA5. 32, 36

T Température (K). 4

T_m Température moyenne de la vapeur d'eau utilisée pour le calcul de l'IWV à partir de ZWD. On calcule ce paramètre à l'aide de la formule 3.16. 30, 32

z_s altitude de la surface au dessus du niveau moyen de la mer (m). On utilise également cette notation pour désigner l'altitude d'un récepteur GNSS au-dessus du niveau de la mer.. 4, 29, 30, 32, 36, 37

z_{era5} altitude du point de grille ERA5 au dessus du niveau moyen de la mer (m).. 32, 36, 37

z_{top} altitude du sommet de l'atmosphère au dessus du niveau moyen de la mer (m). 4, 29, 30