



HAL
open science

Relation Convection-Environnement dans la troposphère tropicale

Thomas Garot

► **To cite this version:**

Thomas Garot. Relation Convection-Environnement dans la troposphère tropicale. Océan, Atmosphère. Université Paris Saclay (COmUE), 2016. Français. NNT : 2016SACLV116 . tel-01535549

HAL Id: tel-01535549

<https://theses.hal.science/tel-01535549v1>

Submitted on 9 Jun 2017

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.

NNT : 2016SACLV116

université
PARIS-SACLAY

UNIVERSITÉ DE
VERSAILLES 
ST-QUENTIN-EN-YVELINES
université PARIS-SACLAY

THÈSE DE DOCTORAT
DE
L'UNIVERSITÉ PARIS-SACLAY
PRÉPARÉE À
L'UNIVERSITÉ DE VERSAILLES SAINT-QUENTIN-EN-YVELINES

École Doctorale n°129
Sciences de l'Environnement d'Ile-de-France

Par

Thomas GAROT

Pour l'obtention du titre de Docteur de l'Université Paris-Saclay

Spécialité :
Météorologie, océanographie, physique de l'environnement

RELATION CONVECTION-ENVIRONNEMENT
DANS LA TROPOSPHÈRE TROPICALE

Thèse présentée et soutenue à Guyancourt, le 12/12/2016

Composition du Jury :

M. Cyril Szopa	Professeur, UVSQ	Président du jury
M. Frank Roux	Professeur, Université Paul Sabatier	Rapporteur
M. Arona Diedhiou	Directeur de Recherche, IRD	Rapporteur
Mme Dominique Bouniol	Chargé de Recherche, Météo-France/CNRS	Examinatrice
M. Jean-François Mahfouf	Directeur de Recherche, Météo-France/CNRS	Examineur
Mme Hélène Brogniez	Maitre de Conférence, UVSQ	Directrice
M. Nicolas Viltard	Chargé de Recherche, CNRS	Co-directeur

À mes grands parents,

Fernand et Yvette

Remerciements

Cette thèse de doctorat a été réalisée au sein du Laboratoire ATmosphères, Milieux, Observations Spatiales (LATMOS), et financée par l'Université de Versailles Saint-Quentin-en-Yvelines, je remercie donc Danièle Hauser et Philippe Keckhut, directeurs successifs du LATMOS lors de ma thèse. Les travaux présentés dans ce manuscrit sont le fruit de l'exploitation des données de la Mission Megha-Tropiques, j'adresse mes remerciements à l'ensemble des membres du GDR Megha-Tropiques. Enfin, je remercie les membres du jury, pour le temps qu'ils ont consacré à évaluer mon travail.

J'adresse des remerciements tout particuliers à mes encadrants de thèse, Hélène Brogniez et Nicolas Viltard qui ont été disponibles pendant ces trois années, en prenant systématiquement le temps de répondre à mes interrogations. Ils ont su être disponibles dans les phases de doutes et m'ont accompagné pleinement jusqu'à la soutenance.

Je remercie l'ensemble des membres de l'équipe SPACE, pour ces trois ans passés ensemble. J'ai une pensée particulière pour François, Meriem et Ruben, nous sommes arrivés tous les quatre ensemble au LATMOS, nous en ressortons tous docteurs. Je n'oublie pas Nadia, Quitterie, Djallel, Renaud et tous les autres pour tous ces moments passés ensemble.

À l'heure de tourner la page de mes années étudiantes, je remercie tous les amis que j'ai rencontré aussi bien sur les bancs des amphes, dans les associations étudiantes ou dans la faluche, à Reims, Dijon et Versailles : Nicolas, Alexandre, Charlotte, Mélanie, Sébastien et tous les autres.

Si j'ai pu mener à bien ce travail, c'est aussi grâce au soutien de ma famille : Charlotte, Manman, Maxime, Josiane, Gilles, David, Jessica, Noahm et Elea et mes grands parents, Fernand et Yvette, partis trop tôt pour voir leur petit-fils devenir docteur...

Table des matières

1	Introduction : Le cycle de l'eau dans la troposphère tropicale	4
1.1	Les fondamentaux du bilan radiatif	4
1.1.1	Déséquilibre énergétique en latitude	5
1.1.2	Transport de chaleur à grande échelle	6
1.2	La convection tropicale	8
1.2.1	Le mécanisme de la convection profonde	9
1.2.2	Les systèmes convectifs de méso-échelle	10
1.3	La vapeur d'eau	13
1.3.1	Distribution spatiale de la vapeur d'eau	13
1.3.2	Transport de la vapeur d'eau par la convection	14
1.3.3	Vapeur d'eau et changements climatiques	15
1.3.4	Relation convection-vapeur d'eau	16
1.4	Structuration de la thèse	17
2	Megha-Tropiques : mission, objectifs et données	18
2.1	La mesure spatiale du cycle de l'eau atmosphérique	19
2.1.1	Principe de la mesure par radiométrie micro-onde	19
2.1.2	Radiomètres imageurs	20
2.1.3	Radiomètres sondeurs micro-ondes	21
2.2	La mission Megha-Tropiques	23
2.2.1	Objectifs scientifiques	23
2.2.2	Caractéristiques techniques et charge instrumentale	23
2.3	Estimation de l'humidité relative	24
2.3.1	L'instrument SAPHIR	24
2.3.2	UTH - Humidité de la haute troposphère	26
2.3.3	ARPIA - Profils d'humidité relative	28
2.4	Estimation des précipitations	29
2.4.1	L'instrument MADRAS	29
2.4.2	BRAIN - Restitution de taux de pluies	30
2.5	Conclusion de chapitre	31
3	Impact de la convection sur l'humidité à l'échelle d'un système : cas d'un cyclone tropical	32
3.1	Les cyclones tropicaux	33
3.1.1	Formation et intensification d'un cyclone	33
3.1.2	Cyclone à maturité	35
3.1.3	Dynamique d'un cyclone	37
3.1.4	Symétries et ordres	38

3.2	Suivi de cyclone et boîte d'étude	39
3.2.1	Présentation du cas d'étude : le typhon Bopha	39
3.2.2	Méthode de localisation du typhon	40
3.3	Bilan d'humidité et d'énergie	45
3.3.1	Équation de conservation d'une masse d'eau	45
3.3.2	Méthodologie	47
3.4	Estimation des paramètres du bilan	48
3.4.1	Estimation de la vitesse tangentielle (V_T)	48
3.4.2	Estimation de la vitesse verticale (w)	52
3.4.3	Estimation de la vitesse radiale (V_R)	55
3.4.4	Humidité absolue (H_A) et Précipitations (P)	58
3.4.5	Évaporation (E)	63
3.5	Résultats	67
3.5.1	Production d'humidité	67
3.5.2	Production de chaleur latente	70
3.6	Conclusion de chapitre	74
4	Impact de la convection sur l'humidité à grande échelle : cas de l'Oscillation de Madden-Julian et de la Mousson d'Afrique de l'Ouest	76
4.1	Méthodologie	77
4.1.1	Classifications nuageuses	77
4.1.2	Calcul des moments d'ordres supérieurs d'une distribution	78
4.1.3	Calcul des corrélations	79
4.2	Application sur l'océan Indien au cours de la MJO	80
4.2.1	Introduction	81
4.2.2	Data	83
4.2.3	UTH variability over Indian Ocean during winters 2011-2014	86
4.2.4	Role of large-scale advection and local cloudiness	92
4.2.5	Summary and discussion	100
4.3	Application sur la Mousson d'Afrique de l'Ouest	101
4.3.1	Généralités sur la Mousson Africaine	101
4.3.2	Zone d'étude et données UTH	103
4.3.3	Variabilité inter-annuelle de l'UTH	104
4.3.4	Variabilité inter-annuelle de la couverture nuageuse	105
4.3.5	Rôle de la couverture nuageuse sur la distribution de l'UTH	108
4.4	Conclusion de chapitre	110
5	Conclusions générales et perspectives	112
5.1	Principaux résultats de la thèse	112
5.2	Perspectives	114
	Appendices	117
	A Acronymes	118
	B Figures supplémentaires du chapitre 3	119
B.1	Bopha : UTH1 et UTH2	120
B.2	Vitesses tangentielles	122
B.3	Vitesses verticales	126

B.4 Vitesses radiales	130
B.5 Contenu total en vapeur d'eau	134
B.6 Précipitations	138
B.7 Évaporation	142
B.8 Production/Consommation de vapeur d'eau	146
C Figures supplémentaires du chapitre 4	150
Table des figures	153
Bibliographie	161

Chapitre 1

Introduction : Le cycle de l'eau dans la troposphère tropicale

L'eau dans la troposphère, qu'elle soit sous forme gazeuse (vapeur d'eau), ou condensée (nuages et précipitations) est un élément important du système climatique car elle est au centre des processus qui permettent la redistribution de l'énergie et de la chaleur dans la troposphère. L'atmosphère contient environ 12000 milliards de tonnes d'eau, ce qui représente seulement 0,001% du volume total contenu sur Terre. C'est dans les tropiques que les échanges d'eau et d'énergie, associés au fonctionnement du système terre-océan-atmosphère, sont les plus intenses.

Ce chapitre introductif vise à présenter les termes du sujet de la thèse à travers une bibliographie sur le cycle de l'eau dans la troposphère tropicale. La première partie aborde les fondamentaux, connus depuis longtemps déjà, sur le bilan radiatif de la Terre et la redistribution de l'énergie à sa surface, en s'appuyant sur [Budyko \(1961\)](#), [Sellers \(1965, 1969\)](#) et [Laing and Evans \(2011\)](#). La seconde partie aborde le mécanisme et la structuration de la convection tropicale avec un focus sur les systèmes convectifs de méso-échelle. La troisième partie évoque la question de la distribution de la vapeur d'eau dans la troposphère et de son rôle dans la convection et de son transport par cette dernière. La dernière partie aborde la question de la rétroaction de la vapeur d'eau dans le changement climatique, les incertitudes quand aux relations entre convection, nuages et vapeur d'eau aux différentes échelles spatio-temporelles en faisant émerger les questions scientifiques auxquelles contribue cette thèse.

1.1 Les fondamentaux du bilan radiatif

La Terre et l'atmosphère sont chauffées grâce à l'énergie du Soleil. Celle-ci nous parvient sous forme de rayonnement électromagnétique de courte longueur d'onde. La troposphère (première couche de l'atmosphère comprise entre 0 et 15-18 km selon la latitude) est quasi-transparente au rayonnement solaire visible, elle est essentiellement chauffée par la conduction et la convection depuis la surface, et par l'absorption du rayonnement thermique infrarouge terrestre en altitude. Comme présenté sur la figure 1.1, elles vont être en partie absorbées (70%) et en partie réémises vers l'espace (30%) par les nuages, la surface continentale et les océans sous forme de rayonnements électromagnétiques de grandes longueurs d'ondes (on parlera des domaines des infrarouges, des hyperfréquences ou encore des micro-ondes). L'atmosphère va fortement absorber ces ondes en raison de la présence de certains gaz à effet de serre tel que la vapeur d'eau, le méthane ou encore le dioxyde de carbone. On sait depuis Joseph Fourier, qu'en l'absence de

ces gaz à effet de serre, la température à la surface de la Terre serait de l'ordre de -18°C . Il a été mis en évidence, dans les archives climatiques, que les variations de températures sont liées aux variations de concentration en CO_2 (Lorius et al., 1990).

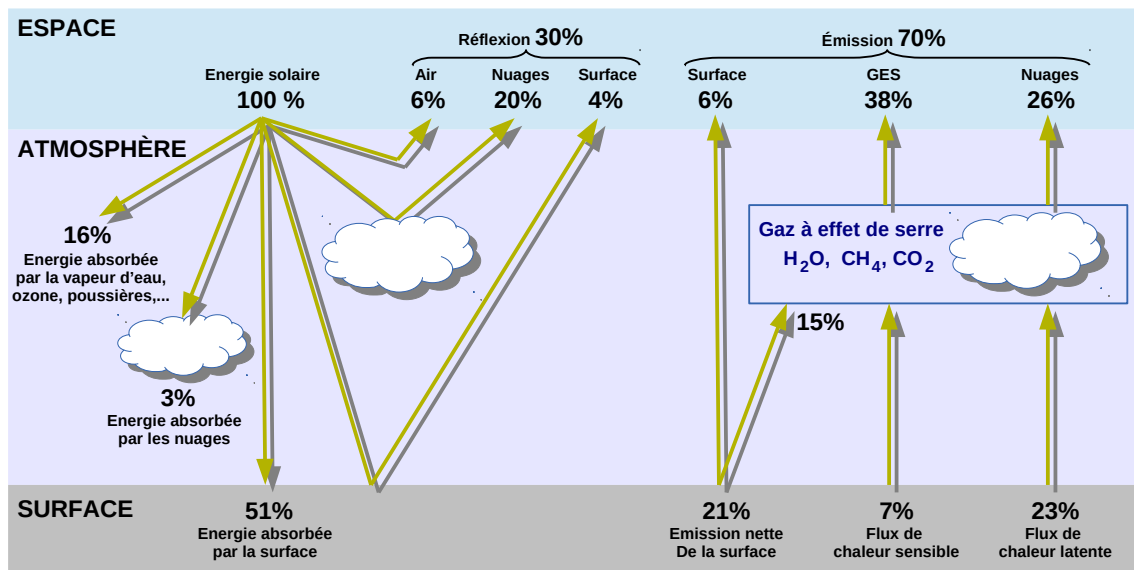


FIGURE 1.1 – Bilan radiatif de la Terre. Les chiffres sont basés sur un flux de 100 W.m^{-2} au sommet de l'atmosphère ce qui correspond à un pourcentage des 340 W incidents au sommet de l'atmosphère.

Le bilan de la chaleur atmosphérique de la Terre dépend de l'équilibre entre l'énergie reçue depuis le Soleil et celle renvoyée vers l'espace. Ce bilan est en équilibre, c'est à dire que la Terre réémet autant d'énergie qu'elle en reçoit. Le flux d'énergie reçu par la Terre dépend de sa distance par rapport au Soleil, selon sa position sur son orbite elliptique. En revanche, la quantité d'énergie reçue par unité de surface n'est pas homogène à la surface du globe.

1.1.1 Déséquilibre énergétique en latitude

La forme de la Terre engendre un différentiel d'énergie solaire reçue par unité de surface entre l'équateur et les pôles, selon la latitude. Comme le met en évidence la figure 1.2A, les tropiques (entre 35°N et 35°S) reçoivent une plus grande quantité d'énergie par unité de surface que les latitudes hautes (entre 45° et 90°).

La figure 1.2B présente une estimation du bilan radiatif au sommet de l'atmosphère selon la latitude, ces valeurs sont annuelles. La courbe rouge représente l'énergie reçue (eng. incoming radiation) et la courbe en bleu représente l'énergie sortante (eng. outgoing radiation) aux différentes latitudes. Les latitudes tropicales reçoivent entre 250 et 325 W.m^{-2} (courbe rouge) et réémettent 250 W.m^{-2} (courbe bleue), ce qui engendre un surplus d'énergie allant de 1 à 75 W.m^{-2} (courbe noire). À l'inverse, les latitudes hautes reçoivent entre 25 et 250 W.m^{-2} (courbe rouge) et réémettent entre 125 et 250 W.m^{-2} (courbe bleue), ce qui engendre un déficit d'énergie allant de -1 à -100 W.m^{-2} (courbe noire). Cette différence d'émission entre les pôles et les régions tropicales vient du fait que l'énergie émise par un corps physique dépend de sa température.

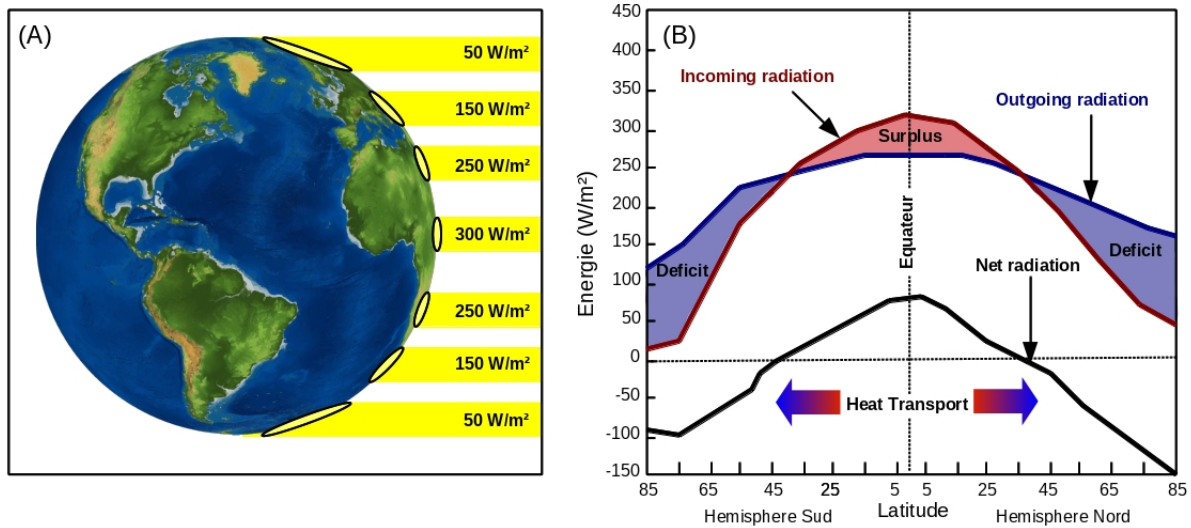


FIGURE 1.2 – (A) Représentation schématique de l'énergie solaire reçue par unité de surface selon la latitude ; (B) Budget radiatif annuel selon la latitude ($W.m^{-2}$). Figure modifiée de [Laing and Evans \(2011\)](#)

En l'absence de mouvements atmosphériques ou océaniques, les hautes latitudes devraient en théorie se refroidir jusqu'à ce que le flux d'énergie émis vers l'espace soit égal au flux d'énergie reçu afin d'atteindre un équilibre physique. À l'inverse, les latitudes tropicales devraient se réchauffer considérablement pour compenser les flux et on observerait un gradient de température entre les tropiques et les hautes latitudes bien supérieur à celui qu'on observe actuellement. Dans la réalité, l'excès d'énergie des tropiques est transporté vers les hautes latitudes grâce au mouvement des parcelles d'air et d'eau dans l'atmosphère et les océans : on parle de transport méridien de chaleur.

1.1.2 Transport de chaleur à grande échelle

Les circulations atmosphériques et océaniques permettent de redistribuer la chaleur stockée dans la bande tropicale. La figure 1.3A, présente les flux de chaleur selon la latitude. Ces flux de chaleur peuvent être induits par les changements de phase de l'eau (chaleur latente) et par la différence de température entre deux objets (chaleur sensible). Ainsi, la figure 1.3A montre que :

- **la chaleur latente** (courbe rouge) est soustraite de la surface lors du processus d'évaporation et est transférée à l'atmosphère lors des processus de condensation et de précipitation. La chaleur latente contribue à redistribuer, selon la latitude considérée, entre 0 (aux pôles) et 120 $W.m^{-2}$ (autour de 15°) ;
- **la chaleur sensible** (courbe verte) dont le flux, bien plus faible, ne varie que très peu aux latitudes tropicales et est négatif aux latitudes polaires. La chaleur sensible est transportée par transfert horizontal via les mouvements de l'air (vents et courants-jets) et les mouvements de l'eau (circulation thermohaline).

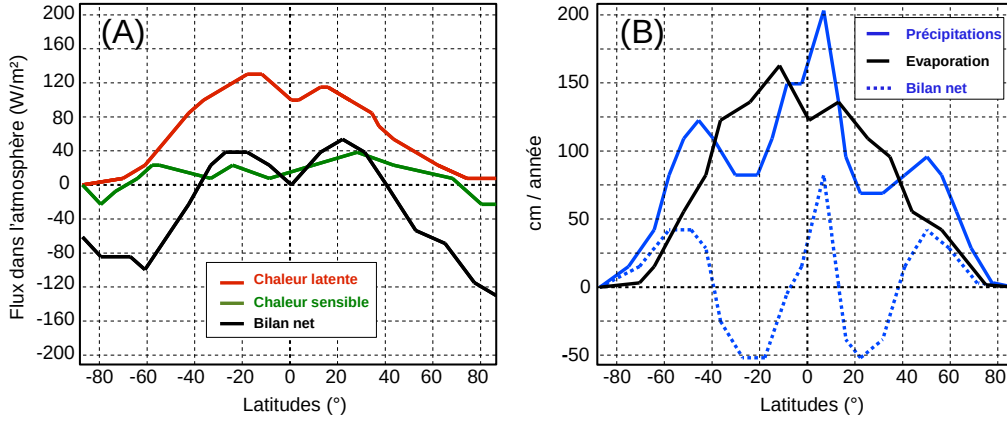


FIGURE 1.3 – (A) : Moyenne zonale annuelle du budget de l'énergie atmosphérique ($W.m^{-2}$) moyenné selon la longitude et le cycle annuel de 1985 à 1988. Figure traduite et modifiée de [Zhang and Rossow \(1997\)](#) à partir des données de [Sellers \(1965\)](#). (B) : Distribution latitudinale de l'évaporation, des précipitations et du bilan net. Figure traduite et modifiée de [Hartmann \(1994\)](#) à partir des données de [Baumgartner and Reichel \(1975\)](#).

La contribution de ces deux termes à la redistribution de l'énergie à la surface du globe a été calculée par [Zhang and Rossow \(1997\)](#) à partir des données de flux radiatif mesurées au sommet de l'atmosphère de [Sellers \(1965\)](#). Pour cela, le flux d'énergie net à la surface (F_{Surf}) est considéré égal au flux radiatif reçu (F_{Rad}) moins le flux de chaleur latente (CL) sous forme d'évaporation et moins le flux de chaleur sensible (CS) :

$$F_{Surf} = F_{Rad} - CL - CS \quad (1.1)$$

Dans l'équation 1.1, les flux de CL et CS sont négatifs car soustraits à la surface par évaporation. Réciproquement, le flux d'énergie net dans l'atmosphère (F_{atm}) peut s'écrire :

$$F_{Atm} = F_{Rad} + CL + CS \quad (1.2)$$

Dans l'équation 1.2, les flux de CL et CS sont positifs car ils s'ajoutent à l'atmosphère par condensation et précipitation. Dans l'atmosphère, les deux termes prépondérants sont donc le rayonnement (F_{Rad}) et la chaleur latente, tous deux connectés au cycle de l'eau par les processus d'évaporation et de précipitations.

Plus précisément, les estimations tendent à montrer que 75% de l'énergie qui gouverne la circulation atmosphérique provient des échanges de chaleur latente impliqués dans les processus précipitant ([Baumgartner and Reichel, 1975](#)). La figure 1.3B présente les moyennes zonales et annuelles de l'eau totale transférée de la surface vers l'atmosphère (évaporation; courbe noire) et transférée depuis l'atmosphère vers la surface (précipitations; courbe bleue). Dans les régions de part et d'autre de l'équateur (entre 10° et 40°), l'évaporation est supérieure aux précipitations, les basses couches de la troposphère s'assèchent et une partie de cet air sec quitte l'atmosphère tropicale. Cet air sec va ensuite se charger en humidité et se condenser soit au-dessus des régions tempérées (entre 40° et 60°), soit au-dessus de l'équateur, où la condensation dépasse l'évaporation. Cette zone de fortes précipitations qui oscille autour de l'équateur, selon l'angle et l'inclinaison de l'énergie solaire reçue (entre $10^\circ N$ et $10^\circ S$) est appelée la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT), qui est caractérisée par une convection intense.

La chaleur latente est la méthode privilégiée par le système climatique pour réaliser des transferts énergétiques de la surface vers l'atmosphère dans la bande intertropicale et représente la source principale d'énergie pour la circulation tropicale. La chaleur latente est prélevée dans l'océan sous forme de vapeur d'eau, lors du processus d'évaporation/ré-évaporation et est libérée dans l'atmosphère lors du processus de condensation/précipitation.

Les océans, qui occupent la majeure partie de la ceinture tropicale, fournissent l'humidité et la chaleur nécessaire à la convection. L'intensité et la localisation de la convection dépend de plusieurs facteurs dont notamment le flux de chaleur sensible qui altère la stabilité de l'atmosphère. Ainsi, la ceinture intertropicale (entre 35°N et 35°S) est le "hot-spot" de la convection à l'échelle de la planète, 60% des précipitations ont lieu dans les tropiques comme le met en évidence la figure 1.4 : il s'agit des précipitations annuelles moyennes à la surface du globe calculées entre 1979 et 2010 dans le cadre du projet de climatologie globale des précipitations (GPCP ; Global Precipitation Climatology Project).

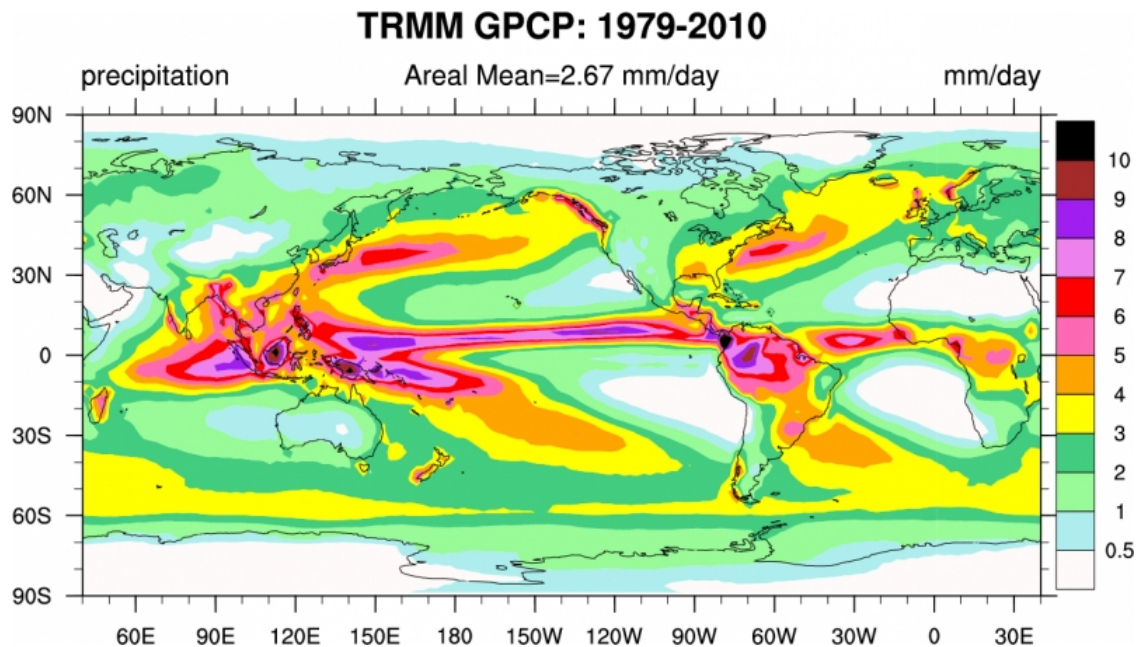


FIGURE 1.4 – Précipitations annuelles moyennes de 1979 à 2010. Figure issue de [Laing and Evans \(2011\)](#)

1.2 La convection tropicale

L'importance de la convection tropicale dans la météorologie tropicale est mieux connue depuis le programme de recherche météorologique GARP (Global Atmospheric Research Program) qui s'est déroulé de 1967 à 1982, et plus particulièrement le volet GATE (GARP Atmospheric Tropical Experiment). Avant cette expérience, la communauté scientifique pensait que les échelles convectives et synoptiques interagissaient mais étaient séparées spatio-temporellement. GATE a montré que la convection est organisée en systèmes de méso-échelle qui modifient la distribution verticale du chauffage convectif ([Houze and Betts \(1981\)](#), [Beucher \(2010\)](#)).

1.2.1 Le mécanisme de la convection profonde

Le terme "convection profonde" correspond à un mouvement convectif sur l'ensemble de la troposphère, depuis la surface jusqu'à la tropopause (à 18 km d'altitude à l'équateur). À partir des données de la "German Meteor expedition" (expédition océanographique allemande qui a eu lieu entre 1925 et 1927 et dont l'objectif était l'étude de l'océan Atlantique sud depuis l'équateur jusqu'à l'Antarctique), [von Ficker \(1936\)](#) a mis en évidence que la vapeur d'eau qui s'évapore depuis l'océan s'accumule dans les alizés. La condensation/précipitation de cette vapeur d'eau et le relargage de chaleur latente associé se produisent par refroidissement dans la convection profonde de la zone équatoriale.

La dynamique et la structuration de la convection tropicale ont été fortement débattues tout au long du XX^e siècle. Historiquement, la première représentation conceptuelle, qui découle des travaux de [von Ficker \(1936\)](#), considère que les alizés permettent la formation de *cumulus* de faible altitude qui transportent l'humidité jusqu'à la couche d'inversion. La vapeur d'eau transportée par les alizés converge vers les tropiques pour alimenter les tours convectives. Dans cette représentation purement thermodynamique, l'altitude de la couche d'inversion des alizés est considérée comme maintenue à une basse altitude sur l'ensemble de la région située autour de la ZCIT : l'altitude de la couche d'inversion est contrôlée par d'une part la subsidence de grande échelle qui diminue l'épaisseur de la couche et d'autre part les processus convectifs humides et radiatifs qui l'épaississent ([Lilly, 1968](#); [Albrecht et al., 1979](#); [Albrecht, 1979](#); [Bretherton, 1993](#)). Selon ce schéma, la convection tropicale repose sur une interaction entre des *cumulus* (Cu) d'alizés et les tours convectives (*cumulonimbus*, Cb), c'est-à-dire une conception bimodale de la convection tropicale. Toutefois, cette représentation néglige à la fois l'advection horizontale et la présence dans les tropiques de nuages de types *cumulus congestus* (TCu), nuages qui atteignent l'isotherme 0°C, comme l'ont mis en évidence les travaux de [Schubert et al. \(1995\)](#) et [Johnson et al. \(1999\)](#).

En ajoutant une composante dynamique au schéma purement thermodynamique, [Schubert et al. \(1995\)](#) ont mis en évidence que la hauteur de la couche d'inversion est fortement reliée au tourbillon potentiel : la hauteur de la couche d'inversion est contrôlée par la température de surface de la mer, la divergence et la stratification thermique de l'atmosphère. [Johnson et al. \(1999\)](#) relie cette stratification thermique de l'atmosphère aux trois grands types de nuages observables : les *cumulonimbus*, les *cumulus* d'alizés (tous deux connus précédemment) et les *cumulus congestus* (qui étaient auparavant négligés). Cette stratification nuageuse permet à la couche d'inversion des alizés de s'élever progressivement vers l'équateur de 300 à 400 m pour 1000 km de distance. On parle de caractéristique tri-modale de la convection.

La Figure 1.5 représente cette structuration de la convection depuis les tropiques jusqu'à la ZCIT, au sein de la cellule de Hadley. Il s'agit d'une coupe verticale d'une branche de la ZCIT, entre l'équateur et 30° au-dessus de l'océan. On observe les trois grands types de nuages (Cu, Cb, TCu) ainsi que les *cirrus* (Ci) de détrainement associés à l'enclume du *cumulonimbus*. On observe la circulation des flux de chaleur (latente et sensible) associée à la convection, ainsi que le refroidissement radiatif qu'engendre la convection (eng. Radiative cooling).

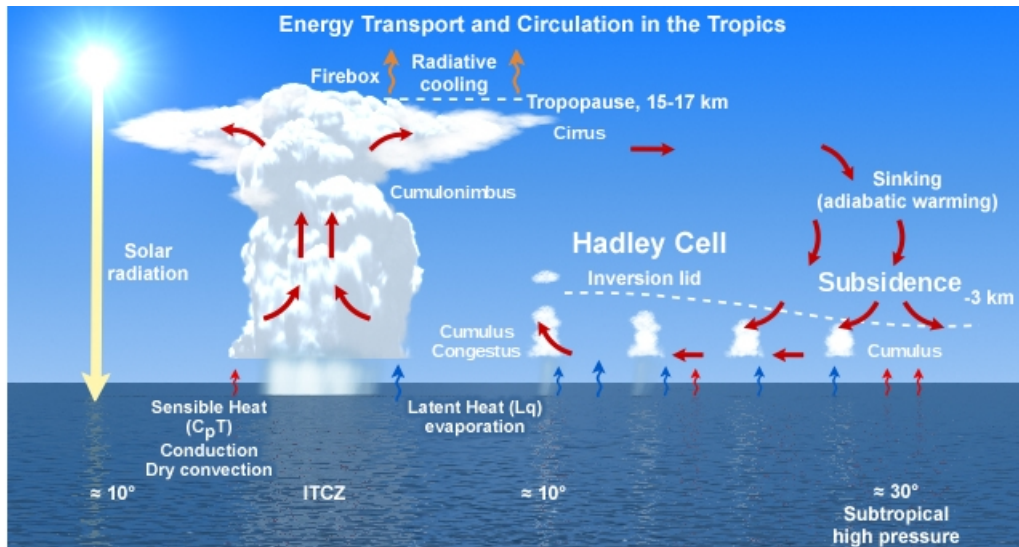


FIGURE 1.5 – Représentation schématique de la convection le long de la ZCIT selon la conception tri-modale (*cumulonimbus* + *Cumulus congestus* + *Cumulus d'alizés*). Les flèches rouges épaisses donnent le sens de circulation des masses d'air. Les flèches ondulées rouges indiquent le flux de chaleur sensible. Les flèches bleues indiquent le flux de chaleur latente d'évaporation. Figure issue de la bibliothèque d'images de www.meted.ucar.edu.

La convection engendrée par la circulation des alizés le long de la ZCIT est à l'origine de la formation de systèmes convectifs organisés dans la ceinture inter-tropicale. La convection tropicale se présente sous une multitude d'organisations possibles. La convection isolée, qui va de la forme la plus simple (tour convective isolée, super-cellule) à la plus organisée (front, ligne de grains) prend place à méso-échelle, c'est à dire de l'ordre de l'heure à la journée et d'une dizaine à une centaine de kilomètres. Ces systèmes sont appelées "systèmes convectifs de méso-échelle" (MCS ; eng. Mesoscale Convective Systems) et sont décrits dans la section suivante.

1.2.2 Les systèmes convectifs de méso-échelle

Les systèmes convectifs de méso-échelle (MCS), se forment lorsque des cellules orageuses initialement isolées s'agrègent et s'organisent en un système plus vaste, présentant des zones de précipitations à la fois convectives et stratiformes, comme le présente la Figure 1.6. Sur cette figure, issue de [Houze and Betts \(1981\)](#), sont observables les trois types de cellules convectives décrites dans la section précédente : Les *cumulonimbus*, les *cumulus congestus* (ces deux types générant des pluies) et des *cumulus* (non précipitants). Une enclume stratiforme, issue du détrainement et de la dissipation des tours convectives, est également observable et génère des précipitations dites stratiformes.

Allant plus dans le descriptif, [Houze \(1993\)](#) définit un MCS comme étant un système nuageux apparaissant en association avec des orages et produisant une zone continue de précipitations d'extension horizontale, de l'ordre de 100 km ou plus, dans au moins une direction. Finalement, les MCS possèdent un "cycle de vie" dont les caractéristiques sont étudiées depuis les années 80, grâce notamment aux mesures fournies par les radar. À partir de ces mesures, [Houze \(1982\)](#) a développé un modèle conceptuel permettant de décrire le cycle de vie des MCS en trois étapes :

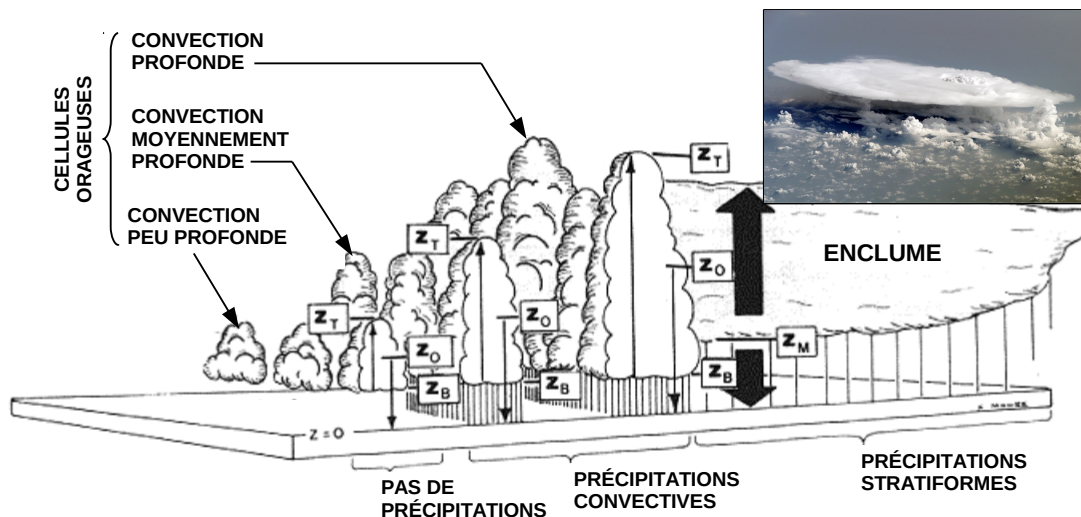


FIGURE 1.6 – Modèle conceptuel d'un MCS en phase de maturité. Figure traduite et modifiée de Houze and Betts (1981).

- **une phase d'initiation** au cours de laquelle des cellules convectives se développent. Ces cellules convectives finissent par s'agréger et forment une zone de précipitations intenses ;
- **une phase de maturité** lorsque les précipitations stratiformes se développent à partir d'anciennes cellules convectives et que d'autres cellules convectives se développent. Tant que de nouvelles cellules naissent, le MCS reste dans cette phase ;
- **une phase de dissipation** où les cellules convectives se dissipent sans être remplacées par des nouvelles.

Les températures froides au sommet des nuages convectifs permettent de les observer dans l'infrarouge thermique (11 microns). Les satellites géostationnaires, qui ont une forte répétitivité de mesure, peuvent être utilisés pour suivre l'évolution des systèmes. Récemment, l'algorithme TOOCAN (Tracking Of Organized Convection using A 3D segmentation) développé par Fiolleau (2010) permet de suivre et d'étudier le cycle de vie des MCS en terme d'activité précipitante, en utilisant notamment les données infrarouges issues des satellites géostationnaires METEOSAT-5 et 7. Grâce à cet algorithme, Fiolleau (2010) a étudié les caractéristiques des systèmes convectifs de mousson couvrant la région de l'Afrique de l'ouest et de l'Inde sur la période Juin-Juillet-Août-Septembre des années 2002 à 2004. Ces travaux ont permis de préciser le modèle conceptuel développé par Houze (1982) tant en terme d'activité précipitante que de durée de chaque phase : (1) La phase d'initiation représente 25% du cycle de vie, on y observe un accroissement de la fraction de pluie convective au sein de la région précipitante qui elle reste relativement constante ; (2) la phase de maturité représente également 25% du cycle de vie, on y observe une diminution de la fraction de pluie convective au sein de la région précipitante qui reste toujours constante ; (3) la phase de dissipation représente 50% du cycle de vie et correspond à une diminution concomitante de la fraction de pluie convective et de la fraction précipitante totale.

La redistribution de la chaleur latente sur la colonne atmosphérique est variable et dépend de l'activité précipitante du MCS, tant en terme de surface précipitante qu'en terme de fraction convective/stratiforme. Comme le met en évidence la figure 1.7a issue de Houze (2004), les régions convectives sont associées à un chauffage de l'ensemble de la colonne troposphérique

avec un maximum entre 4 et 6 km, au niveau de l'isotherme 0°C. Ce profil s'explique par les fortes ascendances où la condensation et par conséquent les précipitations dominent. Les régions stratiformes sont associées à un chauffage de la haute troposphère (où la condensation domine encore dans les enclumes) et à un refroidissement de la basse troposphère (où la fusion et l'évaporation des précipitations domine). Le changement de signe a lieu au voisinage de l'isotherme 0°C et le maximum de chauffage est atteint vers 8 km. Le profil de chauffage net sur la colonne troposphérique est donc fonction de la proportion relative de surfaces convectives et stratiformes. La Figure 1.7b présente des profils nets pour trois MCS théoriques avec 0%, 40% et 70% de régions stratiformes. Ces profils mettent en évidence l'importance de connaître la nature des précipitations (convectives ou stratiformes) et leur couverture spatiale pour l'étude de l'impact de la convection sur l'humidité atmosphérique et la redistribution de la chaleur.

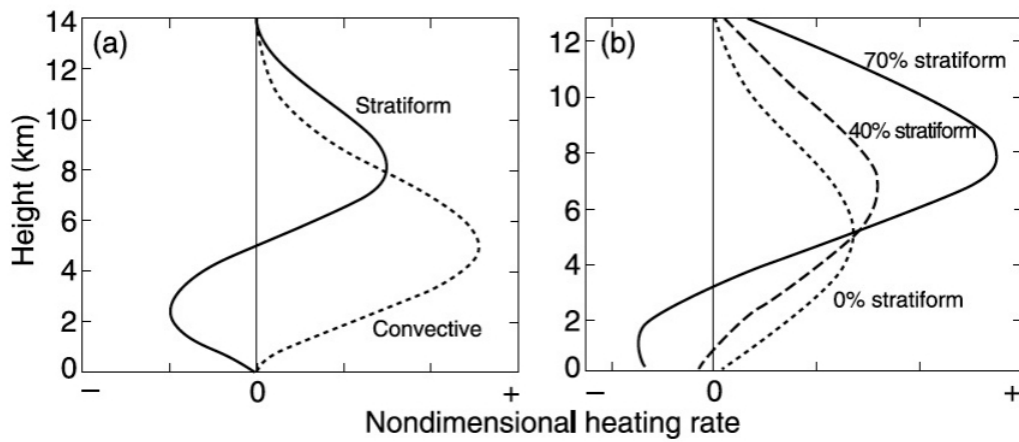


FIGURE 1.7 – (a) Profils de chauffage idéalisés associés aux précipitations convectives et stratiformes dans les MCS. L'axe des abscisses est sans dimension puisque proportionnel au taux de pluies. (b) Profils de chauffage nets idéalisés pour trois MCS ayant différentes fractions de précipitations stratiformes. Figure issue de Houze (2004).

Quels sont les questions encore ouvertes ?

Le fonctionnement de la convection tropicale et des MCS est maintenant bien connu, toutefois de nombreuses questions concernant la convection et ses interactions avec l'environnement sont encore ouvertes. En effet, dans un contexte de changement climatique, il faut se poser la question de la modification de la fréquence d'agrégation de la convection et de son impact sur l'intensité des précipitations tropicales (Tan et al., 2015). De plus, les interactions nuage-aérosol et leur conséquences considérables sur le développement de la convection profonde, la couverture nuageuse et les précipitations, sont très peu connues : ces interactions sont une source majeure d'incertitudes dans les projections climatiques (Prein et al., 2015). Également, Bony et al. (2015) et Allen et al. (2016) insistent sur la nécessité de mieux comprendre les facteurs qui contrôlent la variabilité interannuelle de la convection et en particulier des tempêtes subtropicales. Bony et al. (2015) évoquent également les questions de l'identification des facteurs qui contrôlent la position et la puissance de la ZCIT, du rôle de l'agrégation de la convection sur le climat, ou encore du rôle que joue la convection dans la rétroaction des nuages.

1.3 La vapeur d'eau

La vapeur d'eau constitue 0 à 3% du volume total de l'atmosphère, tout en étant un facteur déterminant des conditions météorologiques et climatiques. La vapeur d'eau est un absorbeur et un émetteur actif du rayonnement infrarouge, ce qui affecte le chauffage et le refroidissement de l'atmosphère et de la surface : la vapeur d'eau est le principal gaz à effet de serre.

Comme vu précédemment, la vapeur d'eau est le moteur de la convection et des précipitations : le dégagement de chaleur latente lorsque la vapeur se condense est une source d'énergie importante pour le mouvement atmosphérique et les systèmes météorologiques convectifs. Le transport vertical de la vapeur d'eau par la convection est le mécanisme le plus important pour le transport vertical de la chaleur sous les tropiques. La vapeur d'eau pénètre dans l'atmosphère par évaporation de surface, de sorte que l'énergie latente est absorbée. Lorsque la vapeur se condense dans la convection, la chaleur latente est libérée dans l'atmosphère.

1.3.1 Distribution spatiale de la vapeur d'eau

Comme évoqué précédemment, la quantité d'énergie reçue aux différentes latitudes contrôle l'évaporation et donc la quantité de vapeur d'eau transférée dans la troposphère. À l'échelle globale, la quantité de vapeur d'eau contenu dans l'air s'explique par l'équation de Clausius-Clapeyron, qui décrit la relation entre la température, la saturation en vapeur d'eau et la pression. Plus la température augmente (resp. baisse), plus (resp. moins) il faut de molécules d'eau pour atteindre un équilibre entre vapeur et liquide :

$$\ln \left(\frac{P_{sat}}{P_0} \right) = \frac{L_v}{R_v} \cdot \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right) \quad (1.3)$$

où T est la température (en K), T_0 vaut 273 K, P_{sat} est la pression de vapeur saturante de l'eau (en hPa), P_0 est la pression de vapeur saturante à T_0 (soit 6,11 hPa), L_v est la chaleur latente de vaporisation de l'eau ($2500000 \text{ J.kg}^{-1}$) et R_v la constante gazeuse de la vapeur d'eau ($461 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$).

Étant donné que le maximum de vapeur d'eau que peut contenir l'atmosphère décroît lorsque la température décroît, le contenu en vapeur d'eau varie fortement entre le sol et la haute troposphère : la Figure 1.8 présente les profils de température et d'humidité spécifique pour les régions tropicales (courbes rouges), les moyennes latitudes (courbes vertes) et les régions polaires (courbes bleues). Ainsi, on observe ce que décrit l'équation (1.3), en moyenne il y a une plus grande quantité de vapeur d'eau dans la bande intertropicale (températures plus chaudes) et le profil d'humidité décroît avec l'altitude. Finalement, le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère représente en moyenne entre 1 et 3% du volume total, avec (i) une plus grande quantité dans les basses couches que dans les couches supérieures et (ii) une plus grande quantité dans la bande intertropicale (entre 2 et 3%) qu'aux latitudes plus hautes (entre 1 et 2%) (Oort, 1983).

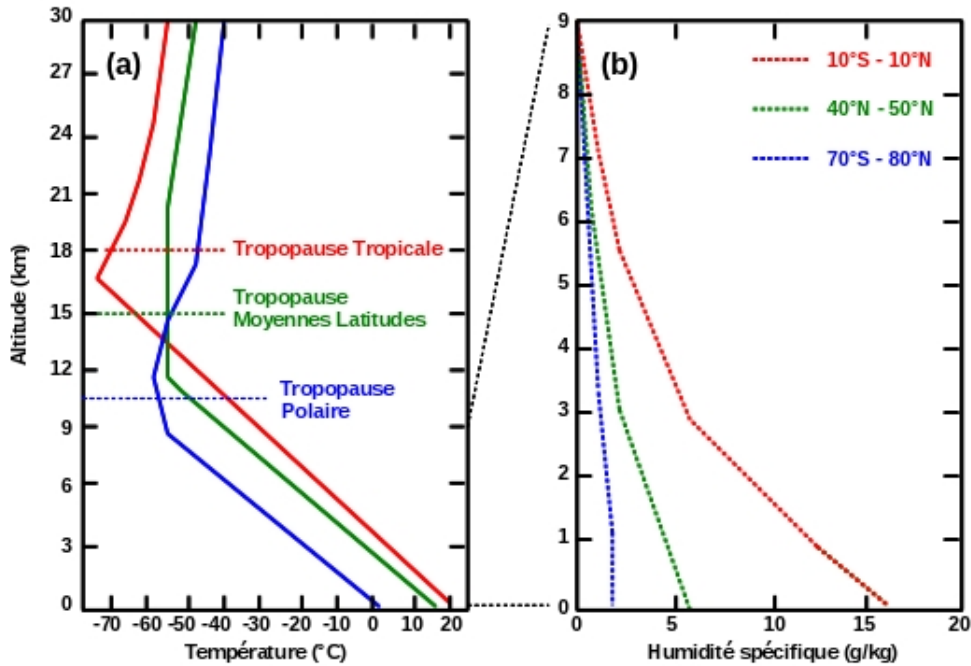


FIGURE 1.8 – (a) Profils de températures atmosphériques standard dans les tropiques (rouge), les moyennes latitudes (vert), aux pôles (bleu) - (b) Moyennes annuelles des profils de contenu en vapeur d'eau (humidité spécifique en g/kg) associés. Données issues de Oort (1983). Figure traduite et modifiée de Laing and Evans (2011).

Depuis une vingtaine d'années, le paradigme d'advection-condensation est utilisé pour expliquer la distribution de la vapeur d'eau dans la troposphère libre Pierrehumbert et al. (2007). Ce paradigme repose sur l'idée que lorsque une parcelle d'air saturé en humidité refroidit suffisamment, le niveau de saturation diminue et l'eau en excès est évacué par condensation. En conséquence, tant que la parcelle reste à la même température ou se réchauffe, le rapport de mélange en vapeur d'eau reste le même, jusqu'à ce que la parcelle soit entraîné dans un système convectif ou qu'elle subisse un processus de mélange. Ainsi, l'humidité d'une parcelle d'air sera égale à la valeur la plus faible de saturation connu depuis son départ de la couche limite. De cette façon, il est donc possible de retracer l'origine des parcelles d'air en considérant les champs de température et de vent.

1.3.2 Transport de la vapeur d'eau par la convection

Les travaux de Kuo (1965) et Kuo (1974) ont permis de mettre en évidence la redistribution de la vapeur d'eau à travers des flux de grande échelle par le biais de la convection humide. Dans leur représentation, l'humidité transporté par les flux de grande échelle est le produit de la "dissolution" des nuages convectifs qui sature l'air ambiant et qui est ensuite transporté le long de la tropopause. Toutefois, jusqu'au début des années 90, les différentes représentations souffraient d'un manque d'observations de la moyenne et haute troposphère. Le développement des outils satellites de nouvelle génération et les données "vapeur d'eau" associées ont permis de mieux appréhender les relations entre la convection tropicale et répartition de l'humidité dans l'environnement (Rind et al., 1991).

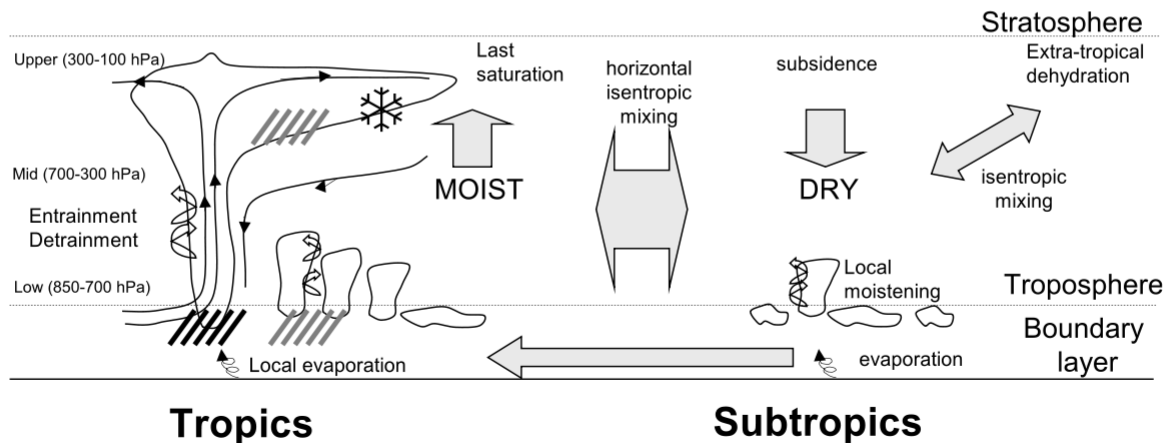


FIGURE 1.9 – Schéma de la circulation méridienne et des mécanismes de contrôle de la distribution de l'humidité dans les régions tropicales et subtropicales. Figure de [Sherwood et al. \(2010\)](#).

La figure 1.9, issue de [Sherwood et al. \(2010\)](#), présente l'état des connaissances en terme de processus régissant la distribution de l'humidité dans la troposphère.

À grande échelle, on peut observer la circulation de l'humidité par le transport méridien : l'humidification des basses couches entraîne la formation de *cumulus congestus* qui humidifie la moyenne troposphère. Les *cumulonimbus* se forment dans les ascendances le long de la ZCIT et génèrent des précipitations et une humidification de la troposphère par le bas. Le détrainement d'air humide via la divergence et l'évaporation des hydrométéores transportés contribuent à humidifier la haute troposphère. L'air se dirige vers les latitudes sub-tropicales via la divergence de haute atmosphère de la circulation de Hadley, où l'air soumis à des hautes pressions redescend en asséchant la colonne d'air afin de rejoindre la circulation des alizés pour se charger en humidité et rejoindre à nouveau la ZCIT. Des processus de mélanges horizontaux isentrope (sans échange d'énergie) contribuent également à transporter l'humidité dans la troposphère.

À méso-échelle voire à échelle locale, les nuages de faible altitude contribuent à l'humidification des basses couches. Les tours convectives contribuent également via des processus d'entraînement-détrainement à humidifier ou assécher la moyenne troposphère selon les circonstances. Il apparaît ainsi clairement que la distribution de l'humidité troposphérique est la résultante d'une multitude de processus complexes, dont tous ne sont pas bien compris.

Ce schéma permet de mettre en évidence qu'il existe une interdépendance entre la convection et la distribution de l'humidité dans la troposphère libre : l'humidification de l'environnement est une condition nécessaire au développement la convection qui en retour modifie le champs d'humidité ([Zelinka and Hartmann, 2009](#)).

1.3.3 Vapeur d'eau et changements climatiques

Précédemment, il a été mis en évidence que (1) la vapeur d'eau est un gaz à effet de serre, (2) la quantité de vapeur d'eau libre dans la troposphère est fonction de la température (3) la vapeur d'eau est le moteur de la convection tropicale qui interagit avec le champs d'humidité à

plusieurs échelles spatio-temporelles.

Contrairement aux autres gaz à effet de serre, la vapeur d'eau ne s'accumule pas dans la troposphère, mais au delà d'un certain seuil se condense et précipite, avec un temps caractéristique de résidence dans la troposphère estimé entre 8 à 10 jours. Pour cette raison, la vapeur d'eau troposphérique n'est pas considérée comme un forçage du changement climatique. Toutefois, [Dessler and Sherwood \(2009\)](#) ont mis en évidence que la vapeur d'eau contribuait au réchauffement climatique par rétroaction positive. En effet, la quantité de vapeur d'eau libre dans la troposphère dépend de la température et l'augmentation des concentrations des gaz tels que le CO_2 et le CH_4 conduit à une amplification de l'effet de serre, et donc une élévation des températures. Or, dans une atmosphère plus chaude, il peut y avoir plus de vapeur d'eau. L'élévation des températures conduit donc à une augmentation des concentrations en vapeur d'eau atmosphérique. Puisque la vapeur d'eau absorbe le rayonnement infrarouge, on a alors un renforcement de l'effet de serre, qui conduit à une augmentation supplémentaire des températures.

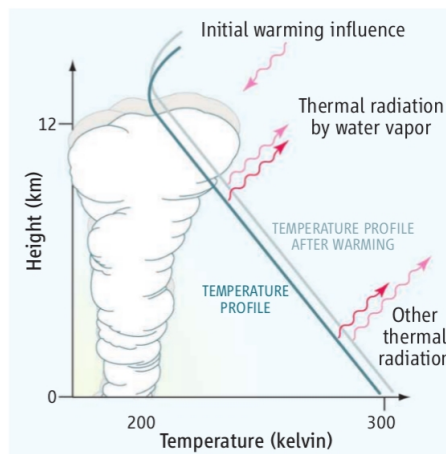


FIGURE 1.10 – Représentation schématique de la rétroaction de la vapeur d'eau. Puisque l'émission thermique vers l'espace par la vapeur d'eau n'augmente pas, d'avantage de réchauffement est nécessaire pour équilibrer l'apport d'énergie. Figure issue de [Dessler and Sherwood \(2009\)](#).

La figure 1.10 schématise la rétroaction de la vapeur d'eau et met en évidence l'interaction avec la convection. Les observations mettent en évidence que la concentration en vapeur d'eau a augmenté 3.5 % de puis les années 1970 ([IPCC, 2013](#)). [Held and Shell \(2012\)](#) ont calculé que la rétroaction de la vapeur d'eau, exprimé en taux d'énergie par unité de surface et par unité de température est de $1,98 \pm 0.21 W.m^{-2}.K^{-1}$.

1.3.4 Relation convection-vapeur d'eau

Une des conditions pour que la convection humide puisse se développer est une humidification importante des basses couches. Il a été mis en évidence qu'il existait une forte corrélation entre l'humidification de la moyenne troposphère et le développement de la convection profonde ([Johnson and Lin, 1997](#)). Les travaux de [Sherwood \(1999\)](#) ont permis de mettre en évidence

que l'humidité au-dessus de la couche limite était un meilleur prédicteur que l'Énergie Potentielle de Convection Disponible (EPCD), traditionnellement utilisée, pour prédire la convection au-dessus des océans tropicaux. [Raymond and Torres \(1998\)](#) ont montré que le développement des *cumulus congestus* permettait de pré-humidifier la troposphère libre favorisant ainsi le développement des cumulonimbus.

Toutefois, les incertitudes quand aux processus qui lient la distribution de la vapeur d'eau et la convection sont encore grandes. Lors du "Climate Symposium 2014", l'organisation européenne pour l'exploitation des satellites météorologiques (EUMETSAT) et le programme mondial de recherche sur le climat (WCRP), ont pointé du doigt la nécessité de diminuer les incertitudes liées aux rôles de la vapeur d'eau, de la circulation atmosphérique et de leur couplage. Afin de mieux comprendre les changements dans la circulation et les processus qui contrôlent la sensibilité climatique, il y a nécessité de développer les observations spatiales qui permettent l'étude commune de la vapeur d'eau, de la formation et la dissipation des nuages, des processus convectifs et de leur impact sur l'environnement proche ([Asrar et al., 2015](#)). En effet, dans la perspective d'une atmosphère plus chaude et plus humide et sachant la forte dépendance des processus régionaux sur la circulation de grande échelle, il est aussi important de mieux comprendre comment les nuages et la convection modifient le champs d'humidité. Pour répondre à ces questions, il est important de faire converger l'étude à l'échelle des systèmes (échelle locale) et l'étude des processus de grande échelle. C'est dans ce cadre d'amélioration de la compréhension des relations entre la convection et l'environnement humide des systèmes que s'inscrit cette thèse.

1.4 Structuration de la thèse

Le chapitre 2 présente les objectifs et les données de la mission Megha-Tropiques. En effet, les travaux réalisés au cours de cette thèse s'appuient en très grande partie sur les données de Megha-Tropiques, satellite franco-indien lancé en octobre 2011, qui grâce à ses trois radiomètres fournit des données co-localisées d'humidité relative, de précipitations et de bilan radiatif. En cela, Megha-Tropiques est un pionnier dans la démarche actuelle de missions spatiales multi-capteurs.

Le chapitre 3 s'intéresse à l'impact de la convection sur l'humidité de l'environnement à l'échelle d'un système. Le chapitre consiste en la réalisation d'un bilan d'humidité d'un cyclone d'intensité extrême au cours de son cycle de vie. Cette étude est motivée par la mise en évidence que l'augmentation des températures à la fois de l'air et de la surface de l'océan tendrait à augmenter l'intensité des cyclones extrêmes dans le futur ([Emanuel, 2005](#); [Webster et al., 2005](#); [Elsner et al., 2008](#); [Knutson et al., 2010](#)). Cette étude s'inscrit à l'interface entre l'échelle locale et l'échelle synoptique sur une période de temps courte (12 jours), l'approche est lagrangienne et la méthodologie repose sur le développement d'un modèle diagnostique physique.

Le chapitre 4 s'intéresse à l'impact de la convection sur l'humidité de l'environnement à grande échelle. Il consiste en l'étude de l'impact des nuages sur la distribution de l'humidité de la haute troposphère dans deux régions (l'océan Indien et l'Afrique de l'ouest) au cours de deux processus convectifs d'échelles synoptiques (l'oscillation de Madden-Julian et la mousson d'Afrique de l'ouest). Cette étude s'inscrit à l'échelle synoptique sur une période de temps longue (2011-2015). L'approche est eulérienne et repose principalement sur une analyse statistique de corrélations entre la distribution de l'humidité et des occurrences de classes nuageuses.

Chapitre 2

Megha-Tropiques : mission, objectifs et données

Ce chapitre présente le satellite Megha-Tropiques (Fig. 2.1) ainsi que les données issues de la mission, utilisées dans cette thèse. Le chapitre se décompose en quatre parties. La première partie s'attache à décrire le principe de la mesure spatiale par radiomètre micro-onde, le fonctionnement des radiomètres imageurs et sondeurs. Elle s'appuie principalement sur les travaux de [Ulaby et al. \(1981\)](#) et [Abba \(1990\)](#). La seconde partie décrit les objectifs scientifiques de Megha-Tropiques ainsi que les caractéristiques techniques et la charge instrumentale du satellite. Elle s'appuie principalement sur [Desbois et al. \(2007\)](#). La troisième partie présente l'instrument SAPHIR et les méthodes servant à estimer l'humidité relative. Elle s'appuie principalement sur les travaux de [Brogniez \(2004\)](#), [Brogniez et al. \(2013\)](#) et [Sivira \(2013\)](#). La quatrième et dernière partie présente l'instrument MADRAS et la méthode utilisée pour estimer les précipitations. Elle s'appuie sur les travaux de [Viltard et al. \(2006\)](#) et [Kirstetter et al. \(2013\)](#).



FIGURE 2.1 – Vue d'artiste de Megha-Tropiques. Crédits photo : CNES.

2.1 La mesure spatiale du cycle de l'eau atmosphérique

Les interactions entre la convection tropicale et l'environnement nécessitent une meilleure compréhension. Il est nécessaire de mieux décrire les cycles de l'eau et de l'énergie dans l'atmosphère tropicale et l'évolution des systèmes associés (mousson, cyclones,...) aux échelles spatio-temporelles appropriées (de la bande intertropicale jusqu'aux systèmes convectifs; de la cellule qui dure moins d'une heure aux ondes saisonnières). Pour cela, les satellites sont particulièrement bien adaptés pour étudier la météorologie tropicale puisque la majeure partie de la surface y est océanique et que les zones continentales y sont souvent très pauvres en réseaux de mesure météorologiques (Desbois et al., 2007). Aussi, depuis la fin des années 1970, l'étude de la météorologie et du climat a connu une évolution significative avec le développement de l'outil satellite. Depuis 1987, plusieurs radiomètres micro-ondes dédiés à l'étude du cycle de l'eau dans l'atmosphère furent embarqués sur des satellites météorologiques. En effet, l'utilisation de la radiométrie micro-onde (encore appelée hyperfréquence) permet d'estimer des grandeurs telles que la vapeur d'eau, le contenu en eau des nuages ou les précipitations.

2.1.1 Principe de la mesure par radiométrie micro-onde

L'atmosphère terrestre est quasiment transparente dans la partie radio du spectre électromagnétique (10 mm - 20 m) et l'opacité est inférieure à environ 10% dans le domaine visible (0,4 - 1 μm) et à environ 20% autour de 10 μm . Les bandes spectrales pour lesquelles l'atmosphère est quasi transparente sont appelées fenêtres. Dans le domaine des micro-ondes, l'atmosphère est quasi transparente pour les fréquences inférieures à 20 GHz. Sur la Figure 2.2 (Ulaby et al., 1981), qui présente le pourcentage de transmission dans le domaine des micro-ondes, on peut observer vers 22 GHz une raie d'absorption peu intense de la vapeur d'eau et une forte à 183 GHz. Les régions spectrales entre ces raies constituent des fenêtres pour lesquelles l'atmosphère est de moins en moins transparente à mesure que la fréquence augmente. Les raies à 58 et 120 GHz sont les raies d'absorption de l'oxygène.

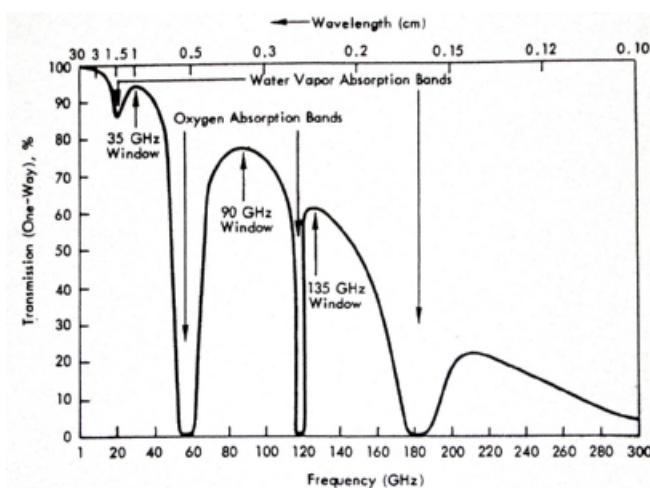


FIGURE 2.2 – Pourcentages de transmission de l'atmosphère terrestre pour les hyperfréquences en conditions ciel clair. Les principales raies d'absorption à 22 (H_2O), 58 (O_2), 120 (O_2) et 183 (H_2O) GHz sont indiquées. Figure issue de Ulaby et al. (1981) et Abba (1990)

Les radiomètres sont des capteurs passifs (contrairement aux radars, ils n'émettent pas d'onde) mesurant l'intensité du champ électro-magnétique émis naturellement par un milieu observé dans des domaines spectraux bien définis. Le radiomètre délivre une tension qui est ensuite converti en température de brillance (T_B ; qui correspond à la température équivalente d'un corps noir émettant la même énergie dans la bande de fréquence considérée). Pour cela il faut extraire du bruit mesuré, la tension attribuable au bruit thermique lié au capteur lui-même et celle attribuable à la scène observée. Ainsi, entre chaque mesures de scènes, l'énergie électromagnétique du fond cosmique (dont la température connue est de 2,7 K) et celle d'un corps noir physique inclus dans le radiomètre (dont la température est contrôlée autour de 310K) sont mesurés. Par régression linéaire entre la source froide et la source chaude, on peut connaître l'énergie imputable uniquement à la scène et la convertir en température de brillance (Ulaby et al., 1981). Les données géophysiques corrélées aux différentes fréquences (vapeur d'eau, contenu en eau, précipitations,...) pourront alors être déduites des T_B selon des algorithmes spécifiques.

Les radiomètres peuvent être regroupés en 2 grandes catégories, d'une part ceux dont les canaux sont sensibles aux bandes de fréquences situées dans les fenêtres, ce sont les radiomètres imageurs (dédiés à l'étude des contenu en eau des nuages et des précipitations) et d'autres part ceux dont les canaux sondent au voisinage des différentes raies d'absorption (H_2O , O_2 ,...), ce sont les radiomètres sondeurs.

2.1.2 Radiomètres imageurs

Comme mentionné dans la section précédente, il existe des "fenêtres atmosphériques" entre les raies d'absorptions de la vapeur d'eau (22 GHz et 183 GHz). En radiométrie passive pour l'estimation des précipitations, les fréquences des canaux des radiomètres sont choisies dans ces fenêtres. Le principe de la mesure repose sur l'interaction du rayonnement avec les nuages et les précipitations (pluie et glace) qui se présente sous trois processus : émission, absorption et diffusion. L'intensité de ces phénomènes est non seulement proportionnelle au contenu total en eau sur le trajet de l'onde mais aussi aux propriétés micro-physiques des hydrométéores (diamètre et densité). Le diamètres des gouttelettes dans les nuages est de l'ordre de 1 à 100 μm , celui des gouttes d'eau et des cristaux de glace précipitants est de l'ordre de 100 μm à 8 cm. La diffusion est donc négligeable pour les gouttelettes de nuages et prépondérante pour les grosses gouttes (Chambon, 2011). Aussi, certains canaux seront plus sensibles à certaines phases de l'eau (par exemple, 89 GHz permet de bien repérer la glace précipitante dans les tours convectives alors que 157 GHz est sensible aux nuages glacés hauts).

Depuis 1987, de nombreux radiomètres imageurs micro-ondes passifs ont été mis en orbite pour étudier les précipitations. Le tableau A liste les principaux dans l'ordre chronologique jusqu'à nos jours. Avant 2011 et le lancement de Megha-Tropiques, la plupart suivent des orbites Héliosynchrones et par conséquent possèdent une faible répétitivité des mesures au niveau des tropiques. Aussi, l'orbite inclinée de 35° par rapport à l'équateur de TMI (TRMM Microwave Imager) à bord du satellite TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) permis une avancée majeure dans l'étude des précipitations tropicales, non seulement grâce à son orbite mais aussi par l'apport des données du Radar de TRMM permettant de comparer les données des deux instruments sur des mêmes scènes.

	Orbite	Fréquences (GHz)	Résolution (km)	Plate-forme	Période
SSM/I	Polaire	19/22/37/85	60 à 15	DMSP	1987-2009
TMI	Inclinaison 35°	10/19/21/37/85	50 à 6	TRMM	1997-2015
AMSR	Polaire	6,7/10,7/18,7/23,8/ 36,5/50,3/52,8/89	70 à 3	ADEOS-II	2002-2003
AMSR-E	Héliosynchrone	6,9/10,7/18,7/ 23,8/36,5/89	75 à 4	EOS Aqua	2002-2011
SSM/I/S	Héliosynchrone	19/22/37/50/ 59/91/150/183	60 à 15	DMSP	2003-...
MADRAS	Inclinaison 20°	19/23/37/89/157	50 à 7	Megha-Tropiques	2011-2013
AMSR-2	Héliosynchrone	6,9/7,3/10,7/18,7/ 23,8/36,5/89	62 à 3	GCOM-W1	2012-...
GMI	Inclinaison 65°	10,7/18,7/23,8/36,5/ 89/ 165,5/138,3	32 à 4	GPM	2014-...

TABLE 2.1 – Principaux radiomètres imageurs micro-ondes passifs utilisés dans l'étude des contenus en eau et des précipitations. La signification des sigles des radiomètres et des plate-formes sont données en Annexe A. Tableau modifié et actualisé de [Desbois et al. \(2007\)](#).

2.1.3 Radiomètres sondeurs micro-ondes

Les sondeurs observent l'atmosphère à des fréquences où celle-ci est quasiment opaque, c'est-à-dire près d'une raie d'absorption. Une observation réalisée à une fréquence proche du centre d'une raie d'absorption sera principalement dominée par l'énergie (i.e les photons) provenant de la haute troposphère, tandis que sur les ailes de la raie l'émission de rayonnement provient essentiellement des basses couches de l'atmosphère, d'où l'appellation "sondeur" ([Abba, 1990](#)). Dans le cas de la vapeur d'eau, les raies d'absorption sont autour de 22 et 183 GHz. Aussi, avec suffisamment de canaux situés de part et d'autre d'une raie d'absorption, il est possible en théorie d'obtenir de l'information sur le profil de vapeur d'eau. En effet, [Shaerer and Wilheit \(1979\)](#) ont mis en évidence qu'il était possible en théorie d'estimer un profil d'humidité relative dans la troposphère, à partir des T_B d'un radiomètre sondeur micro-onde passif dont les canaux seraient sur des fréquences proche de la raie d'absorption à 183.31 GHz. Cette théorie a ensuite été confirmée par la campagne de mesure CCOPE (Cooperative Convective Precipitation Experiment; [Wang et al. \(1983\)](#)) à l'instrument AMMS (Advanced Microwave Moisture Sounder) qui possédait trois canaux autour de la raie à 183.31 GHz (+/- 2,25/5.0/8.75 GHz). Cette expérience a permis ensuite de développer les différents radiomètres sondeurs décrits dans le tableau 2.2.

La figure 2.3 présente les fonctions de poids des cinq canaux d'AMSU-B (Advanced Microwave Sounding Unit-B). Ces fonctions permettent de visualiser de quelle couche de l'atmosphère provient principalement le signal reçu par le capteur. On observe alors que le signal reçu par le canal 3 (C3; 183,31 +/- 1 GHz) provient majoritairement de l'altitude 7-9 km, celui reçu par le canal 4 (C4; 183,31 +/- 3 GHz) majoritairement de l'altitude 4-6 km et celui reçu par le canal 5 (C5 183,31 +/- 7 GHz) majoritairement de l'altitude 2-3 km (Fig. 2.3). Toutefois, il existe un recouvrement des canaux, une partie du signal est commun et les "couches" atmosphériques ne sont pas délimitées de façon nette. La Figure 2.3 permet également de mettre en évidence que contrairement aux canaux 1 (C1; 89 GHz) et 2 (C2; 150GHz), les canaux centrés sur la raie d'absorption de la vapeur d'eau ne sont pas sensibles aux nuages d'eau liquide, le signal

n'est pas modifié. Cependant, en présence de nuages glacés (convectifs), la diffusion engendrée par les cristaux de glace peut perturber la mesure. Il est possible ainsi de détecter la présence de nuages épais à partir d'une méthode proposée par [Hong et al. \(2005\)](#) : en conditions de ciel clair, plus on sonde profondément dans la troposphère, plus les T_B mesurées autour de la raie à 183,31 GHz se réchauffent. Lorsqu'un canal sondant une couche plus basse mesure des T_B plus froides que celles mesurées par le canal sondant plus haut, on observe une inversion des T_B . Cette inversion est la signature de la diffusion causée par les cristaux de glace.

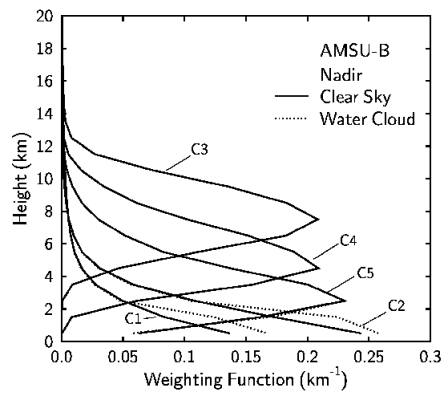


FIGURE 2.3 – Courbes de poids des cinq canaux d’AMSU-B en condition ciel clair (clear sky ; courbes pleines) et en condition nuages d’eau liquide (Water Cloud ; lignes pointillés) : C1 (89 GHz), C2 (150 GHz), C3 (183,31 +/- 1 GHz), C4 (183,31 +/- 3 GHz), C5 (183,31 +/- 7 GHz).

Depuis la fin des années 1970, plusieurs radiomètres sondeurs micro-ondes passifs ont été mis en orbite pour étudier la distribution et la dynamique de la vapeur d’eau dans l’atmosphère. Le Tableau 2.2 regroupe les principaux radiomètres sondeurs micro-ondes passifs mis en orbites dans l’ordre chronologique jusqu’à nos jours. Tout comme les radiomètres imageurs, avant 2011 et le lancement de Megha-Tropiques, ils étaient presque tous héliosynchrone et par conséquent possédaient une faible répétitivité des mesures au niveau des tropiques.

	Orbite	Fréquences (GHz)	Résolution (km)	Plate-forme	Période
MSU	Héliosynchrone	50-60 (4 canaux)	250	TIROS-N ; NOAA	1978-2005
AMSU-A	Héliosynchrone	23,8/31,4/50,3/52,8/53,6 54,4/54,9/55,5/57,3/89,0	40	NOAA ; Aqua ; Metop	1998-...
AMSU-B	Héliosynchrone	89,0/150,0/ 183,31 (+/- 3 canaux)	16	NOAA	1998-...
MHS	Héliosynchrone	89,0/157,0/190,31 183,31 (+/- 2 canaux)	16	NOAA ; Metop	2003-...
SAPHIR	Inclinaison 20°	183,31 (+/- 6 canaux)	10	Megha-Tropiques	2011-...
ATMS	Héliosynchrone	23,8/31,4/50,3-57,3/ 87,0-91,9/ 164-167/ 183,31 (+/- 5 canaux)	70 à 15	NPP ; JPSS	2011-...

TABLE 2.2 – Principaux radiomètres sondeurs micro-ondes passifs. La signification des sigles des radiomètres et des plate-formes sont données en Annexe A. Tableau modifié et actualisé de [Desbois et al. \(2007\)](#).

2.2 La mission Megha-Tropiques

2.2.1 Objectifs scientifiques

Dans la section précédente, il a été évoqué qu'avant 2011 et le lancement de Megha-Tropiques, les différents outils de mesure satellitaires du cycle de l'eau, de par leurs orbites possédaient une faible répétitivité au-dessus de la ceinture tropicale. Il était nécessaire d'obtenir des observations avec une meilleure répétitivité. C'est dans cette optique que le satellite Megha-Tropiques (MT) fut lancé le 12 octobre 2011. MT est issu d'une coopération franco-indienne entre l'ISRO (Indian Space Research Organisation ; Organisation indienne pour la recherche spatiale) et le CNES (Centre National d'Etudes Spatiales). L'ensemble des objectifs et des caractéristiques de la mission sont décrit par [Desbois et al. \(2007\)](#) : (1) Évaluer le bilan énergétique de l'atmosphère (rayonnement et chaleur latente) de l'échelle de la zone intertropicale à l'échelle des systèmes convectifs de méso-échelle, en passant par l'échelle régionale ; (2) Étudier en particulier le cycle de vie des systèmes convectifs tropicaux ; (3) Documenter et étudier les relations de rétroactions entre convection (nuages et précipitations), vapeur d'eau et rayonnement. L'ensemble de ces objectifs étant atteignables grâce à deux éléments, l'orbite tropicale de la plateforme et ses différents radiomètres.

2.2.2 Caractéristiques techniques et charge instrumentale

L'originalité de MT repose sur son orbite inclinée à 20° sur l'équateur. La Figure 2.4 permet de visualiser le nombre de passages moyens des instruments à bord de MT. Ainsi, sur une journée, selon l'instrument et pour une zone considérée, il est possible d'obtenir entre 1 à 6 mesures de la troposphère tropicale (entre 30°S et 30°N). Les zones de plus forte répétitivité se situent entre 10° et 15° de part et d'autre de l'équateur avec en moyenne 4 à 6 mesures par jour. La zone équatoriale (5°N - 5°S) est également bien couverte avec 3 à 5 mesures par jour. L'autre originalité de MT est l'association sur une même plateforme de trois radiomètres permettant de mesurer simultanément trois composantes corrélées du système climatique :

- **Les flux radiatifs** mesurés grâce au radiomètre large-bande ScaRaB (Scanner for Radiation Budget). ScaRaB mesure les ondes courtes sortantes et les ondes longues. Le radiomètre possède deux canaux, un premier mesurant le flux total (longueurs d'onde de l'ordre de $0,2$ à $200 \mu\text{m}$) et un second canal mesurant le flux aux ondes courtes (longueurs d'onde de l'ordre de $0,2$ à $4 \mu\text{m}$). Le flux aux ondes longues est calculé en faisant la différence des deux canaux ([Viollier and Raberanto, 2010](#)). Les caractéristiques du radiomètre, et les données associées ne seront pas décrites davantage ici, n'ayant pas été utilisées dans le cadre de cette thèse.

- **L'humidité troposphérique** estimée grâce au radiomètre sondeur micro-onde SAPHIR (Sondeur Atmosphérique du Profil d'Humidité Intertropicale par Radiométrie). SAPHIR est un radiomètre comparable aux modèles AMSU (décrit en section 2.1.3), toutefois il se démarque par ses six canaux sondant dans la raie d'absorption de la vapeur d'eau à $183,31\text{GHz}$. Les caractéristiques de SAPHIR et des observations associées sont décrites en section 2.3.

- **Les précipitations** estimées grâce au radiomètre imageur micro-onde MADRAS (Microwave Analysis and Detection of Rain and Atmospheric Structures). MADRAS est un radiomètre comparable à TMI (mentionné en section 2.1.2), toutefois, l'originalité de MADRAS repose sur

l'ajout d'un canal à 157 GHz permettent de détecter la glace au sommet des nuage. Les caractéristiques de MADRAS et des données associées sont décrites en section 2.4.

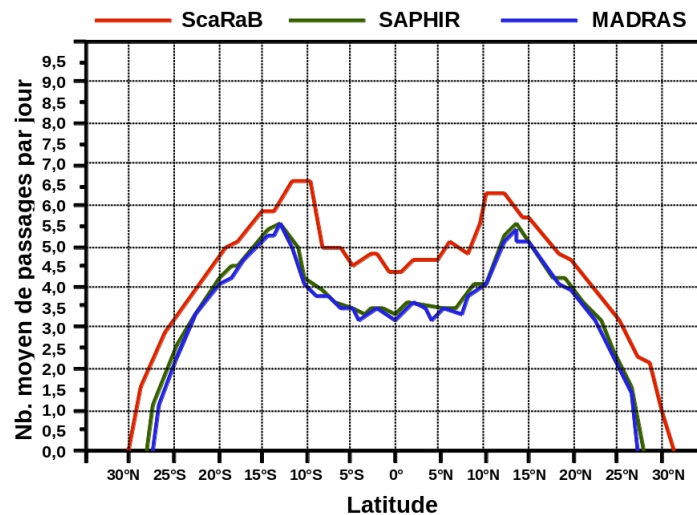


FIGURE 2.4 – Statistiques zonales des passages de Megha-Tropiques pour les trois instruments à bord selon la latitude. Figure modifiée de Capderou (2009).

2.3 Estimation de l'humidité relative

2.3.1 L'instrument SAPHIR

L'instrument SAPHIR mesure des T_B dans six canaux autour de la raie d'absorption de la vapeur d'eau à 183,31GHz ($\pm 0,2/1,1/2,8/4,2/6,8/11$ GHz), ce qui fait de SAPHIR le radiomètre ayant la meilleure résolution verticale de la troposphère à cette fréquence (Brogniez et al., 2013). La Figure 2.5 A présente la localisation des six canaux de SAPHIR de part et d'autre de la raie d'absorption, on observe que les six canaux sont symétriques par rapport au centre de la raie. La Figure 2.5 B présente les courbes de poids (en %) pour les six canaux de SAPHIR. Il est possible de comparer les fonctions de poids de SAPHIR avec celles de l'instrument AMSU-B figurant sur la figure 2.3. Aussi le canal 2 de SAPHIR (183,3 \pm 1.1 GHz) qui sonde majoritairement entre 7 et 9 km est comparable au canal 3 d'AMSU-B, le canal 3 de SAPHIR (183,3 \pm 2.8 GHz) qui sonde majoritairement entre 4 et 6 km est comparable au canal 4 d'AMSU-B et le canal 5 de SAPHIR (183,3 \pm 6.8 GHz) qui sonde majoritairement entre 2 et 3 km est comparable au canal 5 d'AMSU-B. L'originalité de SAPHIR est l'ajout de canaux venant compléter ces canaux "historiques", à $\pm 0,2$ GHz (CH1) qui sonde majoritairement entre 8 et 10 km, $\pm 4,2$ GHz (CH4) qui sonde majoritairement entre 5 et 7 km et ± 11 GHz (CH6) qui sonde majoritairement entre 1 et 3 km.

Plus l'atmosphère est chargée en vapeur d'eau, moins le signal en provenance de la basse troposphère arrive jusqu'au capteur de SAPHIR. Ainsi dans une atmosphère "sèche", le sondeur "voit" plus bas dans la troposphère. Au contraire, dans une atmosphère "humide", le sondeur "voit" plus haut dans la troposphère. Ce lien entre contenu en vapeur d'eau et provenance de la mesure est illustré par la figure 2.6 qui présente les jacobiens d'humidité relative (en K/%)

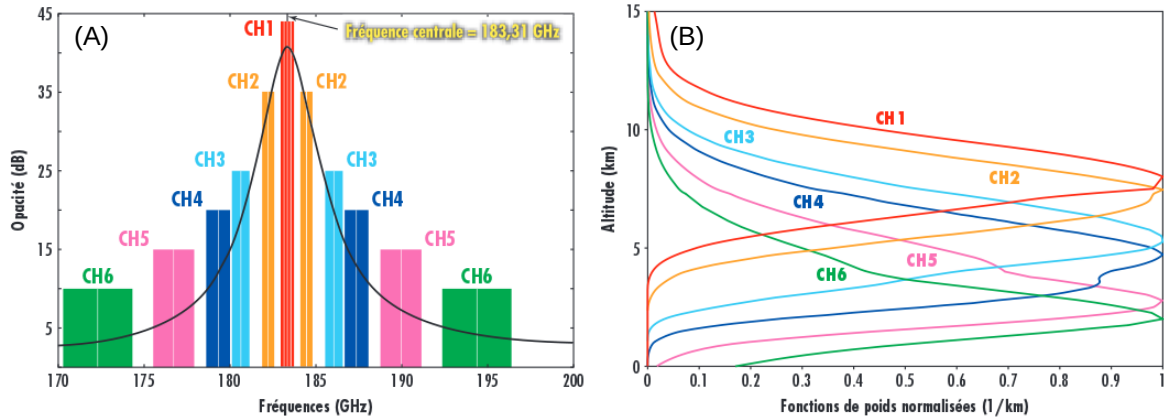


FIGURE 2.5 – (A) Positionnement des six canaux de Saphir par rapport à la raie d’absorption de la vapeur d’eau à 183,31 GHz. (B) Exemples de fonctions de poids des six canaux de Saphir, pour une atmosphère tropicale. Le canal central a un pic dans la haute troposphère, alors que les canaux latéraux atteignent la surface. CH1 (+/- 0,2 GHz), CH2 (+/- 1,1 GHz), CH3 (+/- 2,8 GHz), CH4 (+/- 4,2 GHz), CH5 (+/- 6,8 GHz), CH6 (+/- 11 GHz). Figure issue de [Desbois et al. \(2007\)](#).

pour les six canaux de SAPHIR selon que l’atmosphère soit sèche (Fig. 2.6 gauche) ou humide (Fig. 2.6 droite). Des Jacobiens d’humidité relative représentent la sensibilité de la T_B mesurée (en K; au sommet de l’atmosphère) à la variable ”Humidité Relative” (RH; en %) autour de l’état initial pour chaque altitude [Brogniez \(2004\)](#). Indépendamment de l’humidité de la troposphère, la hauteur relative des canaux les uns par rapport aux autres reste la même, toutefois, on observe que les jacobiens sont plus hauts dans une atmosphère humide et plus basses dans une atmosphère sèche. Toutes ces remarques s’appliquent pour les atmosphères ne contenant pas d’hydrométéores glacés ou précipitants qui diffusent le rayonnement électromagnétique (cf. [Hong et al. \(2005\)](#) dans la section 2.1.3).

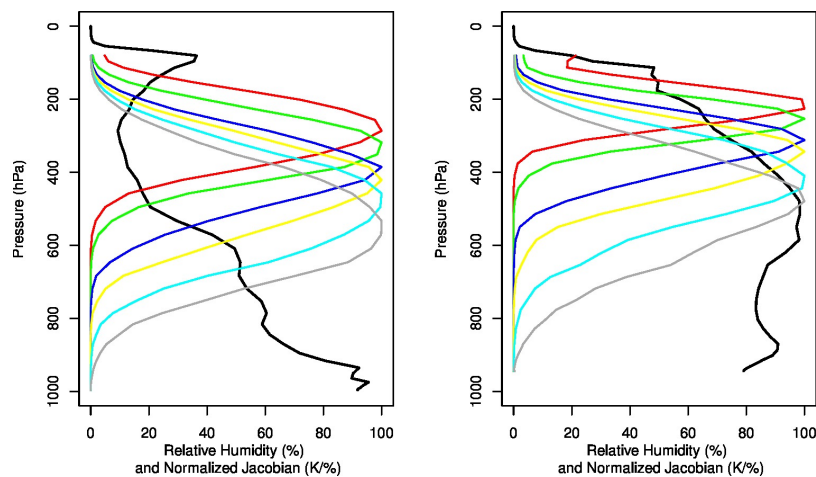


FIGURE 2.6 – Jacobiens d’humidité relative normalisés pour les six canaux de SAPHIR (courbes en couleur) et profils d’humidité relative associées (courbes noires) dans une atmosphère sèche (à gauche) et humide (à droite). Canal 1 (rouge; 183,31+/-0,2 GHz) > Canal 2 (vert; 183,31+/-1,1 GHz) > Canal 3 (bleu; 183,31+/-2,8 GHz) > Canal 4 (jaune; 183,31+/-4,2 GHz) > Canal 5 (cyan; 183,31+/-6,8 GHz) > Canal 6 (gris; 183,31+/-11 GHz). Figure issue de .

2.3.2 UTH - Humidité de la haute troposphère

Plusieurs études ont montré qu'il était possible de restituer une valeur moyenne pondérée d'humidité relative dans la haute troposphère (UTH; Upper Tropospheric Humidity) à partir des T_B du canal vapeur d'eau $6.3 \mu\text{m}$ sur les satellites METEOSAT (Schmetz and Turpeinen (1988), Soden and Bretherton (1993), Soden and Lanzante (1996)). Ces méthodes d'estimation consistent en la création d'une base de données liant une T_B d'un canal considéré à une valeur d'UTH. Cette table de référence est construite à partir de données de profils de températures et d'humidité spécifique q (provenant le plus souvent de radiosondages co-localisées avec les données satellites) ainsi que de l'utilisation d'un modèle de transfert radiatif. La relation linéaire qui relie les T_B à l'UTH est la suivante :

$$\ln \left(\frac{UTH}{\cos \theta} \right) = a T_B + b \quad (2.1)$$

où θ est l'angle zénithal de l'instrument (Soden and Lanzante, 1996). La méthode d'estimation repose donc sur la détermination des coefficients a et b de l'équation 2.1 grâce à la détermination de la régression linéaire liant les UTH mesurées et les T_B associées. Cette méthode a été utilisée pour la raie d'absorption de la vapeur d'eau à 183,31 GHz par Spencer and Braswell (1997), Buehler et al. (2005) et Brogniez and Pierrehumbert (2006). Il est à noter que l'UTH n'est pas restituée en présence de nuages convectifs glacés puisque dans ce cas les T_B sont affectées par la diffusion comme explicité dans la section 2.1.3.

Les caractéristiques de SAPHIR permettent d'estimer trois différentes valeurs d'UTH à partir des trois premiers canaux en couvrant une épaisseur comprise entre 100 et 700hPa (comme décrit dans Brogniez et al. (2015)). En effet, les hypothèses posées qui permettent de relier les T_B aux grandeurs géophysiques associées sont valables uniquement dans la haute troposphère, où l'émissivité de la surface est négligeable (Soden and Bretherton (1993); Brogniez (2004)). Brogniez et al. (2015) définit l'UTH comme une mesure d'RH moyennée verticalement dans une couche de la haute troposphère. L'intégration verticale qu'il faut réaliser passe par l'utilisation d'un opérateur de pondération W qui est proportionnel au rayonnement mesuré par le radiomètre et qui exprime la transmission de la troposphère libre :

$$UTH = \frac{\sum_i RH_i W_i}{\sum_i W_i} \quad (2.2)$$

L'opérateur de pondération W est sélectionné à partir d'études précédentes qui ont déterminé les jacobiens d'humidité relative $j_{RH} = \Delta T_B / \Delta RH$ ($K \cdot \%^{-1}$). UTH1 s'obtient à partir des T_B du canal 1 ($183 \pm 0,2 \text{GHz}$), et couvre la couche 100-500hPa. UTH2 est obtenu à partir des T_B du canal 2 ($183 \pm 1,1 \text{GHz}$) et couvre la couche 200-600hPa. Enfin, UTH3 est obtenu à partir des T_B du canal 3 ($183 \pm 2,8 \text{GHz}$) et couvre la couche 300-750hPa. La figure 2.7 présente les trois relations existant entre les températures de brillance des trois premiers canaux de SAPHIR et les UTH calculés selon l'équation 2.2 (a) et selon l'équation 2.1 (b) à partir des profils d'humidité du Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (ECMWF en anglais pour European Centre for Medium-Range Weather Forecasts).

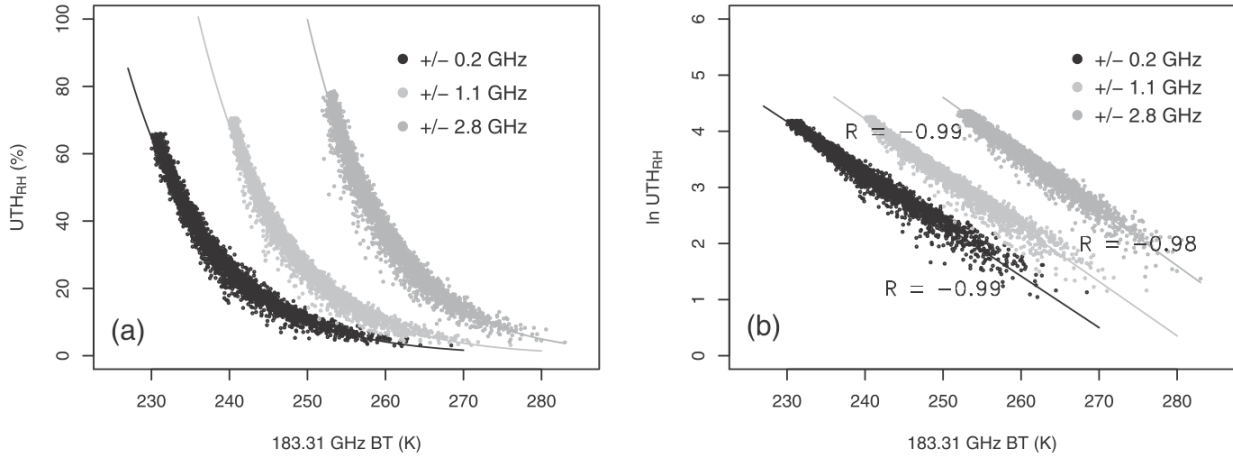


FIGURE 2.7 – Nuages de points des T_B (K) pour les canaux C1 (points noirs), C2 (Points gris clairs) et C3 (points gris foncés) de SAPHIR vs (a) UTH_{RH} (%) définis à partir des profils de RH et pondérés par les J_{RH} de la chaîne correspondante en utilisant l'équation 2.2 et (b) le logarithme népérien de UTH_{RH} . Sur (b), les lignes sont les régressions linéaires modélisés à partir de l'équation 2.1. Les coefficients de corrélation sont indiquées pour chaque régression. Figure issue de Brogniez et al. (2015).

Brogniez et al. (2015) ont comparé les UTHs de SAPHIR à des UTHs de référence calculés à partir de profils d'humidité relatives (RH) issus de deux campagnes de mesure : l'expérience CINDY/DYNAMO/AMIE (Cooperative Indian Ocean Experiment on Intraseasonal Variability/Dynamics of the Madden-Julian Oscillation/Atmospheric Radiation Measurement Program Madden-Julian Oscillation Investigation Experiment, durant l'hiver 2011/2012) et la campagne de validation de Megha-Tropiques. Cette comparaison, présentée sur la Figure 2.8 montre un biais global inférieur à 2% en moyenne et des RMSE (Root-mean-square errors) sur la régression linéaire comprise entre 0,92% (pour UTH1) et 4,71% (pour UTH2).

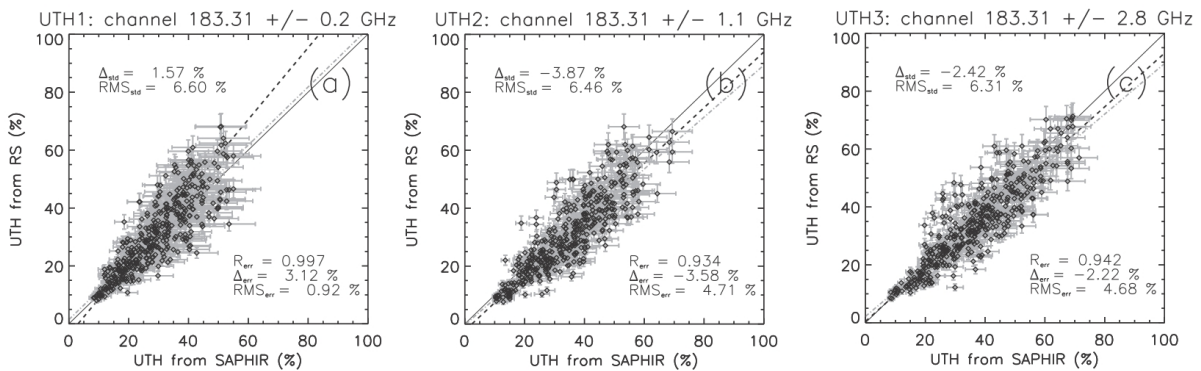


FIGURE 2.8 – Nuages de points des UTHs(%) calculés à partir des TB de SAPHIR vs les UTHs calculés à partir de profils d'humidité relative (RH) issus de radiosondages au-dessus de l'océan Indien et l'Afrique. Les barres d'erreur verticales donnent l'erreur sur la mesure de RH, les horizontales donnent l'erreur sur la conversion des TB de SAPHIR en UTH. Figure de Brogniez et al. (2015).

2.3.3 ARPIA - Profils d'humidité relative

Alors que l'algorithme UTH utilise les trois premiers canaux de SAPHIR pour obtenir des données sur l'humidité relative de la haute troposphère, [Sivira et al. \(2015\)](#) ont développé l'algorithme ARPIA (Atmospheric Relative humidity Profiles Including Analysis of confidence intervals) permettant de restituer un profil d'humidité relative pour six couches de la troposphère ainsi que l'intervalle de confiance (1-sigma) associé pour chaque niveau ([Brogniez et al., 2016](#)). ARPIA est un algorithme purement statistique qui repose sur l'apprentissage de la mise en relation d'une T_B en entrée avec une valeur d'humidité relative (RH) moyenne dans une couche atmosphérique en sortie ([Sivira et al., 2015](#)). Cet apprentissage se fait à partir d'une base de donnée d'entraînement qui contient l'ensemble des prédicteurs utiles : la distribution de l'humidité relative, les T_B associées et l'équation de transfert radiatif. ARPIA est basé sur un modèle additif généralisé (GAM ; Generalized additive model). Ce type de modèle est basé sur le principe de la régression linéaire multiple : le modèle sélectionne parmi un jeu de prédicteurs ceux permettant d'expliquer le mieux la variance de la variable étudiée (c'est à dire une corrélation élevée). les prédicteurs en entrée sont décorrélés via une analyse de composantes principales. Une fonction de lien reliant la valeur attendue de la distribution aux prédicteurs est alors construite. Cette fonction permet d'ajuster la variance obtenue en fonction de la variance attendue.

L'originalité d'ARPIA repose sur le fait qu'à chaque valeur d'humidité relative restituée, est associée une erreur algorithmique sous la forme d'une distribution gaussienne de l'erreur conditionnelle autour de la valeur ([Sivira, 2013](#)). La méthode utilisée ainsi que l'évaluation des résultats sont décrits dans [Brogniez et al. \(2016\)](#) : un modèle GAMLSS (generalized additive model for location, scale and shape) est utilisé. Ce type de modèle est méthodologiquement similaire aux modèle GAMs classiques décrit ci-dessus, à la différence qu'au lieu de restituer une valeur unique, il permet de restituer une distribution de probabilités de résultats. Ainsi pour une T_B en entrée, ARPIA restitue une distribution conditionnelle de RH, distribution paramétrée sous la forme d'une gaussienne :

$$f(RH_i | T_B) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \cdot \exp \left[-\frac{(RH_i - \mu_{T_B})^2}{2\sigma_{T_B}^2} \right] \quad (2.3)$$

où RH_i correspond l'humidité relative dans une couche considéré ($i = 1, \dots, 6$), μ_{T_B} est la moyenne et σ_{T_B} l'écart type de la distribution des T_B pour une même valeur de RH_i . Ainsi, les six couches d'humidité relative restituées par ARPIA sont définis comme suit : L1 (100 hPa - 200 hPa), L2 (250 hPa - 350 hPa), L3 (400 hPa - 600 hPa), L4 (650 hPa - 700 hPa), L5 (750 hPa - 800 hPa), L6 (850 hPa - 950 hPa). De la même façon que décrit dans la section 2.3.2, les restitutions des profils de RH issues d'ARPIA ont été évalués à l'aide d'une base de donnée de radiosondages. Les résultats sont présentés sur la Figure 2.9. Les résultats donnent des biais compris entre -0,56% et 9,79%, des RMSE compris entre 1,58% et 13,32% et des corrélations entre 0,55 et 0,98. Les biais les plus importants sont obtenus au-dessus des continents, dans la moyenne troposphère ([Brogniez et al., 2016](#)). De la même façon que pour les UTH, en présence de nuages glacés convectifs, ARPIA ne restitue pas de profils d'humidité.

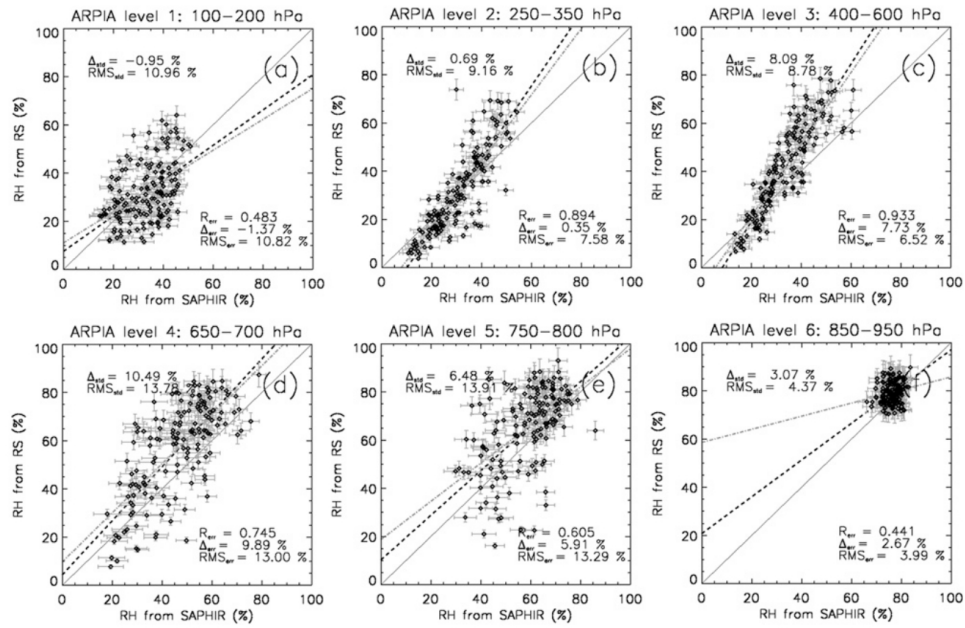


FIGURE 2.9 – Nuages de points des humidités relatives (%) calculés à partir des TB de SAPHIR vs celles des profils issus de radiosondages au-dessus de l’océan Indien. Les barres d’erreur verticales donnent l’erreur sur la mesure des profils de RH, les horizontales donnent l’erreur algorithmique d’ARPIA. Figure de Brogniez et al. (2016).

2.4 Estimation des précipitations

2.4.1 L’instrument MADRAS

L’instrument MADRAS est un imageur à fauchée conique dédié à l’étude des précipitations et les propriétés des nuages. MADRAS mesure des TB dans cinq canaux, les caractéristiques des différents canaux de MADRAS sont présentées dans la Table 2.3. L’originalité de MADRAS repose en partie sur l’orbite de Megha-Tropiques, qui fait de MADRAS l’un des seuls radiomètres imageurs micro-onde placé sur une orbite faiblement inclinée sur l’équateur (avec TMI). La seconde originalité réside dans l’ajout d’un canal à 157 GHz, fenêtre atmosphérique permettant d’accéder à l’information sur le haut des nuages glacés (Tab. 2.3). Grâce à ces cinq canaux, MADRAS permet d’obtenir de l’information sur les différentes formes de l’eau dans la colonne atmosphérique.

Fréquences	Polarisation	taille des pixels	Utilisation principale
18.7 GHz +/- 100 MHz	H + V	40 km	Pluies océaniques et vents de surface
23.8 GHz +/- 200 MHz	V	40 km	vapeur d’eau intégrée
36.5 GHz +/- 500 MHz	H + V	40 km	nuage d’eau liquide
89 GHz +/- 1350 MHz	H + V	10 km	pluies convectives
157 GHz +/- 1350 MHz	H + V	40km	hauts de nuages glacés

TABLE 2.3 – Caractéristiques principales des canaux de mesure de MADRAS

2.4.2 BRAIN - Restitution de taux de pluies

À partir des T_B de MADRAS, il est possible d'estimer un taux de pluie au sol (mm/hr). L'algorithme utilisé ici est BRAIN (Bayesian Rain retrieval Algorithm Including Neural network; [Viltard et al. \(2006\)](#)). Techniquement, une base de données est construite en faisant correspondre à chaque taux de pluies mesuré par le radar de TRMM, un jeu de T_B de TMI. La Figure 2.10 (gauche) présente l'histogramme des taux de pluies dans la base de données. Les précipitations suivent une distribution gamma classique, c'est à dire une plus forte occurrence de pluies faibles et une occurrence qui diminue à mesure que les taux de pluie augmentent. À partir de cette base de données, pour une T_B donnée de MADRAS, l'algorithme calcule la fréquence la plus probable de taux de pluie associée à cette T_B selon le théorème de Bayes.

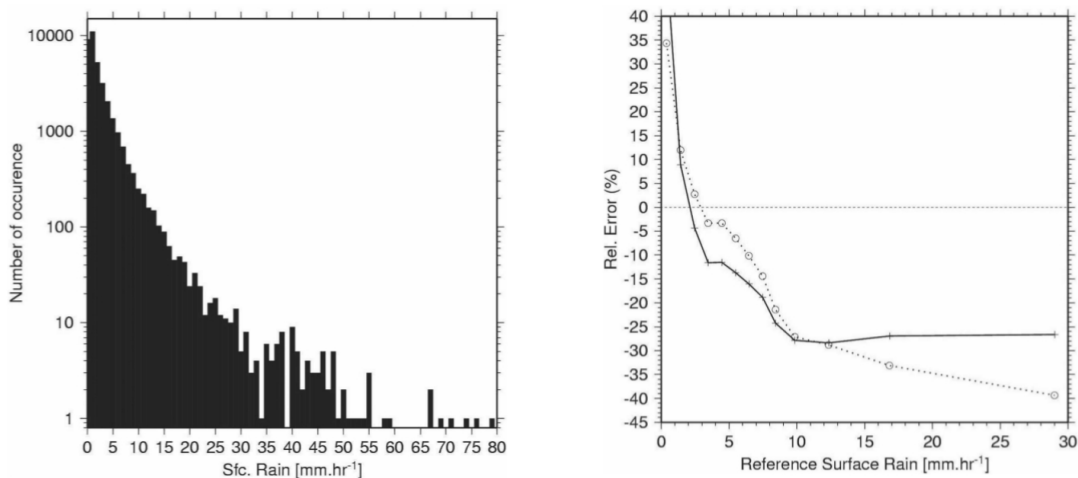


FIGURE 2.10 – Gauche : Histogramme des taux de pluies dans la base de données de [Viltard et al. \(2006\)](#) - Droite : Évolution de l'erreur de BRAIN par rapport au données du radar de TRMM selon l'intensité des taux de pluies de la base de donnée de [Viltard et al. \(2006\)](#) (ligne pleine) et de [L'Écuyer and Stephens \(2002\)](#) (ligne en pointillés).

La figure 2.10 (droite) présente l'erreur de BRAIN par rapport au données du radar de TRMM (considéré comme la référence) sur des cas non utilisés dans la base de données, selon l'intensité des taux de pluies. BRAIN a tendance à sous-estimer les taux de pluies, ceci en raison de la base de données qui par sa distribution gamma, compte un nombre plus important de pluies faibles. En détail, les faibles taux de pluies (0-2 mm/hr) ont tendance à être surestimés (de 0 à +40% d'erreur relative) à cause de contamination du signal par du bruit extérieur. Les taux de pluies moyens (2-8 mm/hr) ont tendance à être modérément sous-estimés (de 0 à -20% d'erreur relative). Enfin, les taux de pluies élevés (> à 8mm) sont sous-estimés (entre -25 et -30% d'erreur relative) à cause de la saturation des canaux des instruments de mesure ([Viltard et al., 2006](#)). BRAIN a également été évalué par [Kirstetter et al. \(2013\)](#) au-dessus de l'Afrique de l'Ouest, en comparant avec des données de pluviomètres re-grillées à $1^\circ \times 1^\circ$: ils ont mis en évidence que la détection pluie/non-pluie de BRAIN pouvait expliquer une part importante de l'erreur associée aux taux de pluies, 20% du volume des pluies serait perdu de cette façon. Globalement, pendant leur étude, les taux de pluies au-dessus du Bénin sont sous-estimés de 30% et de 10% au-dessus du Niger. La version de BRAIN utilisée sur les T_B de MADRAS (utilisée dans cette thèse), restitue des taux de pluies maximum de 24 mm/hr. L'algorithme renseigne également sur la part de pluies convectives et de pluies stratiformes.

2.5 Conclusion de chapitre

Le satellite franco-indien Megha-tropiques a été lancé le 12 octobre 2011. Les objectifs de la mission sont (1) Évaluer le bilan énergétique de l'atmosphère (rayonnement et chaleur latente) de l'échelle de la zone intertropicale à l'échelle du système convectif de méso-échelle, en passant par l'échelle régionale; (2) Étudier en particulier le cycle de vie des systèmes convectifs tropicaux; (3) Documenter et étudier les relations de rétroactions entre convection (nuages et précipitations), vapeur d'eau et rayonnement.

L'originalité de Megha-tropiques repose sur son orbite inclinée à 20° sur l'équateur : sur une journée et selon l'instrument et pour une zone considérée, il est possible d'obtenir entre 1 à 6 mesures de la troposphère tropicale (entre 30°S et 30°N). La seconde originalité de Megha-tropiques est l'association sur une même plateforme de trois radiomètres permettant de mesurer simultanément trois composantes corrélées du système climatique : ScaRaB qui mesure le bilan radiatif, MADRAS qui via l'algorithme BRAIN permet de restituer des précipitations et SAPHIR qui via les algorithmes UTH et ARPIA permet de restituer l'humidité relative.

Chapitre 3

Impact de la convection sur l'humidité à l'échelle d'un système : cas d'un cyclone tropical

L'objectif de ce chapitre est d'étudier les interactions entre le cyclone et son environnement au cours de son cycle de vie. Pour ce faire on se place donc dans le cadre d'une approche lagrangienne : c'est à dire suivre un cyclone au cours de son cycle de vie dans une "boite d'étude" qui se déplace en même temps que le cyclone et s'adapte à sa taille. Le chapitre se divise en deux parties, la première est un état des connaissances sur la dynamique des cyclones. Les notions développées dans cette partie s'appuient principalement sur les travaux de [Emanuel \(1986\)](#), [Willoughby \(1988\)](#), [Viltard \(1995\)](#), [Roux and Viltard \(1997\)](#), [Hoffman \(2004\)](#) et [Houze \(2010\)](#). La seconde partie consiste en la résolution du bilan d'humidité d'un cyclone au cours de son cycle de vie, à partir des données de Megha-Tropiques. Pour cela un cas d'étude a été choisi, et des termes du bilan thermodynamique ont été calculées pour estimer la quantité de vapeur d'eau produite et/ou consommé par le cyclone et son environnement proche. In fine, la quantité de chaleur latente dissipé par le cyclone est également estimée.

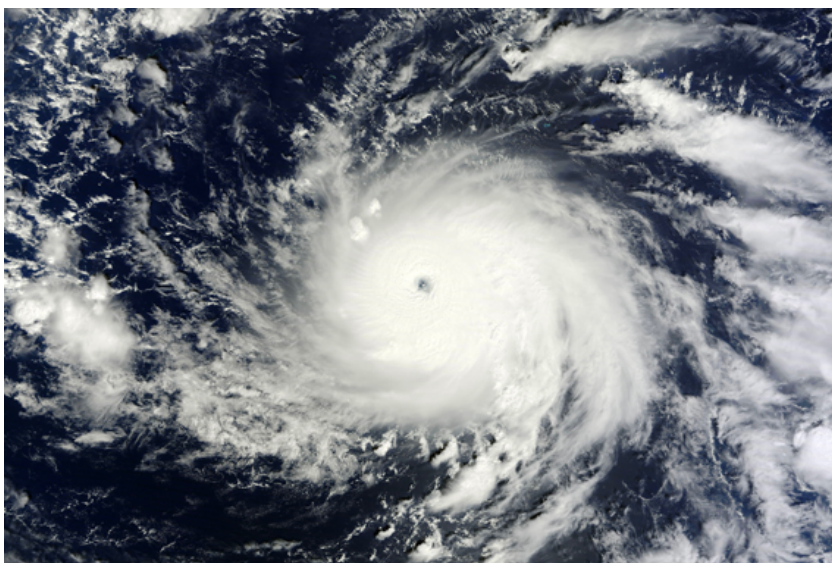


FIGURE 3.1 – Photo satellite du typhon Bopha, le 1^{er} décembre 2012 à 1h05 UTC. Crédit photo : NASA MODIS Rapid Response System.

3.1 Les cyclones tropicaux

Qu'on les appelle typhons (dans le Pacifique nord-ouest), ouragan (dans l'Atlantique nord et dans le Pacifique nord-est), ou cyclone tropical (dans l'océan Indien et le Pacifique sud), ils désignent un seul et même phénomène. L'OMM (Organisation Météorologique Mondiale) définit les cyclones comme étant des perturbations d'échelle synoptique se développant au-dessus des océans tropicaux et subtropicaux, dont l'activité convective est organisée et tourbillonnaire, accompagnées de vents de surfaces violents.

Les cyclones sont les perturbations atmosphériques les plus violentes par l'intensité des processus physiques qui se produisent en leur sein. Les cyclones jouent un rôle conséquent dans la redistribution de la chaleur latente depuis les latitudes tropicales vers les latitudes sub-tropicales. En effet, un cyclone tropical de taille et d'intensité moyenne (ce qui équivaut à $10 \text{ cm.m}^{-2}.\text{jr}^{-1}$ d'eau dans un rayon de 200 km) redistribue l'équivalent énergétique de 400 centrales nucléaires à pleine puissance, soit $4 \times 10^{11} \text{ W}$ (Roux and Viltard, 1997).

3.1.1 Formation et intensification d'un cyclone

Pour qu'un cyclone tropical se forme, six contraintes thermodynamiques doivent être réunies :

(1) **une température de surface de l'océan supérieure à 26°C** et ce sur une profondeur supérieure à 50 mètres, afin de pouvoir extraire une quantité suffisante de chaleur latente en évaporant de la vapeur d'eau. L'humidité évaporée à la surface de l'océan sature les basses couches atmosphériques et les rend convectivement instables ;

(2) **un taux d'humidité relative élevé** depuis la surface jusqu'à la moyenne troposphère, car un air sec en moyenne troposphère empêche le développement cyclonique en évaporant l'eau liquide et en inhibant le développement vertical de la convection profonde ;

(3) **être à une distance suffisante de l'équateur** (latitudes supérieures à 5°), afin que la force de Coriolis (nulle à l'équateur) issue de la rotation de la Terre puisse fournir un tourbillon potentiel suffisamment fort. Les cyclones tournent dans le sens horaire dans l'hémisphère sud et anti-horaire dans l'hémisphère nord ;

(4) **un faible cisaillement vertical du vent horizontal** (inférieur à 10 m.s^{-1}), en particulier dans la haute troposphère afin de ne pas casser la structure verticale de la convection et déplacer des températures chaudes au-dessus du cyclone ;

(5) **une divergence à haute altitude** afin de favoriser au flux vertical de s'échapper, indispensable à la formation de l'œil du cyclone ;

(6) **un mouvement moyen ascendant**, c'est à dire un MCS pré-existant. En général, ces ascendances sont obtenues dans la partie stratiforme d'un système convectif de grande taille.

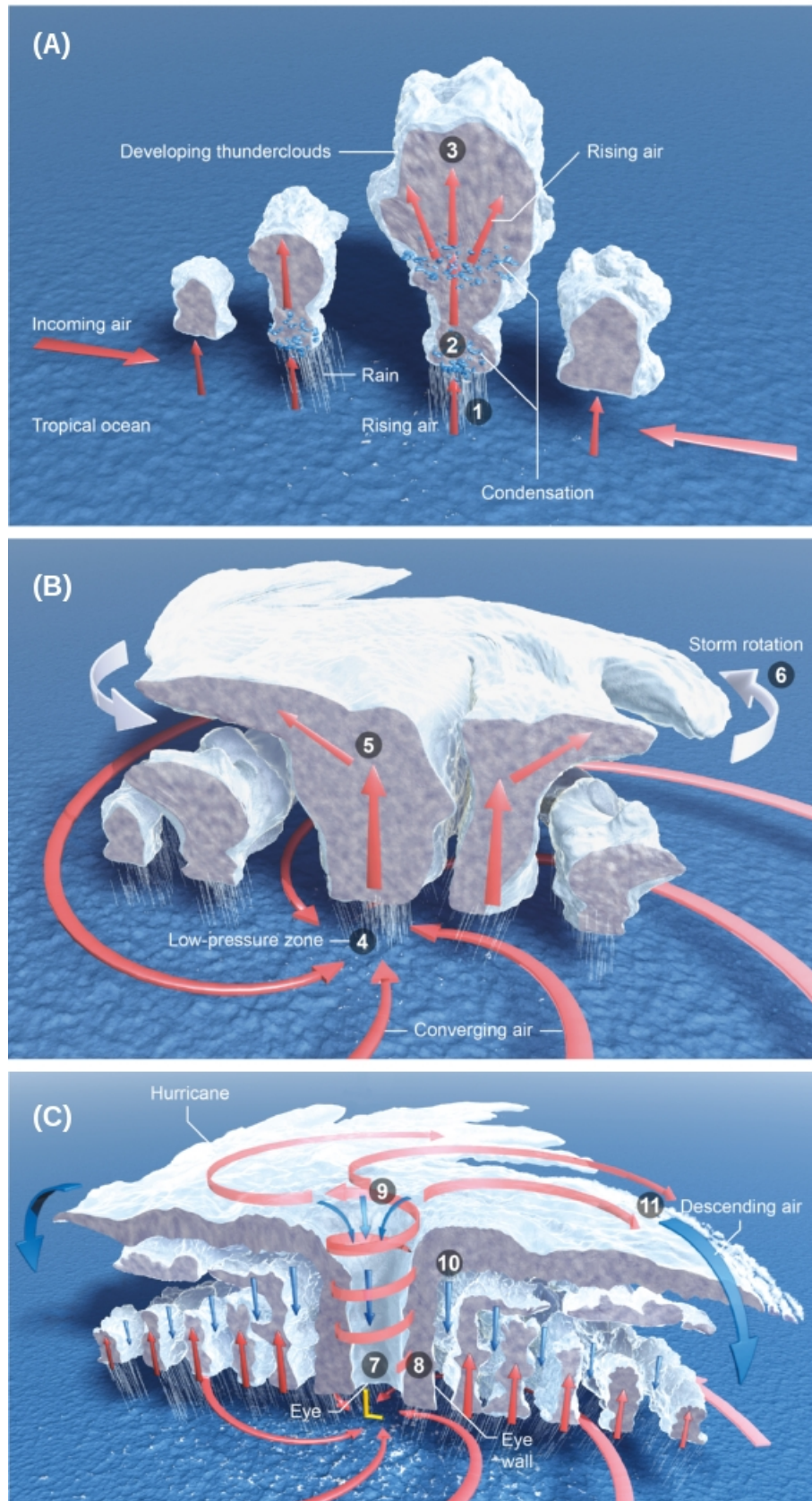


FIGURE 3.2 – Développement et évolution d'un cyclone tropical, du stade de système convectif de méso-échelle (A), en passant par la phase de vortex convectif de méso-échelle (B) jusqu'au stade de cyclone (C). Les flèches rouges indiquent la circulation des masses d'air chaudes et humides, les flèches bleues indiquent la circulation des masses d'air froides et sèches. Figure issue de Hoffman (2004).

La figure 3.2 présente les étapes de formation d'un cyclone tropical :

(A) Lorsque toutes les conditions sont réunies, que la surface de l'océan libère suffisamment de chaleur et d'humidité dans les basses couches (1), que l'air chaud et humide s'élève et se condense en nuage et précipitations (2), la chaleur latente dégagée permet la formation d'une grande tour convective chaude (3). Ces tours convectives chaudes (VHT ; eng. Vortical Hot Towers) composent les MCS les plus propices au développement cyclonique, ce sont de puissants nuages convectifs possédant un mouvement de rotation initial (Houze, 2010).

(B) Le dégagement de chaleur induite par la VHT engendre la formation d'une zone de basse pression à la surface, accélérant la convergence des flux qui s'enroulent autour (4). Les VHT ont un cycle de vie court et se dissipent en quelques heures seulement. Cependant le tourbillon cyclonique qu'elles génèrent continue à se développer à l'intérieur des parties stratiformes (5), cette circulation tourbillonnaire résiduelle est appelée Vortex Méso-Échelle (MCV ; Mesoscale Convective Vortex) et permet la mise en rotation (6). Le MCV reste ensuite actif pendant plusieurs heures après la disparition du VHT, c'est le stade de la "perturbation tropicale".

(C) Si l'apport en humidité depuis l'océan est toujours suffisant, la convection reprend au sein du VHT et s'étend depuis la couche limite jusqu'à la tropopause. La dépression se creuse et par conséquent les vents deviennent plus intenses. L'homogénéisation du tourbillon autour du centre dépressionnaire engendre la formation d'une subsidence forcée au centre de la dépression pour compenser les mouvements ascendants, c'est la formation de l'œil (zone sans nuages ni précipitations) (7). La convection s'intensifie en s'enroulant autour de la dépression, c'est la formation du mur de l'œil (zone où la convection est la plus active) (8). La divergence au niveau de la tropopause engendre la formation d'un "bouclier" de nuages stratiformes et de *cirrus*. Du fait du mouvement circulaire, ces nuages prennent la formes de bandes spiralées. Afin de compenser les fortes ascendances, des zones de subsidence se mettent en place pour faire redescendre l'air sec et refroidit, à la fois dans l'œil (9), entre les bandes pluvieuses (10). Enfin, Les flux de chaleur et d'humidité au sein de l'ascendance augmentent quand l'intensité des vents de surface augmente, cette intensification de la convection engendre une intensification des flux au niveau de la divergence qui forment ensuite des subsidences autour du cyclone (11) venant elles mêmes alimenter les vents de surface. Il s'agit d'une rétroaction positive (Emanuel, 1986).

Lorsque la circulation se ferme dans les basses couches avec des vents inférieurs à 17 m.s^{-1} moyennés sur dix minute, on parle de dépression tropicale. Lorsque les vents sont compris entre 17 et 32 m.s^{-1} , on parle de tempête tropicale. Enfin, quand les vents de surface atteignent le seuil des 34 m.s^{-1} , on parlera alors de cyclone tropical.

3.1.2 Cyclone à maturité

Lorsqu'il est à maturité, le cyclone atteint sa puissance destructrice maximale. Les structures nuageuses sont alors organisées en une masse compacte centrale. Cette région d'un rayon allant de 100 à 200 km est appelé le "cœur" du cyclone. Au centre du cœur se trouve l'œil (Figure 3.3) dont le rayon peut osciller entre 5 et 60 km, caractérisé par du ciel clair et donc une absence de précipitations. Autour de l'œil, le mur du cyclone est constitué de cumulonimbus et caractérisé par des précipitations convectives intenses (Figure 3.3A ; dont la réflectivité radar est supérieure à 32 dbZ). De cette masse nuageuse émergent des bandes nuageuses en

forme de spirales convergeant vers le centre. Elles peuvent s'étendre jusqu'à plus de 500 km de l'œil. Elles sont constituées de nuages cumuliformes, associés à des précipitations stratiformes (Figure 3.3a ; dont la réflectivité radar est supérieure à 20 dbZ). Au sein des bandes spiralées se développent des cellules convectives d'une durée de vie comprise entre 10 et 30 minutes, associés à des précipitations intenses (Willoughby, 1988). Il peut arriver que ces bandes spiralées s'enroulent à leur tour autour du centre de la dépression, les cellules convectives en leur sein vont alors être renforcées par l'apport en humidité des flux de surface. L'extension de la convection va entraîner la formation d'un second mur (visible sur la figure 3.3a et b). Ce second mur va priver le premier mur d'apport en énergie et humidité, il va alors disparaître et le second mur va s'y substituer. c'est le processus de remplacement du mur de l'œil.

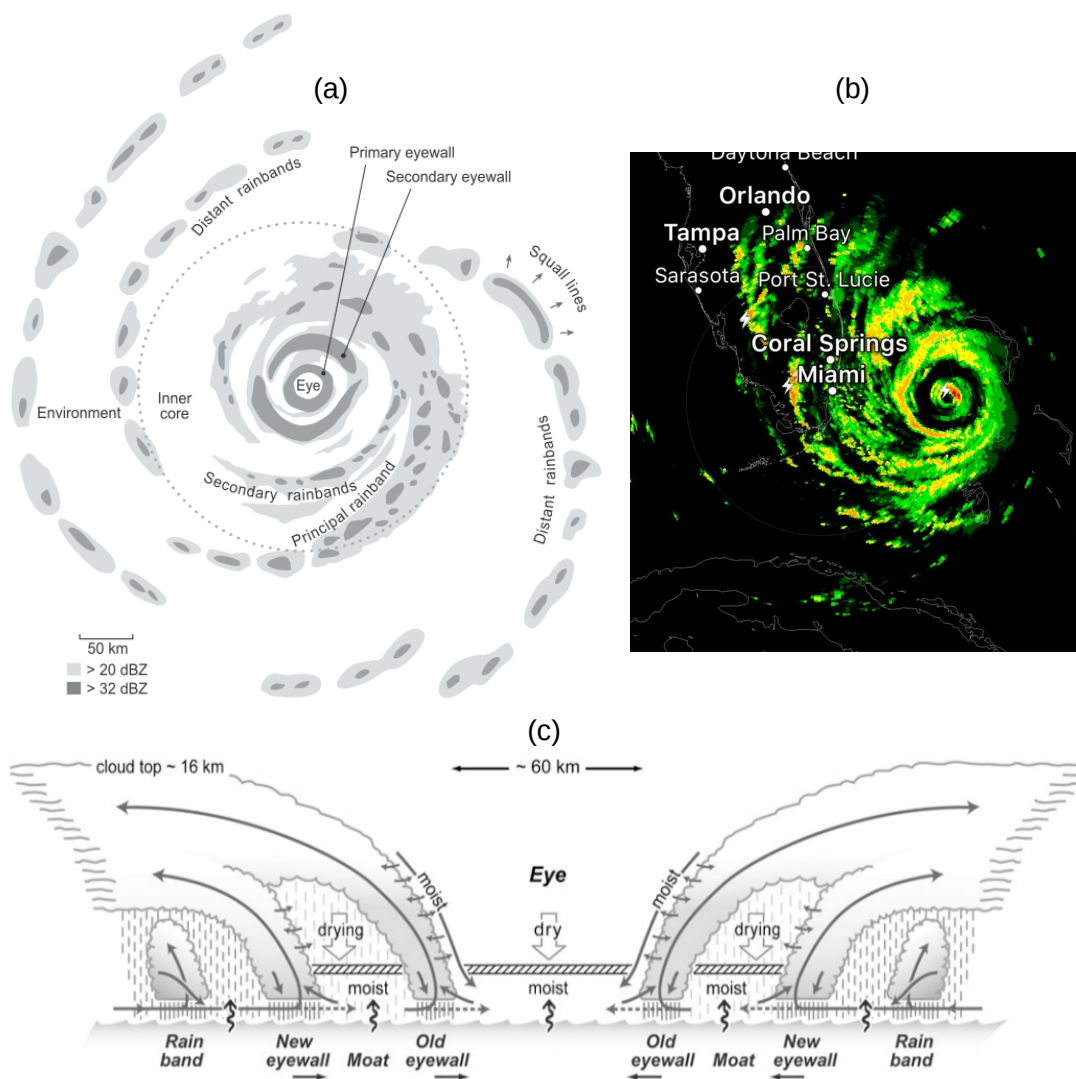


FIGURE 3.3 – (a) Représentation schématique de la réflectivité radar d'un cyclone tropical dans l'hémisphère Nord avec un double œil. (b) Image radar du cyclone Matthew, le 6 Octobre 2016. (c) Modèle conceptuel d'une coupe verticale d'un cyclone tropical pendant le remplacement de l'œil. La densité des lignes verticales sous les nuages indiquent l'intensité des précipitations. Les flèches minces indiquent la direction du mouvement des masses d'air. Les petites flèches ondulées à la surface de la mer indiquent la vapeur d'eau qui s'évapore depuis l'océan. Figure modifiée issue de Houze (2010) adaptée de Willoughby (1988).

Une fois matures, les cyclones sont caractérisés par leur intensité sur des échelles empiriques établies en fonction du creusement de la dépression centrale et de la vitesse des vents (Échelle de Saffir-Simpson; [Simpson and Saffir \(1974\)](#); échelle de Dvorak, [Dvorak \(1984\)](#)). Dans cette thèse c'est l'échelle de Saffir-Simpson qui sera privilégié pour caractériser les catégories cycloniques, elle comprend cinq catégories :

Cat. 1 : vents de 118 à 153 km/h (33 à 42 $m.s^{-1}$); pression centrale $>$ à 980 hPa; dégâts mineurs à moyens.

Cat. 2 : vents de 154 à 177 km/h (43 à 49 $m.s^{-1}$); gros dommages en bord de mer; pression centrale comprise entre 965 et 979 hPa; arbres arrachés.

Cat. 3 : vents de 178 à 209 km/h (50 à 58 $m.s^{-1}$); pression centrale comprise entre 945 et 964 hPa; graves dégâts aux petites constructions, toits arrachés.

Cat. 4 : vents de 210 à 249 km/h (59 à 69 $m.s^{-1}$); pression centrale comprise entre 920 et 944 hPa; graves dégâts sur la côte et à l'intérieur des terres.

Cat. 5 : vents supérieurs à 249 km/h ($>$ à 69 $m.s^{-1}$); pression centrale $<$ à 920 hPa; phénomène rare qui peut faire s'effondrer des immeubles. On parle de super typhons dans le bassin Pacifique Nord-Est pour cette catégorie

Récemment, il a été mis en évidence que les cyclones tropicaux depuis une quarantaine d'années étaient en moyenne de plus en plus intenses et destructeurs ([Emanuel, 2005](#)), il a été observé une augmentation significative des cyclones de catégories 4 et 5 ([Webster et al., 2005](#)). De plus, dans un contexte de changement climatique, les modèles de climat prévoient une intensification des cyclones tropicaux (entre 2 et 11%), un plus grand nombre de cyclones de catégories 4 et 5 et une augmentation de 20% des précipitations associés aux cyclones ([Knutson et al., 2010](#)). C'est pourquoi Il est important de mieux étudier les cyclones extrêmes qui pourraient devenir la norme dans le futur, mieux comprendre leur impact sur le champs d'humidité de leur environnement proche et leurs bilans hydriques.

3.1.3 Dynamique d'un cyclone

Les cyclones peuvent être considérés au premier ordre comme des cylindres de révolution au sein desquelles soufflent des vents à très grandes vitesses (Fig. 3.4A). Il est possible de décomposer la circulation des vents autour du centre en 2 composantes :

- **la circulation primaire** ou tangentielle. Il s'agit des vents qui forment le tourbillon (ou vortex) au cœur du cyclone. Les vents les plus intenses sont mesurés dans le mur de l'œil, entre la surface et 500 hPa. Il y a peu de variation de vitesse avec l'altitude. Au niveau de la haute troposphère, on observe cependant une forte diminution de la vitesse et un changement de signe de la circulation cyclonique au niveau de la divergence. On notera V_T (pour Vent Tangentiel) la composante tangentielle de la circulation cyclonique. La composante tangentielle est dominante et se renforce ou s'affaiblit à mesure que le cyclone s'intensifie ou s'affaiblit.

- **la circulation secondaire** qui est le produit des circulations radiales et verticales forcées par la circulation primaire [Willoughby \(1979\)](#), c'est à dire à la fois par la friction entre la surface de l'océan et par la libération de vapeur d'eau (par évaporation) qui nourrit la convection. On notera w la composante verticale et V_R (pour Vent Radial) la composante radiale de la circulation cyclonique. La figure 3.4B issue de [Willoughby \(1988\)](#), montre l'entrée des vents

dans les basses couches de la troposphère (entre 2 et 7 km), au niveau de la couche limite. Ces masses d'air sont ensuite entraînées en altitude par l'ascendance de la convection dans le mur de l'œil (où les valeurs de V_T sont les plus fortes) et ressortent au niveau de la divergence située en dessous de la tropopause (vers 16 km). En ajoutant la circulation primaire, les masses d'air suivent un mouvement de spirale ascendante dans le mur de l'œil.

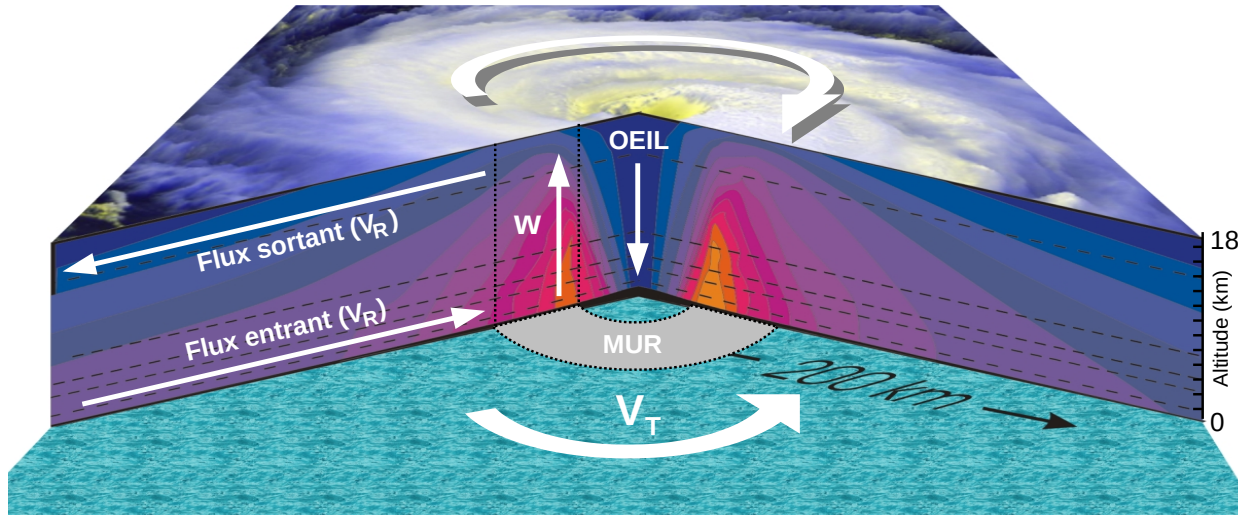


FIGURE 3.4 – (A) Schéma idéalisé de la circulation cyclonique dans un cyclone vu comme un cylindre de révolution, où figurent le vent tangential (V_T), le vent vertical (w) et le vent radial (V_R). Figure modifiée de "Dr. Kerry A. Emanuel. Hot Science - Cool Talks Volume 44".

3.1.4 Symétries et ordres

Les travaux de Willoughby (1988), Viltard (1995) et Viltard and Roux (1998) ont mis en évidence qu'il était possible de décrire la circulation cyclonique en une partie symétrique (ordre 0) et une partie asymétrique (ordre 1). Ainsi, dans un cyclone, une grandeur thermodynamique quelconque, notée X , peut être décomposée comme la somme de deux composantes : un état de base symétrique X^0 et un écart à l'état de base X^* (perturbation asymétrique) :

$$X = X^0 + X^* \quad (3.1)$$

À l'ordre 0, pour un rayon r , la valeur de la variable à l'ordre 0 ($X^0(r)$) est égale à la moyenne de l'ensemble des valeurs de cette variable (X_i) en chaque point situées sur ce rayon :

$$X^0(r) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_i(r) \quad (3.2)$$

Ainsi, en calculant X^0 sur une succession de cercles concentriques, on peut alors représenter une "coupe verticale" de cette variable selon l'altitude en fonction du rayon depuis le centre.

3.2 Suivi de cyclone et boîte d'étude

Les données concernant le suivi de cyclone (eng. Tracking), utilisées dans la suite de ce chapitre, proviennent des "Best Track" du Joint Typhoon Warning Center (JTWC ; <https://metoc.ndbc.noaa.gov/web/guest/jtwc/>). Le JTWC fournit un ensemble de données sur les typhons d'un modèle assimilant des observations satellites. Ce modèle fournit des données toutes les 6 heures. Celles utilisées dans cette thèse sont : La position (latitude et longitude) de l'oeil ; la pression centrale au niveau de la mer (en hPa) ; la pression du dernier isobare fermé (en hPa) ; le rayon du dernier isobare de pression fermé (en m) ; la vitesse maximale des vents soutenus sur 10 minutes (en $m.s^{-1}$) ; le rayon des vents maximums (en m) ; la catégorie.

3.2.1 Présentation du cas d'étude : le typhon Bopha

Le typhon Bopha (désignation internationale : 1224, désignation JTWC : 26W) a été le cyclone le plus puissant qui ait jamais frappé le sud de l'île de Mindanao dans les Philippines, frappant les terres en super typhon de catégorie 5 (plus haut niveau) avec des vents à plus de 280km/h. La figure 3.5 présente le cycle de vie de Bopha : la position de son œil toutes les 6 heures au cours du temps (A) et la pression centrale ainsi que la vitesse des vents maximum toutes les 6 heures (B).

Le typhon Bopha a été choisi comme cas d'étude car depuis sa formation le 25 novembre jusqu'à sa dissipation le 9 décembre 2012, la totalité du cycle de vie de Bopha se déroule dans la bande intertropicale (entre 0° et $20^\circ N$), dans la zone de mesure de Megha-Tropiques (Fig. 3.5A). Les lignes verticales rouges sur la figure 3.5B représentent les passages où Megha-Tropiques a acquis des données sur au moins 75% du typhon : 35 passages en tout en 14 jour, soit plus de 2 passages par jour en moyenne. Plus précisément, on observe deux passages par jour entre le 26 novembre et le 5 décembre et quatre passages par jour entre le 5 décembre et le 10 décembre lorsque le typhon se situe dans la zone de plus forte répétitivité de Megha-Tropiques (entre 10° et $20^\circ N$). Raison de plus pour choisir Bopha comme cas d'étude, il passe par l'ensemble des catégories cycloniques en allant jusqu'à atteindre le stade de super-typhon (catégorie 5).

La dépression tropicale à l'origine de Bopha s'est formée le 23 décembre 2012 au nord-ouest de l'océan Pacifique à proximité de l'équateur. Le 26 décembre 2012 à 18h, la dépression se creuse faisant augmenter la vitesse du vent et Bopha passe de dépression tropicale au stade de tempête tropicale (TT). Le 30 décembre 2012, Bopha passe au stade de tempête tropicale intense à minuit puis au stade de typhon de catégorie 1 à 12h. Dans l'après midi, en passant au-dessus d'eaux plus chaudes, la dépression se creuse à nouveau et Bopha passe en catégorie 4 (pression centrale $< 944hPa$). Le typhon reste en catégorie 4 jusqu'au 3 décembre, où à l'approche des Philippines, il passe en catégorie 5. Bopha frappe l'île de Mindanao dans la soirée du 3 décembre en catégorie 5, coupé de l'alimentation en eau chaude en traversant les terres, il rétrograde en catégorie 1. Le typhon reste en catégorie 1 jusqu'au 7 décembre où alimenté par les eaux chaudes de la "Warm Pool", il passe en catégorie 3. Le 9 décembre, à l'approche de l'île de Luzon, il rétrograde au stade de tempête tropicale avant de se dissiper dans la soirée. Bopha a causé de graves dommages, laissant des centaines de milliers de personnes sans logement et faisant plus de 500 morts.

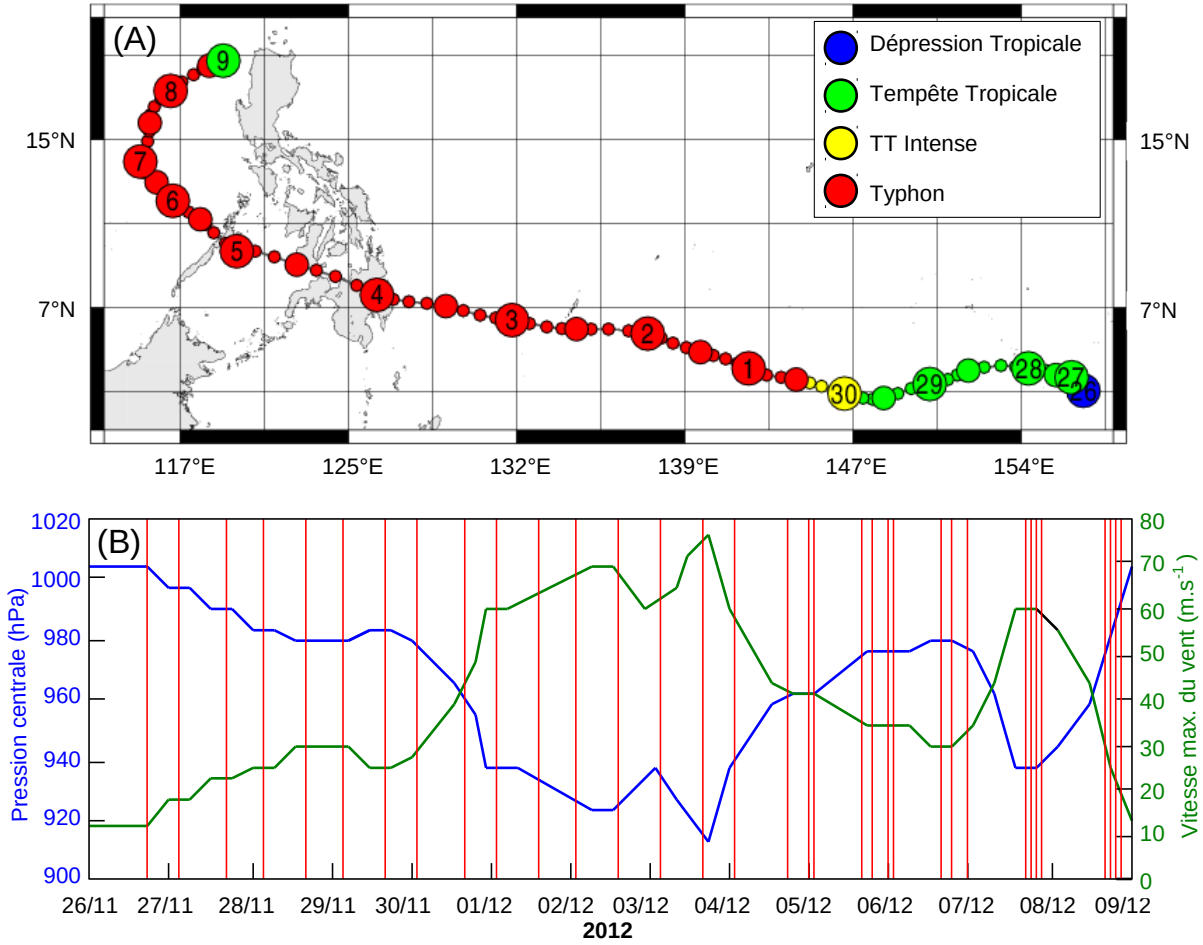


FIGURE 3.5 – (A) Trajectoire et intensité du typhon Bopha entre le 26/08/2012 à 18h UTC et le 9/12/2012 à 6h UTC; (B) Évolution temporelle de la pression centrale du typhon (courbe bleue) et de la vitesse des vents maximums soutenus sur 10 minutes (courbe verte). Données toutes les 6 heures issues du Joint Typhoon Warning Center (JTWC). Les lignes rouges indiquent les passages de Megha-Tropiques qui couvrent au moins 75% de Bopha.

3.2.2 Méthode de localisation du typhon

Afin de pouvoir estimer le bilan d'humidité du typhon, il faut dans un premier temps bien identifier la position du typhon lors des passages de Megha-Tropiques et en particulier la position exacte de l'œil. Les données "Best Track" du JTWC fournissent la position de l'œil du typhon toutes les 6 heures. Ainsi, pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon à un instant t connu et à une position de l'œil inconnu $(lat; lon)$, on connaît la position précédente de l'œil $(lat_p; lon_p)$ à l'instant t_p et la position suivante $(lat_s; lon_s)$ à l'instant (t_s) . La figure 3.6 présente la méthodologie et l'ensemble des données utilisées pour localiser la position de l'œil. En posant l'hypothèse que la trajectoire entre les deux positions est rectiligne, que l'accélération est uniforme au cours du trajet et connaissant t , on peut alors calculer la position de l'œil :

$$(lat; lon) = \left(lat_p + \frac{lat_s - lat_p}{t_s - t_p} \times t; lon_p + \frac{lon_s - lon_p}{t_s - t_p} \times t \right) \quad (3.3)$$

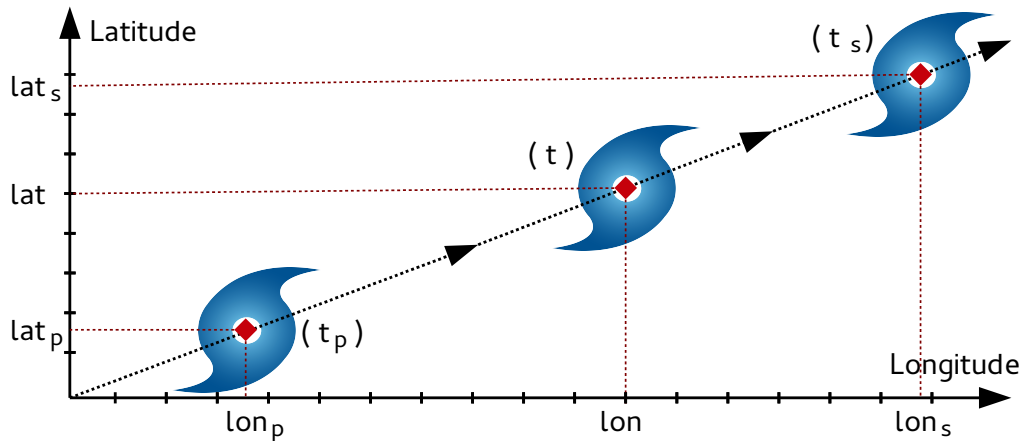


FIGURE 3.6 – Représentation schématique de la méthode utilisée pour localiser l'œil du typhon dans les données de Megha-Tropiques (MT). On cherche à déterminer la position de l'œil du typhon ($lat;lon$) dans les données de MT à un instant t , à partir des positions de l'œil aux deux horaires qui encadrent le passage de MT dans données du le Best Track.

Une fois la position de l'œil connue, il faut définir la boîte à l'intérieur de laquelle réaliser le bilan d'humidité. Au sein de cette boîte, il faut discriminer d'une part le typhon à proprement parler, et d'autre part son environnement. Il existe deux façon de discriminer le cyclone de son environnement :

(1) Willoughby (1988) et Houze (2010) différencient le cyclone de son environnement selon un critère de structure des précipitations, le cyclone est défini comme un cylindre contenant l'œil et les deux premières bandes pluvieuses, l'environnement débute après la seconde bande pluvieuse, englobant les bandes de pluies distantes. Toutefois ils ne fixent pas de limite définie entre l'environnement proche (fortement impactée par le cyclone) et l'environnement à l'échelle régionale voire synoptique.

(2) Privilégiant la caractéristique dynamique des cyclones, Reeder et al. (1991) et Wu and Kurihara (1996) caractérisent les cyclones en terme de perturbation de pression : le cyclone est défini comme l'ensemble de la zone de dépression, l'environnement est défini comme l'espace autour du cyclone présentant des pressions normales au sol, dans une "boîte" rectangulaire de taille arbitraire.

Dans cette thèse, la méthode de définition de la "boîte" d'étude est une synthèse des deux méthodes décrites précédemment : le cyclone est considéré comme un cylindre de révolution, la "boîte" d'étude est un cylindre divisé en trois cercles concentriques défini comme suit et illustré sur la figure 3.7 :

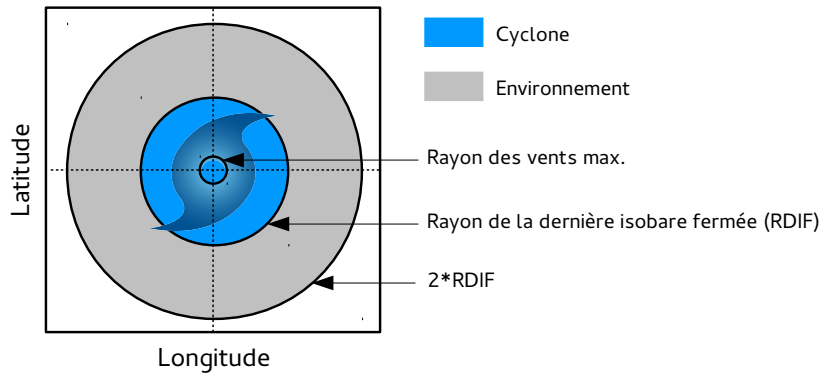


FIGURE 3.7 – Définition de la boîte d'étude du cyclone. Les cercles concentriques représentent de l'intérieur vers l'extérieur : le rayon des vents maximum, le rayon de la dernière isobare fermée (RDIF) et deux RDIF. La zone bleu définit le cyclone, la zone grise définit l'environnement proche.

- Le **cercle intérieur** correspond au **rayon des vents maximum**, c'est à dire les vents les plus rapides que l'on trouve dans le mur de l'œil. Ce premier cercle permet de localiser l'œil ainsi que le mur de l'œil du typhon ;
- Le **second cercle** correspond au **rayon de la dernière isobare de pression fermée**. Ce second cercle permet de délimiter le typhon (en terme de dépression) de l'environnement ;
- Le **troisième cercle** correspond à **deux fois le rayon de la dernière isobare de pression fermée**, c'est la limite extérieure de la boîte d'étude, défini arbitrairement.

La figure 3.8 présente les cartes de précipitations instantanées estimées par BRAIN, à partir des données de MADRAS, au-dessus du typhon Bopha et au cours de son cycle de vie. En premier lieu, il est à noter que la méthode de localisation de l'œil du cyclone, malgré les fortes hypothèses en terme d'accélération et de trajectoire du cyclone, parvient correctement à situer l'œil (fig. 3.8). Ceci est d'autant plus vrai lorsque Bopha est le plus intense (entre le 02/12/2012 et le 05/12/2012). Le cercle intérieur, indiquant le rayon des vents maximum, détoure correctement la zone où les précipitations sont les plus intenses, ce qui correspond au mur de l'œil. Toutefois, pour certains passages (30/11-02h29 ; 05/12-16h03 ; 05/12-17h52), la localisation de l'œil est légèrement décalée par rapport à sa position réelle. Sur l'ensemble du cycle de vie de Bopha, la zone délimitée par le RDIF (le cœur d'activité du cyclone) contient le mur de l'œil et les premières bandes spiralées et les bandes spiralées secondaires sont bien situées dans l'environnement proche ($2*RDIF$), conformément à la définition de Willoughby (1988) et Houze (2010).

Entre le 27/11 et le 30/11, Bopha passe du stade de dépression tropicale à tempête tropicale intense, on observe des fortes précipitations localisées dans la zone dépressionnaire et des précipitations plus faibles dans l'environnement, correspondant aux premières bandes spiralées qui se forment. À partir du 01/12, les pluies intenses dans le cœur de la zone dépressionnaire sont toujours présentes, tout comme des pluies plus faibles dans les bandes spiralées, auxquelles viennent s'ajouter des cellules de précipitations intenses. Ces cellules sont particulièrement bien visibles sur les cartes du 01/12 à 15h56 et du 03/12 à 16h29. Au cours du 04/12 le typhon traverse l'île de Mindanao. À partir de là et jusqu'à sa dissipation, les précipitations se concentrent dans le cœur de la zone dépressionnaire, il n'y a plus de bandes spiralées précipitantes dans l'environnement.

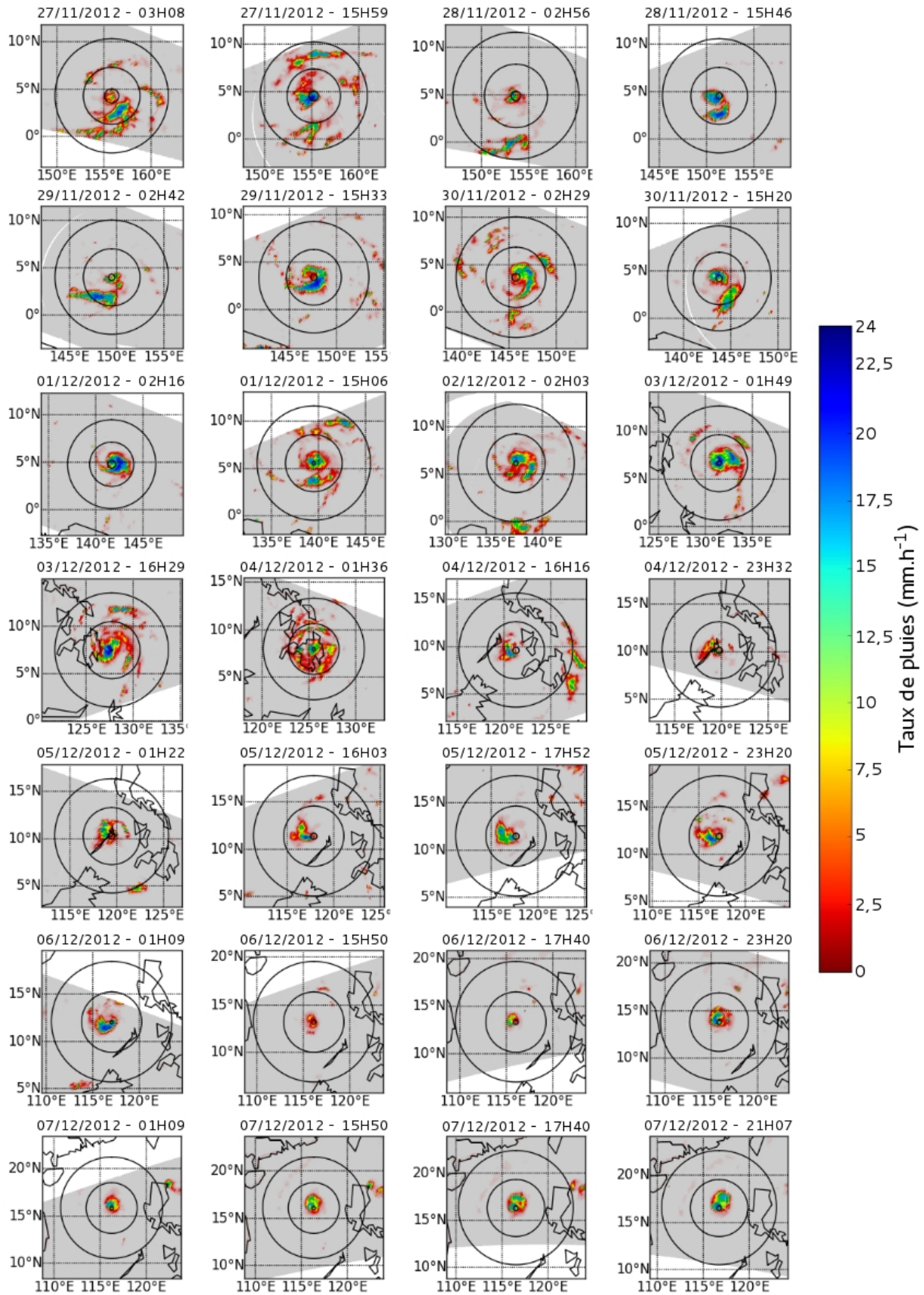


FIGURE 3.8 – Cartes des taux de précipitation instantanés ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$) estimés par BRAIN à partir des données de MADRAS sur le typhon Bopha au cours de son cycle de vie du 27/11/2012 au 07/12/2012. Le gris permet de visualiser la trace au sol de MADRAS, où les précipitations sont nulles.

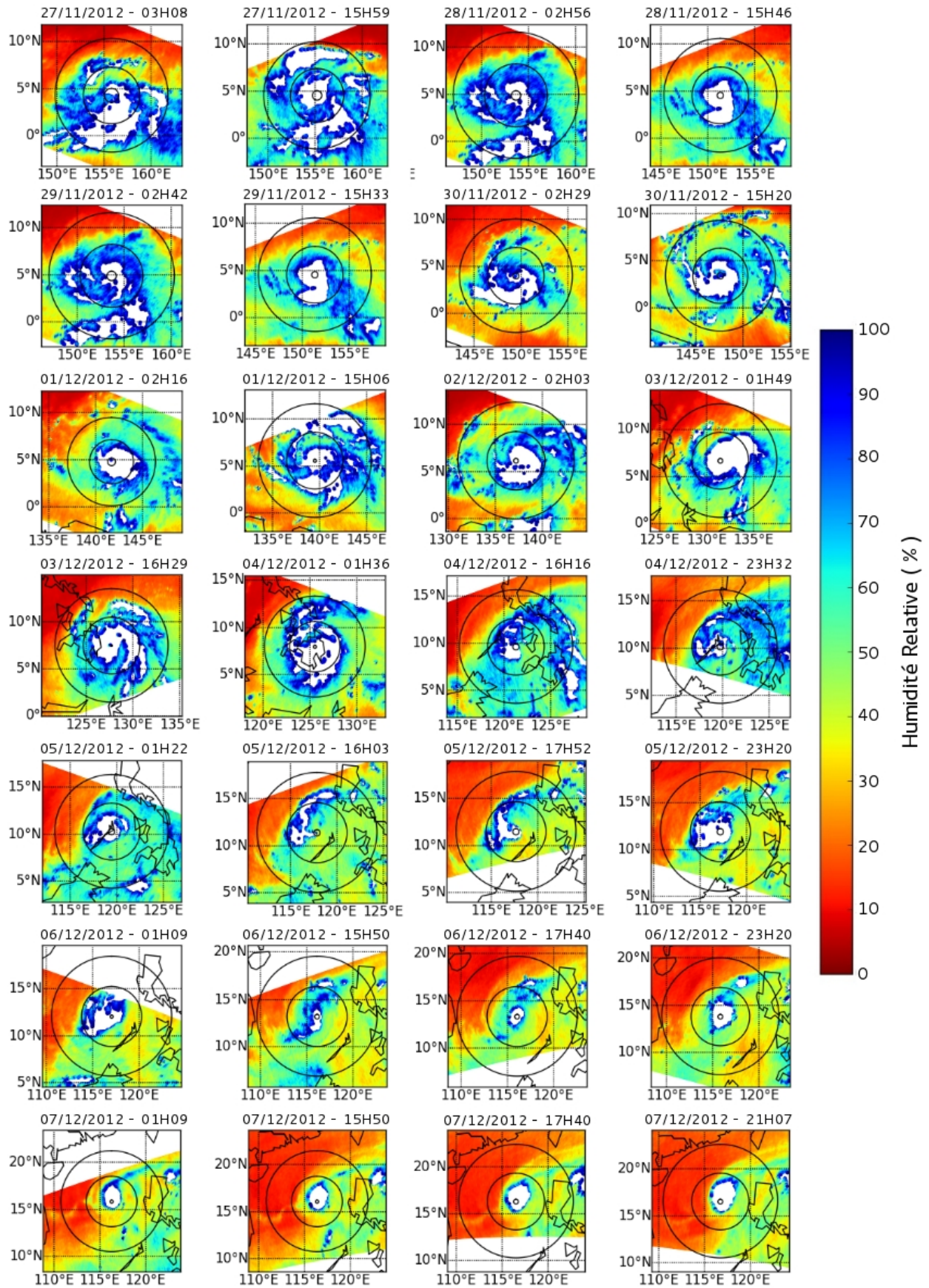


FIGURE 3.9 – Cartes de l'humidité relative (%) pour la couche UTH3 à partir des données de SAPHIR sur le typhon Bopha au cours de son cycle de vie du 27/11/2012 au 07/12/2012.

De la même façon, que pour la figure 3.8, la figure 3.9 présente les cartes de données de l'humidité relative pour la couche UTH3 estimées à partir des données de SAPHIR. Les mêmes cartes pour UTH1 et UTH2 sont disponibles en annexe B.1. Sur l'ensemble de son cycle de vie, Bopha progresse dans un environnement très sec, les valeurs d'humidité en avant du typhon ne dépassent pas les 10% dans la couche UTH3 (c.-à-d. en moyenne troposphère). Les cellules convectives pluvieuses observables sur la figure 3.8 sont également bien visibles (zones blanches où l'UTH n'a pas été restituée, l'inversion n'étant pas possible). Entre le 27/11 et le 30/11, lorsque Bopha est en train de passer du stade de dépression tropicale à tempête tropicale intense, les grandes surfaces pluvieuses (dans l'œil et dans les bandes spiralées) sont associées à un environnement proche très humide avec des valeurs comprises entre 50 et 100% au niveau UTH3. À partir du 01/12, lorsque Bopha est au stade de typhon, le panache humide des bandes pluvieuses varie beaucoup selon qu'il y ait des cellules pluvieuses dans les bandes, la période de la journée et l'intensité cyclonique.

Cependant, les cyclones étant des objets complexes, un grand nombre de facteurs sont à prendre en compte, et l'observation statiques de cartes de précipitations et d'humidité relative ne permet pas d'expliquer la distribution de l'humidité dans l'environnement. Afin de mieux comprendre la dynamique de l'humidité associée au typhon, il faut prendre en compte l'ensemble des paramètres du bilan thermodynamique qui influence la distribution de l'humidité dans l'environnement.

3.3 Bilan d'humidité et d'énergie

La méthode utilisée ici pour réaliser le bilan d'humidité, repose sur l'approche de paramétrisation de l'équation de conservation de la masse d'eau, développé par Houze (1993) et ensuite utilisé notamment par Bouchard (2006).

3.3.1 Équation de conservation d'une masse d'eau

La conservation de la masse d'eau dans un volume d'air (q) est gouvernée par l'équation de continuité de l'eau :

$$\frac{dq}{dt} = S \quad (3.4)$$

où S représente l'ensemble des sources et des puits de la variable considérée. $\frac{d}{dt}$ est la dérivée lagrangienne, elle se décompose sous la forme $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \vec{V} \cdot \vec{\nabla}$, où $\frac{\partial}{\partial t}$ représente la production locale et $\vec{V} \cdot \vec{\nabla}$ l'apport par advection. L'application de cette équation à la vapeur d'eau (q_v) conduit à l'équation suivante :

$$\frac{\partial q_v}{\partial t} + (\vec{V} \cdot \vec{\nabla})q_v = E - C + \vec{\nabla}(\kappa \vec{\nabla} q_v) \quad (3.5)$$

où E est l'évaporation, C la condensation, et $\vec{\nabla}(\kappa \vec{\nabla} q_v)$ est la diffusion turbulente. N'ayant pas accès aux différents termes à chaque altitude à partir des données de Megha-Tropiques, il faut intégrer l'équation 3.5 sur l'ensemble de la colonne atmosphérique (défini entre deux altitudes

z_0 et z_{max}). Pour réaliser cette intégration verticale indépendamment de la densité de l'air, il faut prendre en compte l'humidité absolue (H_A ; en $Kg.m^{-3}$) plutôt que l'humidité spécifique (q_v ; en $Kg_{eau}.kg_{airsec}^{-1}$), ainsi :

$$\int_{z_0}^{z_{max}} \left[\frac{\partial H_A}{\partial t} + (\vec{V} \cdot \vec{\nabla}) \cdot H_A \right] dz = E - P \quad (3.6)$$

où P correspond au taux de pluies au sol. En intégrant sur l'ensemble de la colonne, le terme de turbulence devient négligeable. Comme décrit en section 3.1.3, un cyclone peut être considéré comme un cylindre de révolution. Il est donc possible de se placer dans un repère cylindrique centré au milieu du vortex et orienté de telle façon que l'axe y est aligné sur le méridien local et l'axe x sur le parallèle local. Un point dans le cyclone est alors repéré par sa distance au centre r , son azimut par rapport au nord ϕ et son altitude au-dessus du niveau de la mer z . L'équation 3.6 peut alors se ré-écrire dans ce repère comme la somme de trois termes : la composante radiale (V_R), la composante tangentielle (V_T) et la composante verticale (w) :

$$\int_{z_0}^{z_{max}} \left(\underbrace{\frac{\partial H_A}{\partial t}}_{(a)} + \underbrace{\frac{\partial H_A}{\partial r} \cdot V_R}_{(b)} + \underbrace{\frac{\partial H_A}{\partial \phi} \cdot \frac{V_T}{r}}_{(c)} + \underbrace{\frac{\partial H_A}{\partial z} \cdot w}_{(d)} \right) dz = E - P \quad (3.7)$$

Dans l'équation 3.7, le terme (a) représente la part de variation d'humidité imputable à la production (ou consommation) locale d'humidité, c'est le terme que l'on cherche ici à estimer. Le terme (b) représente la part de variation d'humidité imputable à l'advection radiale, le terme (c) représente celle de l'advection tangentielle et le terme (d) représente celle de l'advection verticale. Après réarrangement, l'équation à résoudre est la suivante :

$$\int_{z_0}^{z_{max}} \frac{\partial H_A}{\partial t} dz = E - P - \int_{z_0}^{z_{max}} \left(\frac{\partial H_A}{\partial r} \cdot V_R + \frac{\partial H_A}{\partial \phi} \cdot \frac{V_T}{r} + \frac{\partial H_A}{\partial z} \cdot w \right) dz \quad (3.8)$$

En première approximation, le bilan d'humidité peut être calculé à l'ordre 0 c'est à dire le long d'une coupe verticale du cyclone sur laquelle les différentes variables sont moyennées selon des cercles concentriques. Aussi à l'ordre 0, la circulation tangentielle n'entre pas en compte dans le bilan, l'équation 3.8 devient alors :

$$\int_{z_0}^{z_{max}} \frac{\partial H_A}{\partial t} dz = E - P - \int_{z_0}^{z_{max}} \left(\frac{\partial H_A}{\partial r} \cdot V_R + \frac{\partial H_A}{\partial z} \cdot w \right) dz \quad (3.9)$$

Dans les équations 3.8 et 3.9, le seul terme directement accessible est P estimé via l'algorithme BRAIN à partir des données de MADRAS. H_A doit être calculé à partir des valeurs d'humidité relative issues de l'algorithme ARPIA à partir des données de SAPHIR. Enfin, il faut déterminer E et les composantes du vent (V_R , V_T , w).

3.3.2 Méthodologie

Afin de calculer l'ensemble des variables utiles, trois sources de données sont utilisées :

Megha-Tropiques : les données utilisées sont les taux de pluies instantanés (en $mm.hr^{-1}$; précédemment décrites en section 2.4.2) ainsi que l'humidité relative estimée par l'algorithme ARPIA (décrites en section 2.3.3), afin d'avoir une description de l'ensemble de la colonne atmosphérique. Toutefois, ces données ont été re-projetées dans les pixels de MADRAS afin de pouvoir travailler avec des données de précipitation et d'humidité co-localisées.

ERA-Interim : ces ré-analyses sont produites par le Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMNT - ECMWF en anglais). Les données utilisées sont les données de température de l'air et de surface de l'océan ainsi que les composantes du vent (u,v,w) au-dessus de l'océan. Ces données sont disponibles toutes les 6 heures, à une résolution horizontale de $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ et sur 37 niveaux de pression (seules les données des 27 premiers niveaux ont été utilisées soit entre 1000 et 100 hPa). Afin de pouvoir résoudre les équations à la même échelle que les données de MT, chaque pixel de MADRAS se voit attribuer les valeurs de la grille de ERA-Interim dans laquelle il est contenu.

Best Track : les données utilisées sont la pression centrale du cyclone ainsi que le rayon des vents maximum.

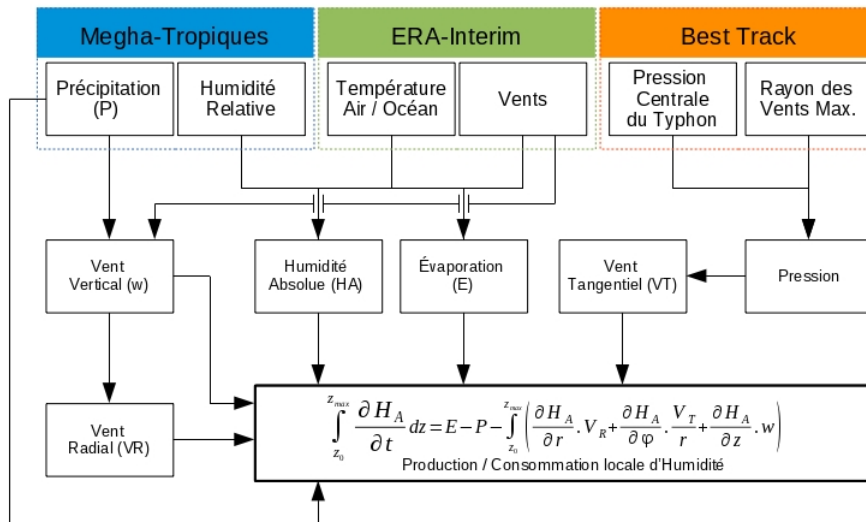


FIGURE 3.10 – Diagramme des différentes étapes permettant de calculer la production/consommation d'humidité du typhon à partir des différentes sources de données.

La démarche mise en place pour estimer les différentes variables à partir de ces différents jeux de données est expliquée en figure 3.10 : Les données du Best Track sont utilisées pour estimer le vent tangentiel (V_T), la méthode est décrite en section 3.4.1. Les précipitations de MADRAS sont utilisées pour estimer le vent vertical (w) et le vent radial (V_R), la méthode est décrite en sections 3.4.2 et 3.4.3. L'humidité relative estimée par ARPIA est convertie en humidité absolue (section 3.4.4). Enfin, les données de ERA-Interim sont utilisées pour calculer l'évaporation (section 3.4.5).

3.4 Estimation des paramètres du bilan

3.4.1 Estimation de la vitesse tangentielle (V_T)

La composante tangentielle de la circulation cyclonique résulte du creusement de la dépression centrale du cyclone. Dans un système à basse pression, l'air se déplace dans des orbites circulaires, autour d'une valeur minimum de pression. La diminution de pression vers l'intérieur accélère les parcelles d'air et équilibre la somme des accélérations centripètes et Coriolis. Ainsi, il est possible de déterminer la vitesse du vent tangentiel (en $m.s^{-1}$) en connaissant la force du gradient de pression (p ; en Pa), le paramètre de Coriolis (f ; en $m.s^{-2}$), la densité de l'air (ρ en $kg.m^{-3}$) pour tout rayon (r ; en m) et pour toutes altitudes (z en m) (Emanuel, 1988; Willoughby, 1990) :

$$\frac{V_T^2(r, z)}{r} + f.V_T(r, z) = \frac{1}{\rho(z)} \cdot \frac{\partial p(r, z)}{\partial r} \quad (3.10)$$

Pour pouvoir résoudre l'équation 3.10 et calculer V_T , il faut donc calculer la densité de l'air à chaque niveau, le paramètre de Coriolis et la pression en tout point du cyclone.

3.4.1.1 Densité de l'air

En connaissant la densité de l'air au niveau du sol ($\rho_0 = 1,118 \text{ kg.m}^{-3}$) et la hauteur équivalente de l'atmosphère ($H_0 = 9,624 \text{ km}$), suivant l'équilibre hydrostatique, on peut calculer la densité de l'air à chaque altitude z selon l'équation de l'équilibre hydrostatique :

$$\rho(z) = \rho_0 \cdot \exp\left(-\frac{z}{H_0}\right) \quad (3.11)$$

3.4.1.2 Paramètre de Coriolis

Pour obtenir paramètre de Coriolis à une longitude (lon) donnée, connaissant la fréquence de rotation de la terre ($\Omega = 7,3 \times 10^{-5} s^{-1}$), il faut calculer :

$$f = 2.\Omega.\sin\left(\frac{lon.\pi}{180}\right) \quad (3.12)$$

3.4.1.3 Pression atmosphérique

La pression en tout point du cyclone (r, z) peut être modélisée en suivant l'approche de Nuissier et al. (2005). Ainsi, la représentation la plus simple d'une dépression est une gaussienne défini comme suit :

$$p(r, z) = p_{std}(z) \cdot \left(1 - \frac{1}{\alpha\sqrt{2\pi}} \cdot \exp\left(-\frac{r^2}{2\beta^2}\right)\right) \quad (3.13)$$

où $p_{std}(z)$ est la pression standard à une altitude z donnée, α et β sont des paramètres qui permettent d'ajuster l'espérance et l'écart type de la fonction et donc de fixer le creusement et l'étalement de la dépression. L'équation 3.10 se résoud grâce au calcul de la dérivée de la pression par rapport au temps :

$$\frac{\partial p(r, z)}{\partial r} = \frac{p_{std}(z) \cdot r}{\sqrt{2\pi} \cdot \alpha \cdot \beta^2} \cdot \exp\left(-\frac{r^2}{2\beta^2}\right) \quad (3.14)$$

Pour résoudre l'équation 3.14, il faut estimer les paramètres α et β .

Calcul du Paramètre α

Le paramètre α contrôle l'espérance de la gaussienne, qui représente le creusement de la dépression, et peut être déterminé grâce à la pression centrale (p_C) fournit par les données du Best Track. En effet, la pression centrale du cyclone p_C correspond à $p(0, z)$ dans l'équation 3.13, ce qui donne :

$$\alpha = \frac{1}{\left(1 - \frac{p_C(z)}{P_{Std}(z)}\right) \cdot \sqrt{2\pi}} \quad (3.15)$$

Afin de pouvoir résoudre l'équation 3.15, il faut calculer $p_{std}(z)$ et $p_C(z)$. Sachant la pression standard au niveau de l'océan ($p_{std}(0)$) et la pression centrale du cyclone au niveau de l'océan ($p_C(0)$), on peut calculer ces deux termes selon l'équation de l'équilibre hydrostatique :

$$p_C(z) = p_C(0) \cdot \exp\left(-\frac{z}{H_0}\right) \quad (3.16)$$

$$p_{std}(z) = p_{std}(0) \cdot \exp\left(-\frac{z}{H_0}\right) \quad (3.17)$$

Toutefois, le modèle de décroissance exponentielle appliqué à la pression du centre ne permet pas de décrire l'atténuation de l'anomalie de pression, il est nécessaire d'appliquer une correction, fonction de z , sur les valeurs de $p_C(z)$. On pose l'hypothèse d'une décroissance linéaire de l'anomalie de pression en altitude $A(z)$, permettant d'obtenir une valeur de pression dans le centre du cyclone corrigée ($p_C(z)_{corr}$) :

$$p_C(z)_{corr} = A(z) \cdot p_C(z) \quad (3.18)$$

$$\text{Avec, } A(z) = a \cdot z + b$$

Pour déterminer les constantes a et b on pose deux conditions : (1) au sol ($z = 0$), la pression donnée par le Best Track est correcte, donc $A(0) = 1$; (2) en haut de la troposphère ($z = z_{max}$), l'anomalie de pression au centre du cyclone est nulle, $p_C(z_{max})_{corr} = p_{std}(z_{max})$. Par conséquent :

$$A(z_{max}) = \frac{p_{std}(z_{max})}{p_C(z_{max})} \quad (3.19)$$

On déduit alors que $b = 1$ et que :

$$a = \frac{p_{Std}(z_{max}) - p_C(z_{max})}{z_{max} \cdot p_C(z_{max})} \quad (3.20)$$

Finalement, on pose $A(z)$ sous la forme :

$$A(z) = \frac{p_{Std}(z_{max}) - p_C(z_{max})}{z_{max} \cdot p_C(z_{max})} \cdot z + 1 \quad (3.21)$$

Calcul du Paramètre β

Le paramètre β permet de fixer la largeur à mi-hauteur de la gaussienne de pression $p(r, z)$ (eq. 3.13), c'est à dire le point pour laquelle la dérivée de $p(r, z)$ est maximale et donc là où V_T est maximal. Ce rayon correspond au rayon des vents maximum qui est fournit par le Best Track.

3.4.1.4 Résultats

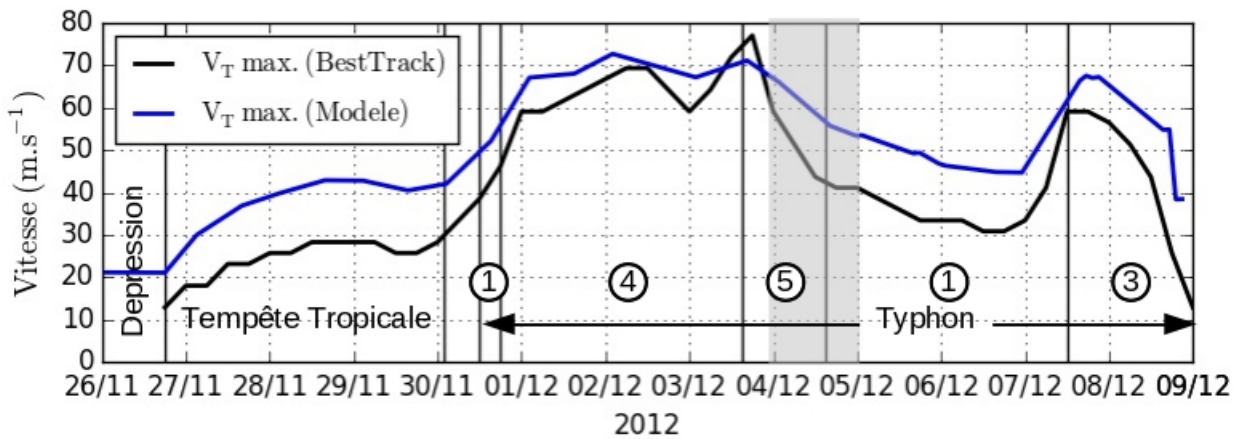


FIGURE 3.11 – Évolutions temporelles de $V_T max.$ de Bopha issues des données Best Track (courbe noire) toutes les 6 heures et calculé par le modèle (courbe bleue) pour chaque passage de Megha-Tropiques.

La figure 3.11 présente les valeurs maximales de V_T , fournit d'une part par les données Best Track (courbe noire) toutes les 6 heures et d'autre part celles calculées ici par le modèle pour chaque passage de Megha-Tropiques. Sur l'ensemble du cycle de vie de Bopha, le modèle parvient correctement à décrire l'évolution temporelle des valeurs maximales de V_T . Lorsque Bopha est au stade de tempête tropicale et en catégorie 1, le modèle a tendance à surestimer les valeurs maximales de 10 m.s^{-1} . En revanche, lorsque Bopha est plus intense (catégories 3, 4 et 5), les valeurs maximales du modèle sont plus proche de celles du Best Track (écarts compris entre 0 et 5 m.s^{-1}). Cette comparaison met en évidence que la gaussienne choisie pour décrire la perturbation de pression permet de décrire correctement le lien pression-vent tangentiel et notamment lorsque le typhon est intense. Toutefois le retour à la normale de la pression décrit par la gaussienne choisit (contrôlé par le paramètre β) ne décrit pas correctement la structure de la dépression lorsque Bopha est au stade de tempête tropicale et typhon peu intense.

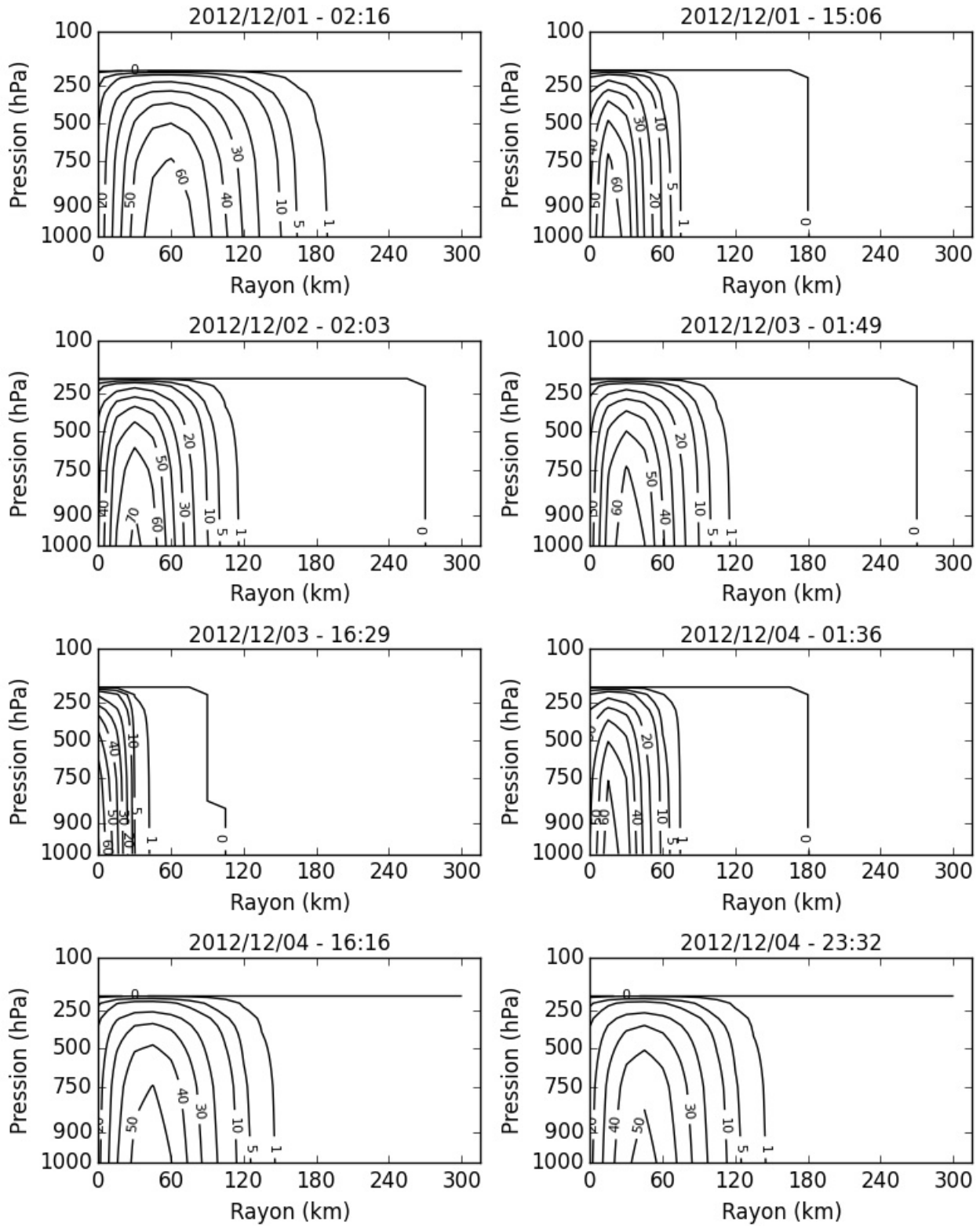


FIGURE 3.12 – Coupes verticales (ordre 0) de la vitesse tangentielle (en $m.s^{-1}$) du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 01/12/2012 au 04/12/12. Les valeurs de V_T sont moyennés sur des cercles concentriques tous les 15 km à chaque niveau de pression d'ERA-Interim.

La figure 3.12 présente la partie symétrique (ordre 0) de la vitesse tangentielle restituée sur Bopha pour chaque passage de MT entre le 01/11 et le 04/12/2012, lorsque le typhon est en catégorie 4 et 5 : les valeurs de V_T sont moyennés sur des cercles concentriques tous les 15 km (le diamètre des pixels de BRAIN étant de 15 km) à chaque niveau de pression d'ERA-Interim. Les valeurs sont présentées sous formes d'isolignes. À l'ordre 0, la structure spatiale des isolignes décrit bien le gradient de vitesse : vitesses de rotation pratiquement nulles dans l'œil, accélération jusqu'au mur de l'œil où les vitesses sont maximales, puis décélération jusqu'à des vitesses pratiquement nulles dans l'environnement. Il est à noter qu'au-dessus de 200 hPa, en haut de la troposphère, le modèle restitue des valeurs de vitesse de rotation nulles. À cette altitude, la rotation des flux s'inverse et affiche normalement des valeurs faiblement négatives de V_T . Le 03/12/2012, lorsque Bopha est en Catégorie 5, la structure verticale de V_T ne parvient pas à décrire correctement le gradient et ne permet pas de visualiser l'emplacement du mur de l'œil comme sur les autres passages. En effet, lors de ce passage de MT, le rayon des vents maximum est de 5km, et donc plus petit que la taille d'un pixel de MADRAS et par conséquent plus petit que le pas de 15km des cercles concentriques choisi. L'ensemble des coupes verticales des V_T de Bopha pour tous les passages de MT sont disponibles en Annexe B.2.

3.4.2 Estimation de la vitesse verticale (w)

Depuis les travaux de Yanai et al. (1973), on admet une relation de proportionnalité entre l'intensité des précipitations et le profil de vitesse du vent vertical dans une colonne atmosphérique selon qu'elle soit convective ou stratiforme. En effet, les profils de vitesse verticales associées à des précipitations sont différents selon que les précipitations soient convectives ou stratiformes. Ici, ce sont les profils de référence de Yang and Smith (2000) qui sont utilisées. Ces profils ont été calculés à partir de mesures radar et de radiosondages sur 78 jours lors de la campagne TOGA COARE (expérience internationale COARE pour "Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment" fait partie du programme TOGA pour "Tropical Ocean and Global Atmosphere"). Ces profils sont constituées de valeurs moyenne de vitesse verticales tous les 25 hPa (ainsi qu'un écart type associé), pour des précipitations convectives et stratiformes. Ce sont ces profils qui ont été retenus pour caractériser les précipitations les plus intenses de Bopha (rappel : BRAIN restitue un $P_{max} = 24 \text{ mm.hr}^{-1}$).

Ainsi, les profils de w maximales en conditions convectives $\overrightarrow{w_{max}}(C)$ et en conditions stratiformes $\overrightarrow{w_{max}}(S)$ sont défini comme des vecteur de valeurs de w maximales w_{max} tous les 25 hPa. Ces vecteurs sont les vecteurs associés au taux de pluies maximum (P_{max}) :

$$\begin{aligned}\overrightarrow{w_{max}}(S) &= \{w_{max}^{100hPa}, \dots, w_{max}^{1000hPa}\}_{Strat} \mapsto P_{max} \\ \overrightarrow{w_{max}}(C) &= \{w_{max}^{100hPa}, \dots, w_{max}^{1000hPa}\}_{Conv} \mapsto P_{max}\end{aligned}$$

Pour chaque pixel i de MADRAS présentant un taux de pluies non nul P_i , on détermine alors un profil de vitesse verticale associée (\overrightarrow{w}_i), connaissant la fraction convective (F_{Conv}) et la fraction stratiforme (F_{Strat}) donnée par BRAIN de la façon suivante :

$$\overrightarrow{w}_i = \frac{P_i}{P_{max}} \times (F_{Conv} \times \overrightarrow{w_{max}}(C) + F_{Strat} \times \overrightarrow{w_{max}}(S)) \quad (3.22)$$

Pour les pixels non précipitants, cette méthode ne permet pas de restituer une valeur de w . En conséquence, pour chaque pixel de MADRAS non précipitant, le w de la grille de ERA-Interim correspondant est utilisé comme un "w de fond". La figure 3.13 présente les profils respectivement stratiformes (A) et convectifs (B) associés à trois taux de pluies pris pour exemple : P_{max} (soit 24 mm.hr^{-1}), $0,75 \times P_{max}$ (soit 18 mm.hr^{-1}) et $0,5 \times P_{max}$ (soit 12 mm.hr^{-1}). Dans le cœur du cyclone, là où les précipitations sont principalement convectives, les valeurs de w restituées par cette méthode vont atteindre des valeurs maximales de $\approx 7 \text{ m.s}^{-1}$. Dans les bandes pluvieuses, là où les précipitations sont principalement stratiformes, les valeurs de w restituées vont atteindre des valeurs maximales de $\approx 2 \text{ m.s}^{-1}$.

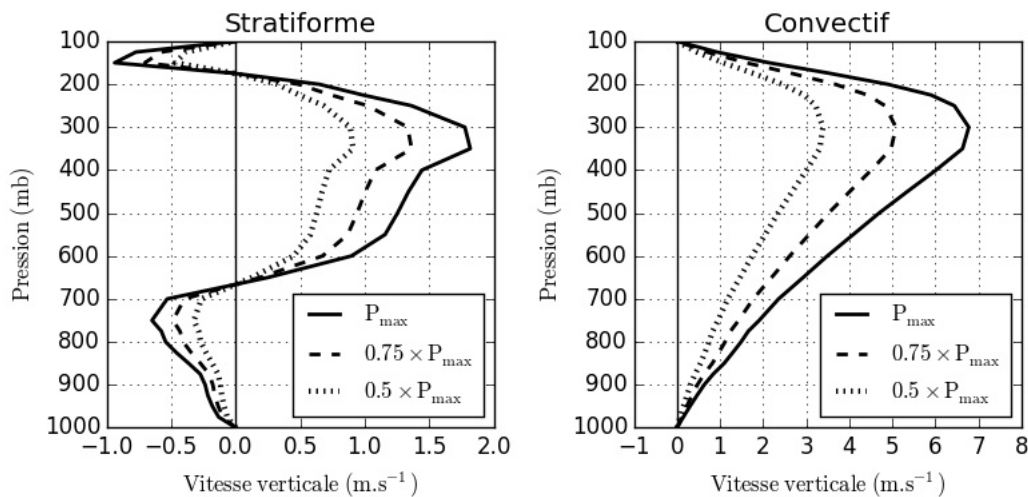


FIGURE 3.13 – Profils de vitesse verticale (w) associés à des précipitations stratiformes (A) et des précipitations convectives (B). Les courbes pleines donnent les profils de w associés à P_{max} issue de [Yang and Smith \(2000\)](#). Les autres courbes donnent les profils de w au pro-rata de deux taux de pluies pris comme exemple : $0.75 \times P_{max}$ et $0.5 \times P_{max}$.

Plusieurs travaux sur des cyclones de tailles et de puissances équivalentes (Catégorie 4 et 5) ont été réalisés dans le bassin atlantique à partir de mesures par radar doppler ou via des simulations numériques. Ainsi, [Judt and Chen \(2010\)](#) et [Didlake Jr and Houze Jr \(2013\)](#) qui ont étudié respectivement Rita (Cat. 5) et Katerina (Cat. 5) via des radars doppler, présentent des valeurs de w comprises entre -1 et 7 m.s^{-1} . [Nuissier et al. \(2005\)](#) qui ont réalisé une étude du cyclone Bret (Cat. 4) via une méthodologie proche de celle développé dans cette thèse, présentent des valeurs de w comprises entre -2 et 6 m.s^{-1} . Enfin, [Frank and Ritchie \(2001\)](#) qui ont réalisé des simulations de cyclones dans l'Atlantique via un modèle régional présentent des valeurs de w allant jusqu'à 7.5 m.s^{-1} dans le mur de l'œil.

La figure 3.14 présente la partie symétrique de la vitesse verticale restituée sur Bopha pour chaque passage de MT entre le 01/11 et le 04/12/2012, lorsque le typhon est en catégorie 4 et 5. Les valeurs de w sont moyennés sur des cercles concentriques tous les 15 km. Les valeurs sont présentées sous formes d'isolignes. À l'ordre 0, les valeurs de w moyennées sont comprises entre 0 et 4 m.s^{-1} . Il est à noter qu'il n'y a pas de valeurs négatives : le calcul de moyennes sur cercle concentriques, pour obtenir une coupe symétrique, cache les structures de subsidences qui sont d'ordre 1 et donc n'apparaissent que dans les asymétries, à notre échelle de résolution.

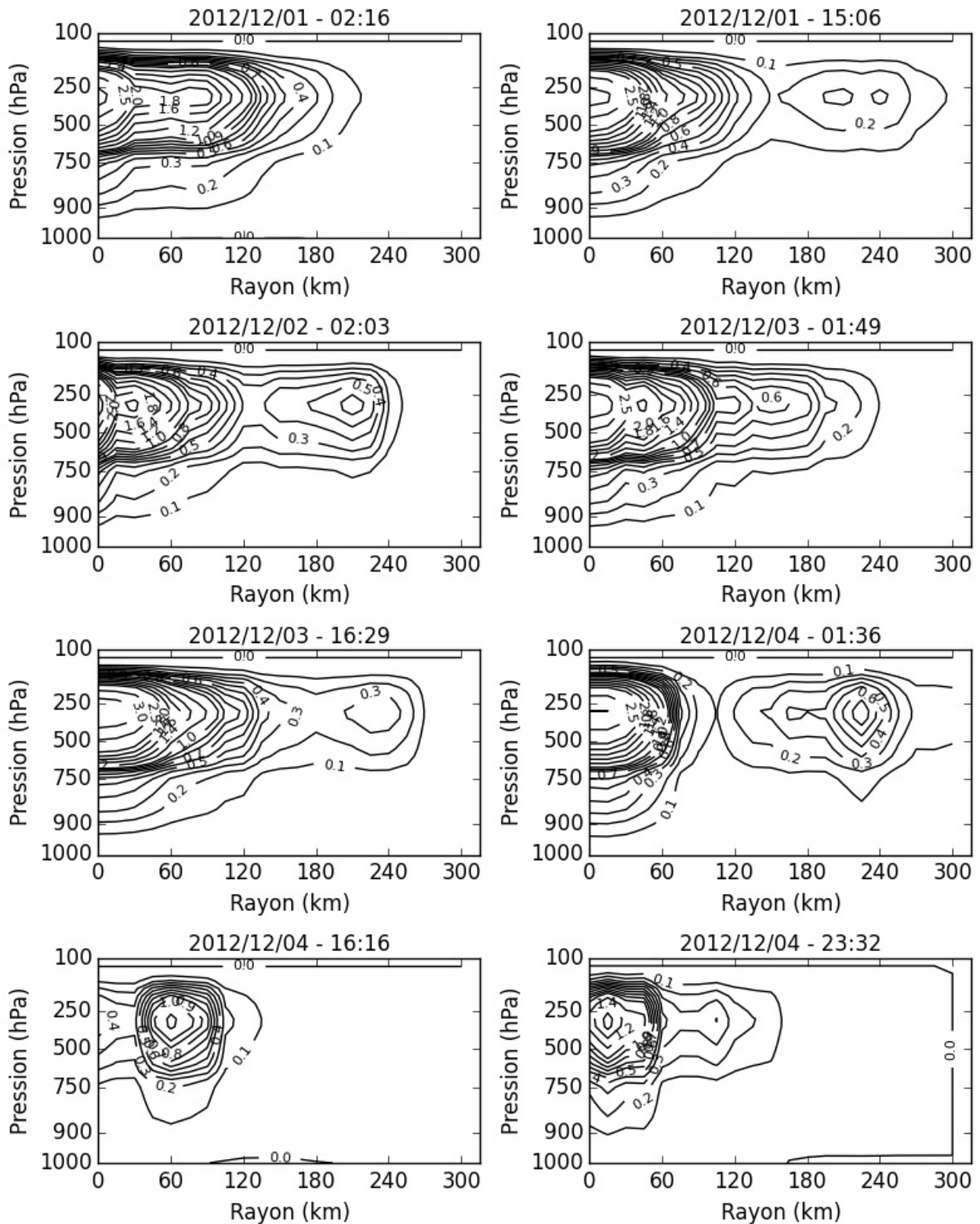


FIGURE 3.14 – Coupes verticales (ordre 0) de la vitesse verticale (en $m.s^{-1}$) du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 01/12/2012 au 04/12/12. Les valeurs de w sont moyennés sur des cercles concentriques tous les 15 km à chaque niveau de pression d'ERA-Interim.

La structure spatiale des isolignes permet de mettre en évidence le mur de l'œil, où les vitesses verticales sont les plus élevées. Pour certains passages, selon la taille de l'œil, la structure de l'œil et du mur de l'œil sont plus ou moins bien définis. Les ascendances dans les bandes spiralées pluvieuses, dont les ordres de grandeurs sont très inférieures à celle du cœur, sont également bien identifiables. L'ensemble des coupes verticales de Bopha pour les différents passage de MT sont disponibles en Annexe B.3.

3.4.3 Estimation de la vitesse radiale (V_R)

Comme décrit plus avant, les travaux de [Willoughby \(1979\)](#) ont mis en évidence que dans un cyclone, la circulation secondaire était forcée par la circulation primaire, Ainsi, selon le principe de conservation de la masse décrit par l'équation de continuité des masses d'air, on peut écrire :

$$\frac{\partial V_R}{\partial r} + \frac{V_R}{r} + \frac{1}{r} \frac{\partial V_T}{\partial \phi} + \frac{\partial w}{\partial z} + \frac{w}{H_0} = 0 \quad (3.23)$$

Si l'on considère uniquement la partie symétrique de la circulation cyclonique (ordre 0), le gradient radial de vent tangential est nul, ce qui permet d'écrire :

$$\frac{\partial V_R}{\partial r} + \frac{V_R}{r} = -\frac{\partial w}{\partial z} + \frac{w}{H_0} \quad (3.24)$$

Ainsi, à partir de l'équation 3.24, connaissant w , il est possible de calculer V_R . Afin de résoudre cette équation différentiel du second ordre, il faut définir V_R comme le produit de deux fonctions indépendantes, l'une fonction du rayon, l'autre de l'altitude ($V_R(r, z) = V_R(r) \times V_R(z)$). De la même façon, il faut décomposer w en deux fonction indépendantes, l'une fonction du rayon, l'autre de l'altitude ($w(r, z) = w(r) \times w(z)$). On peut alors réécrire l'équation 3.24, sous la forme :

$$\left[\frac{\partial V_R(r)}{\partial r} + \frac{V_R(r)}{r} \right] \cdot V_R(z) = \left[-\frac{\partial w(z)}{\partial z} + \frac{w(z)}{H_0} \right] \cdot w(r) \quad (3.25)$$

Par identification, on déduit alors de l'équation 3.25 :

$$V_R(z) = -\frac{\partial w(z)}{\partial z} + \frac{w(z)}{H_0} \quad (3.26)$$

Pour déterminer $V_R(z)$, on doit résoudre analytiquement :

$$\frac{\partial w(z)}{\partial z} = \frac{\Delta w(z)}{\Delta z} = \frac{w(z+1) - w(z)}{z+1 - z} \quad (3.27)$$

Par identification, on déduit également de l'équation 3.25 :

$$\frac{\partial V_R(r)}{\partial r} = -\frac{V_R(r)}{r} + w(r) \quad (3.28)$$

On peut résoudre l'équation 3.28 analytiquement :

$$V_R(r) = A + \int_0^r w(r).dr = A + \Delta r \times \sum_{r=0}^{n(\Delta r)} w(r) \quad (3.29)$$

Finalement, on détermine V_R en calculant le produit des deux fonction indépendantes :

$$V_R(r, z) = V_R(r) \times V_R(z) \quad (3.30)$$

La figure 3.15 présente la partie symétrique de la vitesse radiale restituée sur Bopha pour chaque passage de MT entre le 01/11 et le 04/12/2012, lorsque le typhon est en catégorie 4 et 5. En premier lieu, il convient de remarquer l'absence de valeurs pour les deux premiers pas (de 0 à 30km). Mathématiquement, cette absence de données s'explique par la résolution analytique (par pas d'intégrations) des équations différentielles 3.26 et 3.28. À l'ordre 0, les valeurs de V_R sont comprises entre -12 et 46 $m.s^{-1}$. Les valeurs sont négatives dans le bas de la troposphère (entre 1000 et 500 hPa) car le flux entrant va de l'extérieur vers le centre du typhon. La couche d'inversion (où les valeurs de V_T sont nulles) est situé autour de 500 hPa conformément aux valeurs de la littérature. Enfin, dans la haute troposphère les valeurs sont fortement positives, le flux sortant étant fortement accéléré par l'ascendance dans le cœur du typhon. De par la méthode utilisée pour calculer V_T , les structures spatiales décrites à l'ordre 0 sont fortement dépendantes de celle de w . Ainsi on retrouve des structures attribuables aux cellules convectives présentes dans les bandes spiralées précipitantes. L'ensemble des coupes verticales de Bopha pour les différents passage de MT sont disponibles en Annexe B.4.

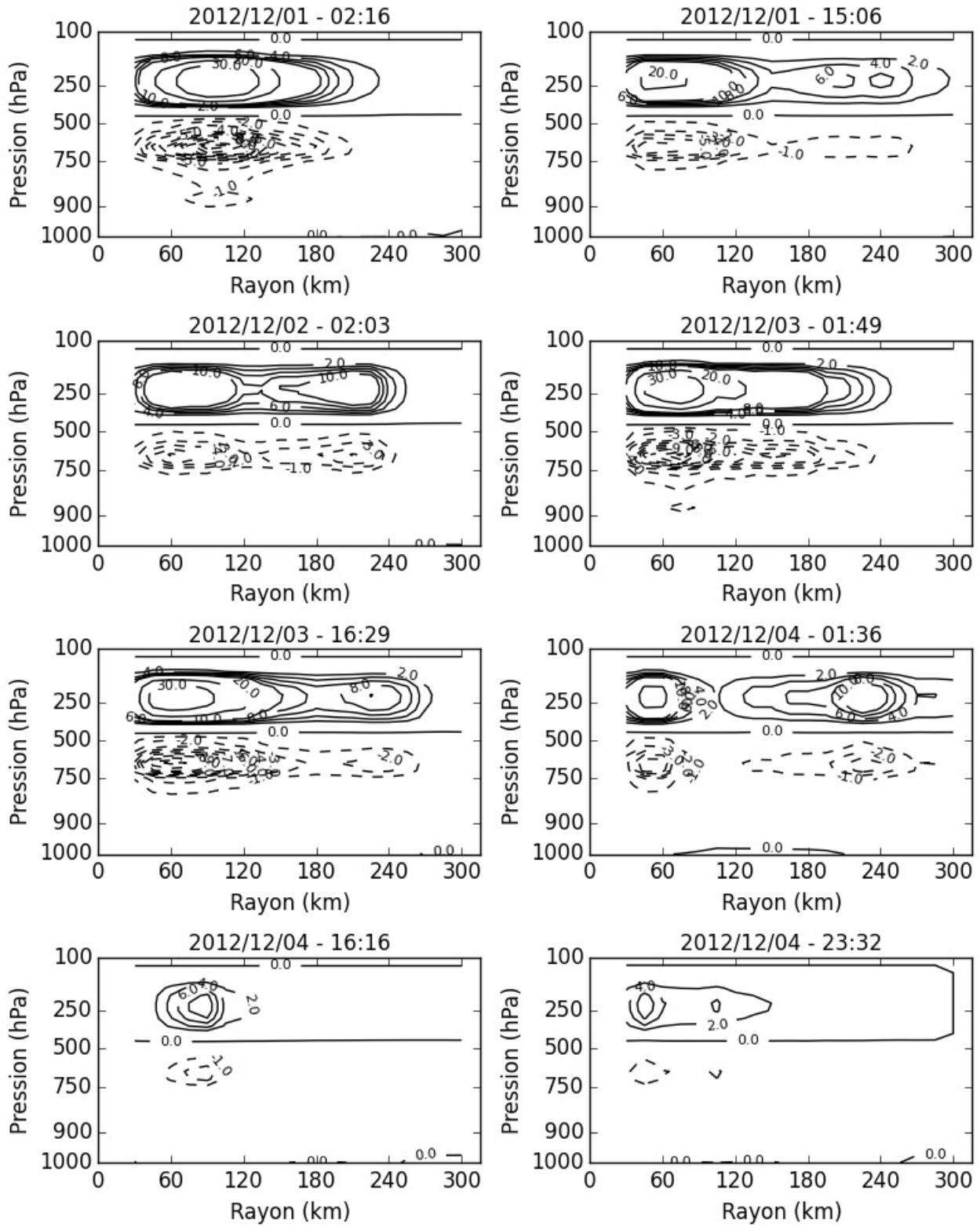


FIGURE 3.15 – Coupes verticales (ordre 0) de la vitesse radiale (en $m.s^{-1}$) du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 01/12/2012 au 04/12/12. Les valeurs de w sont moyennés sur des cercles concentriques tous les 15 km à chaque niveau de pression d'ERA-Interim.

3.4.4 Humidité absolue (H_A) et Précipitations (P)

Il est possible d'exprimer l'humidité de l'air de plusieurs manières : par des grandeurs relatives (telle que l'humidité relative ou la pression partielle de vapeur d'eau) ou par des grandeurs quantitatives (telle que l'humidité absolue). Ici, afin de résoudre l'équation du bilan d'humidité, il faut des valeurs d'humidité exprimées en humidité absolue. Les données d'ARPIA étant en humidité relative, il faut plusieurs étapes pour les convertir en humidité absolue. Dans un premier temps, il faut calculer la pression partielle de vapeur saturante (P_{sat} , en Pa) dans chaque couche d'ARPIA, c'est à dire la pression à laquelle la phase gazeuse de l'eau est en équilibre avec sa phase liquide ou solide à une température donnée. P_{sat} peut être calculée à partir de la formule de Clapeyron, connaissant la pression de référence ($p_0 = 101315 Pa$), la température de référence ($T_0 = 373,15 K$), la chaleur latente de vaporisation de l'eau à $20^\circ C$ ($L = 2,26 \times 10^6 J.kg^{-1}$), la constante universelle des gaz parfaits ($R = 8,3144621 J.mol^{-1}.K^{-1}$), la masse molaire de l'eau ($M = 0,01801 kg.mol^{-1}$) et la température de l'air (T , en K) :

$$P_{sat} = p_0 \times \exp \left[\frac{LM}{R} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right) \right] \quad (3.31)$$

Afin de calculer P_{sat} pour chaque pixel et dans chaque couche d'ARPIA, grâce à l'équation 3.31, il faut connaître la température dans chaque couche d'ARPIA. Pour cela, les données de températures de ERA-Interim (T_{ERA}) sont utilisées. Les profils de T_{ERA} sont moyennés (noté $\langle \dots \rangle$) en altitudes selon chaque couche d'ARPIA :

$$\begin{aligned} T_{Niv.1} &= \langle T_{ERA}(100hPa) \dots T_{ERA}(200hPa) \rangle \\ T_{Niv.2} &= \langle T_{ERA}(250hPa) \dots T_{ERA}(350hPa) \rangle \\ T_{Niv.3} &= \langle T_{ERA}(400hPa) \dots T_{ERA}(600hPa) \rangle \\ T_{Niv.4} &= \langle T_{ERA}(650hPa) \dots T_{ERA}(700hPa) \rangle \\ T_{Niv.5} &= \langle T_{ERA}(750hPa) \dots T_{ERA}(800hPa) \rangle \\ T_{Niv.6} &= \langle T_{ERA}(850hPa) \dots T_{ERA}(950hPa) \rangle \end{aligned}$$

L'humidité relative (H_R ; en %), estimée par ARPIA, est définie comme le rapport de la pression partielle de vapeur d'eau (P_{vap}) sur P_{sat} . Ainsi, connaissant P_{sat} , grâce à l'équation 3.31, on peut calculer (P_{vap}) :

$$P_{vap} = \frac{H_R}{100} \times P_{sat} \quad (3.32)$$

Lorsque la présence de nuages convectifs ne permet pas de calculer une valeur d'humidité relative par inversion, on considérera que l'air est saturé en humidité ($H_R = 100\%$). Ensuite, il faut calculer l'humidité absolue (H_A , en $kg.m^{-3}$), connaissant P_{vap} (grâce à l'équation 3.32), la température (T , en K) et la constante de conversion ($C = 2.16679.10^{-3} kg.K.J^{-1}$) :

$$H_A = \frac{C \times P_{vap}}{T} \quad (3.33)$$

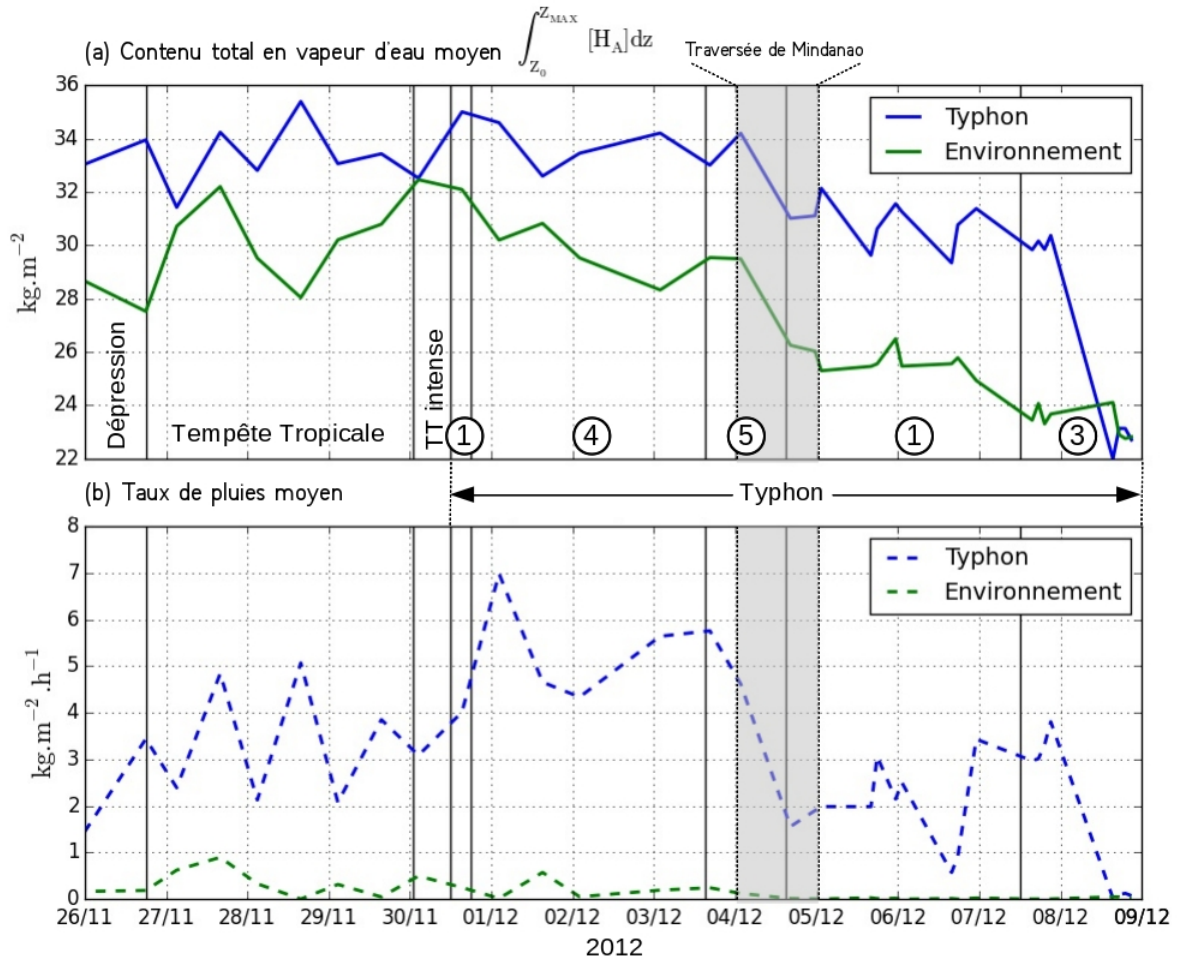


FIGURE 3.16 – Évolution temporelle moyenne du contenu total en vapeur d’eau (a) et du taux de pluies (b) dans le cœur du typhon (courbes bleues) et dans l’environnement proche (courbes vertes). Les lignes verticales noires et les chiffres dans les ronds signalent les changements de catégories cycloniques. La zone grisée représente la traversée de l’île de Mindanao.

La figure 3.16 présente l’évolution temporelle moyenne (a) du contenu total en vapeur d’eau (CTVE; $\int_{z_0}^{z_{max}} [H_A] dz$) et (b) du taux de pluie au cours du cycle de vie de Bopha, dans le cœur du typhon (courbes bleues) et dans l’environnement proche (courbes vertes). En terme d’ordre de grandeur, dans les tropiques, il est communément admis qu’une colonne atmosphérique convective moyenne ($1m^2$ au sol) contient ≈ 20 kg de vapeur d’eau associé à un taux de pluies de l’ordre de $2 \text{ cm} \cdot \text{jr}^{-1}$ (Marshall and Plumb, 2013; Holton and Hakim, 2012). Ici, que ce soit dans le cœur du typhon ou dans son environnement, le CTVE moyen varie entre 22 et 36 $kg \cdot m^{-2}$ associé à des taux de pluies moyens compris entre 0,5 et 7 $mm \cdot h^{-1}$ (soit entre 0,12 et 16,8 $cm \cdot \text{jr}^{-1}$). Les valeurs sont du même ordre de grandeur que celles issues de la littérature et associées à des profils convectifs moyens. Les valeurs ici, sont plus élevées, tant en termes de précipitations que de CTVE, car associées à des profils convectifs beaucoup plus intenses.

Sur l’ensemble du cycle de vie du typhon, le cœur du typhon est nettement plus humide que l’environnement proche. Globalement, on observe une variation du CTVE en opposition de phase entre le cœur du typhon et son environnement proche : d’un passage de MT au suivant, lorsque l’humidité augmente (resp. diminue) dans le cœur du typhon, elle diminue (resp.

augmente) dans l'environnement proche. Les précipitations dans le cœur du typhon sont plus intenses à mesure que l'intensité du typhon augmente : entre 2 et 5 $kg.m^{-2}.h^{-1}$ en moyenne au début du cycle de vie, lorsque Bopha est au stade de tempête tropicale à typhon de catégorie 1, et entre 2 et 5 $kg.m^{-2}.h^{-1}$ en moyenne lorsque le typhon est au stade de typhon de catégorie 4 et 5. Parallèlement, dans l'environnement proche, les précipitations restent modérées tout au long du cycle de vie (voire pratiquement nulles en fin de cycle de vie), avec des valeurs moyennes inférieures à 1 $kg.m^{-2}.h^{-1}$.

La traversée de l'île de Mindanao (zone grisée sur la fig. 3.16) marque un tournant important dans la dynamique de Bopha : on observe une chute importante à la fois des taux de précipitations et du CTVE. Après le contact avec la surface continentale, les valeurs moyennes de CTVE dans le cœur (précédemment supérieures à 32 $kg.m^{-2}$) chutent progressivement à des valeurs comprises entre 29 et 32 $kg.m^{-2}$. Au niveau des précipitations, les taux de pluies moyens chutent également de manière importante, passant de 4 à 7 $kg.m^{-2}.h^{-1}$ avant la traversée de l'île, à des valeurs de 1 à 4 $kg.m^{-2}.h^{-1}$ jusqu'à la fin du cycle de vie. De la même façon, dans l'environnement proche, les valeurs moyennes de CTVE (précédemment supérieures à 28 $kg.m^{-2}$) chutent à des valeurs comprises entre 22 et 26 $kg.m^{-2}$. Ces valeurs sont conformes à celles de la littérature : [Randel et al. \(1996\)](#) a réalisé une large bibliographie et a montré que les valeurs globales moyennes de CTVE sont comprises entre 22 et 28 $kg.m^{-2}$. En terme de précipitations, les valeurs moyennes, qui étaient déjà précédemment faibles, deviennent quasiment nulles.

La figure 3.17 présente les valeurs de CTVE moyennés en cercles concentriques tous les 15 km de Bopha pour chaque passage de MT entre le 01/11 et le 04/12/2012, lorsque le typhon est en catégorie 4 et 5 : L'enveloppe bleue correspond à l'erreur associée à l'erreur algorithmique d'ARPIA. Comme décrit précédemment sur la figure 3.16, à l'ordre 0, plus on se rapproche du centre du typhon, plus les valeurs de CTVE sont élevées, pour atteindre des valeurs proches de 38 $kg.m^{-2}$, valeurs similaires aux ordres de grandeurs de la littérature notamment celles de [McMurdie et al. \(1987\)](#) qui donne des valeurs comprises entre 20 et 40 $kg.m^{-2}$ dans un cyclone de moyenne latitude au-dessus de l'océan pacifique à partir des données du radiomètre de Nimbus.

Parallèlement, la figure 3.18 donne les précipitations moyennés en cercles concentriques de 15km de Bopha pour chaque passage de MT pour les mêmes dates. L'enveloppe bleue correspond à l'erreur associée à l'erreur algorithmique de BRAIN. De façon similaire à l'humidité, Les précipitations étant les plus intenses dans le mur de l'œil, elles augmentent à mesure que l'on se rapproche du centre du typhon. À l'ordre 0, la plus grande partie des précipitations, prend place dans les 150 premiers km et sont comprise entre 1 et $8 \times 10^{-3} kg.m^{-2}.s^{-1}$. Au-delà de 150 km, les précipitations sont inférieures à $1 \times 10^{-3} kg.m^{-2}.s^{-1}$. L'ensemble des coupes verticales de la CTVE de et des précipitations Bopha pour les différents passage de MT sont disponibles respectivement en Annexes B.5 et B.6.

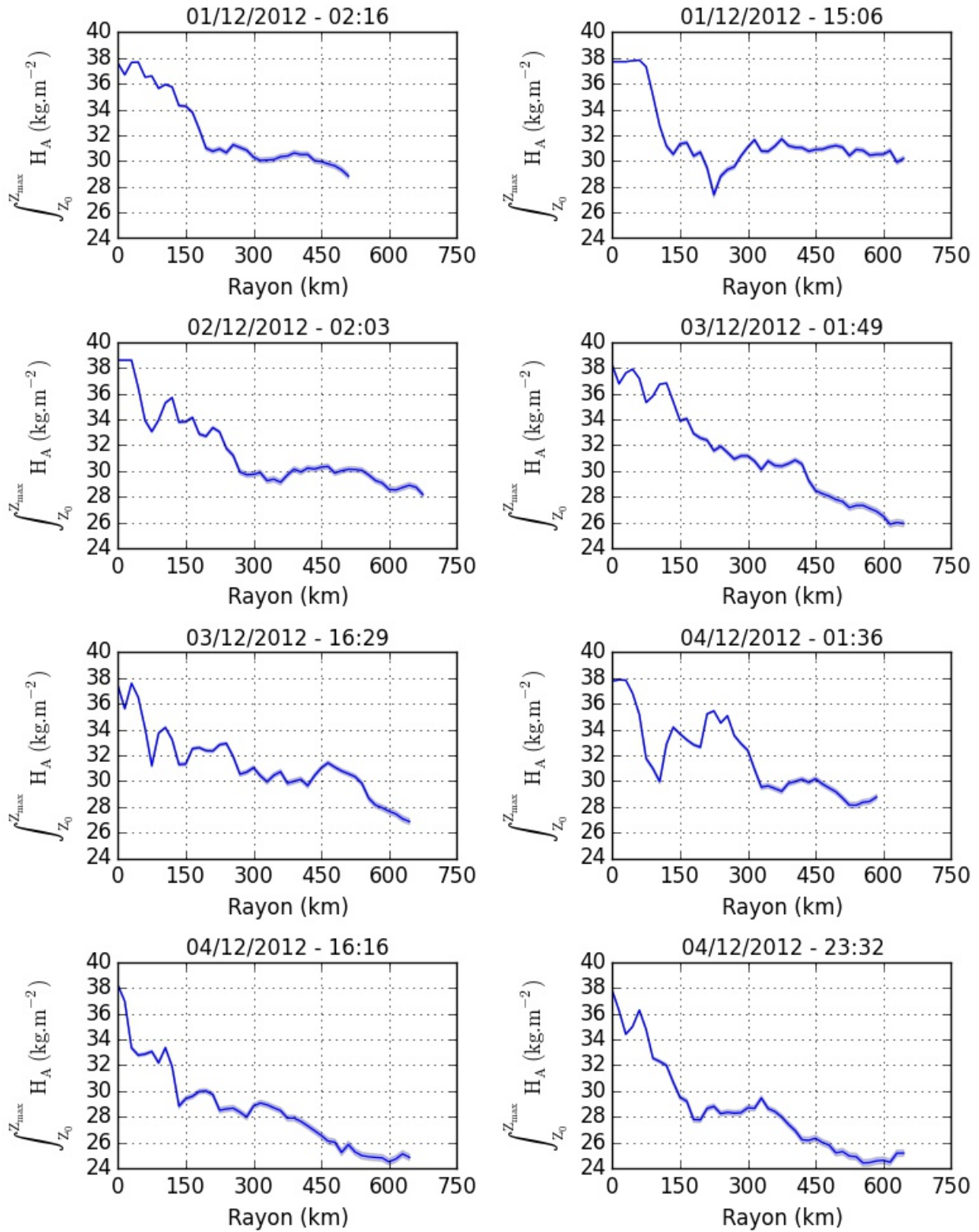


FIGURE 3.17 – Contenu total en vapeur d'eau ($CTVE$; à l'ordre 0) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 01/12/2012 au 04/12/12. L'enveloppe bleue correspond à l'erreur associé à l'algorithme ARPIA. Les valeurs de $CTVE$ sont moyennés sur des cercles concentriques tous les 15 km.

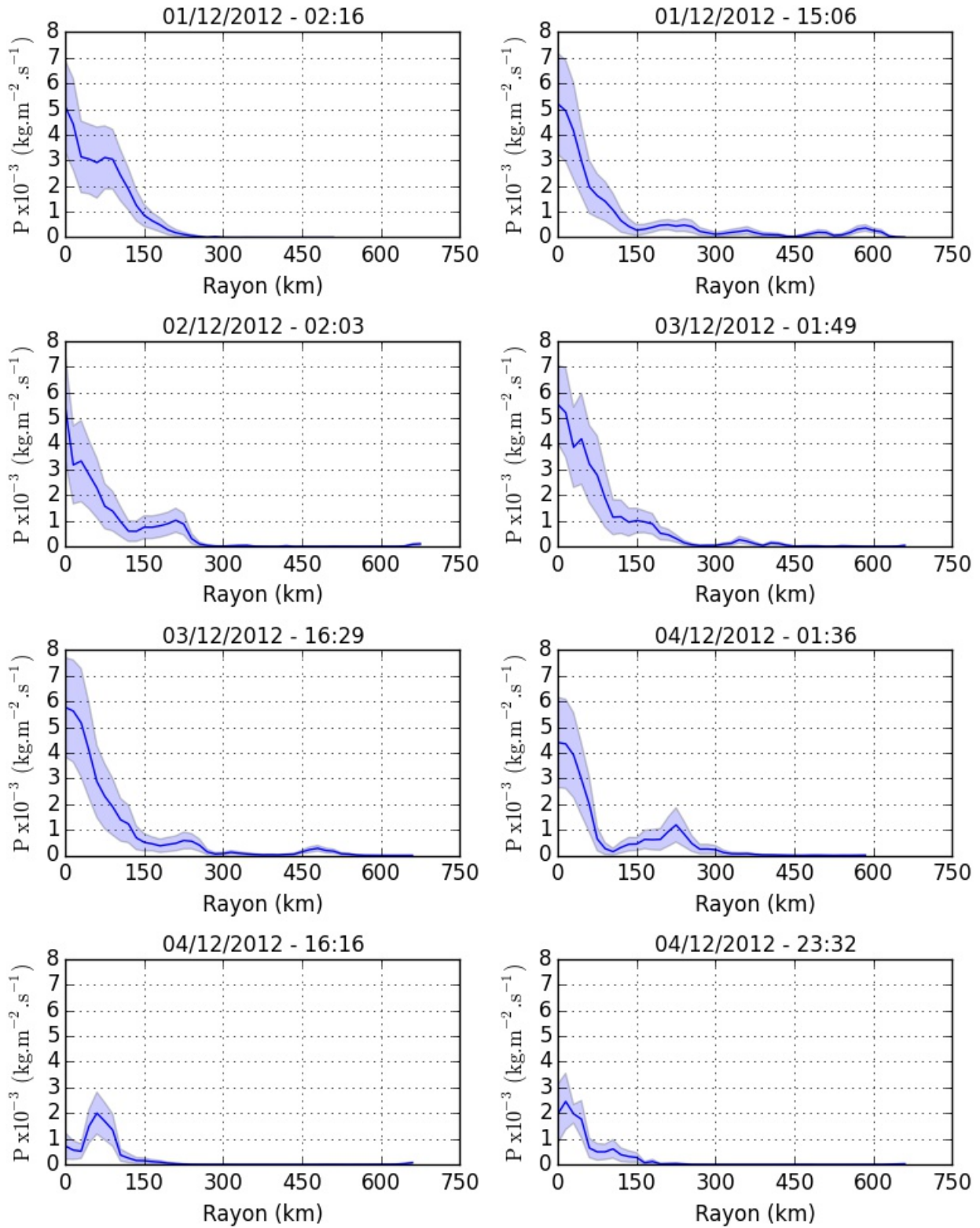


FIGURE 3.18 – Précipitations (P ; à l'ordre 0) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 01/12/2012 au 04/12/12. L'enveloppe bleue correspond à l'erreur de restitution associée à l'algorithme BRAIN. Les valeurs de P sont moyennées sur des cercles concentriques tous les 15 km.

3.4.5 Évaporation (E)

La méthode de Masunaga (2013) est utilisée afin de calculer le flux d'évaporation de surface (E , en $kg.m^{-2}.s^{-1}$). Cette méthode permet de calculer E au sein de systèmes convectifs tropicaux organisés en supposant que l'accumulation de vapeur d'eau dans les basses couches est forcée dynamiquement par la convergence des vents de surface :

$$E = \rho_{surf} \times C_E \times [H_A^{sat} - H_A^{surf}] \times |v_{10}| \quad (3.34)$$

où ρ est la densité de l'air sec (en $kg.m^{-3}$), H_A^{sat} est l'humidité absolue à saturation pour la température de surface de l'océan (en $kg.kg^{-1}$), H_A^{surf} est l'humidité absolue à la surface de l'océan et $|v_{10}|$ est le module du vent à 10m au-dessus de l'océan (en $m.s^{-1}$). Les termes ρ_{surf} et $|v_{10}|$ sont calculés à partir des données de ERA-Interim, comme suit :

$$\rho_{surf} = \frac{p_{surf}}{T_{surf} \times R_s} \quad (3.35)$$

où p_{surf} est la pression de surface (en Pa), T_{surf} est la température de surface (en K) et R_s est la constante spécifique des gaz pour l'air sec ($287,058 J.kg^{-1}.K^{-1}$).

$$|v_{10}| = \sqrt{u_{10}^2 + v_{10}^2} \quad (3.36)$$

où u_{10} et v_{10} sont respectivement les composantes zonale et méridienne du vent à 10 m.

Enfin, le coefficient de transfert C_E est calculé suivant l'équation de Large et al. (1994) :

$$C_E = 3,46 \times 10^{-2} \sqrt{C_D} \quad (3.37)$$

où C_D est un coefficient de frottement défini comme suit :

$$C_D = \frac{2,7 \times 10^{-3}}{|v_{10}|} + 1,42 \times 10^{-4} + \frac{7,64 \times 10^{-5}}{|v_{10}|} \quad (3.38)$$

La figure 3.19 présente l'évolution temporelle moyenne de (a) l'évaporation, de (b) la température de surface de l'océan (TSO) et du module du vent à 10 m dans le cœur du typhon (courbes bleues) et dans l'environnement proche (courbes vertes) :

Évaporation : Dans la première partie du cycle de vie de Bopha (avant la traversée de l'île de Mindanao), l'évaporation moyenne varie fortement dans le cœur du typhon (entre 0.8×10^{-3} et $1.8 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$). À l'inverse, dans l'environnement proche, les valeurs d'évaporation moyenne sont très stables au cours du temps (entre 1.2×10^{-3} et 1.4×10^{-3}). La traversée de l'île est associée à une diminution conséquente de l'évaporation tant dans le cœur que dans l'environnement proche. Après la traversée de l'île, l'évaporation moyenne décline progressivement tant dans le cœur que dans l'environnement proche et dans le cœur, les variations sont moins importantes. Le 7 décembre, l'évaporation moyenne dans l'environnement proche devient supérieure à celle dans le cœur en se stabilisant à $1.2 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ (contre 1.0×10^{-3} dans le cœur). Dans la journée du 8 décembre, l'évaporation moyenne dans le cœur du typhon décline fortement pour atteindre des valeurs inférieures à $0.6 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$.

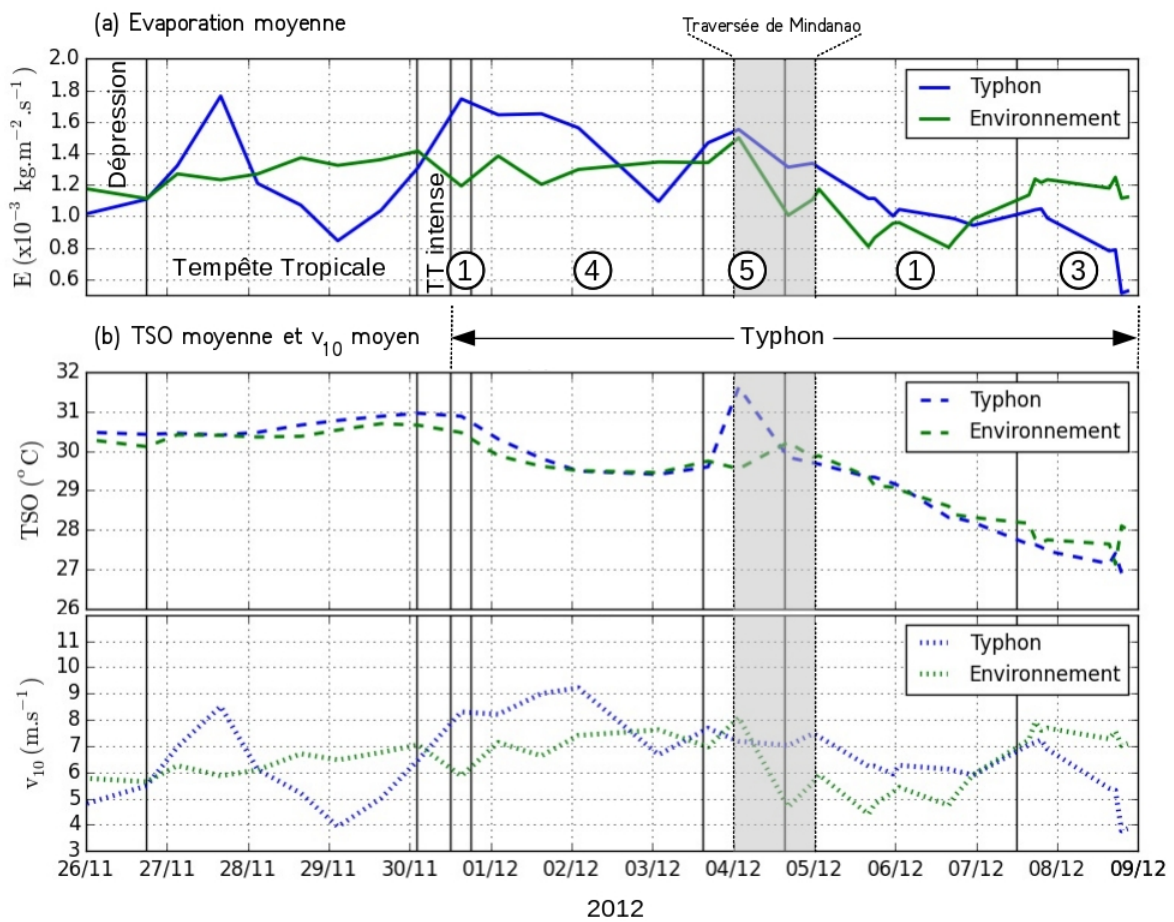


FIGURE 3.19 – Évolution temporelle moyenne de l'évaporation (a), de la température de surface de l'océan (TSO) et du module du vent à 10m (v_{10}) (b) dans le cœur du typhon (courbes bleues) et dans l'environnement proche (courbes vertes). Les lignes verticales noires et les chiffres dans les ronds signalent les changements de catégories cycloniques. La zone grisée représentent la traversée de l'île de Mindanao.

Ces variations ne semblent pas strictement corrélés au cycle de vie du typhon (en termes de catégories cycloniques), l'équation 3.34 met en évidence que les paramètres principaux qui contrôle l'évaporation sont la TSO et v_{10} dont les valeurs moyennes sont présentées sur la figure 3.19b :

TSO : Globalement, il n'y a pas de différence importante de TSO moyenne entre le cœur du typhon et l'environnement proche (écarts compris entre 0 et $0.5^{\circ}C$). Le pic de TSO important observable le 4 décembre pour le cœur du typhon est un artéfact de calcul imputable au fait que le cœur se trouve pratiquement intégralement sur une surface continentale.

$|v_{10}|$: au début du cycle de vie, on observe une relative stabilité dans l'environnement proche (entre 6 et $8 m.s^{-1}$) et de grandes variations dans le cœur du typhon (entre 4 et $9 m.s^{-1}$). Après la traversée de l'île, on observe une diminution des valeurs moyennes et des variations moins importantes.

La dynamique générale de l'évaporation est similaire à celle de la TSO : stabilité sur le début du cycle de vie (entre 29 et $31^{\circ}C$) puis diminution progressive après la traversée de l'île (de $30^{\circ}C$ en moyenne le 5 décembre à $27^{\circ}C$ en moyenne le 8 décembre). Les variations journalières de l'évaporation, semble d'avantage proches de celles de $|v_{10}|$.

La figure 3.20 présente la partie symétrique de l'évaporation au sein de Bopha pour chaque passage de MT entre le 01/11 et le 04/12/2012, lorsque le typhon est en catégorie 4 et 5 : les valeurs d'évaporation sont moyennées sur des cercles concentriques tous les 15 km. Les valeurs d'évaporation moyennes à l'ordre 0 sont comprises entre 0.5 et $2 kg.m^{-2}.s^{-1}$. Globalement, lorsque Bopha est au stade de typhon, l'évaporation est minimale dans l'œil (effet possible de la subsidence), augmente au sein du mur de l'œil pour atteindre un maximum autour de 150-300km puis diminuer à mesure que l'on s'éloigne du centre vers l'environnement. L'ensemble des coupes verticales de l'évaporation au sein de Bopha pour les différents passage de MT sont disponibles en Annexe B.7.

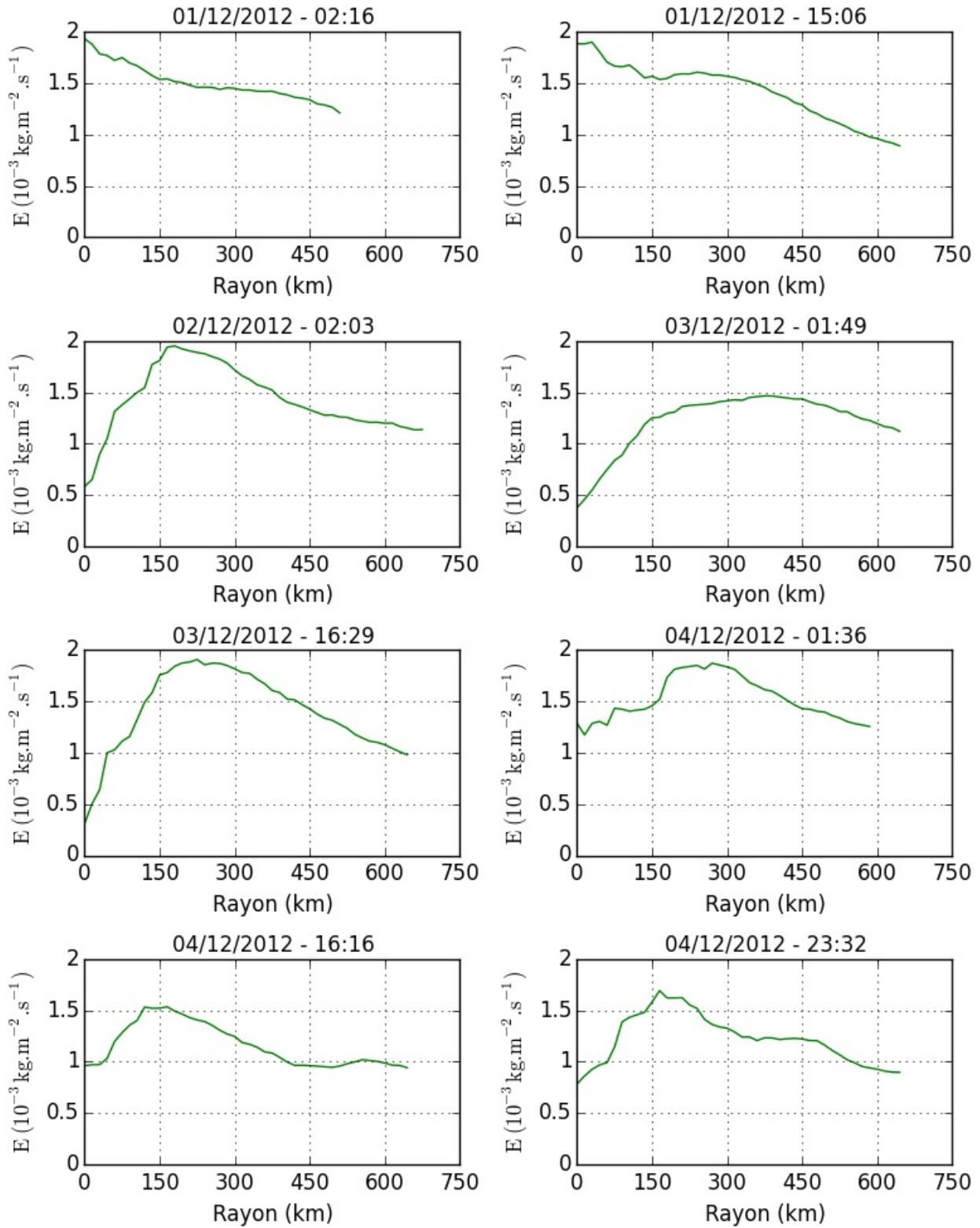


FIGURE 3.20 – Évaporation (E ; à l'ordre 0) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Mega-Tropiques au-dessus du typhon, du 01/12/2012 au 04/12/12. Les valeurs de E sont moyennés sur des cercles concentriques tous les 15 km.

3.5 Résultats

3.5.1 Production d'humidité

Les étapes précédentes ont permis d'estimer : La vitesse du vent tangentiel (V_T), en tout point du typhon, en résolvant l'équation du vent du gradient via un modèle de dépression gaussienne; La vitesse du vent vertical (w), en tout point du typhon, en reliant des profils de w aux taux de pluies estimées par BRAIN; la vitesse du vent radial (V_R), à l'ordre 0, en résolvant l'équation de continuité des masses d'air. L'humidité absolue a pu être calculée grâce aux données d'humidité relative estimées par ARPIA et les profils de température ERA-Interim. L'évaporation a été calculée via les données de température de surface de l'océan et de vent à 10m d'ERA-Interim. Enfin les données de précipitations ont été estimées par BRAIN. L'ensemble de ces variables permettent de résoudre l'équation bilan à l'ordre 0 :

$$\int_{z_0}^{z_{max}} \frac{\partial H_A}{\partial t} dz = E - P - \int_{z_0}^{z_{max}} \left(\frac{\partial H_A}{\partial r} \cdot V_R + \frac{\partial H_A}{\partial z} \cdot w \right) dz \quad (3.39)$$

La figure 3.21 présente l'évolution temporelle moyenne de la production/consommation locale de vapeur d'eau ($\langle \int_{z_0}^{z_{max}} \frac{\partial H_A}{\partial t} dz \rangle$) dans le cœur du typhon (courbe bleue) et dans l'environnement proche (courbe verte). Les enveloppes autour des courbes correspondent aux erreurs cumulées associées aux algorithmes BRAIN et ARPIA qui ont été propagées.

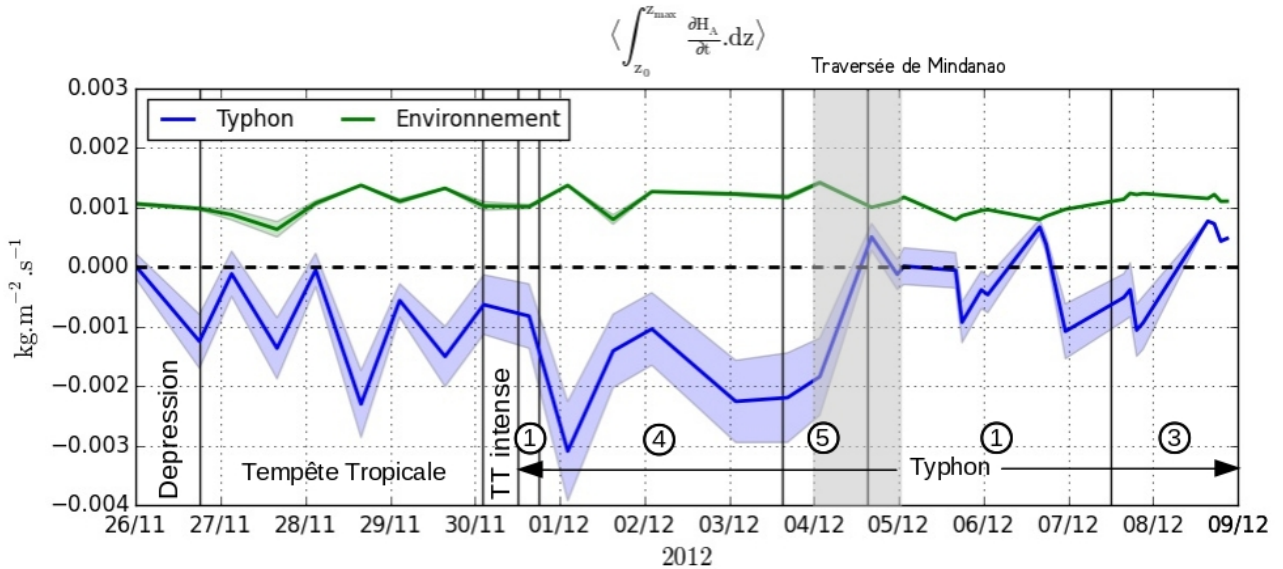


FIGURE 3.21 – Évolution temporelle moyenne de la production/consommation locale de vapeur d'eau dans le cœur du typhon (courbes bleues) et dans l'environnement proche (courbe vertes). Les enveloppes bleues et vertes correspondent aux erreurs cumulées associées aux algorithmes ARPIA et BRAIN. Les lignes verticales noires et les chiffres dans les ronds signalent les changements de catégories cycloniques. La zone grisée représente la traversée de l'île de Mindanao.

En premier lieu, il convient d'observer qu'il existe une différence significative de la dynamique de production/consommation locale d'humidité entre le cœur du typhon et son environnement proche. En effet, sur l'ensemble du cycle de vie, on observe, en moyenne, une production locale d'humidité dans l'environnement très constante (entre 0,6 et $1,4 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-2}.s^{-1}$ en moyenne). À l'inverse, dans le cœur du typhon, on observe en moyenne une consommation d'humidité (sauf à la fin du cycle de vie) et une grande variabilité d'un passage à l'autre de MT (entre 0,8 et $-4 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-2}.s^{-1}$ en moyenne). En second lieu, il convient de remarquer que la propagation de l'erreur algorithmique se retrouve davantage dans les résultats du cœur du typhon, que dans ceux de l'environnement : l'étude des précipitations réalisée précédemment a mis en évidence que les pluies sont plus intenses dans le cœur et que par conséquent l'erreur algorithmique associée y est plus importante.

La figure 3.22 présente l'évolution du terme de production/consommation d'humidité de Bopha ($\int_{z_0}^{z_{max}} \frac{\partial H_A}{\partial t} dz$) pour chaque passage de MT entre le 01/11 et le 04/12/2012, lorsque le typhon est en catégorie 4 et 5. L'enveloppe rouge correspond à l'erreur associée aux algorithmes BRAIN et ARPIA. Globalement, les valeurs sont comprises entre -15 et $3 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-2}.s^{-1}$. Comme décrit précédemment, dans les 150 premiers km (cœur du typhon), on observe une très forte consommation d'humidité par unité de surface sur une surface limitée. À l'inverse, entre 150km et 750 km (environnement), on observe une faible production d'humidité par unité de surface sur une grande surface. L'ensemble des coupes verticales au sein de Bopha pour les différents passage de MT sont disponibles en Annexe B.8.

Afin de déterminer quels termes du bilan d'humidité sont prépondérants pour expliquer la dynamique de production/consommation d'humidité, des corrélations ont été calculées entre les différents termes (production, évaporation, précipitation, advection radiale, advection verticale) et sont présentées dans la table 3.1. Les corrélations sont calculées sur l'ensemble des données à l'ordre 0 (745 valeurs pour le cœur du typhon et 752 pour l'environnement), les valeurs en gras sont significatives selon un test-t pour un risque de 1%.

Cyclone	Prod.	Évap.	Précip.	Adv. rad.	Adv. vert.
Production	1				
Évaporation	0.11	1			
Précipitation	-0.98	-0.01	1		
Adv. radiale	-0.03	-0.03	-0.03	1	
Adv. verticale	-0.98	0.04	0.98	-0.01	1
Environnement	Prod.	Évap.	Précip.	Adv. rad.	Adv. vert.
Production	1				
Évaporation	0.64	1			
Précipitation	-0.54	0.29	1		
Adv. radiale	0.01	0.04	-0.05	1	
Adv. verticale	-0.54	0.31	0.98	-0.01	1

TABLE 3.1 – Tables de corrélations entre les différents termes de l'équation bilan à l'ordre 0, dans le cœur du cyclone (haut) et dans l'environnement (bas). Les valeurs en gras sont significatives selon un test-t pour un risque de 1% (745 valeurs pour le cœur du cyclone et 752 pour l'environnement).

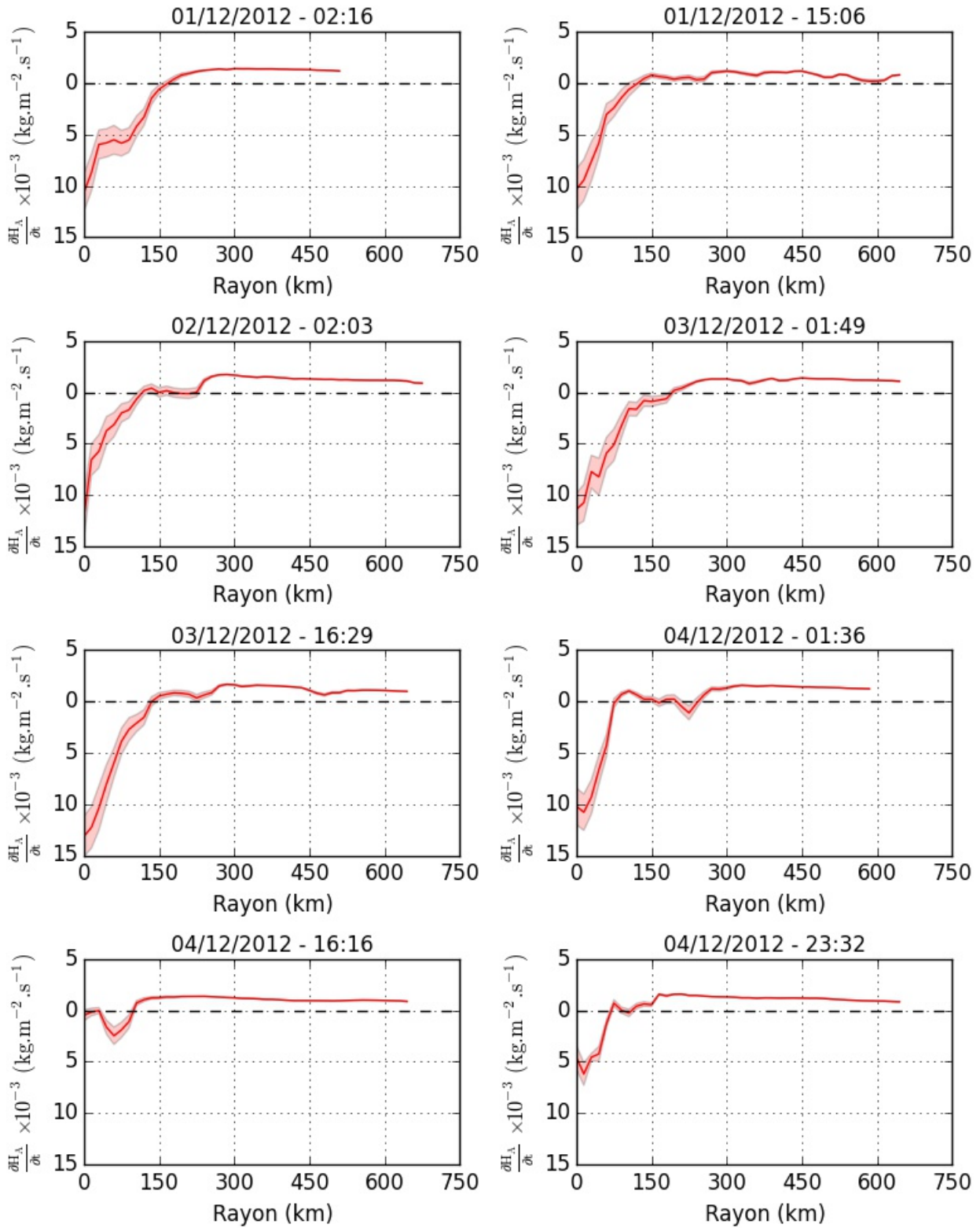


FIGURE 3.22 – Production/Consommation de vapeur d'eau ($\int_{z_0}^{z_{max}} \frac{\partial H_A}{\partial t} dz$, à l'ordre 0) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 01/12/2012 au 04/12/12. L'enveloppe rouge représente l'erreur algorithmique cumulée de BRAIN et ARPIA.

Ainsi, dans le cœur du cyclone, les termes prépondérants (c-à-d qui sont significativement corrélés au terme de production) sont les précipitations et l'advection verticale qui présentent des corrélations de -0,98 avec le terme de production. Par ailleurs, précipitations et advection verticale sont également corrélés à hauteur de 0,98, ce qui s'explique par la méthode d'estimation de l'advection verticale, linéairement calculée à partir des précipitations. Ainsi, cette corrélation négativement très significative entre précipitation et le terme de production reflète l'assèchement de la colonne atmosphérique en vapeur d'eau par les précipitations qui "consomment" l'humidité : plus il pleut, plus la quantité de vapeur d'eau libre est faible dans la colonne. Les pluies sont tellement intense dans le cœur du typhon, que la variabilité des précipitations à elle seule permet d'expliquer 96% de la variabilité du terme de production, la contribution des autres termes étant tellement faible en comparaison.

Dans l'environnement, les termes prépondérants sont l'évaporation ($r = 0,64$), les précipitations ($r = -0,54$) et l'advection verticale ($r = -0,54$). Comme dans le cœur du cyclone, les précipitations et l'advection verticale sont également corrélés entre eux à hauteur de 0,98. Dans l'environnement, il a été mis en évidence précédemment que les précipitations y sont moins intense que dans le cœur et que à l'inverse, l'évaporation y est plus forte : l'évaporation entraîne la production de vapeur d'eau et les précipitations entraînent de la consommation. Le terme de production résulte de l'équilibre entre les précipitations et l'évaporation : la variabilité de l'évaporation permet d'expliquer 41% de la variabilité du terme de production et la variabilité des précipitations permet d'expliquer 30%.

3.5.2 Production de chaleur latente

Depuis les années 1970, et l'utilisation des satellites pour étudier les cyclones, plusieurs études se sont intéressées à quantifier l'énergie des cyclones à travers la production de chaleur latente. Historiquement, on calcule un relâchement de chaleur latente via les précipitations (LHR ; eng. Latent Heat Release ; en $W = J.s^{-1}$) de la façon suivante (Adler and Rodgers, 1977) :

$$LHR = L_c \rho \int_A R da \quad (3.40)$$

où ρ est la densité de l'eau de pluie (10^3 kg.m^{-3}), L_c est la chaleur latente de condensation de l'eau ($2,5 \times 10^6 \text{ J.kg}^{-1}$), R est le taux de pluies (mm.h^{-1}), da est la surface d'incrémentation et A la surface d'intégration (en m^2). Toutefois cette méthode s'appuie uniquement sur les précipitations, elle ne permet de calculer le dégagement de chaleur latente que dans les pixels pluvieux et ne prend pas en compte la dynamique de la vapeur d'eau dans l'ensemble du cyclone.

Le tableau 3.2, présente une revue bibliographique de calculs de LHR sur différents cyclones depuis le début des années 1970. Ces travaux, ont été réalisées à partir de plusieurs types de données : six utilisent des données acquises par satellites et 2 à partir d'avions. Les LHR sont calculés sur des zones définies par des rayons qui varient d'un auteur à l'autre (entre 55 et 444 km). Toutefois à partir de la fin des années 80, la plupart des auteurs suivent les préconisations de Weatherford and Gray (1988), qui délimite la zone d'intérêt à un rayon de 1° (soit 111 km) autour de l'œil (eng. Inner Core). D'autres études s'intéressent uniquement à la zone du mur de l'œil (environ 60 km), là où les précipitations sont les plus intenses.

Auteurs	Données	Cyclone [Cat]	R (km)	LHR $\times 10^{13}$ W
Adler and Rodgers (1977)	Satellite	Nora (1972) [5]	444	27 à 88
Rodgers and Adler (1981)	Satellite	Irma(1974) [4]	222	10 à 60
			444	30 à 110
		Gilda(1974)[2]	222	10 à 45
			444	20 à 90
		Nora(1973)[5]	222	10 à 45
			444	30 à 110
		Doreen (1973)[4]	222	10 à 40
			444	20 à 80
Marks (1985)	Avion	Allen (1980) [5]	55	2 à 6
			111	5 à 11.7
Rodgers et al. (1994a)	Satellite	Dean (1989) [2]	111	5 à 17,5
		Gabrielle (1989) [4]	111	5 à 27,5
		Hugo (1989) [5]	111	5 à 35
Rodgers et al. (1994b)	Satellite	Florence (1988) [1]	111	5 a 33
Rodgers and Pierce (1995)	Satellite	Bobbie (1992) [4]	111	5 a 35
			444	15 à 90
Rodgers et al. (1998)	Satellite	Opal (1995) [4]	55	3 à 5
Sitkowski and Barnes (2009)	Avion	Guillermo (1997) [5]	60	2 a 7

TABLE 3.2 – Valeurs minimales et maximales de LHR calculées pour 12 cyclones tropicaux selon le type de données, le cyclone considéré et le rayon de la zone de calcul. Les cyclones en gras sont des typhons appartenant au même bassin que Bopha (Pacifique Ouest).

À partir du terme de production d'humidité estimé à l'ordre 0 ($\int_{z_0}^{z_{max}} \frac{\partial H_A}{\partial t} dz$; en $kg.m^{-2}$), il est possible d'accéder à une première approximation du LHR, en redistribuant les valeurs du terme de production d'humidité sur des anneaux concentriques de 15km :

$$LHR \approx \sum_{i=0}^n -L_v \pi (r_{i+1}^2 - r_i^2) \left(\int_{z_0}^{z_{max}} \frac{\partial H_A}{\partial t} dz \right)_i \quad (3.41)$$

où L_v est la chaleur de vaporisation de l'eau ($2,5 \times 10^6 J.kg^{-1}$), $\pi(r_{i-1}^2 - r_i^2)$ est la surface de l'anneau considéré pour le calcul (en m^2), avec $r_0 = 0$ et $r_1 = 15000$, enfin n est le nombre de pas d'intégration. Les LHR on été calculés pour l'ensemble du cycle de vie de Bopha, et pour des rayons de 55, 111, 222 et 444 km autour de l'oeil, afin de les comparer aux valeurs de la littérature. Les résultats sont présentés sur la figure 3.23 :

- LHR_{55km} (Fig. 3.23A) : La vitesse des vents max (c-à-d les vents tangentiels) issue du Best Track a été rajouté en second axe pour représenter les phases d'intensification/affaiblissement du typhon. Lorsque Bopha est au stade de cyclone (à partir du 1/12/2012), on observe une évolution temporelle concomitante entre le LHR et les vents max. Au début du cycle de vie, le LHR est très intense lorsque Bopha est au stade de perturbation/tempête. Ce comportement du LHR est connu depuis les travaux de [Adler and Rodgers \(1977\)](#) : durant la phase d'intensification ou un système passe de perturbation tropicale à tempête tropicale puis à cyclone, le LHR augment significativement, proportionnellement à l'augmentation des précipitations. Aussi une

fois le cyclone formé, plus le cyclone s'intensifie, plus le LHR augmente et réciproquement : l'énergie libérée par les précipitations renforce la circulation cyclonique.

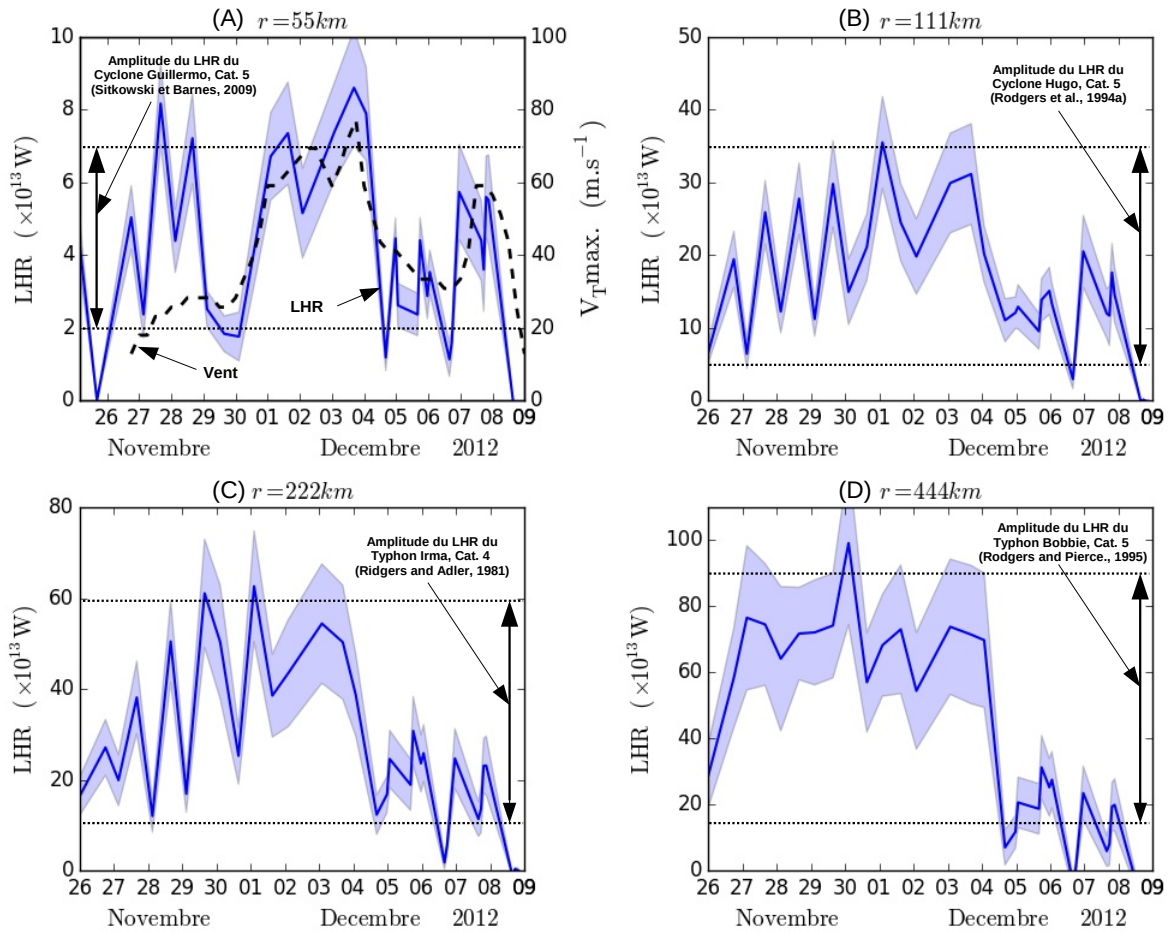


FIGURE 3.23 – Évolution temporelle du LHR de Bopha calculé à l'ordre 0 dans des cercles concentriques autour de l'œil de (A) 55 km, (B) 111 km, (C) 222 km et (D) 444 km. Les enveloppes bleues signalent l'erreur algorithmique d'ARPIA et BRAIN qui a été propagé dans les calculs. La vitesse des vents max. du Best Track est reporté sur le second axe du cadran A.

Les valeurs de LHR_{55km} sont proches de celles de la littérature : elles sont comprises entre 2 et $10 \times 10^{13} W$ (en prenant en compte les erreurs). En comparaison Marks (1985) ont calculé des valeurs de LHR pour le cyclone Allen (1980; catégorie 5) comprises entre 2 et $6 \times 10^{13} W$ pour un rayon équivalent de 55km. Rodgers et al. (1998) ont calculé des valeurs de LHR pour le cyclone Opal (1995, catégorie 4) comprises entre 3 et $5 \times 10^{13} W$ pour un rayon équivalent de 55km. Enfin, (Sitkowski and Barnes, 2009) ont calculé des valeurs de LHR sur le cyclone Guillermo (1997; catégorie 5) comprises entre 2 et $7 \times 10^{13} W$ pour un rayon de 60km.

- LHR_{111km} (Fig. 3.23B) : Le LHR augmente considérablement en ordre de grandeur, environ 10 fois supérieur au LHR_{55km} : Les données sont comprises entre 5 et $40 \times 10^{13} W$ (en prenant en compte les erreurs). En comparaison pour un même rayon de 111km, Rodgers et al. (1994a) ont étudiés les cyclones Dean (1989, catégorie 2), Gabrielle (1989, catégorie 4) et Hugo (1989,

catégorie 5) et ont calculés des valeurs de LHR compris entre 5 et $35 \times 10^{13} W$. [Rodgers and Pierce \(1995\)](#) ont étudié le typhon Bobbie (1992, catégorie 4) et ont calculés des valeurs de LHR comprises également entre 5 et $35 \times 10^{13} W$. En terme d'évolution temporelle, on observe de fortes oscillations au début du cycle de vie qui ne sont pas aussi visibles pour le LHR_{55km} . Ces oscillations pourraient être la signature du cycle diurne de la convection dans les bandes pluvieuses, en effet à ce moment, lorsque Bopha est un stade de tempête tropicale, Megha-Tropiques passe complètement au-dessus du typhon une fois le matin et une fois le soir.

- LHR_{222km} (Fig. 3.23C) : Les oscillations observées précédemment au début du cycle de vie sont encore plus intenses à cette échelle, marquant probablement la signature du cycle diurne de la convection dans d'autres cellules convectives présentes dans les bandes spiralées. Concernant l'ordre de grandeur, les valeurs sont comprises entre 10 et $70 \times 10^{13} W$ (en prenant en compte les erreurs). En comparaison, [Rodgers and Adler \(1981\)](#) ont calculés des LHR à cette échelle de 222km, compris entre 10 et $60 \times 10^{13} W$, sur trois typhons du même bassin que Bopha (Nora, 1973 ; Irma, 1974 ; Gilda, 1974 ;).

- LHR_{444km} (Fig. 3.23D) : À cette échelle, les oscillations précédemment observée disparaissent. En effet, à cette distance de l'œil, les précipitations sont moins intenses répartis sur une surface plus grande, ce qui lisse le signal. Les valeurs sont comprises entre 20 et $110 \times 10^{13} W$ (en prenant en compte les erreurs). En comparaison, [Rodgers and Adler \(1981\)](#) on calculé des LHR, à rayon équivalent, compris entre 30 et $110 \times 10^{13} W$ pour les typhons Irma (1974, Catégorie 4) et Nora (1973, Catégorie 5) et compris entre 20 et $80 \times 10^{13} W$ pour le typhon Doreen (1973, catégorie 4). [Rodgers and Pierce \(1995\)](#) ont calculé des LHR compris entre 15 et $90 \times 10^{13} W$ pour le typhon Bobbie (1992, Catégorie 4).

La figure 3.24 résume les valeurs moyennes relatives au LHR, calculées sur l'ensemble du cycle de vie de Bopha. L'axe du bas donne la distance des anneaux concentriques évoqués précédemment (55, 111, 222 et 444 km). L'axe de gauche indique les valeurs moyennes de la LHR dans chaque anneau. L'axe du haut indique de la contribution de l'anneau considéré au LHR moyen total. Enfin, l'axe de droite donne le LHR moyen par unité de surface de l'anneau considéré. Les valeurs sont données avec leur erreur algorithmique associée.

En première observation, il apparait que plus on s'éloigne du centre du typhon, plus la contribution du LHR de chaque anneau au LHR total est importante : l'anneau à 55 km (ce qui correspond à l'œil) contribue à 10% du LHR ($3.8 \pm 0.8 \times 10^{13} W$), là où l'anneau à 444 km contribue à 38 % ($14.9 \pm 5.6 \times 10^{13} W$) en moyenne. Toutefois cette contribution est surtout imputable à la différence de surface entre les zones. En effet, le cercle de 55 km de diamètre représente une surface de $9500 km^2$, là où l'anneau à 444 km représente une surface de $465\,000 km^2$: si l'on rapporte le LHR à la surface, dans l'anneau à 55 km, il y a production de $4031 \pm 800 W.m^{-2}$ quand dans celui à 444 km, il y a production de $320 \pm 120 W.m^{-2}$. Ces valeurs sont à mettre en perspective avec la valeur moyenne annuelle de flux de chaleur latente dans l'atmosphère à la latitude de Bopha : $130 W.m^{-2}$ ([Zhang and Rossow, 1997](#); [Sellers, 1965](#)).

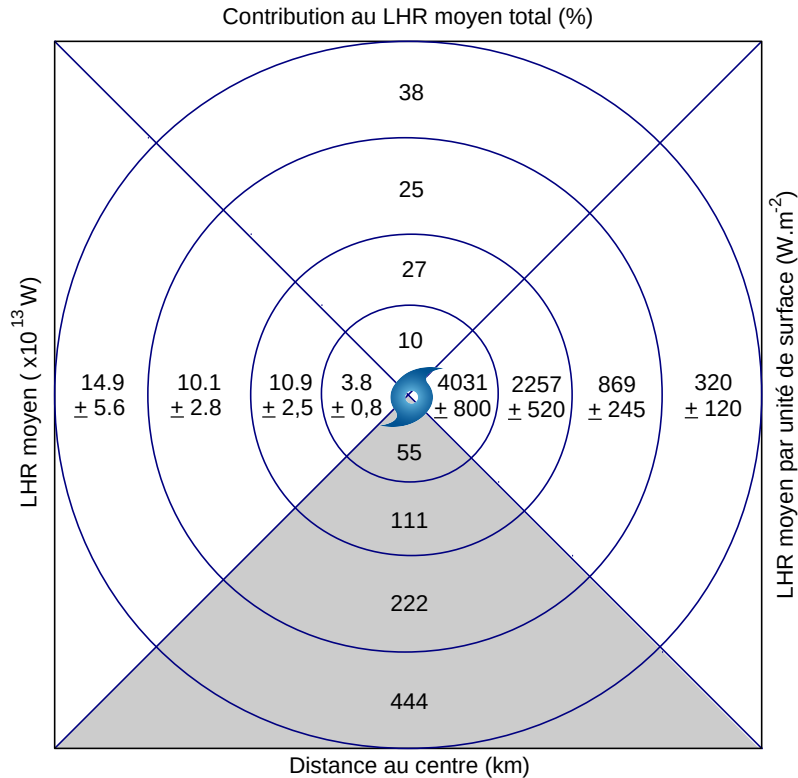


FIGURE 3.24 – Valeurs moyennes de la LHR (en $\times 10^{13}W$; axe de gauche), de la contribution au LHR moyen total (en % ; axe du haut) et du LHR moyen par unité de surface (en $W.m^{-1}$; axe de droite) sur l'ensemble du cycle de vie de Bopha pour des anneaux concentriques de 55, 111, 222 et 444 km. Les valeurs sont données avec leur erreur algorithmique associée.

3.6 Conclusion de chapitre

Résumé de la méthode

Au cours de ce chapitre, un modèle diagnostique a été développé pour estimer la production/consommation d'humidité au sein du typhon Bopha, au cours de son cycle de vie. Pour cela, plusieurs sources de données ont été agrégés : Les données d'humidité relative estimées par l'algorithme ARPIA (SAPHIR) ainsi que les données de précipitation estimées par l'algorithme BRAIN (MADRAS), les données de pression centrale et de position issues du BestTrack du JTWC et enfin, les profils de températures, de vents et de température de surface de l'océan d'ERA-Interim. Les différentes variables permettant de réaliser le bilan d'humidité à l'ordre 0 ont été estimées ou calculées.

Un modèle de dépression gaussienne à été élaboré pour estimer la vitesse des vents tangentiels. Les vents maximum estimés décrivent correctement l'évolution temporelle mais sont surestimés par rapport aux vents maximum de référence issues du Best Track. Cette surestimation n'engendre pas de biais dans le bilan, puisqu'à l'ordre 0, la circulation tangentielle n'est pas prise en compte. Toutefois, la paramétrisation de la gaussienne doit être améliorée pour la réalisation du bilan d'humidité à l'ordre 1 afin de correctement représenter les asymétries.

La vitesse des vents verticaux a été estimée à partir des données de précipitations, en utilisant des profils de vents verticaux de référence. Pour les zones non pluvieuses, les données de ERA-Interim sont utilisées en complément. Cette méthode permet de bien représenter la structures des ascendances dans le mur de l'œil et les cellules convectives. Les structures de subsidences sont également présentes, mais la méthode ne permet pas de restituer des valeurs négatives de vent vertical à l'ordre 0. Toutefois les subsidences sont des structures asymétriques qui pourront être introduite à l'ordre 1.

La vitesse radiale des flux entrants en basse troposphère et sortants en haute troposphère a été calculé à partir des vitesses de vents verticaux via l'équation de continuité des masses d'air.

L'humidité relative en tout point du cyclone a été converti en humidité absolue grâce aux profils de température de ERA-Interim afin d'obtenir un contenu total en vapeur d'eau. Enfin, l'évaporation a été calculé grâce aux données de température de l'océan et de vents d'ERA-Interim.

Résumé des résultats du bilan d'humidité

Dans un premier temps, il a été mis en évidence que la dynamique d'humidification du typhon fonctionnait en opposition de phase entre le cœur du typhon et son environnement proche : lorsque l'humidité augmente (resp. diminue) dans le cœur du typhon, elle diminue (resp. augmente) dans l'environnement proche :

- Sur l'ensemble du cycle de vie, on observe en moyenne une faible production locale d'humidité dans l'environnement, mais très constante. Les précipitations y sont moins intense que dans le cœur, à l'inverse, l'évaporation y est plus forte. Ainsi, le terme de production résulte de l'équilibre entre les précipitations et l'évaporation : la variabilité de l'évaporation permet d'expliquer 41% de la variabilité du terme de production et la variabilité des précipitations permet d'expliquer 30%.

- À l'inverse, dans le cœur du typhon, on observe une importante consommation d'humidité mais très variable dans le temps. Les précipitations "consomment" l'humidité et assèchent la colonne atmosphérique en vapeur d'eau : plus il pleut, plus la quantité de vapeur d'eau libre est faible dans la colonne. Les pluies sont tellement intense dans le cœur du typhon, que la variabilité des précipitations à elle seule permet d'expliquer 96% de la variabilité du terme de production/consommation d'humidité.

Résumé des résultats du bilan de chaleur latente

L'estimation du terme de production/consommation d'humidité à l'ordre 0 a permis d'approcher le terme de production de chaleur latente (eng. Latent Heat Release ; LHR). Les résultat obtenues sont conformes à ceux de la littérature sur des typhons d'intensité équivalentes : tant en terme de relations entre dégagement de chaleur latente et intensification de la circulation cyclonique, qu'en terme d'ordres de grandeurs des valeurs.

Chapitre 4

Impact de la convection sur l'humidité à grande échelle : cas de l'Oscillation de Madden-Julian et de la Mousson d'Afrique de l'Ouest

Ce chapitre se présente sous la forme d'un article soumis à *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, complété d'analyses supplémentaires. L'objectif de ce chapitre est d'étudier l'impact de la couverture nuageuse sur la distribution de l'humidité dans la haute troposphère. La méthodologie repose sur des calculs de corrélations entre d'une part, l'occurrence de classes nuageuses, et d'autre part, les moments d'ordre supérieur de la distribution de l'humidité relative. Cette méthodologie a été appliquée sur deux zones d'étude, soumises à deux processus convectifs, présentées sur la figure 4.1. La première partie du chapitre est une étude approfondie de l'application de cette méthodologie au cours du développement de l'Oscillation de Madden-Julian (MJO) au-dessus de l'océan Indien au cours des trimestres octobre-novembre-décembre de 2011 à 2014 (Article en anglais). La seconde partie du chapitre consiste en l'application de cette méthodologie au cours du développement de la mousson africaine sur l'Afrique de l'ouest de 2012 à 2015, afin de comparer les résultats.

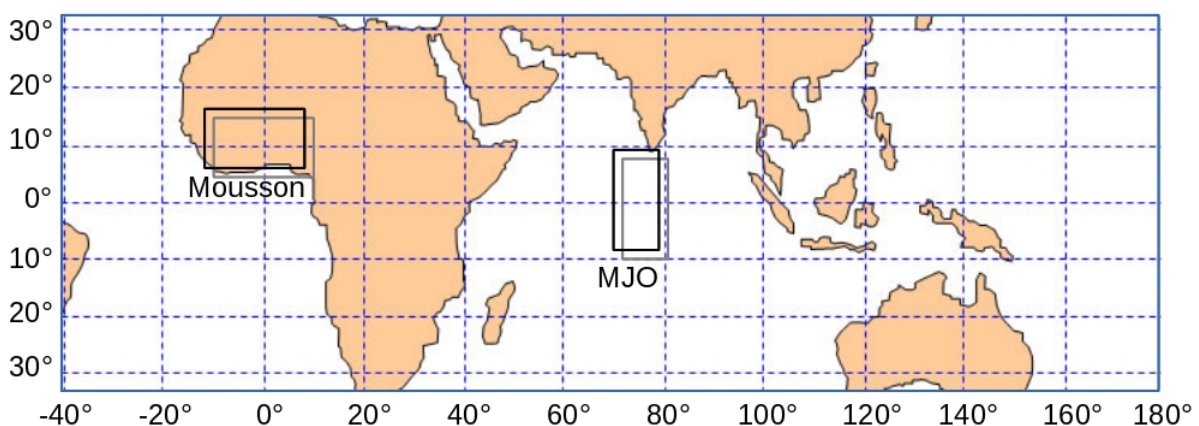


FIGURE 4.1 – Carte centrée sur l'Afrique et l'océan Indien présentant les deux zones et les processus associés qui sont étudiés : Afrique de l'ouest (Mousson) et océan Indien (Oscillation de Madden-Julian ; MJO).

4.1 Méthodologie

4.1.1 Classifications nuageuses

Dans ce chapitre, la couverture nuageuse est caractérisée grâce à des données de classes nuageuses produites à partir du produit "Cloud Type", développé dans le cadre du SAFNWC (Satellite Application Facility on support to NoWCasting ; [Derrien and Le Gléau \(2003\)](#)). L'algorithme qui produit ces données repose sur un test de détection de seuil multi-spectral (chaines visibles et infrarouges) au niveau du pixel de quatre satellites géostationnaires : MSG (Meteorological Satellites -METEOSAT- Second Generation), GOES-East et -West (Geostationary Operational Environmental Satellites) et MTSAT (Multi-Functional Transport Satellites). L'algorithme utilise également des seuils de pression de l'ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project ; [Rossow and Schiffer \(1991\)](#)). Ainsi, on obtient une classification nuageuse composée de dix classes détaillées dans la table 4.1. L'algorithme n'est pas capable pour le moment de faire la distinction entre les nuages stratiformes et convectifs, ce qui conduit à classer tous les nuages hauts et épais comme opaques et cumuliformes ([Derrien and Le Gleau, 2010](#)).

Ces données au niveau des pixels des géostationnaires sont ensuite projetées dans les pixels de SAPHIR en réalisant une co-localisation spatio-temporelle (avec un écart temporel maximum de 30 min). Une évaluation de cette classification a été réalisée en utilisant les observations co-localisées de CALIOP (Cloud and Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization on CALIPSO-Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Satellite Observations, partie de l'A-train) par [Sèze et al. \(2015\)](#). Cette étude a mis en évidence que près de 20% des nuages bas n'étaient pas détectés. Globalement, en cas de nébulosité multi-couches (au moins deux couches de nuages séparés par plus de 100hPa, comme un *cirrus* au-dessus d'un nuage de basse ou moyenne altitude), 10% ne sont pas détectés .

Classification SAFNWC	Classes choisies
Ciel clair sur continent non contaminé par de la neige à la surface Ciel clair sur océan non contaminé par de la neige/glace à la surface Ciel clair sur continent contaminé par de la neige à la surface Ciel clair sur océan contaminé par de la neige/glace à la surface	Ciel clair
Nuages cumuliformes/stratiformes très bas ($P_{top} > 800hPa$) Nuages cumuliformes/stratiformes bas ($800hPa > P_{top} > 650hPa$)	Nuages bas
Nuages cumuliformes/stratiformes moyens ($650hPa > P_{top} > 450hPa$)	Nuages moyens
Nuages cumuliformes/stratiformes hauts et opaques ($450hPa > P_{top} > 300hPa$) Nuages cumuliformes/stratiformes très hauts et opaques ($P_{top} < 300hPa$)	Nuages hauts
Nuages hauts semi-transparentes minces Nuages hauts semi-transparentes moyennement épais Nuages hauts semi-transparentes épais Nuages hauts semi-transparentes au-dessus de nuages bas ou moyens	<i>Cirrus</i>
Nuages isolés (nuages de tailles sous-pixel)	Nuages isolés

TABLE 4.1 – Classes nuageuses issues de la classification SAFNWC ([Derrien and Le Gleau, 2010](#)) et les six classes utilisées dans cette thèse. P_{top} indique l'altitude du haut du nuage.

4.1.2 Calcul des moments d'ordres supérieurs d'une distribution

Dans ce chapitre, l'évolution de l'humidité relative sur une zone sélectionnée est caractérisée par les moments d'ordres supérieurs de la distribution de l'humidité. Ainsi, la moyenne, le mode, le skewness et le kurtosis sont calculés pour chaque niveau d'UTH et à chaque passage de MT au-dessus de la zone considérée. La fonction de distribution f de la variable UTH est caractérisée par quatre moments :

(1) Le premier moment est **la moyenne**, calculée pour n pixels :

$$E(UTH) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n UTH_i \quad (4.1)$$

(2) Le second moment est **le mode**, qui correspond à la valeur qui présente la plus forte occurrence parmi n valeurs, pour une distribution continue. Le mode est déterminé comme étant le point pour lequel le gradient de la distribution cumulative est maximal. Si la distribution suit une loi normale, alors la moyenne et le mode ont la même valeur.

(3) Le troisième moment est **le skewness** (S) qui donne une information sur l'asymétrie de la distribution $f(UTH)$, à partir de l'écart type σ_{UTH} :

$$S = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{UTH_i - E(UTH)}{\sigma_{UTH}} \right)^3 \quad (4.2)$$

- si $S = 0$ (Fig. 4.2b), alors la distribution est strictement symétrique. On considère que si $-0.5 < S < 0.5$, la distribution est quasi symétrique. Plus la valeur de S s'éloigne de 0 plus l'asymétrie est grande, au-delà de $|0.5|$, il y a asymétrie.

- si $S > 1$ (Fig. 4.2a), alors la distribution présente une forte asymétrie vers la droite, ce qui signifie que la queue de distribution est plus grande à droite du mode (beaucoup de valeurs sèches et peu de valeurs humides).

- si $S < -1$ (Fig. 4.2c), alors la distribution présente une forte asymétrie vers la gauche, ce qui signifie que la queue de distribution est plus grande à gauche du mode (beaucoup de valeurs humides et peu de valeurs sèches).

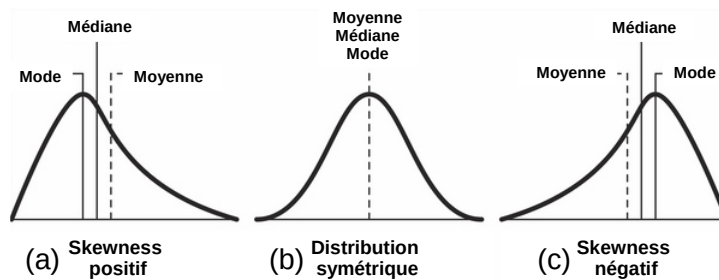


FIGURE 4.2 – Allures générales des courbes de distribution pour un skewness (a) positif, (b) nul, (c) négatif.

(4) Le quatrième moment est le **kurtosis** (K) qui indique l'aplatissement de la distribution $f(UTH)$:

$$K = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{UTH_i - E(UTH)}{\sigma_{UTH}} \right)^4 - 3 \quad (4.3)$$

- si $K > 0$, alors la distribution est leptocurtique et possède des queues de distribution peu denses.
- si $K < 0$, alors la distribution est platicurtique et possède des queues de distribution denses.
- si $K = 0$, alors la distribution est mésocurtique, c'est le kurtosis d'une distribution normale.

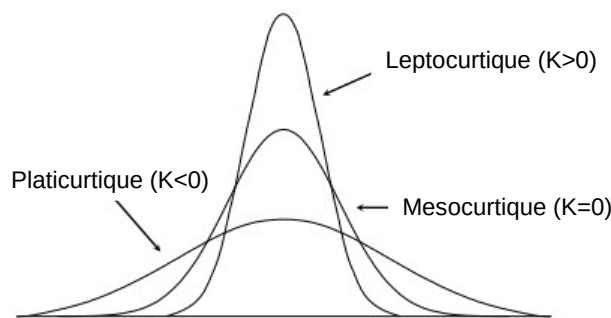


FIGURE 4.3 – Allures générales des courbes de distribution pour un kurtosis leptocurtique ($K > 0$), mésocurtique ($K = 0$) et platicurtique ($K < 0$).

4.1.3 Calcul des corrélations

Pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus d'une zone considérée, on calcule les corrélations de Bravais-Pearson (R) entre les fractions (F ; en %) de chaque classe nuageuse (ciel clair, nuages bas, nuages moyens, nuages hauts, *cirrus*, nuages isolés) et les quatre moments (M) de la distribution (moyenne, mode, skewness, kurtosis) pour les trois couches d'UTH :

$$R = \frac{1}{n} \frac{\sum_{i=1}^n [M_i - E(M)] \cdot [F_i - E(F)]}{\sigma(M) \cdot \sigma(F)} \quad (4.4)$$

ce qui représente donc 72 corrélations par passage de MT au-dessus de la zone considérée. Si les corrélations sont significatives, cela implique l'existence d'une relation statistique entre l'occurrence de la classe nuageuse et la distribution de l'humidité. Par exemple, une corrélation positive significative entre la moyenne de l'UTH et la fraction "nuages hauts" signifie que plus il y a de nuages hauts, plus l'humidité est élevée en moyenne. À l'inverse, une corrélation négative significative entre la moyenne de l'UTH et la fraction "ciel clair" signifie que plus la part de ciel clair est importante moins l'humidité est élevée. Ces relations ne sont que statistiques, il faut alors proposer un processus physique sous-jacent qui les explique.

4.2 Application sur l'océan Indien au cours de la MJO

Cette section se présente sous la forme d'un article soumis à *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. Il s'agit d'une étude réalisée sur l'océan Indien, au cours des mois d'octobre à décembre de 2011 à 2014, lors du développement de la MJO. L'article s'articule en quatre parties. En introduction, un état des lieux des connaissances sur les relations entre la couverture nuageuse et la distribution de l'humidité dans l'environnement proche est réalisé. Dans une seconde partie, les données utilisées sont présentées. La troisième partie présente les caractéristiques générales de la MJO en terme d'activité convective et met en évidence la présence du signal de la MJO dans les données UTH. La quatrième partie consiste en l'application de la méthodologie décrite précédemment pour évaluer le rôle de la couverture nuageuse locale sur la distribution de l'humidité dans l'environnement. Parallèlement, l'estimation du rôle de l'advection à grande échelle sur la distribution de l'humidité est réalisée en utilisant un modèle de rétro-trajectoire.

Conclusions principales de l'article :

1. Il existe une forte différence entre la distribution des UTH selon la phase de la MJO considérée (active ou inhibée). Au cours des phases actives (resp. inhibées), les courbes de distribution des trois couches d'UTH sont humides (resp. Sèches) et sont négativement (resp. positivement) asymétriques. De la partie supérieure (UTH1) jusqu'au milieu (UTH3) de la troposphère, la dissymétrie des distributions évolue de leptocurtique à platicurtique, mettant en évidence les différentes propriétés de la distribution selon l'activité convective et la couche atmosphérique considérée ;
2. Le domaine d'origine des masses d'air qui terminent leurs trajectoires au sein de la zone d'étude varient selon la phase de la MJO considérée. Les masses d'air advectées viennent d'aussi loin que le golfe du Mexique et en Amérique centrale pour le Nord de la zone et de la côte du Brésil pour le sud de la zone ;
3. L'analyse montre une forte relation entre UTH et la couverture nuageuse, en particulier pour les nuages hauts opaques et les nuages fractionnaires. La présence de *cirrus* minces est fortement associée à une haute troposphère sèche (relation qui est encore plus forte pendant les phases inhibées de la MJO) et l'apparition de *cirrus* épais est lié à une humidification de la troposphère.

Influence of large-scale advection and local cloudiness on Upper-Tropospheric Humidity distribution : A study over the Indian Ocean during winter

Thomas Garot, Hélène Brogniez, Renaud Fallourd and Nicolas Viltard

LATMOS/IPSL, UVSQ Université Paris-Saclay, UPMC Université Paris 06, CNRS,
Guyancourt, France

DRAFT

Submitted to Journal of Applied Meteorology and Climatology

Corresponding author address :

Thomas Garot, LATMOS, OVSQ, 11 boulevard d'Alembert, 78280, Guyancourt, France.

E-mail : thomas.garot@latmos.ipsl.fr

ABSTRACT

The spatial and temporal distribution of Upper-Tropospheric Humidity (UTH) observed by the SAPHIR/Megha-Tropiques radiometer during four winter seasons (October-November-December 2011-2014) is analyzed over two sub-regions of the Indian Ocean. A separation according to the convective activity associated to the Madden-Julian Oscillation (MJO) is also done. The role of large-scale advection vs. local cloudiness is analyzed with respect to the active and suppressed phases of the MJO. A lagrangian back trajectory transport model is used to assess the role of the large-scale transport of air masses in the intraseasonal variability of UTH. The temporal evolution of the distribution of UTH is analyzed using the computation of the higher moments of its probability distribution function (PDF) defined for each time step over the domain. Results highlight significant differences in the PDF of UTH depending on the phase of the MJO. The modeled trajectories ending in the considered domain originate from an area that strongly varies depending on the phases of the MJO : during the active phases, the air masses are spatially constrained within the Indian Ocean basin, while a distinct upper tropospheric (200-150hPa) westerly flow guides the intraseasonal variability of UTH during the suppressed phases. Statistical relationships between the cloud fractions and the moments of the PDFs of UTH are found to be quite similar regardless of the convective activity. However, the occurrence of thin cirrus clouds is associated to a drying of the upper troposphere (enhanced during suppressed phases) while the occurrence of thick cirrus-anvil clouds is significantly related to a moistening of the upper troposphere.

4.2.1 Introduction

Water vapor is the primary greenhouse gas in the troposphere and plays an important role in the atmospheric energy budget. Understanding and characterizing the physical processes that regulate the distribution of water vapor is an important step to further improve our knowledge of the climate system and thus to reduce the uncertainties associated with the fast climate variations (IPCC, 2013). Estimates of the climate sensitivity critically depend on the radiative feedbacks associated with water vapor : as expressed by the Clausius-Clapeyron law, a warmer atmosphere can contain more water vapor. An external forcing warming the surface thus leads

to an increase in water vapor, resulting in an amplifying feedback mechanism (Allan et al., 2003; Colman, 2003; Soden and Held, 2006; Dessler and Sherwood, 2009). Numerous studies have highlighted a strong relationship between the upper tropospheric humidity (UTH) distribution and the large-scale dynamics on monthly (Picon and Desbois, 1990; Schmetz et al., 1995) and daily time scales (Pierrehumbert and Roca, 1998; Brogniez and Pierrehumbert, 2006; Dessler and Minschwaner, 2007). Several studies have also focused on the relationship between the UTH and the cloud cover. Gray et al. (1975), Soden and Fu (1995), Udelhofen and Hartmann (1995) and Roca et al. (2002) have highlighted a positive relationship between the occurrence of tropical convective clouds and UTH. Salby (2001) underlined the strong spatial coherence between UTH and the cold cloud cover (defined by the $11 \mu\text{m}$ brightness temperature below 230K, for monthly and daily means), which supports the ventilation of the upper troposphere by tropical convection and highlights the role of the Hadley and Walker circulations in the vertical transport of moisture. Zelinka and Hartmann (2009) have shown that the deep convective clouds in the tropics produce cirrus anvils, together with an increase in UTH. Results obtained from flight observations by Perry and Hobbs (1996) over the mid-latitudes and by Laird (2005) in the tropics suggest that small to medium-size isolated cumulus clouds change the distribution of humidity in the surrounding clear areas due to the detrainment from gravity waves. Furthermore, tropical cirrus anvils are associated with a moister upper troposphere according to 6-hourly satellite observations (Soden, 2004; Luo and Rossow, 2004). Over areas where the sea surface temperature is warmer than 300K, strong positive correlations between the annual means of UTH and the ice water content of tropical cirrus have been observed (Su et al., 2006).

Most of these studies explore the influences of various parameters such as cloudiness or winds on the variability of the UTH using spatial mean values varying from the annual to the 6-hourly time scales. The role of the large-scale processes and the cloud-related processes on the distribution of UTH is analyzed here, taking advantage of the sampling offered by the Megha-Tropiques satellite, which is enhanced compared to other polar-orbiting platforms. The analysis is carried on over the Indian Ocean, where an intense convective activity during winter is associated with the Madden-Julian Oscillation (MJO; Madden and Julian (1971, 1972)). The MJO is the dominant mode of intraseasonal variability in the tropical atmosphere with its main features propagating eastward over the Indian and the Pacific oceans (see Zhang (2013) for a comprehensive review). The origin and the triggering of the MJO are open questions that led to the deployment of several dedicated international field campaigns aiming at gathering observations of the ocean-atmosphere parameters. Such campaigns are for example the TOGA-COARE campaign (Tropical Ocean and Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment, during the winter 1992/1993) and the CINDY/DYNAMO/AMIE campaign (Cooperative Indian Ocean Experiment on Intraseasonal Oscillation/Atmospheric Radiation Measurement Program Madden-Julian Oscillation Investigation Experiment, during the winter 2011/2012 and detailed below). The purpose of Variability in the Year 2011/Dynamics of the Madden-Julian the present study is to understand the influence of the convective activity related to the MJO on the UTH, rather than to understand the properties of the MJO and its triggering.

The launch of the Megha-Tropiques satellite in October 2011 was synchronized with the beginning of a new season of MJO events. With an inclined orbit at the equator (20°), this satellite offers a unique sampling of the entire tropical belt ($30^\circ\text{N}/30^\circ\text{S}$) with 3 to 5 overpasses on average per day for a specific location (Desbois et al., 2007). Megha-Tropiques is an Indo-French mission designed to document the energy and water cycles of the tropical belt. The satellite carries two microwave sensors MADRAS and SAPHIR, and a broadband visible and infrared

scanner ScaRaB. The instrument of interest here is SAPHIR (Sounder for Atmospheric Profiling of Humidity in the Intertropics by Radiometry), a cross-track scanning sounder operating in the 183.31GHz water vapor absorption line and dedicated to tropospheric humidity profiling. A review of the Megha-Tropiques mission with a description of the instruments and their performances is given in [Roca et al. \(2015\)](#).

The data used in this study is presented in Section 4.2.2. It consists of the SAPHIR UTH, the radio sounding measurements collected during the CINDY/DYNAMO/AMIE campaign, the thermodynamic fields from ERA-Interim used to perform back-trajectory computations, and the cloud classification product used to define the cloudiness. Section 4.2.3 is dedicated to the description of the MJO and its intraseasonal variability according to the statistical moments of the distribution of UTH. The relationship between satellite measurements of UTH and the large-scale dynamics and cloudiness according to the convective activity is analyzed in Section 4.2.4. The results are discussed in Section 4.2.5 and future studies are suggested.

4.2.2 Data

The variability of the UTH is analyzed using four datasets : the SAPHIR observations of UTH, the relative humidity (RH) measured by upper-air soundings, the dynamic and thermodynamic fields produced by the ECMWF (European Center for Medium Range Weather Forecasts) Re-Analysis (ERA)-Interim model, and the cloud classifications defined from a series of geostationary imagers.

4.2.2.1 Upper Tropospheric Humidity from SAPHIR

SAPHIR is a cross-track scanning sounder that measures the upwelling microwave radiation in 6 channels spanning the 31GHz water vapor absorption line, from the upper troposphere (183+/-0.2GHz, channel 1) down to above the boundary layer (183+/-11GHz, channel 6) allowing for a vertical sounding of the atmosphere ([Brogniez et al., 2013](#)). As for the AMSU-B (Advanced Microwave Sounding Unit B) and MHS (Microwave Humidity Sounder), SAPHIR measurements can be used to estimate the UTH (in %). Indeed, microwave brightness temperatures (BT) measured close to the center of the 183.31GHz line are sensitive to the layer-averaged relative humidity of the upper troposphere, similar to the 6.3 μm channels ([Soden and Bretherton, 1993](#)). The relationship between BT and UTH can be written :

$$\ln UTH = a BT + b \quad (4.5)$$

where BT is in K and the slope and intercept (a,b) of the equation are defined once based on a learning phase (see [Brogniez et al. \(2015\)](#) for details). In fact, the configuration of SAPHIR allows for the definition of three UTHs ($UTH_{iSAPHIR}$, $i=1\dots3$) that slightly overlap and overall cover the region 100-700hPa (as described in [Brogniez et al. 2015](#)). $UTH_{1SAPHIR}$ is obtained from the BT of channel 1, at 183+/-0.2GHz, and covers the layer 100-500hPa. $UTH_{2SAPHIR}$ is obtained from the BT of channel 2, at 183+/-1.1GHz and covers the layer 200-600hPa. $UTH_{3SAPHIR}$ is obtained from the BT of channel 3, at 183+/- 2.8GHz and goes down to 750 hPa. [Brogniez et al. \(2015\)](#) compared these UTH_{SAPHIR} with reference UTHs computed from RH profiles (UTH_{RS}) measured by radiosoundings from two field campaigns :

the CINDY/DYNAMO/AMIE field experiment (see description in Section 4.2.2.2) and the Megha-Tropiques validation campaign. The latter allowed for the collection of 54 radiosoundings collocated in space and time with SAPHIR measurements around Ouagadougou, Burkina Faso, during the summer of 2012. This comparison between the UTH_{SAPHIR} and the UTH_{RS} showed a very good consistency between the two estimates of UTHs, with global differences lower than 2% on average and root-mean-square errors of the linear regressions ranging between 0.92% (for $UTH1_{SAPHIR}$) and 4.71% (for $UTH3_{SAPHIR}$).

4.2.2.2 Reference measurements from radiosoundings

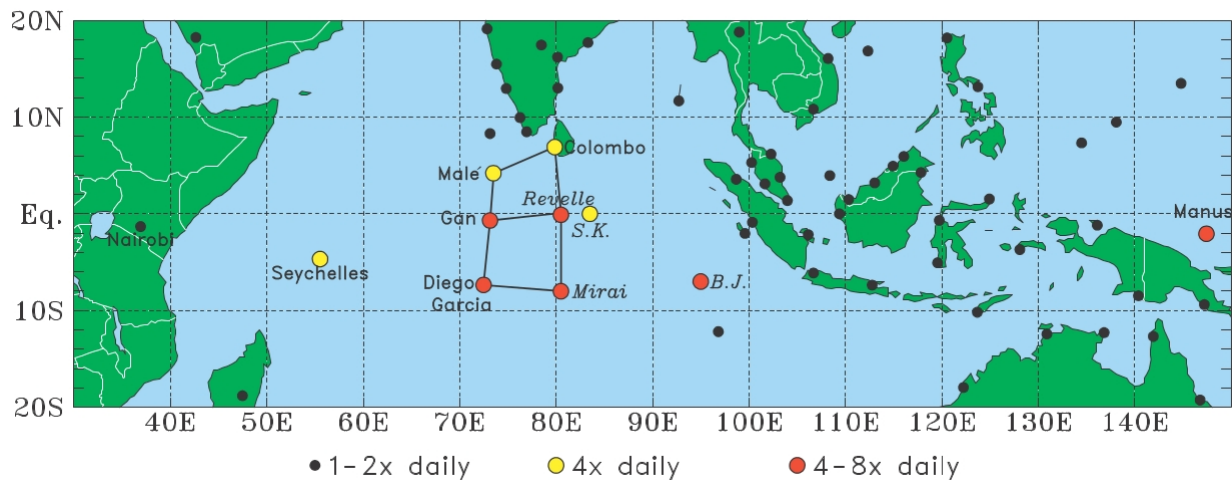


FIGURE 4.4 – The CINDY/DYNAMO/AMIE sounding network for the period October–November–December 2011 [from Johnson and Ciesielski (2013)]. The two experimental sounding arrays called NSA (Northern Sounding Array) and SSA (Southern Sounding Array) are delimited by the lines. The yellows and red dots are the main sounding sites, with respectively 4 and 8 launches per day.

The CINDY/DYNAMO/AMIE international field experiment was conducted over the Indian Ocean during the period October 2011 - March 2012 to address the mechanisms at play during the MJO. During this experiment, intensive soundings of the atmosphere were performed using radar, radiosondes and microphysics probes. These soundings were combined to a mooring network in order to collect in-situ observations of the atmosphere and of the ocean. The key scientific questions of CINDY/DYNAMO/AMIE are (1) the evolution of moisture in the troposphere, more specifically during the initiation stage of the MJO, (2) the relationships between evolution of MJO and meso-scale convective systems, and (3) the roles of the equatorial wave and of the sea surface conditions in the development and evolution of the MJO (Johnson and Ciesielski, 2013). Figure 4.4 shows the sounding network that includes two quadrilateral arrays in which more intense measurements have been performed (from four to eight soundings per day). In the following, these two arrays are named NSA (Northern Sounding Array) and SSA (Southern Sounding Array). They are located respectively around $[72^{\circ}E-80^{\circ}E, 0^{\circ} - 8^{\circ}N]$ and $[72^{\circ}E-80^{\circ}E, 0^{\circ} - 8^{\circ}S]$. The instruments of these sounding arrays were fully operational for most of October 1 to December 15, 2011 period, as documented by Johnson and Ciesielski (2013). These two arrays were indeed limited spatially by two Research Vessels (R/V Mirai and Revelle) that had to perform port calls after this period. An objective analysis of the

upper-air soundings of NSA and SSA was performed by the Colorado State University (CSU) Mesoscale Dynamics Group to produce a regular dataset of RH (1° , 25hPa, 3h) using a multi-quadratic interpolation, later averaged spatially over the two NSA and SSA domains [Johnson and Ciesielski \(2013\)](#). In order to compare these reference measurements with the UTH_{SAPHIR} , temperature and specific humidity profiles from the radiosoundings are converted into UTH (hereafter named UTH_{CDA}) following the model-to-satellite approach ([Morcrette, 1991](#)) as in [Brogniez et al. \(2015\)](#). From the thermodynamic profiles, synthetic SAPHIR BTs are computed with RTTOV-11 radiative code (Radiative Transfer for Television infrared observation satellite Operational Vertical Sounder) ([Eyre, 1991](#); [Matricardi et al., 2004](#); [Vidot et al., 2013](#)). The simulated BT is then interpreted in terms of UTH using equation 4.5.

4.2.2.3 ERA-Interim

ERA-Interim is a dynamical reanalysis of meteorological observations constructed by the ECMWF using satellite observations and supplemented by in situ measurements from aircrafts, ocean buoys, and surface platforms ([Dee et al., 2011](#)). A large majority of the sounding observations performed during CINDY/DYNAMO/AMIE was transmitted to the ECMWF operational center ([Johnson and Ciesielski, 2013](#)). ERA-Interim fields are available on 60 vertical levels extending from the surface up to 0.1 hPa, every 6 hours (0h, 6h, 12h, 18h UTC). In the present study, the 0.75° gridded fields of temperature and specific humidity are used. UTHs are also computed from the ERA-Interim profiles (hereafter named UTH_{ERA}) with the model-to-satellite method described in the previous paragraph. It is noteworthy that at the time of this study, the assimilation of the SAPHIR observations by the ECMWF assimilation system was ongoing (ECMWF pers. comm. 2015). Compared to ERA-40 (the previous version of the reanalysis), ERA-Interim features substantial improvements in the representation of the hydrological cycle, the quality of the stratospheric circulation, and the consistency in time of the reanalyzed fields ([Dee and Uppala, 2009](#)). However, ERA-Interim features a cold bias in the upper troposphere introduced by the Microwave Sounding Unit (MSU) instrument errors, which could lead to an overestimation of UTH ([Dee and Uppala, 2009](#)).

4.2.2.4 Cloud classification

The temporal variability of the occurrence of each type of cloud is described using the cloud type product developed within the SAFNWC (Satellite Application Facility on support to NoWCasting; [Derrien and Le Gléau \(2003\)](#)) to support weather forecasting activities. This software relies on multi-spectral (visible and infrared channels) threshold tests applied at the pixel level and adapted to the spectral functions of four geostationary satellites : MSG (Meteorological Satellites -METEOSAT- Second Generation), GOES-East and -West (Geostationary Operational Environmental Satellites) and MTSAT (Multi-Functional Transport Satellites). The algorithm also uses the pressure thresholds from the International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP; [Rossow and Schiffer \(1991\)](#)). It provides a cloud classification with ten classes detailed in Table 4.2. The current algorithm does not separate stratiform and cumuliform clouds because of the unavailability of a phase flag, yielding to classify all clouds as opaque and cumuliform ([Derrien and Le Gleau, 2010](#)). The evaluation of this classification using collocated CALIOP observations (Cloud and Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization

on CALIPSO-Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Satellite Observations, part of the A-train) by Sèze et al. (2015) has shown a 20% non-detection of the low-level clouds due to a broken coverage and an overall 10% non-detection of some multi-layered cloudiness (at least two cloud layers separated by more than 100hPa, such as cirrus above low or mid-level clouds). Here, the ten cloud classes have been aggregated into six main classes according to the cloud top pressure P_{top} : (1) clear sky, (2) low clouds ($P_{top} > 650$ hPa), (3) medium clouds ($650 \text{ hPa} > P_{top} > 450$ hPa), (4) high clouds ($P_{top} < 450$ hPa), (5) high semitransparent clouds (cirrus) and (6) fractional clouds. These classes are projected within SAPHIR pixels with a space-time nearest-neighbor approach, restricted in time to 25 minutes (there are 20 geostationary pixels on average in a $10 \times 10 \text{ km}^2$ SAPHIR pixel at nadir), thus allowing for the study of the relationship between the occurrence of cloud types and the UTH distribution.

SAFNWC Classification	Cloud Classes
Cloud free land no contamination by snow/ice covered surface Cloud free sea no contamination by snow/ice covered surface Land contaminated by snow Sea contaminated by ice/snow	Clear sky
Very low and cumuliform/stratiform clouds ($P_{top} > 800 \text{ hPa}$) Low and cumuliform/stratiform clouds ($800 \text{ hPa} > P_{top} > 650 \text{ hPa}$)	Low
Medium and cumuliform/stratiform clouds ($650 \text{ hPa} > P_{top} > 450 \text{ hPa}$)	Medium
High opaque and cumuliform/stratiform clouds ($450 \text{ hPa} > P_{top} > 300 \text{ hPa}$) Very high opaque and cumuliform/stratiform clouds ($P_{top} < 300 \text{ hPa}$)	High
High semitransparent thin clouds High semitransparent meanly thick clouds High semitransparent thick clouds High semitransparent above low or medium clouds	Cirrus
Fractional clouds (sub-pixel water clouds)	Fractionnal

TABLE 4.2 – Cloud classes from the SAFNWC classification (Derrien and Le Gleau, 2010) and the 6 cloud classes used in this study.

4.2.3 UTH variability over Indian Ocean during winters 2011-2014

4.2.3.1 General description of the convective activity during MJO

The MJO is the main driver of the fluctuations of the tropical weather on weekly to monthly timescales over the Indian Ocean and during boreal winter. The MJO can be characterized as an eastward moving “pulse” of clouds and rainfall near the equator that typically occurs every 30 to 60 days. It influences the global atmosphere, including the monsoon onset, the tropical cyclogenesis, and the occurrence of severe rainfall events (Wheeler et al., 2009; Camargo et al., 2009; Pai et al., 2011; Zhang, 2013). Figure 4.5 shows the average geographical positions of the convective clouds between October and December over the period 1974-2009 using the multivariate MJO index of Wheeler and Hendon (2004).

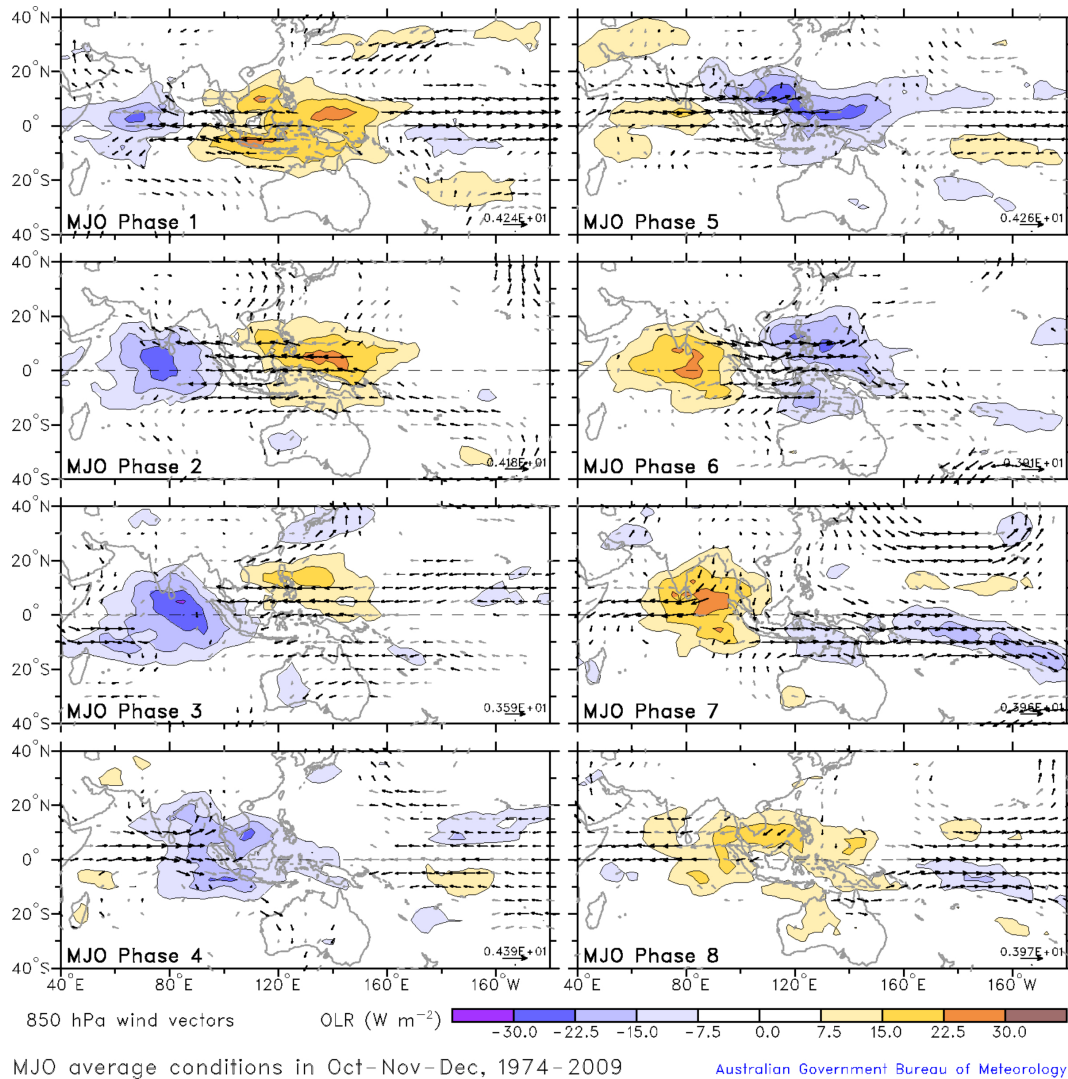


FIGURE 4.5 – Average conditions of OLR (from the interpolated OLR NOAA dataset) and of the 850hPa wind field with respect to the expected cloudiness associated to MJO. The blue areas indicate higher convective activity than normal, whereas the yellow areas indicate lower convective conditions than normal. The direction and length of the arrows indicate the direction and strength of the seasonal wind anomaly. The figure is extracted from the Australian Bureau of Meteorology , <http://www.bom.gov.au/climate/mjo/>.

This index decomposes the MJO into 8 phases according to the location of enhanced convective signals analyzed from the Outgoing Longwave Radiation (OLR) and low-level zonal winds. This figure is taken from the Australian Bureau of Meteorology (BoM) and represents the interpolated OLR data from NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) as well as the 850hPa horizontal wind field (temporal anomaly with respect to the seasonal average; Wheeler et al. (2009)). This figure helps to identify the convective clouds responsible for a strong reduction of the thermal emission of radiation to space. Therefore, during phases 1 to 4, the convective activity is mainly located over the Indian Ocean, at the tip of the Indian continent, as shown on Figure 2. During phases 5 to 8, the convective activity is rather located over the Western Pacific and there is clearly less enhanced convection over the Indian Ocean. Such an index is provided on a near real-time basis by the BoM and is used as a proxy to analyze the active (phases 1 to 4) and suppressed (phases 5 to 8) convective periods of the MJO over the NSA and SSA domains.

4.2.3.2 Temporal signature of the MJO convective activity in UTH

Johnson and Ciesielski (2013) have shown that the three convective phases of the MJO observed during the CINDY/DYNAMO/AMIE campaign are clearly visible in the NSA and SSA, with a strong modulation observed in the patterns of precipitation over the former, while briefer episodes of precipitation occurred over the latter. These episodes were most probably related to the convective activity of the Intertropical Convergence Zone. The development phases of the MJO events of October and November 2011 were both characterized by a 2-week period of gradual moistening of the low to mid-troposphere. During these onset phases, low-level flows were of opposite directions, with westerly and easterly flows respectively observed prior to the October and November events. Finally, the observed patterns of RH, low-level wind field divergence, and vertical motions in the two sounding arrays seem to support the assumption of an evolution of the cloud types from shallow cumulus into congestus into deep convective clouds. Because of this strong MJO signal in the CINDY/DYNAMO/AMIE radiosoundings, UTH_{CDA} and UTH_{SAPHIR} have been compared over October-November-December (OND) 2011 to check whether the UTH_{SAPHIR} is suitable for the study of contrasted convective activities. Figure 4.6 illustrates this comparison using a Taylor diagram, which is a polar representation based on the Bravais-Pearson correlation coefficient (R, proportional to the polar angle defined with respect to the abscissa) and on the normalized standard deviation (NSD, proportional to the distance from the center of the diagram). A Taylor diagram highlights simultaneous variability and bias issues (Taylor, 2001). R and NSD are defined as follows :

$$R = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [UTH_{CDA}(i) - E(UTH_{CDA})] \cdot [UTH_{SAPHIR}(i) - E(UTH_{SAPHIR})]}{\sigma(UTH_{CDA}) \cdot \sigma(UTH_{SAPHIR})} \quad (4.6)$$

$$NSD = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (UTH_{CDA}(i) - UTH_{SAPHIR}(i))^2} \quad (4.7)$$

where n is the number of individuals, σ is the standard deviation, and E is the average value.

Here, for each Megha-Tropiques overpass over NSA and SSA, the temporally closest data of UTH_{CDA} is selected within a time window of 1.5 hours (two soundings are separated by 3 hours). Figure 4.6 shows a strong similarity between UTH_{SAPHIR} and UTH_{CDA} for the three atmospheric layers with values of R overall greater than 0.85. While UTH_{3CDA} has too little intraseasonal variability compared to $UTH_{3SAPHIR}$ (NSD=0.8), UTH_{1CDA} features larger variations than those observed in $UTH_{1SAPHIR}$ (NSD=1.1), and the amplitude of UTH_{2CDA} variations is the closest to the amplitude of the observed $UTH_{2SAPHIR}$ variations (NSD=0.9). Despite some differences of amplitude, the high correlations between the UTH_{1CDA} and $UTH_{1SAPHIR}$ highlight the presence of the MJO's signature in UTH_{SAPHIR} . This motivates the exploration of the observational capabilities of SAPHIR to analyze the patterns of variability of UTH according to MJO phases over the period 2011-2014.

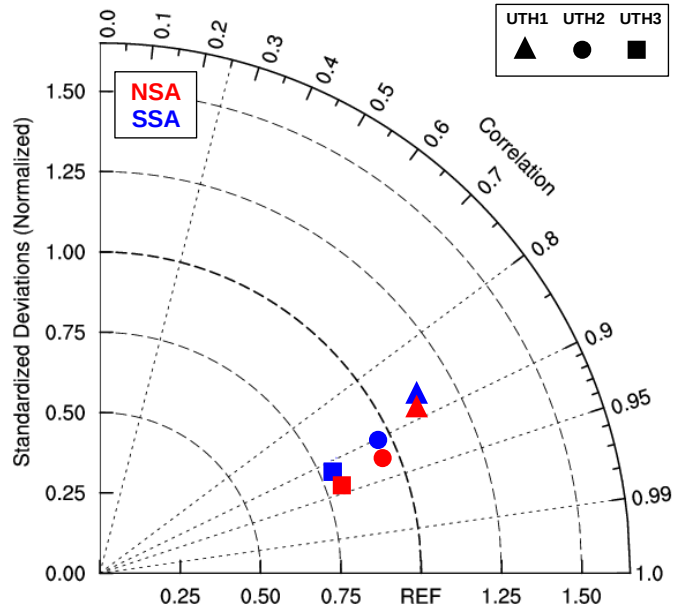


FIGURE 4.6 – Taylor diagram describing the similarities between the UTHs from SAPHIR and the UTHs from CDA over NSA (red), over SSA (blue) and during OND 2011. UTH from CDA is considered as the reference (indicated by REF). Correlations are significant at 0.25 according to a 1% risk t-test.

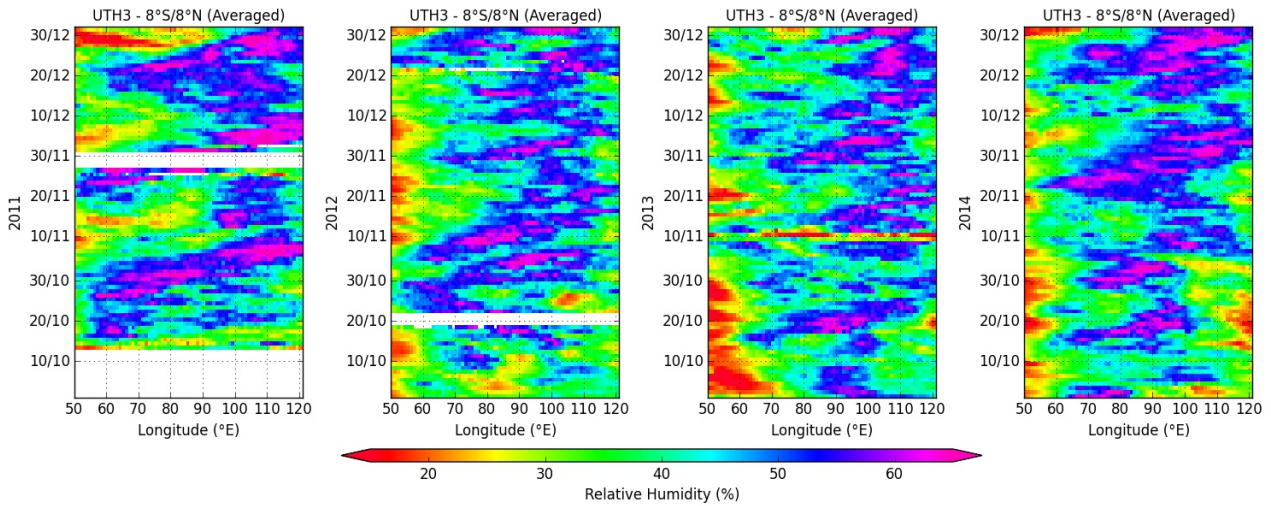


FIGURE 4.7 – Longitude-time Hovmöller diagrams of UTH3 from SAPHIR (remapped into $1^\circ \times 1$ day) covering October - December from 2011 (leftmost panel) to 2014 (rightmost panel). Time increases upward. Latitudes are averaged over the NSA/SSA limits (8°N - 8°S).

Longitude-time Hovmöller diagrams of $UTH3_{SAPHIR}$ are shown on Figure 4.7 for the four seasons OND 2011, 2012, 2013 and 2014 (results for the two other UTHs are identical; not shown). The data of UTH_{SAPHIR} are remapped into a regular $1^\circ \times 1^\circ$ grid and daily means are computed in order to highlight the intraseasonal variability and to smooth out the instantaneous observations. The meridional average is performed between 8°S and 8°N , respectively the

southernmost and northernmost limits of the NSA and SSA domains. For the four seasons, several eastward-propagating patterns of humidity can be observed. They are more marked in 2011 and 2014 than in 2012 and 2013. Considering the eastward structures and the frequency of oscillations (30 days), these patterns are clear signatures of MJO events.

Johnson and Ciesielski (2013) have shown that the MJO event of October 2011 and the one of November 2011 are rather different in terms of dynamics. A low-level westerly flow preceded the October event while low-level easterlies preceded the November event, as stated previously. Here, the variability of UTH is only characterized in terms of convective activity, i.e. in terms of active and suppressed phases, rather than in terms of dynamical regimes.

4.2.3.3 Intraseasonal and interannual variability of UTH

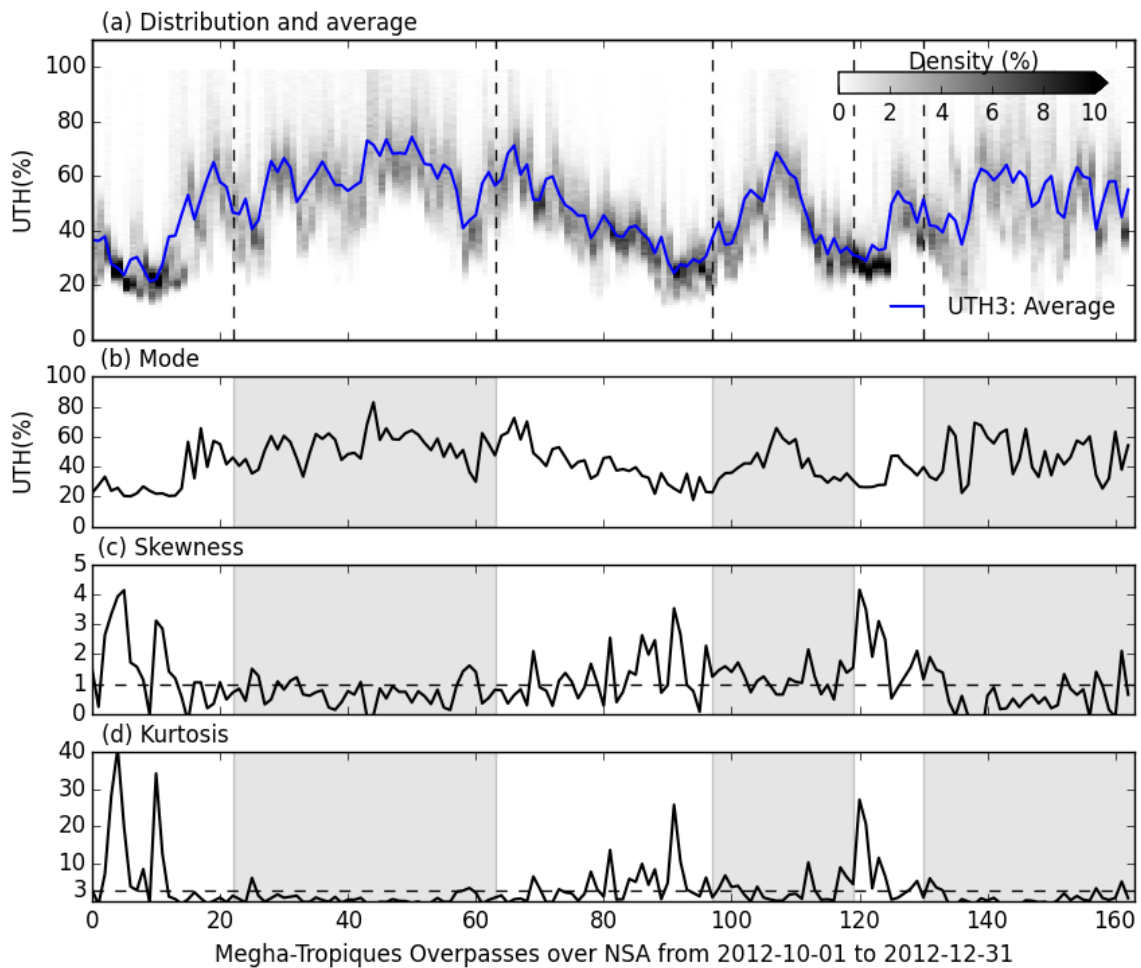


FIGURE 4.8 – October 1st to December 31st 2012 time series of (a) the general distribution of UTH3, using density diagram in grey scale, (b) mode, (c) skewness and (d) kurtosis. The parameters are defined for each Megha-Tropiques overpass over the NSA region. The grey shaded areas are the periods of active MJO events identified by the Australian Bureau of Meteorology. The horizontal dashed lines for skewness and kurtosis are a reference for a symmetric distribution. .

The temporal variability of the UTHs is further analyzed through the four moments of its spatial distribution within NSA and SSA : the average, the mode, the skewness (S, reflecting the asymmetry and the length of the tails of the distribution), and the kurtosis (K, measuring the peakedness). As an example Figure 4.8 presents the time series of these four moments of $UTH3_{SAPHIR}$ (i.e. the relative humidity of the 300-750hPa atmospheric layer) over the NSA area along the 163 overpasses of Megha-Tropiques during OND 2012. Note that the x-axis represents the succession of the overpasses over the region rather than regular time series in order to avoid artifacts induced by missing data. Indeed, the time interval between two points is sometimes 90 minutes and sometimes 24 hours or more. The figure should therefore be used to identify bulk features over the three months. Grey shaded areas highlight the active phases of MJO identified over this period. The analysis of the four moments shows that the distribution of $UTH3_{SAPHIR}$ has different features depending on the convective activity. During the convectively active phases, the average and mode of $UTH3_{SAPHIR}$ reach values around 60% and it follows a law of distribution that is mainly negatively skewed (Fig. 4.8c) and platykurtic (Fig. 4.8d). During the suppressed phases, the average and mode of $UTH3_{SAPHIR}$ have smaller values, reaching 20 to 30% of RH and it follows a law of distribution that is overall positively skewed (Fig. 4.8c) and leptokurtic (Fig. 4.8d).

These differences are summarized on Figure 6, which features the distributions of UTH computed over both NSA and SSA, for all four OND periods (2011 through 2014) using PDFs. The distributions of UTHs computed over the active and the suppressed periods are distinguished. During active (respectively suppressed) phases, the PDFs of the three layers of $UTH3_{SAPHIR}$ are negatively (resp. positively) skewed. During the suppressed phases, the peak of the PDF of UTH1 is narrow, bell-shaped and located at RH 25%. The skewness increases smoothly towards the middle of the troposphere, the PDF of UTH3 peaking at RH 35% with significant occurrences of higher values. For the active phases of enhanced convection, the peak of the PDF of UTH1 occurs at a higher value of RH (40%) and its PDF is narrow, negatively skewed, and it increases to reach 50% for UTH3, in this case with lower RH values. These results are similar to the description of the tropical and subtropical RH based on the remapped RH field (250hPa, $1^\circ \times 1^\circ$) estimated from AIRS (Atmospheric InfraRed Sounder) measurements (climatological means and daily values) by [Ryoo et al. \(2008\)](#). Focusing on the Eastern Indian Ocean and the Western Pacific, they especially underlined the role of the modulation by the MJO of advection from subtropical anticyclones, located slightly west of the convective clouds.

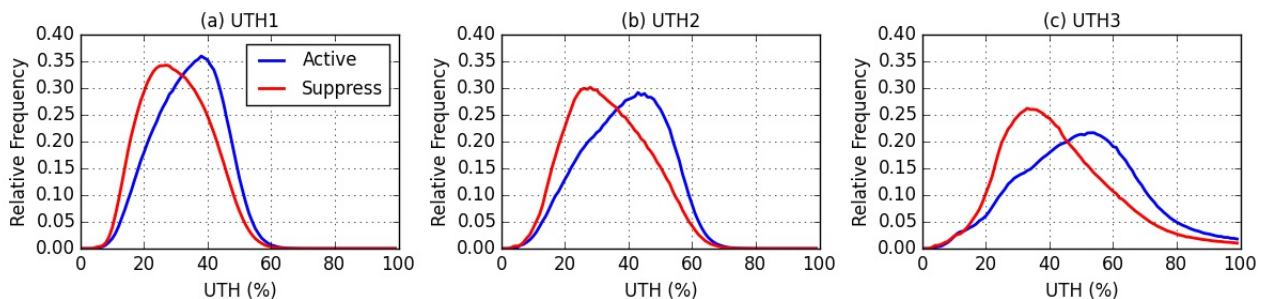


FIGURE 4.9 – Probability density functions for the three levels of UTH_{SAPHIR} over NSA and SSA during OND 2011, 2012, 2013 and 2014 depending on active (649 overpasses) or suppressed phases (541 overpasses) of MJO.

4.2.4 Role of large-scale advection and local cloudiness

4.2.4.1 Assessment of the advection of air masses

Since the convective activity is the main driver of the UTH distribution, the suppressed and active phases of the MJO are hereafter considered separately within the two sounding arrays NSA and SSA. The advection of air is analyzed using a back-trajectory lagrangian transport model, which provides the origin of the air parcels finally reaching either the NSA or the SSA. This model is a last-saturation type where water vapor is considered as a passive and non-diffusive tracer. In the absence of sources or sinks of humidity, the amount of water vapor can be considered as conserved along the trajectory. This paradigm defines the coordinates where the last saturation occurs, defined by the lowest water vapor mixing ratio. The model successfully reproduces the observed distribution of tropospheric humidity based on analyses or re-analyses (Pierrehumbert and Roca, 1998; Galewsky et al., 2005; Brogniez et al., 2009). Such models neglect the redistribution of excess moisture that condensates as the air parcel penetrates a sub-saturated environment (the precipitation efficiency is assumed to be 100%) as well as the mixing among air parcels induced by small scale turbulences that are smaller than the actual horizontal and vertical resolution of the model, as highlighted by Pierrehumbert et al. (2007) and Sherwood et al. (2010). The dynamic and thermodynamics variables are set by the 6-hourly wind (u, v, w) and air temperature provided by ERA-interim on a regular $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ latitude/longitude grid. The relative humidity field is recomputed at the 500-hPa-pressure level, with a backward integration over 12 days or until the air parcels encounter deep convection, which is defined with an instantaneous rain rate threshold of 5cm/h, taken from ERA-Interim large-scale and convective precipitations.

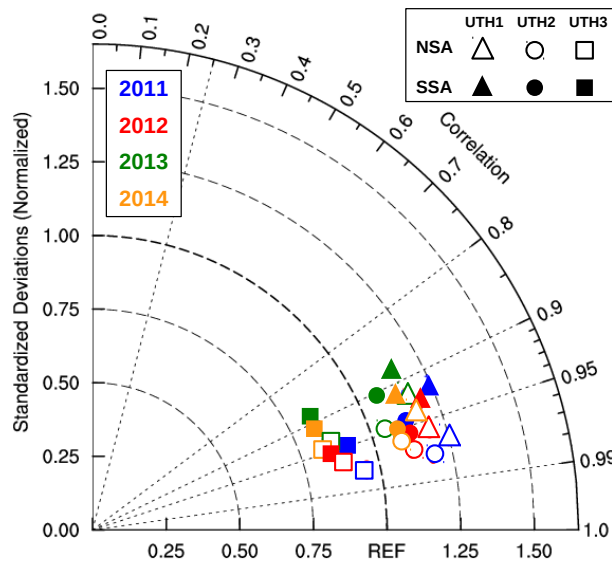


FIGURE 4.10 – Taylor diagram describing the similarities between UTHs from SAPHIR and UTHs from ERA-Interim over NSA (empty) and over SSA (filled) during four OND seasons. Correlations are significant at 0.25 according to a 1% risk t-test.

A comparison between the UTH in SAPHIR and in ERA-Interim is shown on Figure 4.10, with a Taylor diagram on which the four OND periods are considered separately. The correlation ranges between 0.85 (UTH3 in OND 2013 over the SSA domain) and 0.98 (UTH3 in OND 2011 over the NSA domain). Using the CSU radiosoundings rather than the ERA-Interim dataset leads to a very similar comparison (Figure 4.6). ERA-Interim underestimates the intraseasonal variability of UTH3 observed with SAPHIR ($NSD < 1$), while it produces slightly too strong variations in UTH2 and even stronger in UTH1 ($NSD = 1.14$). There is a better agreement between the UTH in SAPHIR and in ERA-Interim during OND 2011, and the agreement is stronger over NSA ($R=0.98$) than over SSA ($R=0.95$). This can be explained by the assimilation of the CINDY/DYNAMO/AMIE radio soundings in the ECMWF system. This comparison in the UTH-space shows that despite differences, the ERA-Interim and SAPHIR datasets both capture the UTH variability. The UTH field can be used to analyze the dynamical processes associated to the UTH distribution.

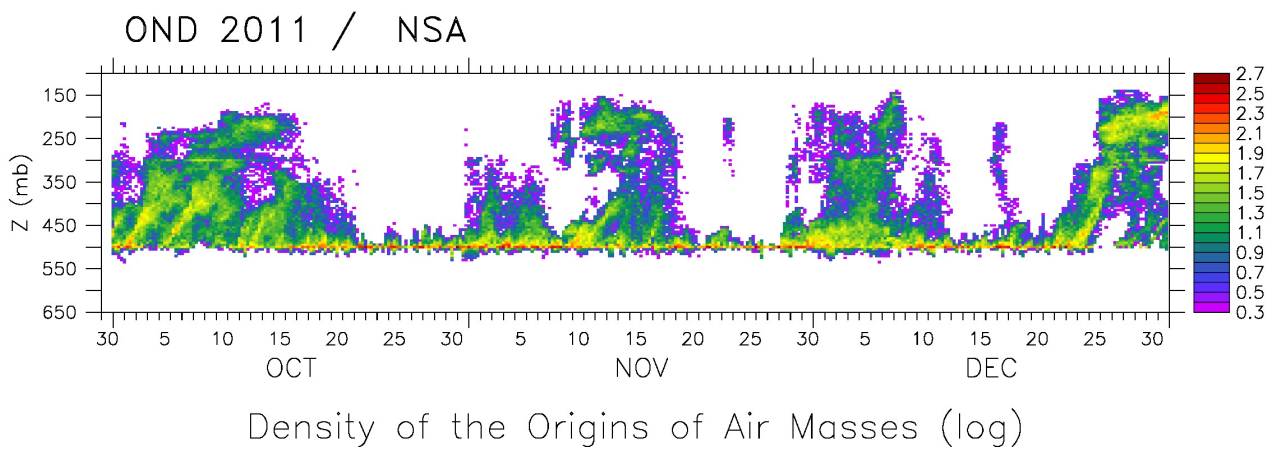


FIGURE 4.11 – . Zonally and meridionally integrated distribution (in natural log scale) of air mass last-saturation positions for the OND 2011 period, for final positions at 500hPa in the NSA area ($0^{\circ}N-8^{\circ}N/ 73^{\circ}E-80^{\circ}E$).

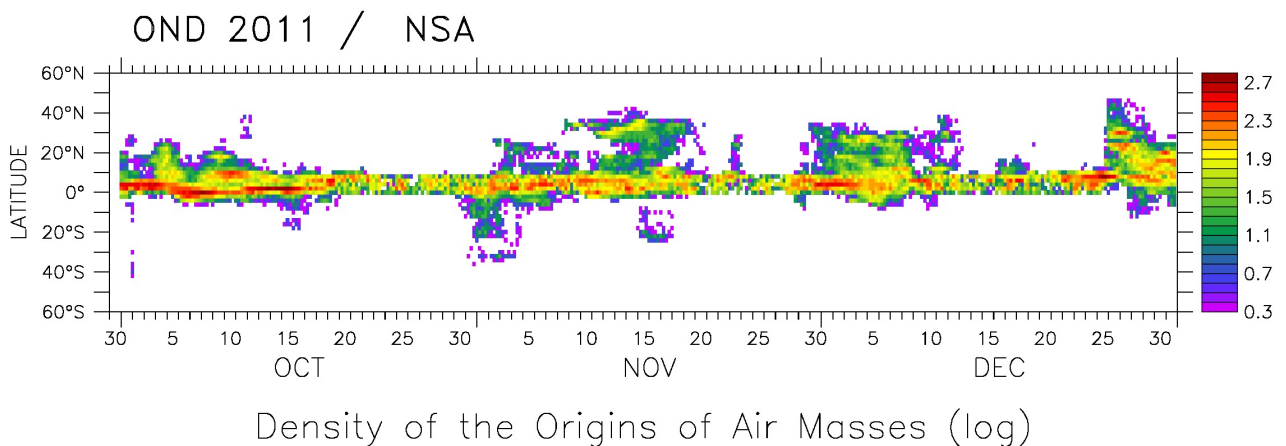


FIGURE 4.12 – Same as Figure 4.11 but for a zonally-vertically integration of the air mass last-saturation positions.

The back-trajectory model is used to identify the origin of dry and moist air parcels using time series and maps of the reconstructed last saturation coordinates. Figure 4.11 is a pressure-time diagram that represents the density of occurrence (in log scale) of all the reconstructed coordinates of last saturation over both the latitude and longitude of the NSA area. Figure 4.12 is a latitude-time diagram, considering the density of occurrence of the coordinates of last saturation over the pressure and the longitude of the NSA area. These two diagrams provide an insight on the spatial scales at play during the transport of air masses when considering the convective activity associated to MJO events for OND 2011. The convectively active phases of MJO 2011 occurred during the periods October 14th - November 3rd and November 17th - December 5th as documented by Johnson and Ciesielski (2013) and Tseng et al. (2015). The other days can be considered as suppressed phases. During the suppressed phases, advected air masses are clearly dominated by the dynamics in the upper troposphere (200-150hPa on Figure 4.11) and at play on the edges of the tropical belt (30°-40° N/S on Figure 4.12). During the active phases, back-trajectories are interrupted much earlier by rainfall and thus restrict the origins to the NSA area. Similar variability is found for the other years.

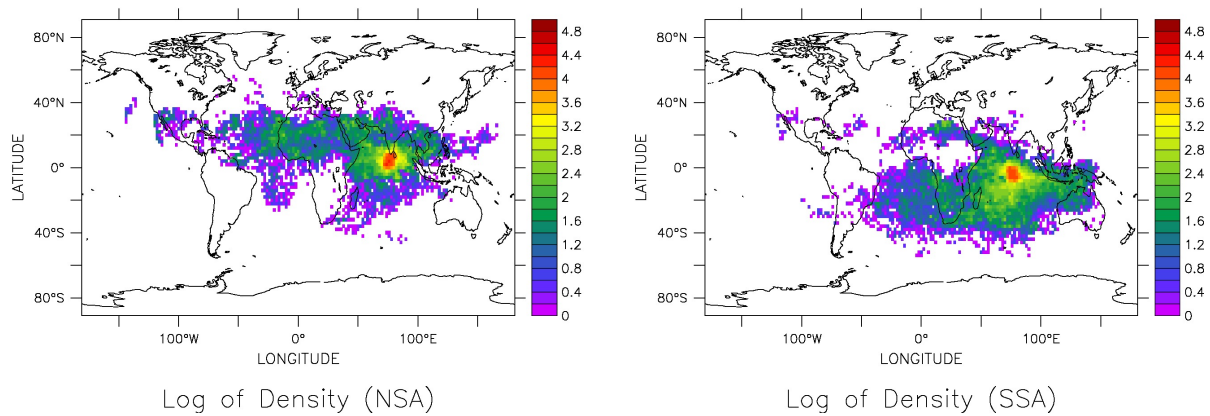


FIGURE 4.13 – . Density map (in natural log scale) of the vertical and temporal integration of the air mass last-saturation positions over NSA (left) and SSA (right) for the active phases of MJO composited during OND 2011, 2012, 2013 and 2014.

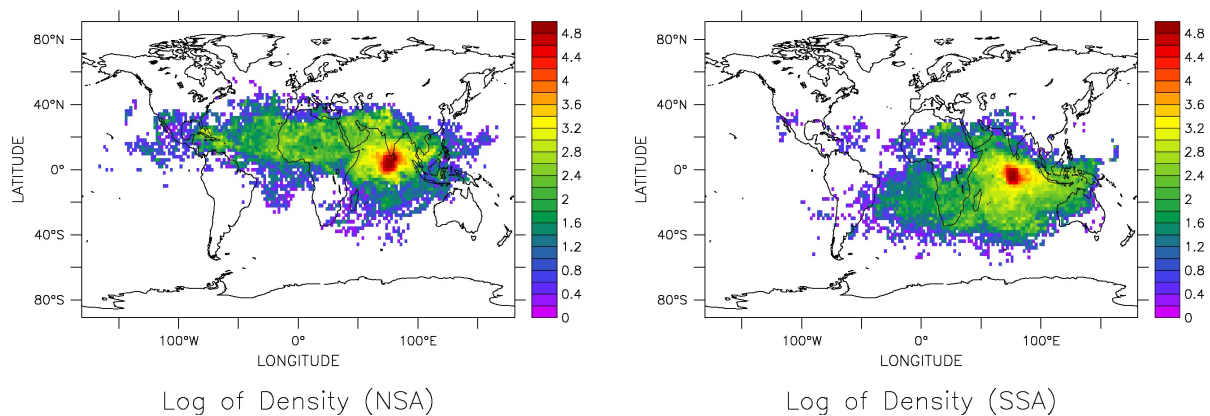


FIGURE 4.14 – Same as Figure 4.13 but for the suppressed phases of MJO.

Figure 4.13 and Figure 4.14 present the density of the last saturation coordinates along the pressure-axis for the air parcels that finally end up at 500hPa over the NSA region for the former and over the SSA region for the latter, with composites over the active (Fig.10) and suppressed (Fig. 4.14) periods of OND 2011-2014. For the NSA composite, the air parcels (after 12 days of transport) mainly originate from the Northern Hemisphere with some short bursts from the Southern Hemisphere (SH), as also seen on Figure 10 during October 30th and November 5th and around November 15th. For the SSA composites, the air parcels come from the SH with a very localized contribution from North-East Africa. For the two domains NSA and SSA, a western flow dominates the distributions : the air parcels come as far as the Gulf of Mexico and Central America for the NSA composite, whereas they reach at least the Coast of Brazil for the SSA composite. The active and suppressed phases of MJO are clearly distinct in terms of density of air parcels coming from outside the Indian Ocean basin, the former periods being much more limited to the basin than the latter ones.

4.2.4.2 Assessment of the cloudiness over NSA and SSA

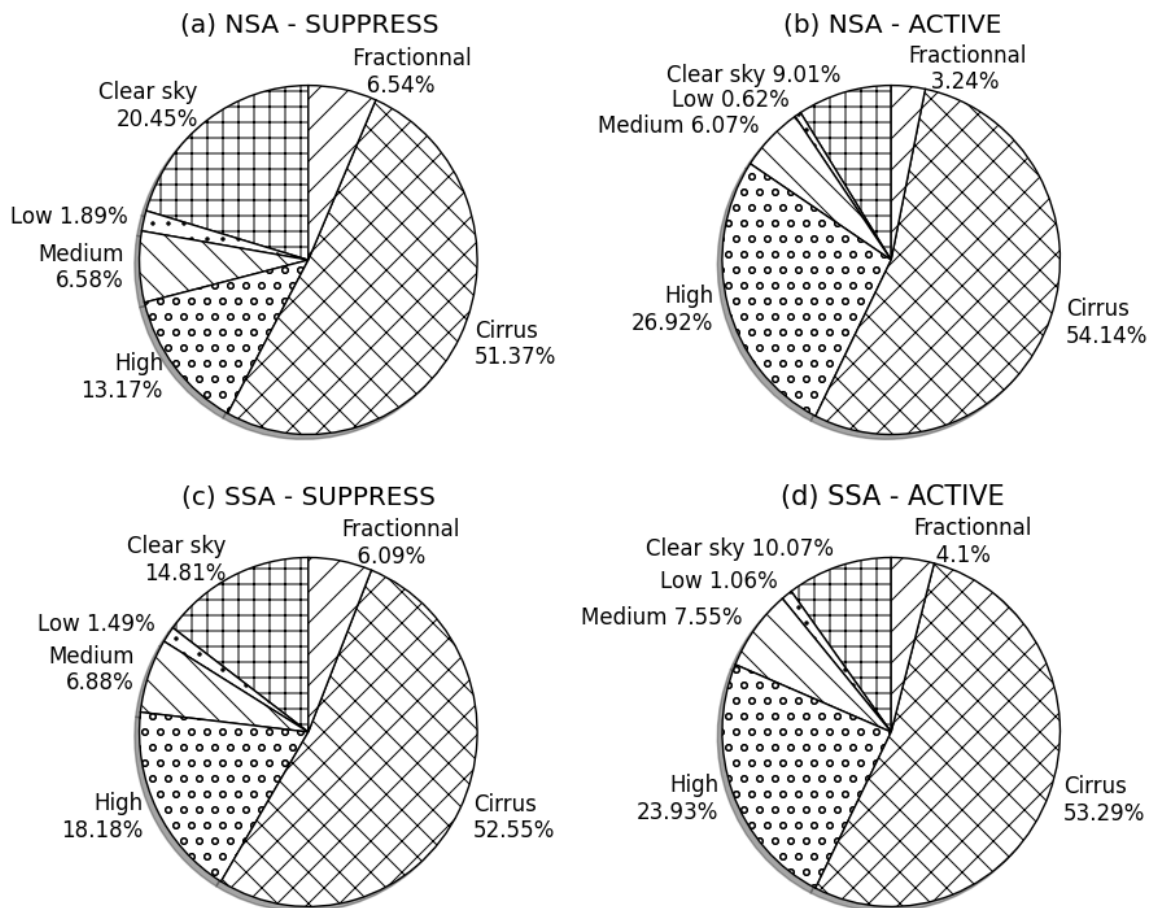


FIGURE 4.15 – Frequency of occurrence of the 6 cloud types over NSA (upper row) and SSA (lower row) computed over OND 2011 to 2014 for suppressed phases (left column) and active phases (right column).

The UTH variability is analyzed in parallel to the cloud type occurrence over the two sounding arrays. The frequencies of occurrence of the 6 cloud types defined in Section 4.2.2.4 are shown on Figure 4.15 for both the suppressed phases (panels a and c) and the active phases (panels b and d) over the NSA and SSA domains and defined over the entire period. Cirrus clouds represent more than half of the total cloud cover above both areas, regardless of the convective activity. During the active phases, high and optically thick clouds exhibit a higher frequency of occurrence compared to the suppressed phases. This is one of the main features of MJO, as stated by Zhang (2005), Lau and Wu (2010) and Riley et al. (2011). The clear-sky fraction is, as expected, more important during the suppressed phases, with a higher occurrence in the NSA (20.45% of the time) than in the SSA region (14.81% of the time). This is consistent with the description made by Johnson and Ciesielski (2013) for the 2011 MJO, which has distinct features over NSA and SSA : in 2011, there is a stronger moisture signal in the NSA than in the SSA. This can be explained by the persistence of the ITCZ low, which is less modulated by the occurrence of MJO events. Low clouds play only a minor role, regardless of the MJO phase. In order to characterize the relationship between clouds and UTH distribution, correlations coefficients (R) are computed between each cloud class and each moments of the distribution of UTH_{SAPHIR} . To this end, the data for the four winters is divided in two datasets, one dataset for active phases and one dataset for suppressed phases. Each dataset contains more than 500 values . The computed correlations are significant when higher than 0.11 according to a 1% risk t-test.

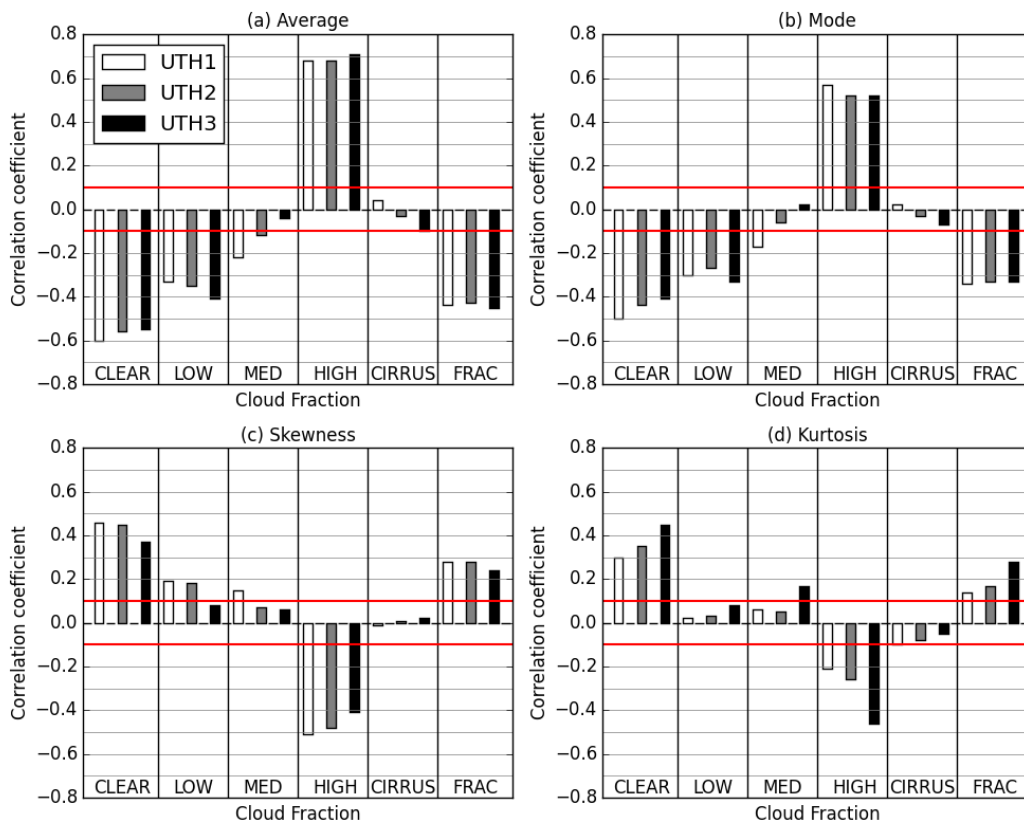


FIGURE 4.16 – Instantaneous correlation coefficients between cloud fractions (%) and (a) average, (b) mode, (c) skewness and (d) kurtosis of the 3 layers of UTH distribution over NSA and SSA during the active phases of MJO (OND 2011, 2012, 2013 and 2014). Correlations are significant at 0.11 according to 1% risk t-test (red lines).

Figure 4.16 and Figure 4.17 represent the instantaneous R between the occurrence of the 6 different cloud types and the 4 moments of the distribution of UTH_{SAPHIR} (i.e. average, mode, skewness and kurtosis) for the 3 levels of UTH defined spatially over the sounding arrays. The high-cloud fraction is highly significantly correlated with the evolution of UTH : $R > 0.6$ with respect to the spatial average of UTH during both phases, $R > 0.5$ with respect to the mode, $R < -0.4$ with respect to the skewness (right-modal distribution) and $-0.2 > R > -0.4$ with respect to the kurtosis (peaked distribution). This strong relationship between the UTH and the occurrence of high opaque clouds has already been highlighted in previous studies. Gray et al. (1975), Soden and Fu (1995), Udelhofen and Hartmann (1995), Savtchenko (2009) and Sherwood et al. (2010) among others have presented unambiguous evidence that deep convective clouds and their associated detrainment humidify the upper troposphere within tropical latitudes. Salby (2001) and Johnson and Ciesielski (2013) have also highlighted the strong humidification of the upper troposphere by the vertical transport of moisture over the Indian Ocean induced by deep convection during MJO.

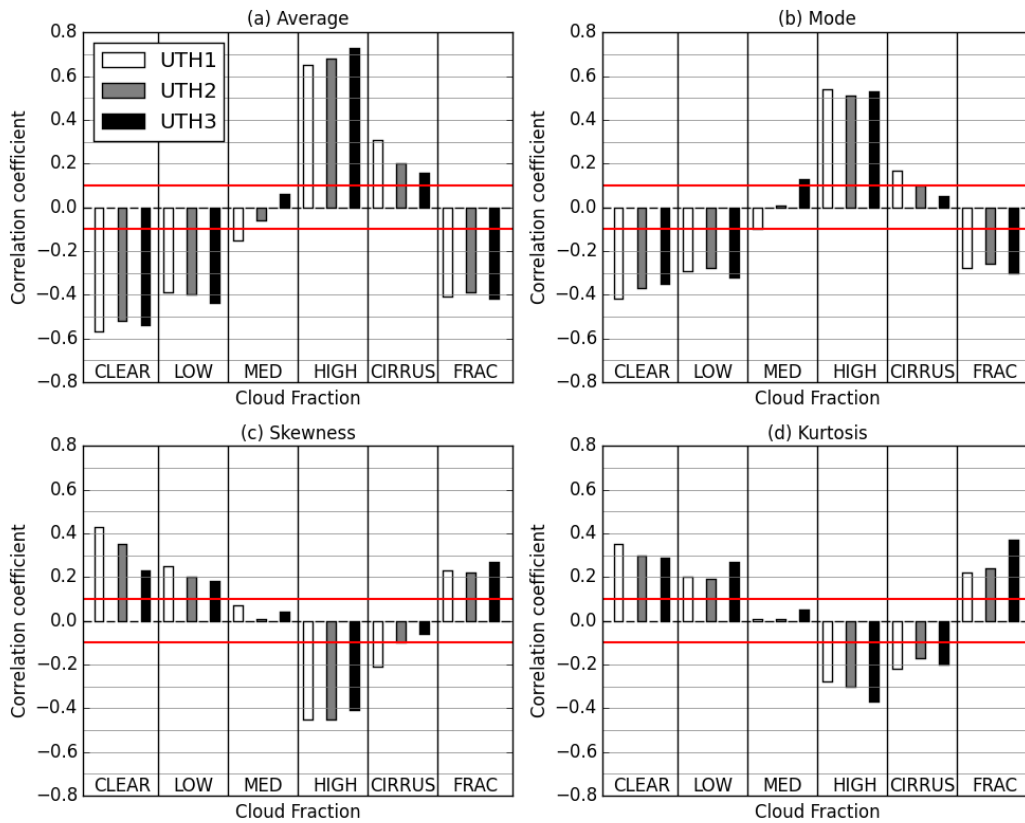


FIGURE 4.17 – Same as Figure 4.16 but for the suppressed phases of MJO.

Clear-sky fraction is significantly anti-correlated with the evolution of UTH regardless of the phase of MJO : $R < -0.5$ with respect to the average, $R < -0.4$ with respect to the mode, $0.2 < R < 0.4$ with respect to the skewness (left-modal distribution), and $R > 0.2$ with respect to the kurtosis (moderately peaked distribution).

Low-cloud fraction is more often associated to a dry upper troposphere : $R < -0.3$ with respect to the spatial average of UTH and to the mode of the PDF. During suppressed phases of MJO (Fig. 4.17), low clouds are more often associated with a left-modal and moderately peaked

distribution of UTH : $R > 0.2$ with respect to the skewness and to the kurtosis. During active phases of MJO, correlation coefficients between low clouds and the skewness or the kurtosis are not significant and rather weak. This result is similar for medium clouds, regardless of the convective activity. This lack of significance likely shows that high-level and opaque clouds mask the underlying mid-level and low-level clouds (Sèze et al., 2015). These multiple layers result in a lack of observation of these two cloud types (documented reduction of up to 20% in low-level cloud fraction and even 30% in some regions, with respect to CALIPSO observations).

The fractional clouds are generally related to a dry upper troposphere : $R < -0.4$ with respect to the average, $R < -0.3$ with respect to the mode, $R > 0.2$ with respect to the skewness (left-modal distribution) and $R > 0.15$ with respect to the kurtosis (moderately peaked distribution). Correlation coefficients are quite similar for the two phases, except for kurtosis that reaches higher values (strongly peaked distribution) during the suppressed phases, the maxima being obtained with UTH3. This result suggests that fractional clouds are somewhat frequently associated with more peaked distribution of UTH. This is consistent with the results of Radke and Hobbs (1991); Perry and Hobbs (1996); Laird (2005), highlighting the existence of humidity halos (i.e. regions of enhanced humidity surrounding the clouds) located on the downshear, cross-shear and upshear sides of small- to medium-sized isolated cumulus clouds, leading to a peaked distribution of UTH at synoptic scale.

During the active phase of MJO, there is no significant relationship between cirrus fraction (considered as a unique category) and the distribution of UTH (Fig. 4.16). The correlation coefficients between the moments of the PDF of UTH and the cirrus fraction become significant during the suppressed phase but the small values of R do not reveal any strong relationship. Several studies have investigated the UTH-cirrus relationship and have suggested a moistening effect that is not related to the evaporation of cirrus condensate but rather resulting from the same dynamical mechanisms responsible for the formation and maintenance of the cirrus anvil (Soden, 2004; Luo and Rossow, 2004).

In order to better characterize the relationship between cirrus and UTH, R have also been computed between the occurrence of the four subclasses of cirrus, related to their optical thickness (see Table 4.2 with the labels "thin" for the thin semi-transparent cirrus, "meanly thick" for the clouds of medium thickness, "thick" for the thick semi-transparent cirrus and "above" for cirrus above a lower cloud, these labels being employed in the SAFNWC terminology) and the four moments of the distribution of UTH_{SAPHIR} . The result is displayed on Figure 4.18. There is no significant relationship between the UTH distribution and the fractions of "meanly thick" or "above" cirrus classes. In contrast, the "thick" cirrus fraction is significantly correlated with the distribution of UTH : $0.4 < R < 0.6$ with respect to the average of UTH during both phases, $0.2 < R < 0.5$ with respect to the mode, $-0.4 < R < -0.2$ with respect to the skewness (right-modal distribution) and with respect to the kurtosis (moderately peaked distribution). This correlation profile (strongest correlations during the active phase) is very similar to that of high clouds (Fig. 4.16 And Fig. 4.17). Indeed, most of the time, "thick" cirrus are anvils associated with high convective clouds (Soden, 2004). These anvils and their associated humidification are both the result of the deep convective activity. Similarly, the "thin" cirrus fraction is significantly anti-correlated with the distribution of UTH regardless of the phase of the MJO : $-0.5 < R < -0.3$ with respect to the average, $-0.5 < R < -0.2$ with respect to the mode, $0.2 < R < 0.4$ with respect to the skewness (left-modal distribution) and $R > 0.2$ with respect to the kurtosis (moderately peaked distribution). This result is consistent with that of Jensen et al.

(1996) and Jensen et al. (2001) suggesting that the formation of optically thin cirrus near the tropical tropopause might account for the dehydration of the upper troposphere.

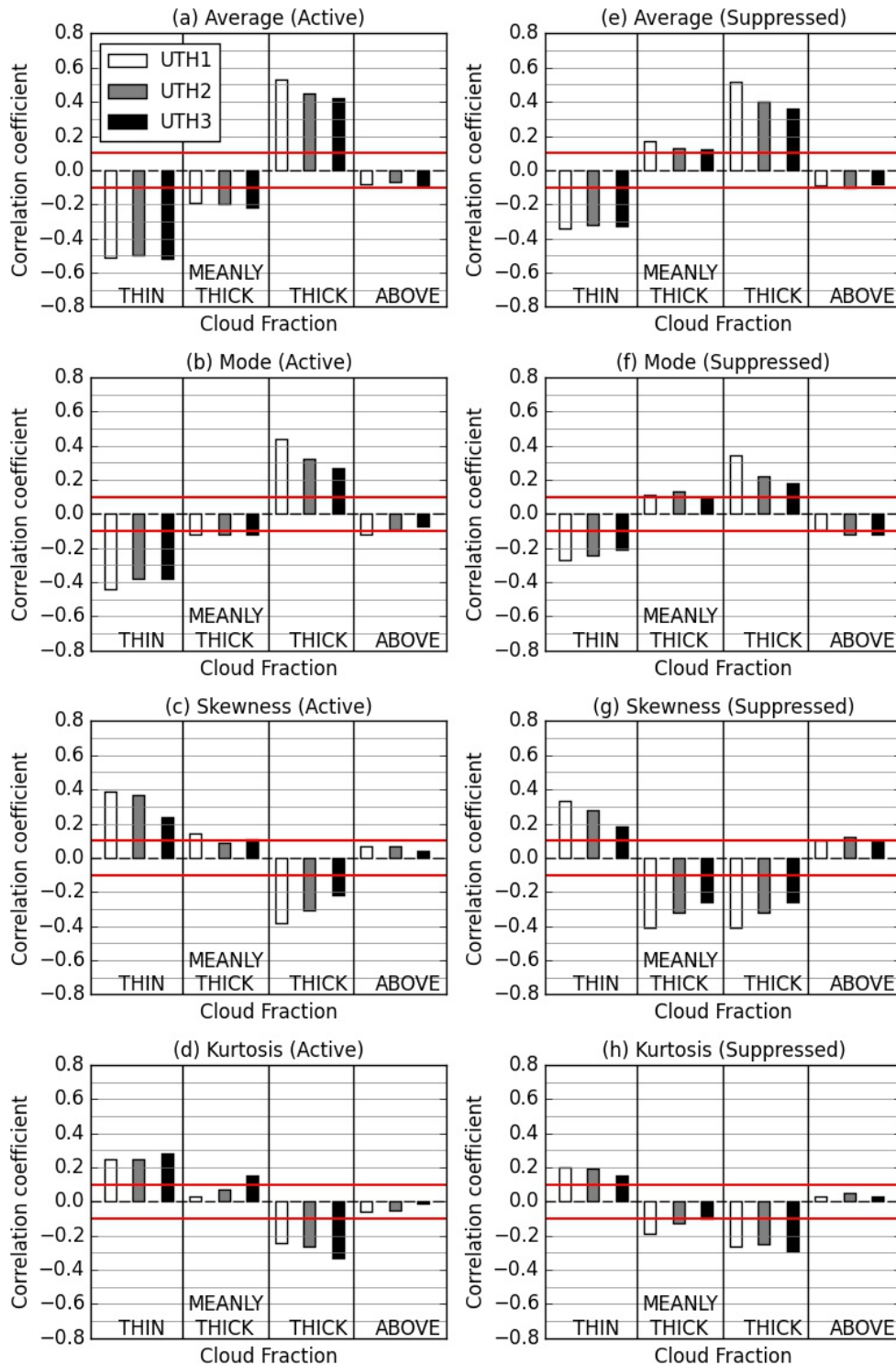


FIGURE 4.18 – Instantaneous correlation coefficients between the four cirrus fractions (%) and the four moments of the 3 layers of UTH distribution over NSA and SSA during active (left column) and suppressed (right column) convective phases of MJO (OND 2011, 2012, 2013 and 2014). Correlations are significant at 0.11 according to 1% risk t-test (red lines).

4.2.5 Summary and discussion

The role of large-scale processes and cloud-related processes on the distribution of UTH when the development of MJO takes place in the Indian Ocean was analyzed using UTH observed by SAPHIR onboard Megha-Tropiques. In addition to SAPHIR measurements, a Lagrangian transport model with ERA-Interim 4D winds and temperature fields as inputs was used to examine the origin of the air masses located in the Northern Sounding Array region and in the Southern Sounding Array region during the CINDY/DYNAMO/AMIE field campaign. The frequency of occurrence of six main cloud types defined by the SAFNWC and projected at the SAPHIR pixel level provided further information about the joint evolution of cloudiness and UTH. The distribution of UTH was characterized in terms of the statistical moments by calculating its average, mode, skewness and kurtosis for each overpass of Megha-Tropiques during the 4 consecutive winters 2011-2014. Results show that :

1. There is a strong difference in the distribution of UTH according to the phase of MJO (active or suppressed). During active (respectively suppressed) phases, the PDFs of the three layers of UTHSAPHIR are moister (resp. drier) and are negatively (resp. positively) skewed. From the upper (UTH1) down to the middle (UTH3) troposphere, the skewness of the PDFs also evolves from leptokurtic to platikurtic, thus highlighting the importance of different distribution properties according to the convective activity and to the atmospheric layer considered ;
2. The domain of origin of the air masses that finish their trajectories within NSA or SSA varies between the composites of the active and suppressed MJO phases. Computations using the back-trajectory model are spatially constrained by the enhanced convective activity occurring in the Indian Ocean basin. But there is a clear contribution of an upper tropospheric (200-150hPa) westerly flow to the instantaneous variability of UTH. The advected air masses come from as far as the Gulf of Mexico and Central America for the NSA domain. They come from the Coast of Brazil for the SSA domain ;
3. The joint analysis with the cloud types identified in the NSA and SSA domains shows a strong relationship between UTH and cloud cover, especially for high opaque clouds and fractional clouds. Relationships between cloud fractions and distribution of UTH are overall quite similar regardless of convective activity, except for the fraction of cirrus clouds. The occurrence of thin cirrus clouds is strongly associated with a dry upper troposphere (stronger relationship during the suppressed phases) and the occurrence of thick cirrus clouds is related to a moist upper troposphere.

The lateral mixing of air masses is one of the mechanisms producing dry air in the tropical and subtropical atmosphere (Pierrehumbert and Yang, 1993; Galewsky et al., 2005). However, different transport processes dominate in the different sectors of the tropical belt. The intrusion of dry air of stratospheric origin via Rossby waves breaking strongly influences the variability of UTH in a large part of the tropics (Gettelman et al., 2006). In regions influenced by the fluctuations of MJO, the subtropical UTH is supposedly related to the location and to the strength of the winter subtropical anticyclones (Ryoo et al., 2008).

This is important to further examine several aspects of the analysis presented here. One aspect is the asymmetry of the variability between the two domains (NSA and SSA) since the mechanisms at play in determining the distribution and the variability of UTH are obviously

different between the two hemispheres. For instance, [Ryoo et al. \(2008\)](#) have shown that the slow eastward propagating patterns of UTH observed in the Northern subtropical Indian Ocean are not seen to the Southern subtropics.

Another aspect deserving further examination is that MJO events in the same season have different dynamics, as highlighted by [Johnson and Ciesielski \(2013\)](#) for the 2011 MJO. The 8 phases characterizing the MJO have been merged into 2 periods, one globally active and one globally suppressed. But the moistening and drying processes of the MJO activity are sensibly different : the convective centers have very different characteristics, with maritime and continental locations. Compositing along the 8 phases would strengthen these results and enable a detailed analysis of the role of the different processes.

Finally, it would be of great interest to fit a statistical model of a unique form of distribution law of the free tropospheric RH as derived by [Sherwood et al. \(2006\)](#). This model could then be used to analyze the occurrence of cloud types and to the dynamical processes. Cloud cover and total water in the column are strongly related at the sub-grid scale ([Tompkins, 2002](#); [Tompkins and Janisková, 2004](#)). An important step in improving the parameterization of sub-grid convection could be to go down to the cloud type (and not only to the cloud fraction), to the water vapor (and not to the total column of water) and to use a fixed diagnostic relationship for the higher-order moments of the PDF of RH.

4.3 Application sur la Mousson d'Afrique de l'Ouest

De la même façon que dans la partie précédente, dans cette section, il ne s'agira pas d'étudier la mousson africaine d'un point de vue dynamique. La méthodologie utilisée n'a pas vocation à décrire et étudier les mécanismes à l'origine de la mousson africaine, mais à s'intéresser à la façon dont la convection et les nuages engendrés par la mousson influent sur la distribution de l'humidité dans la haute troposphère.

4.3.1 Généralités sur la Mousson Africaine

La Mousson d'Afrique de l'Ouest (MAO), est comme toutes les moussons, un système de couplage entre l'océan, l'atmosphère et le continent. La MAO est à l'origine d'importantes précipitations qui tombent sur une zone allant du golfe de Guinée jusqu'au Sahel (entre 5°N et 15°N) durant l'été (du 15 Juin au 15 septembre). La figure 4.19 présente les mécanismes principaux qui contrôlent la MAO. Lors du printemps (avril-mai), l'océan se refroidit dans le golf de Guinée et parallèlement, le continent se réchauffe. Une dépression thermique se met en place sur le Sahara (DTS) et provoque la convergence de vents de surface. Les alizés de sud-est traversent l'équateur et pivotent en vents de sud-ouest. Ces alizés, en pénétrant sur le continent forment le flux de mousson (flèches bleues). Au Nord, les alizés convergent également et sont asséchées par la DTS, ce flux se nomme l'harmattan (flèches rouges).

La convergence de ces deux masses d'air, l'une froide et humide (MAO) et l'autre chaude et sèche (harmattan), engendre la formation du Front Inter-Tropical (FIT ; tirets bleus). Le gradient de température de part et d'autre du FIT entraîne la formation d'un courant jet dans la moyenne troposphère (tube et flèche jaune), c'est le Jet d'Est Africain (JEA). Le JEA est à

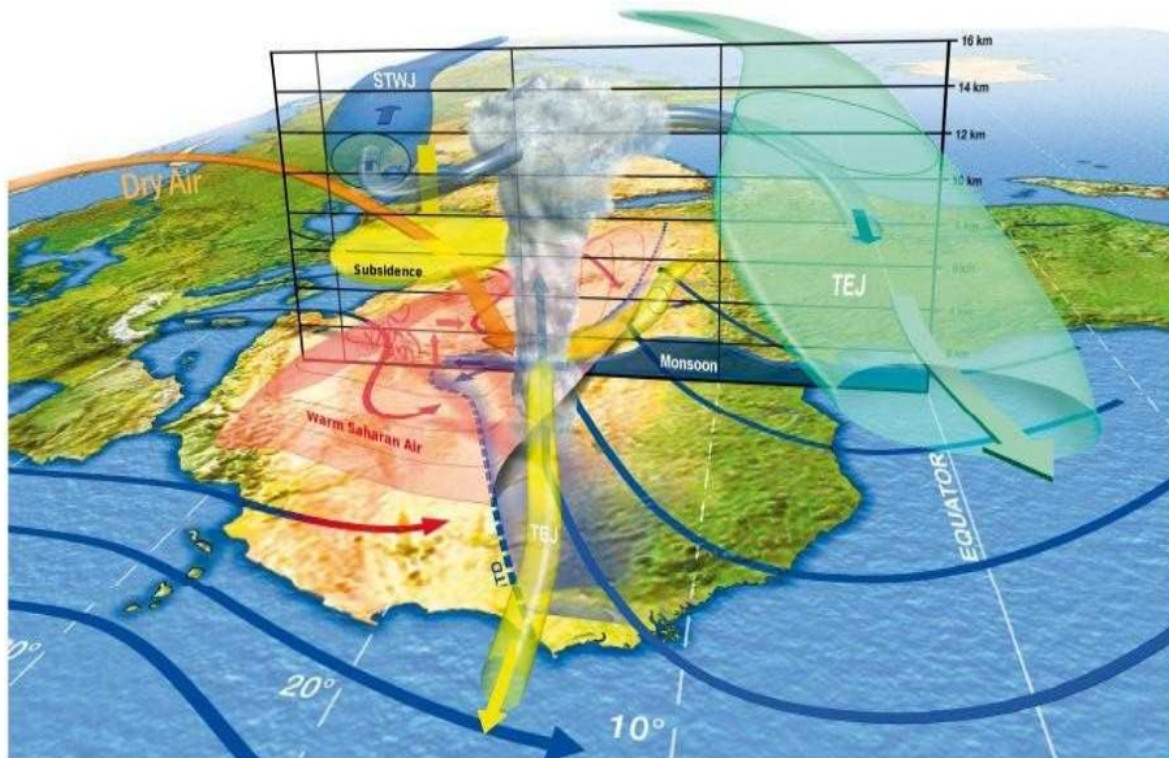


FIGURE 4.19 – Schéma 3-D de la mousson d'Afrique de l'ouest. Figure issue de Lafore et al. (2010).

l'origine de la formation d'ondes d'est qui vont renforcer la convection sur le Sahel. La conjonction du flux de mousson dans les basses couches et du flux d'air sec dans les couches moyennes permet le développement de systèmes convectifs vers l'ouest.

Entre 2005 et 2007 a eu lieu un projet international visant à améliorer la connaissance et la compréhension de la MAO, de sa variabilité, de l'échelle journalière à inter-annuelle. Ce programme nommé AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine) a consisté en une période d'observation renforcée de 2005 à 2007 et quatre campagnes de mesures intensives menées durant l'été 2006 afin d'étudier plus spécifiquement les différentes phases de la mousson (Pour une synthèse de la campagne de terrain AMMA, voir Redelsperger et al. (2006)). AMMA a permis des progrès majeurs dans la compréhension de la MAO, tant en terme de compréhension du mécanisme, que de ses impacts sur la région. Concernant les questions de convection et de nuages, AMMA a été l'occasion de documenter de nombreux systèmes convectifs. Ces observations ont notamment permis de caractériser les propriétés macro- et microphysiques des enclumes engendrées par la convection (Bouniol et al., 2010), de réaliser des climatologies des différents types de systèmes convectifs (Fioleau et al., 2009), ou l'ambivalence des intrusions d'air sec tropical qui contribuent à organiser la convection tout en créant des zones sèches à grande échelle qui inhibent l'activité convective sur l'ensemble de la bande sahélienne (Deme and Roca, 2009). La synthèse des avancées scientifiques réalisées grâce à AMMA, réalisée par Lafore et al. (2012) fait émerger des nouveaux champs à explorer : « parmi les processus clés à étudier, la priorité va vers ceux impliqués dans le cycle de l'eau et de l'énergie ». Les auteurs insistent sur la nécessité de mieux observer, comprendre et modéliser le champ de vapeur d'eau. Cette partie de la thèse est une contribution à cette problématique.

4.3.2 Zone d'étude et données UTH

La figure 4.20 présente les données UTH3 des passages de SAPHIR au-dessus de la zone d'étude (cadre noir ; $5^{\circ}N - 15^{\circ}N/10^{\circ}W - 10^{\circ}E$) au cours de la journée du 15/07/2014. La zone d'intérêt se situe dans la zone de plus forte répétitivité de MT. En effet, dans cet exemple, au cours de la journée, on dispose de quatre passages qui couvrent plus de 75 % de la zone et deux passages qui en couvrent 30 %. On observe que trois passages sur six permettant de suivre la propagation d'un MCS vers l'ouest.

Les différentes analyses présentées par la suite ont été réalisées sur trois ans, entre le 1^{er} janvier 2012 et le 1^{er} janvier 2015, période où les données de classifications nuageuses projetées dans les pixels de SAPHIR étaient disponibles. Seul les orbites de MT qui permettaient de couvrir au moins 30% de la zone ont été retenues, ce qui représente 5627 orbites, soit une moyenne de 5 passages par jour.

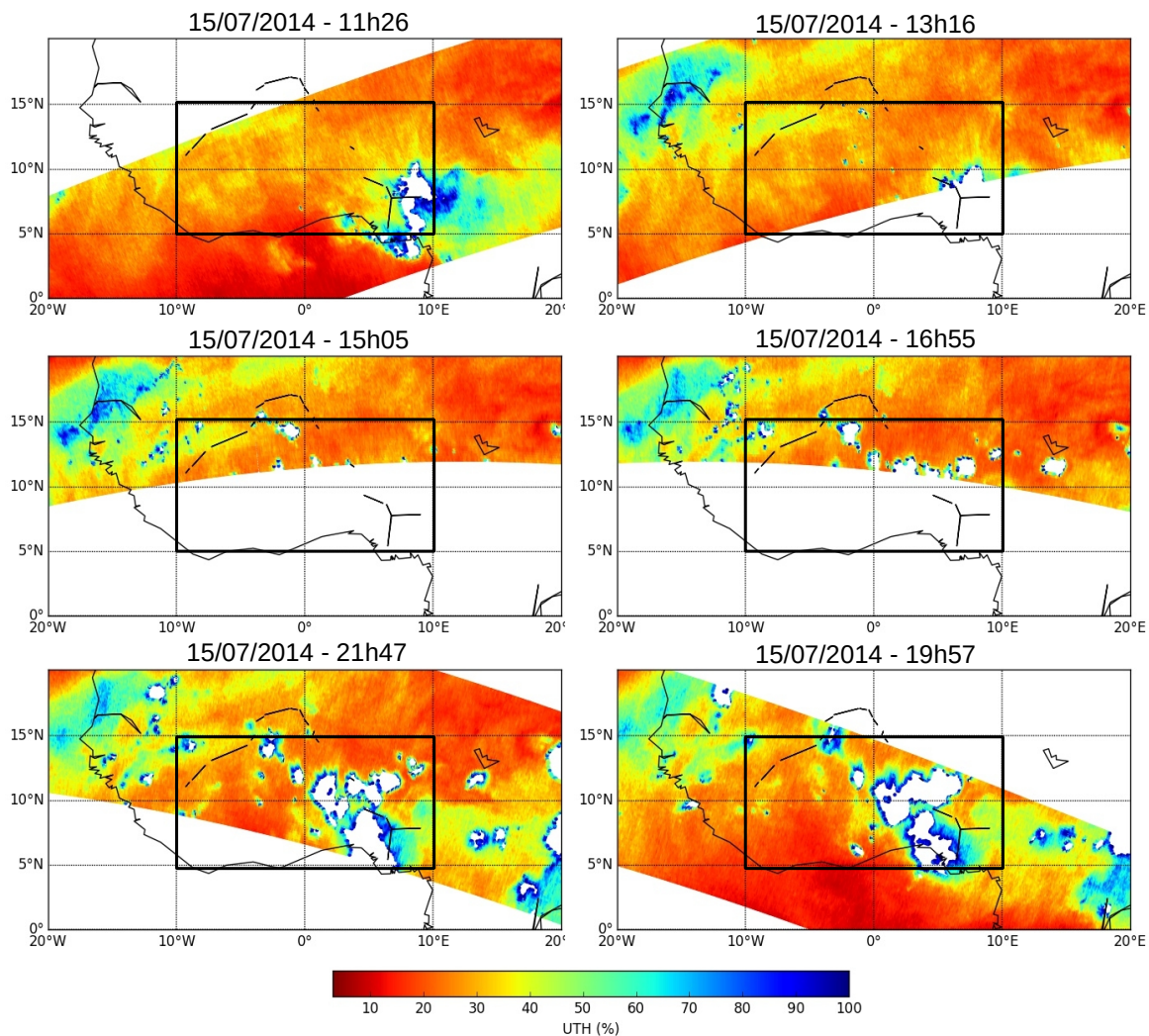


FIGURE 4.20 – Données UTH3 pour six fauchées de SAPHIR au-dessus de la zone d'étude (cadre noir ; $5^{\circ}N - 15^{\circ}N/10^{\circ}W - 10^{\circ}E$), au cours de la journée du 15/07/2014.

4.3.3 Variabilité inter-annuelle de l'UTH

La figure 4.21 présente l'évolution temporelle des quatre moments de la distribution d'UTH3 (moyenne, mode, skewness et kurtosis) au cours des trois ans de l'étude. Les mêmes figures pour UTH1 et UTH2 sont disponibles en annexe C et ne sont pas présentées ici, car elles présentent les mêmes variations inter-annuelles pour des intensités moindres. Les courbes grises correspondent aux valeurs pour chaque orbite et les courbes noires sont des moyennes flottantes sur trois jours. Les zones bleues délimitent les périodes de mousson (soit entre le 15/06 et le 15/09).

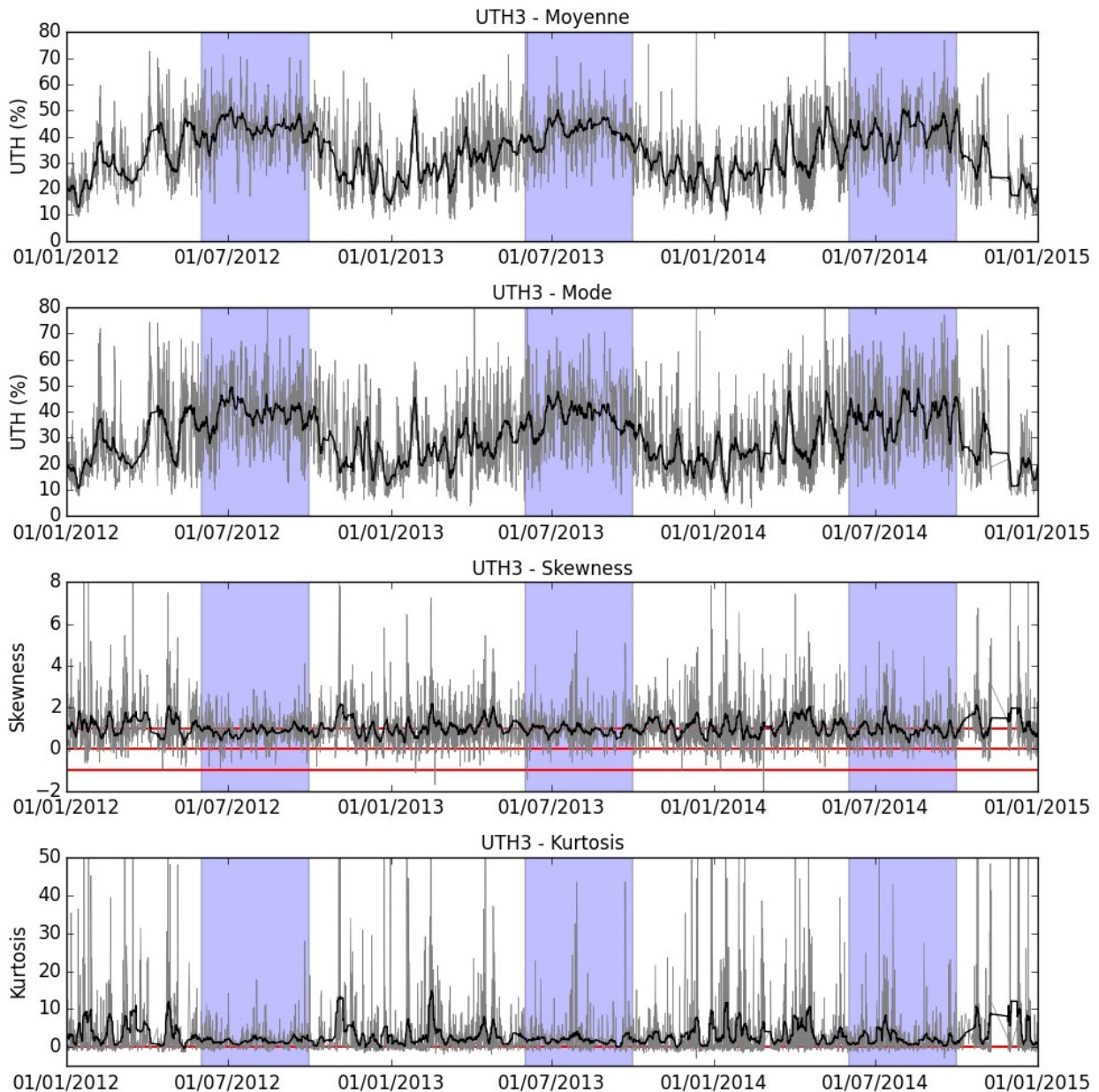


FIGURE 4.21 – Évolution temporelle des moments de la distribution d'UTH3 sur trois ans (2012 à 2015), de haut en bas : Moyenne, Mode, Skewness et Kurtosis. Les courbes grises correspondent aux valeurs pour chaque passage de Megha-Tropiques qui recouvrent 60% de la zone d'étude. La courbe noire est une moyenne mobile sur trois jours. Les zones bleues indiquent les périodes de mousson (du 15/06 au 15/09).

En premier lieu, il convient d'observer la bonne représentation du cycle annuel tant au niveau de la moyenne que du mode : on observe une humidification progressive de janvier à juin, les valeurs moyennes d'UTH3 passant de 10% à 40%. Au cours de la période de mousson, les valeurs moyennes sont stables autour de 40%, les valeurs instantanées oscillant entre 30% et 60%. À la fin de la mousson, on observe un assèchement progressif à partir de septembre pour revenir à des valeurs moyennes de l'ordre de 10% à 20% en décembre.

Le cycle annuel n'est pas aussi visible au niveau du skewness. Sur les trois années étudiées, le skewness est en moyenne compris entre 0 et 2, valeurs qui soulignent une distribution asymétrique vers les valeurs humides et donc une forte densité de valeurs sèches à très sèches. Pendant les périodes hors mousson, on observe de façon ponctuelle des valeurs de skewness très élevée (entre 2 et 8), signature d'une distribution quasi-Gamma. De façon très occasionnelle, des skewness négatifs (jamais davantage que -1.5) sont observables, ce qui est la signature d'une asymétrie vers les valeurs sèches et donc d'une forte densité de valeurs humides. Globalement, lors des périodes de mousson, on observe très peu de passages avec des valeurs de skewness extrêmes, les valeurs sont plus souvent proches de 1, signature d'une distribution quasi-symétrique.

Le comportement du kurtosis est proche de celui du skewness, positif à très positif en période hors mousson et plus proche de 0 en période de mousson. Ce comportement est particulièrement marqué en 2012 et moins en 2013 et 2014, où on observe des sauts ponctuels de kurtosis vers des valeurs très élevées pendant la mousson. Ces valeurs de kurtosis très élevées hors mousson sont la signature d'une distribution très piquée avec des queues de distribution très peu denses. À l'inverse, les valeurs de kurtosis plus faibles lors de la mousson sont la signature d'une distribution peu piquée. L'évolution temporelle du kurtosis et du skewness indique que la mousson a tendance à normaliser la distribution de l'humidité.

4.3.4 Variabilité inter-annuelle de la couverture nuageuse

La figure 4.22 présente l'évolution temporelle des six fractions nuageuses (de haut en bas : ciel, nuages bas, moyens, hauts, *cirrus* et fractionnaires) au cours des trois ans de l'étude. Les courbes grises correspondent aux valeurs pour chaque orbite et les courbes noires sont des moyennes flottantes sur trois jours. Les zones bleues délimitent les périodes de mousson (soit entre le 15/06 et le 15/09).

Ciel clair : le cycle inter-annuel est très marqué pour cette fraction. Au cours de l'année, il s'agit de la fraction largement majoritaire. C'est pendant l'hiver (décembre à février) que les valeurs sont les plus importantes (entre 50 et 100% ; 80% en moyenne). Au cours du printemps a lieu une diminution progressive de la fraction ciel clair pour atteindre des valeurs plus faibles pendant la mousson (entre 20 et 60% ; 40% en moyenne).

Nuages bas : on observe très peu de nuages bas dans les périodes hors mousson (entre 0 et 10% ; 5% en moyenne). La population de nuages bas devient plus importante au cœur de la mousson (entre 5 et 50% ; 12,5% en moyenne). Il est à noter que cette augmentation est rapide, les valeurs augmentent à partir de mi-juin pour atteindre un maximum de mi-juillet à mi-août et revenir à des valeurs très basses fin septembre. Il a été mis en évidence que ces nuages sont associés à des vents nocturnes de basses couches intenses qui ont tendance à persister la journée

et réduire considérablement l'insolation de la surface sur la zone d'étude (Knippertz et al., 2011; Linden et al., 2015). Enfin, Stein et al. (2015) ont montré que les modèles produisaient trop de nuages de bas niveau dans toutes les simulations de la MAO, ce biais n'étant pas amélioré en modifiant les paramètres de précipitations dans le schéma microphysique. Les auteurs recommandent des observations plus détaillées de la dynamique des nuages bas.

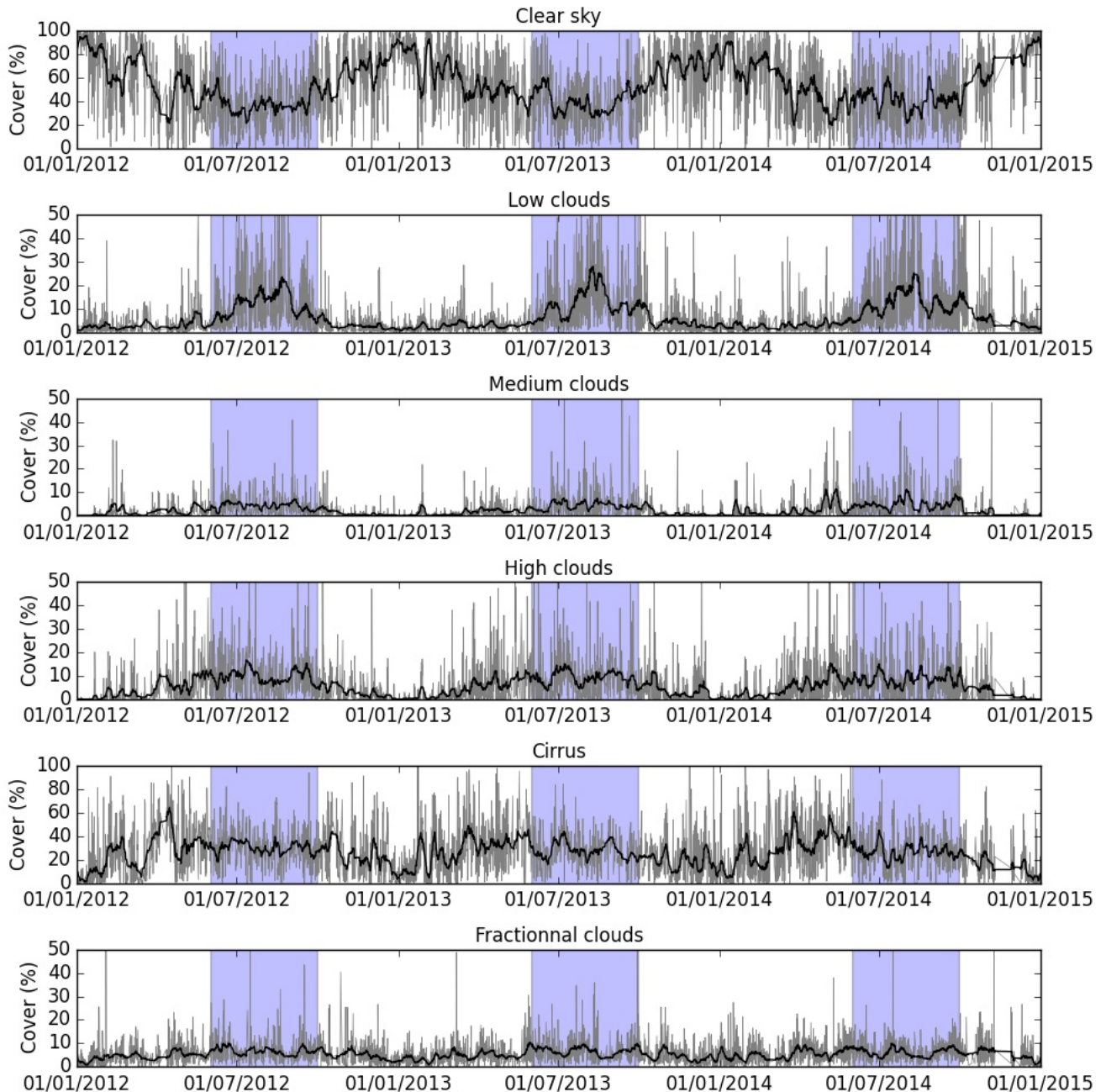


FIGURE 4.22 – Évolution temporelle de la couverture (en %) de la zone d'étude des six classes nuageuses sur trois ans (2012 à 2015). Les courbes grises correspondent aux valeurs pour chaque passage de Megha-Tropiques qui recouvrent 60% de la zone d'étude. La courbe noire est une moyenne mobile sur trois jours. Les zones bleues indiquent les périodes de mousson (du 15/06 au 15/09). L'axe des ordonnées est gradué de 0 à 100% pour les fractions "Ciel clair" et "Cirrus", et de 0 à 50% pour les autres fractions.

Nuages moyens : sur l'ensemble des trois ans, cette fraction nuageuse est la moins importante en terme d'occurrence. Ces nuages sont pratiquement absents en hiver, augmentent progressivement au printemps pour atteindre un maximum lors de la mousson (entre 0 et 10% ; 4,5% en moyenne). Plus précisément, on observe toutefois des pics d'occurrences importants pendant la mousson. Malgré leur faible occurrence, il a été mis en évidence que ces nuages de moyenne altitude (5-7 km) ont un fort impact radiatif sur la zone, surtout au printemps, lorsque les autres catégories nuageuses sont moins présentes (Bouniol et al., 2012). En utilisant un modèle de transfert radiatif, Bourgeois et al. (2016) ont mis en évidence que ces nuages moyens ont un effet de refroidissement sur le climat qui pourrait être d'aussi grande ampleur que l'effet de réchauffement des *cirrus*.

Nuages hauts : le cycle inter-annuel est très marqué pour cette fraction nuageuse. Quasi absents pendant l'hiver, la population de nuages hauts augmente progressivement pendant le printemps pour atteindre un maximum pendant le cœur de la mousson (entre 5 et 30% : 9% en moyenne).

Cirrus : cette fraction nuageuse est la plus abondante (sans compter la classe "ciel clair") sur l'ensemble des trois ans. On observe un cycle annuel marqué, avec des valeurs minimales de fin-décembre à début janvier (entre 0 et 20%) et une augmentation progressive pendant la fin de l'hiver pour atteindre des valeurs maximales au printemps et au début de la mousson (entre 20 et 60% ; 28% en moyenne). Pendant la mousson, la population moyenne de *cirrus* est stable et décroît progressivement à la fin de la mousson et pendant l'automne.

Fractionnaires : cette fraction nuageuse est stable sur les trois années étudiées (6,45% en moyenne) et ne semble pas marquée par un cycle annuel : la dynamique de cette fraction nuageuse ne semble pas être affectée par la mousson.

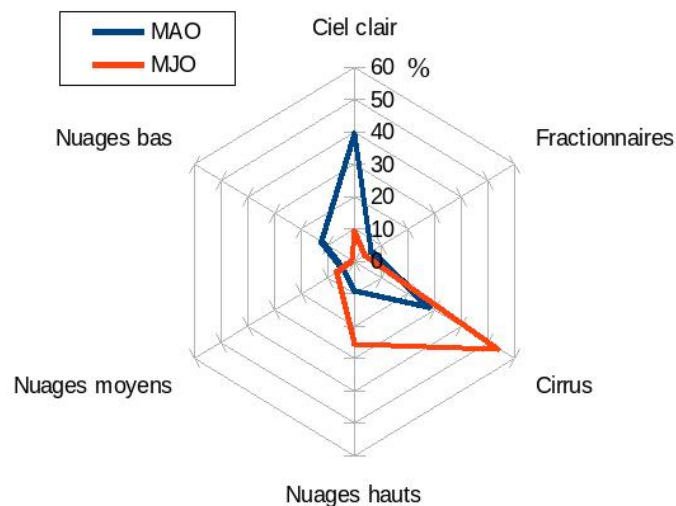


FIGURE 4.23 – Fractions nuageuses moyennes pour les six classes nuageuses considérées pendant la MAO du 15 juin au 15 septembre des années 2012, 2013 et 2014 (courbe bleue) et au cours des phases convectives de la MJO d'octobre à décembre des années 2011, 2012, 2013 et 2014 (courbe orange).

Afin de pouvoir comparer la couverture nuageuse au cours de la mousson avec celle au cours des phases convectives de la MJO (NSA et SSA confondues), des moyennes de couverture pour les six classes ont été calculées pendant la période allant du 15/06 au 15/09 et sont présentées en figure 4.24. Comme attendu, les couvertures nuageuses sont très différentes : pendant les phases convectives de la MJO (courbe orange), la couverture nuageuse au-dessus de l’océan Indien est largement dominée par les *cirrus* et les nuages hauts, signature d’une convection profonde et dense. À l’inverse, la couverture nuageuse pendant la période de mousson au-dessus du continent est largement dominée par la fraction ”ciel clair”, les *Cirrus* et les nuages bas. Cette association est la signature d’une convection ponctuelle et fragmentée, conforme à ce que l’on connaît de la convection lors de la MAO, caractérisé par la propagation de lignes de grains. Cette grande différence de population et de structuration du couvert nuageux entre les deux zones d’étude est connue, cette mise en parallèle des résultats n’a pas pour but de comparer ces deux processus convectifs, mais de tester la robustesse de la méthode sur deux cas très différents.

4.3.5 Rôle de la couverture nuageuse sur la distribution de l’UTH

De façon similaire à l’étude au-dessus de l’océan Indien, des corrélations instantanées ont été calculées entre les fractions nuageuses et les moments de la distribution pour les trois niveaux d’UTH lors des périodes de mousson de 2012, 2013 et 2014, sur la zone d’étude ($5^{\circ}N - 15^{\circ}N/10^{\circ}W - 10^{\circ}E$). Les résultats sont présentés en figure 4.24 :

Ciel clair : les corrélations sont très négativement significatives entre la fraction ciel clair et les quatre moments des distributions des trois couches d’UTH. Les corrélations de -0,6 et -0,5 avec respectivement la moyenne et le mode sont la signature d’un assèchement (resp. une humification) associée à une forte (resp. faible) occurrence de ciel clair. Les corrélations positives significatives de 0,4 et 0,3 avec respectivement le skewness et le kurtosis sont la signature d’une asymétrisation de la distribution avec une forte densité de valeurs sèches associée à une forte occurrence de ciel clair. Ces résultats sont cohérents : en l’absence de convection pour transporter verticalement la vapeur d’eau, la haute troposphère est sèche.

Nuages bas : aucune corrélation n’est significative entre la fraction nuages bas et les moments des distributions d’UTH, malgré les fortes occurrences des nuages bas lors de la mousson. Ces résultats sont cohérents aux vues des altitudes des nuages bas et des trois niveaux d’UTH.

Nuages moyens : les corrélations sont positivement significatives avec la moyenne et le mode et négativement avec le skewness et le kurtosis. Les corrélations avec la moyenne sont plus fortes à mesure que l’on descend en altitude (0,28 avec UTH1, 0,32 avec UTH2 et 0,44 avec UTH3) : il s’agit de la signature d’une humidification (resp. un assèchement) associée à une forte (resp. faible) occurrence des nuages moyens. On observe également des corrélations avec le skewness présentant la même augmentation à mesure que l’on descend dans la troposphère (-0,22 avec UTH1, -0,31 avec UTH2 et -0,37 avec UTH3) : l’humidification associée aux nuages moyens prend la forme d’une normalisation de la distribution, particulièrement avec UTH3, qui correspond à la moyenne troposphère.

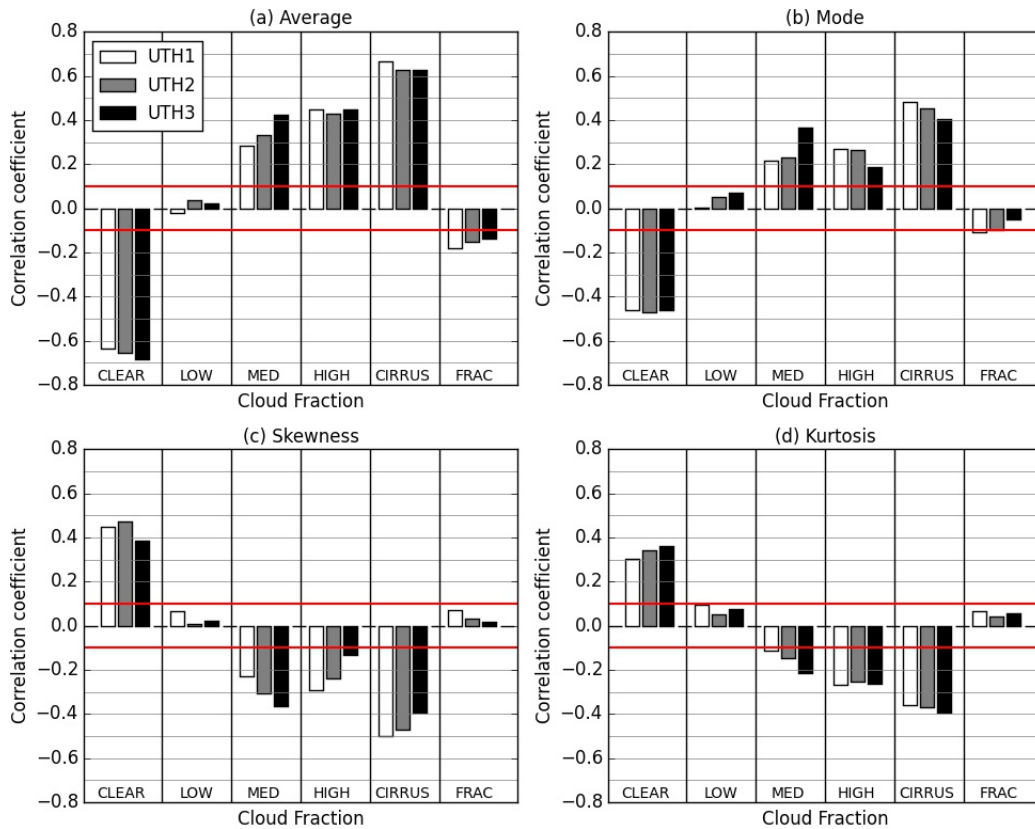


FIGURE 4.24 – Coefficients de corrélations instantanés entre les fractions nuageuses (en %) et (a) la moyenne, (b) le mode, (c) le skewness et (d) le kurtosis des distributions des trois niveaux d’UTH au-dessus de l’Afrique de l’ouest ($5^{\circ}N - 15^{\circ}N/10^{\circ}W - 10^{\circ}E$) au cours de la mousson (15 juin-15 septembre) des années 2012, 2013 et 2014. Les corrélations sont significatives à 0,11 selon un test-t avec un risque de 1% (lignes rouges).

Nuages hauts : les corrélations sont positivement significatives avec la moyenne et le mode et négativement avec le skewness et le kurtosis. Les corrélations avec la moyenne sont $>$ à 0,4 pour les trois niveaux d’UTH. Comme pour les nuages moyens, il s’agit de la signature d’une humidification (resp. un assèchement) associée à une forte (resp. faible) occurrence des nuages hauts dans l’ensemble de la haute troposphère. Les corrélations avec les autres moments, malgré leurs significativités, ne sont pas assez fortes pour conclure.

Cirrus : il s’agit de la fraction nuageuse (hors ciel clair) qui présente les corrélations les plus fortes : très positivement significatives avec la moyenne et le mode et négativement avec le skewness et le kurtosis. Les corrélations avec la moyenne sont $>$ à 0,6 pour les trois niveaux d’UTH (et $>$ à 0,65 avec UTH1, niveau le plus haut). Une forte (resp. faible) occurrence de *cirrus* est associée à une humidification (resp. un assèchement) de la haute troposphère. Les corrélations avec le skewness sont comprises entre -0,4 et -0,5 pour les trois niveaux d’UTH, et comprises entre -0,3 et -0,4 pour le kurtosis : l’humidification associée à une forte occurrence de *cirrus* prend la forme d’une symétrisation et d’une densification des queues de la distribution.

Nuages fractionnaires : aucune corrélation n’est significative entre la fraction nuages fractionnaires et les moments des distributions d’UTH.

4.4 Conclusion de chapitre

Résumé de la méthode : L'objectif de ce chapitre était d'étudier l'impact de la couverture nuageuse sur la distribution de l'humidité dans la haute troposphère. La méthodologie reposait sur des calculs de corrélations entre d'une part, l'occurrence six classes nuageuses (ciel clair, nuages bas, moyens, hauts, *cirrus* et fractionnaires) et d'autre part, les moments d'ordre supérieur de la distribution de l'humidité relative (moyenne, mode, skewness, kurtosis). Cette méthodologie a été appliquée sur deux zones d'études, afin d'éprouver la robustesse de la méthode indépendamment du processus considéré. Dans un premier temps, **en contexte océanique**, au-dessus de l'océan Indien et notamment pendant les phases actives de la MJO de 2011 à 2014. Dans un second temps, **en contexte continental**, au-dessus de l'Afrique de l'ouest et notamment pendant les périodes de moussons 2012, 2013 et 2014.

Résumé des résultats : Les analyses ont confirmé que les relations statistiques entre les classes nuageuses et la distribution de l'humidité dans la haute troposphère sont très variables pour les deux zones étudiées. Ces résultats mettent en évidence que la méthodologie est indépendante du contexte (océan / continent) et du processus (MJO / MAO). La figure 4.25 présente, sous forme de synthèse des résultats, les coefficients de détermination entre les classes nuageuses et la moyenne des UTH pour la MJO (bleu) et la MAO (orange). Le coefficient de détermination (R^2) indique la part de variabilité commune entre chaque classe nuageuse et l'humidité de la haute troposphère, les conclusions principales sont :

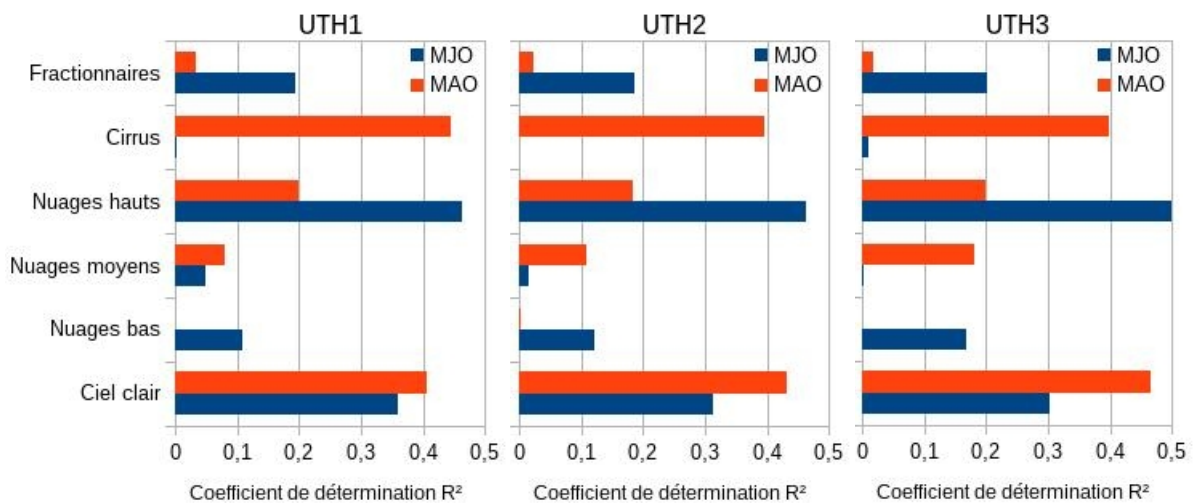


FIGURE 4.25 – Coefficients de déterminations R^2 entre chaque fractions nuageuse et la moyenne des trois couches d'UTH pendant la MAO du 15 juin au 15 septembre des années 2012, 2013 et 2014 (orange) et au cours des phases convectives de la MJO d'octobre à décembre des années 2011,2012, 2013 et 2014 (bleu).

- Lors de la MJO, l'évolution de l'occurrence des nuages convectifs hauts partage 46% de variabilité commune avec la moyenne d'UTH1. Cette relation s'explique par le fait que les nuages convectifs hauts issue de la convection profonde sont les principaux pourvoyeurs d'humidité dans la haute troposphère parmi les différente catégories nuageuses.

- Lors de la MAO, les *cirrus* partagent 44% de variabilité commune avec la moyenne d'UTH1. Plusieurs hypothèses traduisent cette forte relation, parmi elle : soit (1) l'humidification de la haute troposphère pourrait provenir de la dissolution des cirrus issues du déentraînement des enclumes convectives, soit (2) l'humidification de la haute troposphère par les flux de mousson favorise le développement de *Cirrus*. Pour vérifier ces hypothèses, chaque catégorie de *cirrus* devra être étudié séparément comme cela a été fait au dessus de l'océan indien. Il faudrait également réaliser des corrélations avec un décalage temporel afin de prendre en compte à la fois le cycle diurne de l'UTH et le temps de latence potentiel entre évaporation des cirrus et l'humidification qui en résulte, comme suggéré par [Chung et al. \(2006\)](#).

Chapitre 5

Conclusions générales et perspectives

Dans ce travail de thèse, je me suis attaché à étudier la façon dont la convection influe sur l'environnement humide des systèmes, à différentes échelles spatio-temporelles. Pour ce faire, j'ai réalisé deux études en utilisant comme base de travail des données de la mission Megha-Tropiques.

La première a consisté en l'étude de la production/consommation d'humidité et de chaleur latente dans un cyclone et son environnement, au cours de son cycle de vie. Un cas d'étude a été choisi, le typhon Bopha (2012). Pour réaliser ce bilan, un modèle diagnostique a été construit à partir d'un ensemble de données hétérogènes. Pour ce faire, il a fallu calculer l'ensemble des variables utiles à la réalisation d'un bilan d'humidité et de chaleur. **Cette partie s'inscrit à l'interface entre l'échelle locale et régionale, sur une période de temps courte (12 jours), à travers une approche lagrangienne et une démarche physique.**

La seconde a consisté en l'étude des relations entre nuages et humidité dans la haute troposphère, en calculant de corrélations instantanées entre des occurrences de classes nuageuses et les moments d'ordre supérieurs de la distribution de l'humidité. Cette étude a été réalisée au dessus de l'océan Indien, pendant l'hiver et la MJO (d'octobre à décembre, de 2011 à 2014) et au dessus du Sahel pendant la mousson (de juin à septembre, de 2012 à 2015). **Cette partie s'inscrit à l'interface entre l'échelle régionale et globale, sur une période de temps longue (4 saisons), à travers une approche eulérienne et une démarche statistique.**

5.1 Principaux résultats de la thèse

Travail à l'échelle d'un cyclone

Pour réaliser cette étude, j'ai construit un modèle diagnostique pour estimer la production/consommation d'humidité au sein du typhon Bopha et dans son environnement, au cours de son cycle de vie. Pour cela, j'ai utilisé plusieurs sources de données :

- Les données d'humidité relative estimées par l'algorithme ARPIA (SAPHIR) ;
- les données de précipitation estimées par l'algorithme BRAIN (MADRAS) ;
- les données de pression et de position issues du Best Track du JTWC ;
- les profils de températures, de vents et de température de surface de l'océan d'ERA-Interim.

À partir de ces données que j'ai uniformisé à l'échelle des pixels de MADRAS, j'ai pu calculer ou estimer les différentes variables permettant de réaliser le bilan d'humidité à l'ordre 0.

Dans un premier temps, j'ai conçu un modèle de dépression gaussienne permettant d'estimer la vitesse des vents tangentiels dans un typhon. Afin d'évaluer ce modèle, j'ai comparé les vents maximum modélisés à ceux du Best Track : Les vents maximum modélisés décrivent correctement l'évolution temporelle mais présente un biais positif. Cette surestimation n'engendre pas de biais dans le bilan, puisqu'à l'ordre 0, la circulation tangentielle n'intervient pas dans l'équation bilan.

Afin d'estimer la vitesse des vents verticaux, j'ai développé une méthode qui permet de moduler des profils de vents verticaux de référence selon l'intensité des précipitations, en posant l'hypothèse d'une relation linéaire entre intensité des précipitations et intensité des ascendances. Pour les zones non pluvieuses, j'ai utilisé en complément les données de vent vertical de ERA-Interim. Cette méthode permet de bien représenter la structures des ascendances dans le mur de l'œil et les cellules convectives. Les structures de subsidences sont également présentes, mais la méthode ne permet pas de restituer des valeurs négatives de vent vertical à l'ordre 0. Toutefois les subsidences étant des structures asymétriques, elles pourront être introduite à l'ordre 1. J'ai ensuite calculé la vitesse radiale des flux entrants en basse troposphère et sortants en haute troposphère à partir des vitesses de vents verticaux via l'équation de continuité des masses d'air.

Enfin, l'évaporation a été calculé grâce aux données de température de l'océan et de vents d'ERA-Interim. J'ai ainsi mis en évidence que lorsque Bopha est au stade de typhon, l'évaporation est minimale dans l'œil, probablement en raison de la subsidence centrale. L'évaporation augmente au sein du mur de l'œil pour atteindre un maximum autour de 150-300km puis diminuer à mesure que l'on s'éloigne du centre vers l'environnement.

Grâce à cette démarche, j'ai montré que la dynamique d'humidification du typhon étudié fonctionnait en opposition de phase entre le cœur du typhon et son environnement proche : lorsque l'humidité augmente (diminue) dans le cœur du typhon, elle diminue (augmente) dans l'environnement :

- **Dans le cœur du typhon**, on observe une importante consommation d'humidité mais très variable dans le temps. Les pluies y sont tellement intense que la variabilité des précipitations à elle seule permet d'expliquer la quasi totalité de la variabilité du terme de production/consommation d'humidité.

- **Dans l'environnement**, on observe en moyenne une faible production d'humidité, mais très constante. Les précipitations sont moins intense que dans le cœur, l'évaporation y est plus forte. Le terme de production d'humidité résulte de l'équilibre entre les précipitations et l'évaporation.

En utilisant le terme de production/consommation d'humidité à l'ordre 0, j'ai calculé le terme de production de chaleur latente. Les résultats obtenus sont conformes à ceux de la littérature sur des typhons d'intensité équivalentes : tant en terme de relations entre dégagement de chaleur latente et intensification de la circulation cyclonique, qu'en terme d'ordres de grandeurs des valeurs : dans un rayon de 55 km autour de l'œil, il y a production de $4031 \pm 800 W.m^{-2}$ quand dans l'anneau compris entre 333 et 444 km, il y a production de $320 \pm 120 W.m^{-2}$.

Travail à l'échelle régionale

Pour réaliser cette étude, j'ai mis en place une méthode consistant à calculer des coefficients de corrélation entre des occurrences de classes nuageuses (ciel clair, nuages bas, moyens, hauts, cirrus, fractionnaires) et les moments d'ordre supérieurs de la distribution de l'humidité dans la haute troposphère (moyenne, mode, skewness, kurtosis). Les données de classes nuageuses sont produites à partir du produit "Cloud Type", développé dans le cadre du SAFNWC à partir de quatre satellites géostationnaires : MSG, GOES-East, GOES-West et MTSAT. Ces données au niveau des pixels des géostationnaires ont été projetées dans les pixels de SAPHIR en réalisant une co-localisation spatio-temporelle (avec un écart temporel maximum de 30 min). J'ai appliqué cette méthodologie pour deux régions :

- **l'Océan Indien** : en contexte océanique, pendant l'hiver (c'est à dire au cours de l'oscillation de Madden-Julian). Cette étude a été réalisée durant les mois d'octobre à décembre, de 2011 à 2014. Cette partie de mon travail de thèse fait l'objet d'une publication soumise au *Journal of Applied Meteorology and Climatology*.

- **l'Afrique de l'ouest** : en contexte continental, pendant l'été (c'est à dire au cours de la mousson). Cette étude a été réalisée du 15 juin au 15 septembre, de 2012 à 2015.

En obtenant des résultats cohérents avec ceux de la littérature dans les deux régions, j'ai vérifié que cette méthode permettait d'étudier les relations entre nuages et humidité libre, indépendamment de la région, de la saison et de l'activité convective.

Comme cela avait déjà été montré, j'ai confirmé que la convection (que ce soit lors de la mousson ou lors des phases actives de la MJO) est associée à une humidification de la haute troposphère. Toutefois, j'ai précisé que cette humidification se traduisait par une symétrisation (le skewness se rapproche de 0) et une normalisation de la distribution (le kurtosis se rapproche de 0), dans les trois couches d'UTH.

Plus précisément, j'ai montré qu'au cours de la MJO, la présence de *cirrus* fins était fortement associée à une haute troposphère sèche (relation qui est encore plus forte pendant les phases inhibées de la MJO) et que l'apparition de *cirrus* épais était liée à une humidification de la haute troposphère. J'ai également montré que pendant la mousson d'Afrique de l'ouest, l'occurrence de *cirrus*, indépendamment de leur épaisseur, était très fortement corrélée à une humidification de la haute troposphère.

5.2 Perspectives

Évaluer les modèles de climat

À court terme, il apparaît évident de réaliser des corrélations avec un décalage temporel, afin de lever les incertitudes quand aux relations qui lient l'occurrence des classes nuageuse et les moments de la distribution de l'humidité. Introduire une dimension temporelle aux corrélations pourrait permettre notamment de mieux comprendre les liens complexe entre les différentes

catégories de *cirrus* et l'humidification/assèchement de la haute troposphère.

Ensuite, afin de mieux décrire les relations entre chaque catégories nuageuses et la distribution de l'humidité, il faudra réaliser une analyse en composantes principale afin de dé-corréler les différentes catégories nuageuses qui sont corrélées entre elles (par exemple, nuages hauts et cirrus épais, les second étant issus des premiers).

Enfin, cette étude des relations entre l'occurrence des différentes catégories nuageuses et la distribution de l'humidité pourrait, à terme, permettre d'évaluer et d'améliorer les modèles de climat. En effet dans les modèles, la représentation de la nébulosité et de la distribution de l'humidité à l'échelle sous-maille est un enjeu majeur. Notamment, le déclenchement de la convection dans les modèles est enclenché lorsque le l'humidité atteint une valeur seuil. Ce seuil est il le même au dessus de l'océan et du continent ? Est-il le même pour la MJO et la Mousson ?

À terme, cette étude des relations statistique entre les classes nuageuses et la distribution de l'humidité doit aboutir au développement de modèles de régression multiples, permettant de modéliser : (1) une courbe de distribution d'humidité de l'environnement, sachant la population nuageuse ; (2) les différentes fractions nuageuses, sachant la distribution de l'humidité.

Améliorer les prévisions cycloniques

À court terme, il est nécessaire d'introduire les asymétries du typhon dans le modèle diagnostique afin notamment de faire apparaître des structures subsidentes et réaliser un bilan plus précis à l'ordre 1. En effet, si l'intensification est reliée à l'ordre 0, en revanche, la trajectoire est influencée à court terme par les asymétries. Pour cela, il est nécessaire d'améliorer la fonction qui modélise la dépression. Les asymétries pourront être introduites, dans un premier temps, sous formes d'anomalies de précipitations (et donc de vent vertical) dans des cadrans en divisant le typhon en quatre, selon la direction de déplacement.

Ensuite, il apparait nécessaire de généraliser le modèle diagnostique afin de l'appliquer à d'autres typhons/cyclones/ouragans et dans d'autres bassins. Cette généralisation permettrait de vérifier l'efficience sur des cyclones d'intensités et de tailles différentes, en réalisant un échantillonnage statistiquement robuste et représentatif des différents cyclones.

Finalement, la méthodologie consistant à calculer le terme de production/consommation d'humidité instantané d'un cyclone, permet d'accéder au terme de production/consommation de chaleur latente. Or, la production (ou consommation) de chaleur latente au sein d'un cyclone est le moteur de l'intensification (ou de la diminution) de la circulation cyclonique. La mise en place d'une chaîne de traitement automatisée à partir de plateformes spatiales telles que Megha-Tropiques, pourraient permettre l'amélioration des prévisions cycloniques, en accédant quasi instantanément au terme de production/consommation de chaleur latente, qui est un prédicteur robuste de l'activité cyclonique.

Une nouvelle mission Megha-Tropiques ?

Les deux approches développés dans cette thèse reposent principalement sur les données de Megha-Tropiques. Toutefois, ces données ne permettent pas d'accéder à toutes les variables utiles (exemples : la vitesse des vents et les types nuageux). En effet, les champs de vents

ont du être calculés à partir des précipitations et des données de ERA-Interim. Également, les données de catégories nuageuses d'autres satellites ont été projetées dans les pixels de SAPHIR, ce qui engendre un décalage temporel allant parfois jusqu'à 30 minutes. Si l'on souhaite, dans l'avenir, poursuivre ce type d'études, il faudrait envisager le développement d'une plateforme pluri-instrumentale ou d'un train de satellites comprenant : un radiomètre similaire à SAPHIR pour obtenir des données d'humidité de la troposphère libre ; un radiomètre similaire à MADRAS pour obtenir des données de précipitation ; un radiomètre infrarouge pour obtenir des données de classification nuageuse ; un raddar doppler pour étudier la structure de la convection et notamment les composantes du vent (projet DYCECT ; DYnamique de l'énergie et Cycle de l'Eau dans la Convection Tropicale).

Appendices

Annexe A

Acronymes

ADEOS	Advanced Earth Observing Satellite
AMSR	Advanced Microwave Scanning Radiometer
AMSU	Advanced Microwave Sounding Unit
ATMS	Advanced Technology Microwave Scanner
DMSP	Defense Meteorological Satellite Program
EOS	Earth Observing System
GCOM-W	Global Change Observation Mission - Water
GMI	GPM Microwave Imager
GPM	Global Precipitation Measurement
JPSS	Joint Polar Satellite System
MADRAS	Microwave Analysis and Detection of Rain and Atmospheric Systems
MAO	Mousson d’Afrique de l’Ouest
MCS	Mesoscale Convective System
Metop	Meteorological Operational
MHS	Microwave Humidity Sounder
MJO	Madden-Julian Oscillation
MSU	Microwave Sounding Unit
MT	Megha-Tropiques
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NPP	National Polar-orbiting Partnership
RMSE	Root mean square error
SAPHIR	Sondeur Atmosphérique du Profil d’Humidité Intertropicale par Radiométrie
SSM/I	Special Sensor Microwave Imager
SSMIS	Special Sensor Microwave Imager Sounder
TIROS-N	Television Infrared Observation Satellite - Next-generation
TMI	TRMM Microwave Imager
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
UTH	Upper Tropospheric Humidity
ZCIT	Zone de Convergence Inter-Tropicale

Annexe B

Figures supplémentaires du chapitre 3

B.1 Bopha : UTH1 et UTH2

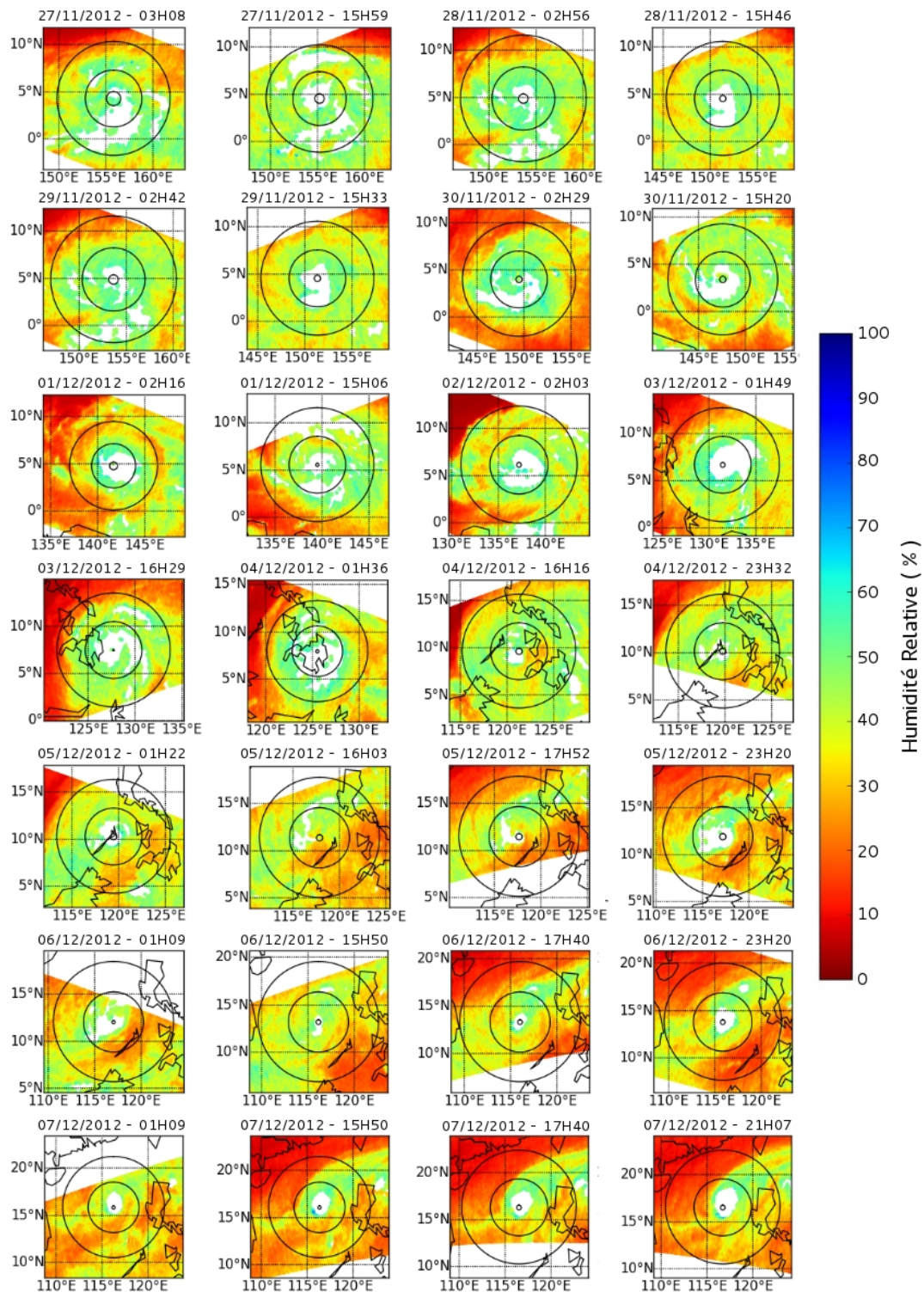


FIGURE B.1 – Cartes de l'humidité relative (%) pour la couche UTH1 à partir des données de SAPHIR sur le typhon Bopha au cours de son cycle de vie du 27/11/2012 au 07/12/2012.

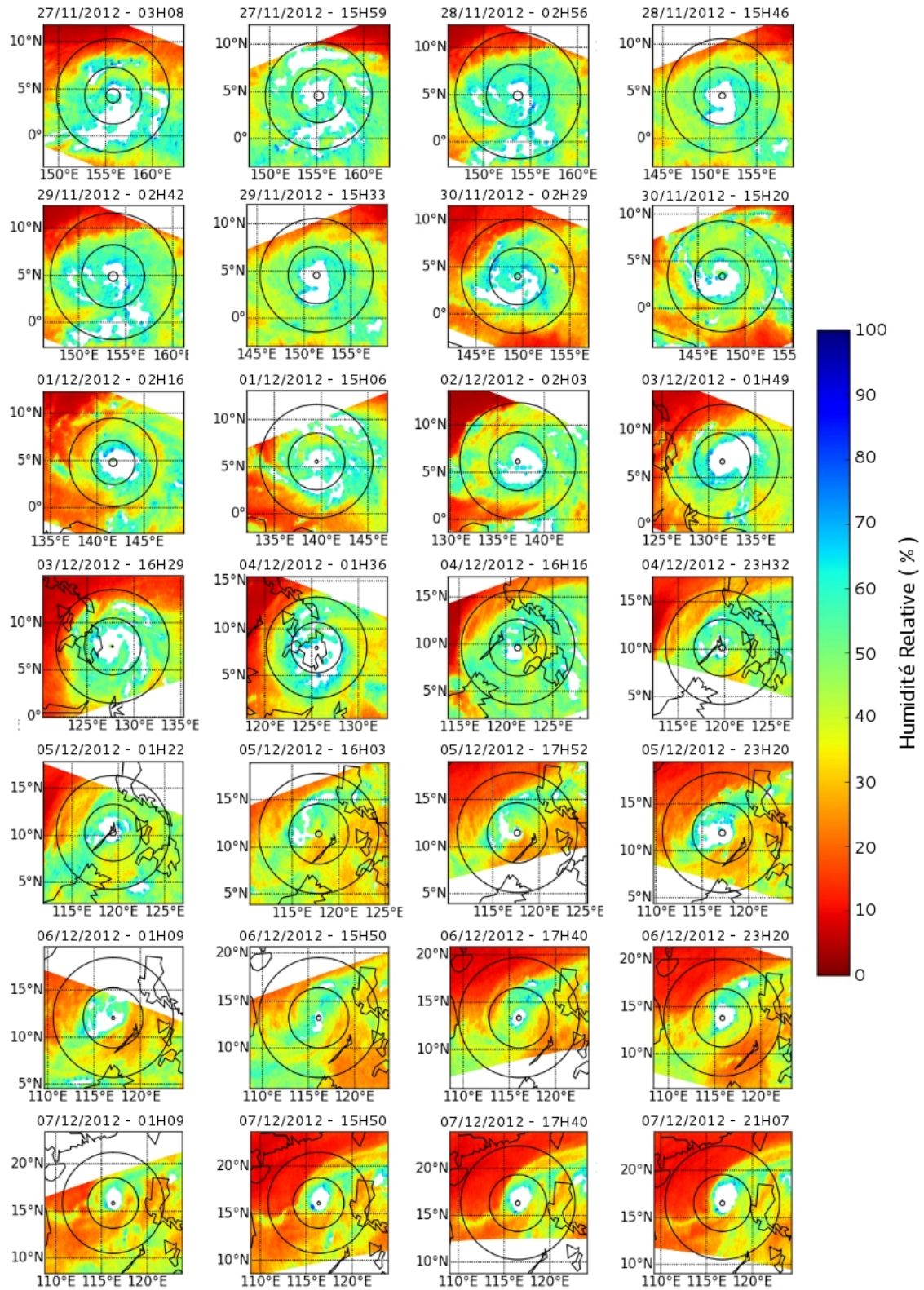


FIGURE B.2 – Cartes de l’humidité relative (%) pour la couche UTH2 à partir des données de SAPHIR sur le typhon Bopha au cours de son cycle de vie du 27/11/2012 au 07/12/2012.

B.2 Vitesses tangentielles

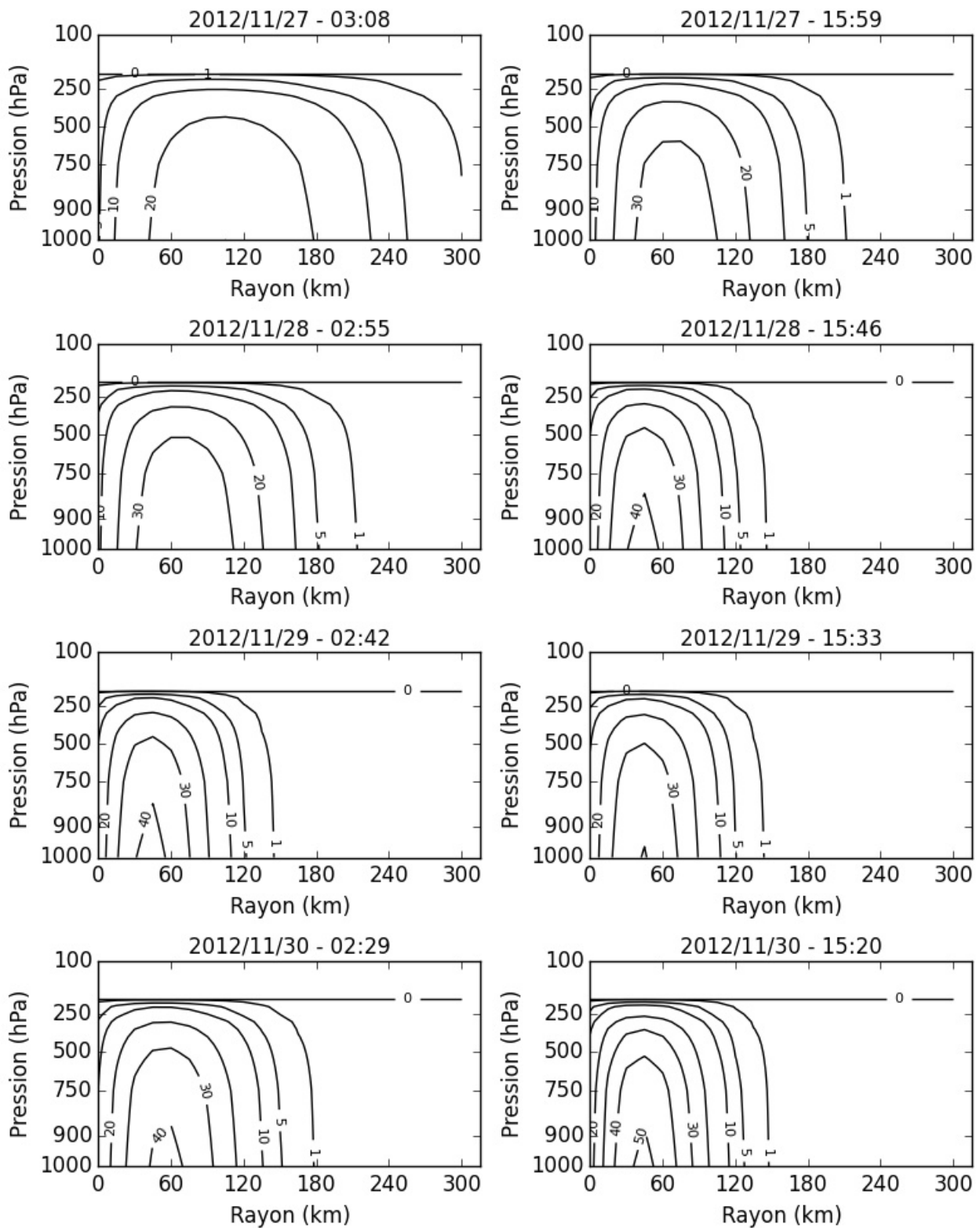


FIGURE B.3 – Coupes verticales de la vitesse tangentielle (en $m.s^{-1}$) du typhon Bopha pour chaque passage de Mega-Tropiques au-dessus du typhon, du 27/11/2012 au 30/11/2012.

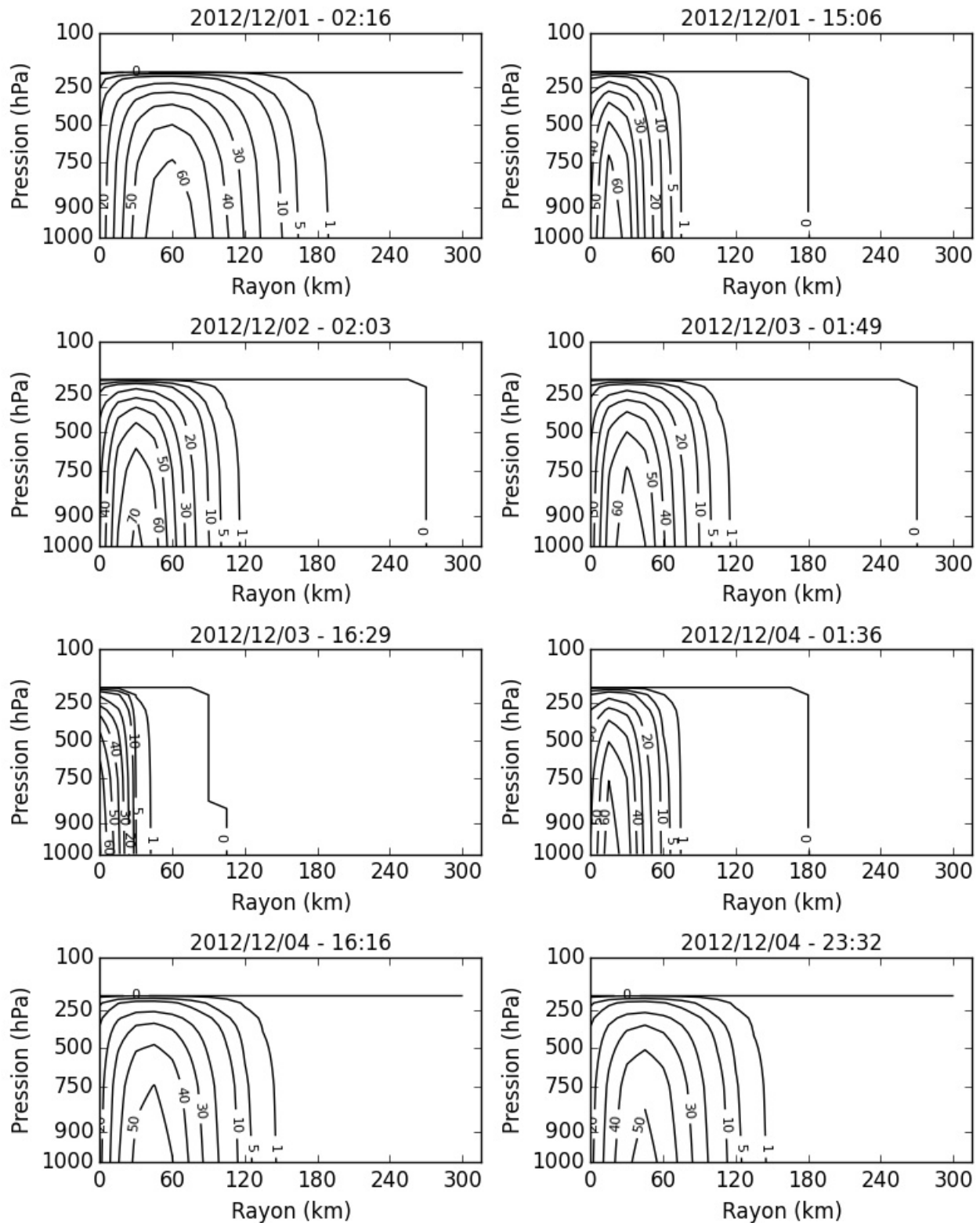


FIGURE B.4 – Coupes verticales de la vitesse tangentielle (en $m.s^{-1}$) du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 01/12/2012 au 04/12/2012.

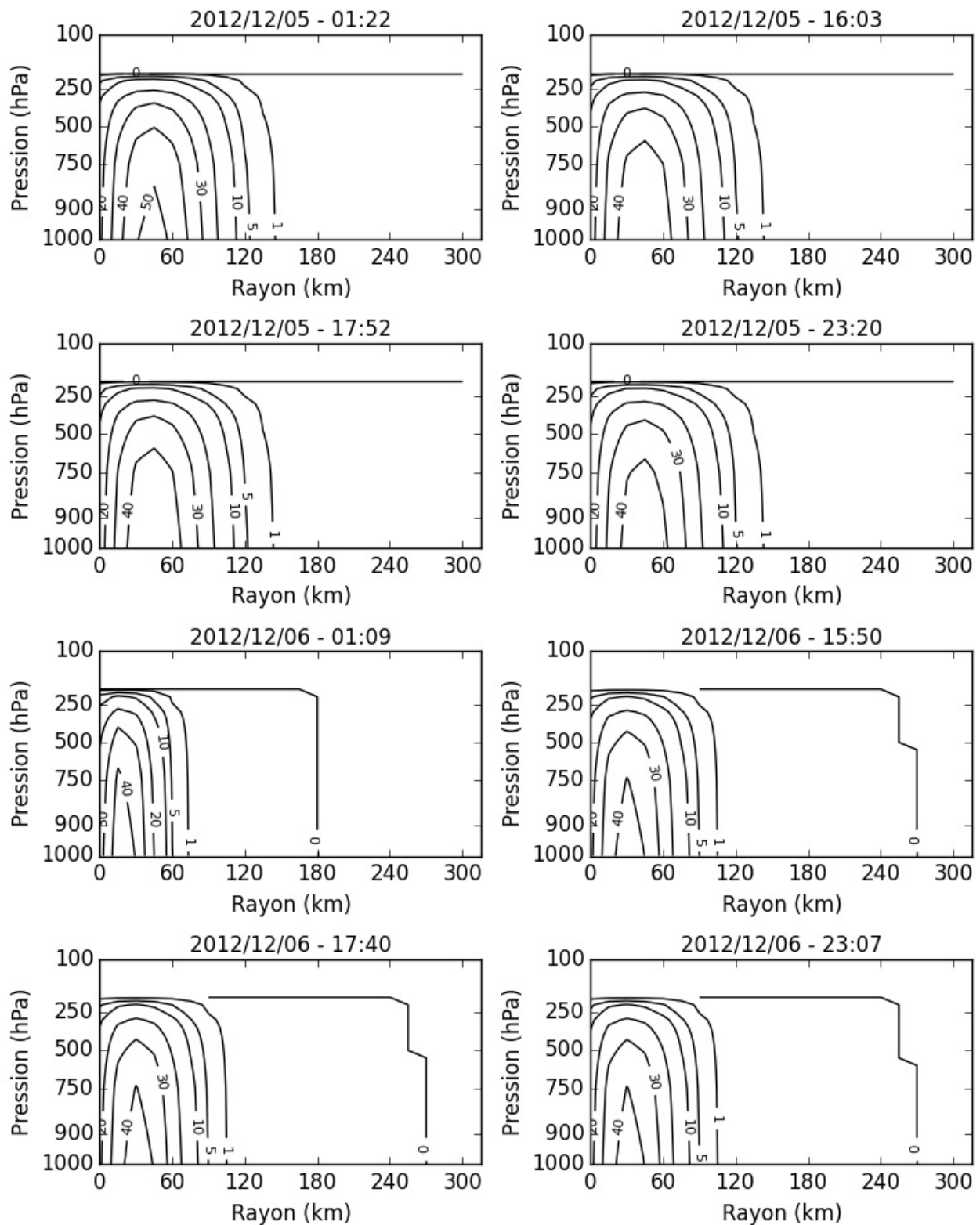


FIGURE B.5 – Coupes verticales de la vitesse tangentielle (en $m.s^{-1}$) du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 05/12/2012 au 06/12/2012.

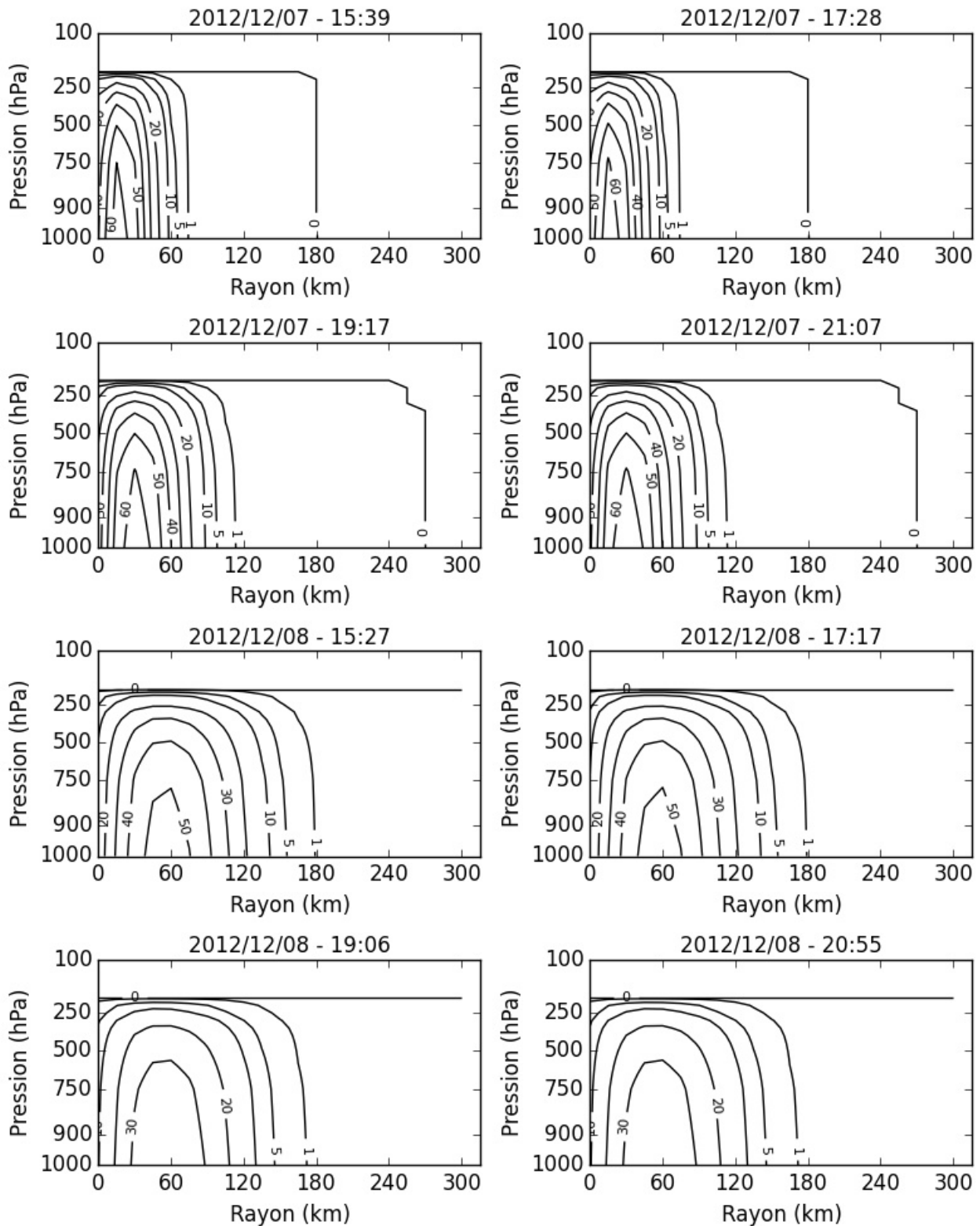


FIGURE B.6 – Coupes verticales de la vitesse tangentielle (en $m.s^{-1}$) du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 07/12/2012 au 08/12/2012.

B.3 Vitesses verticales

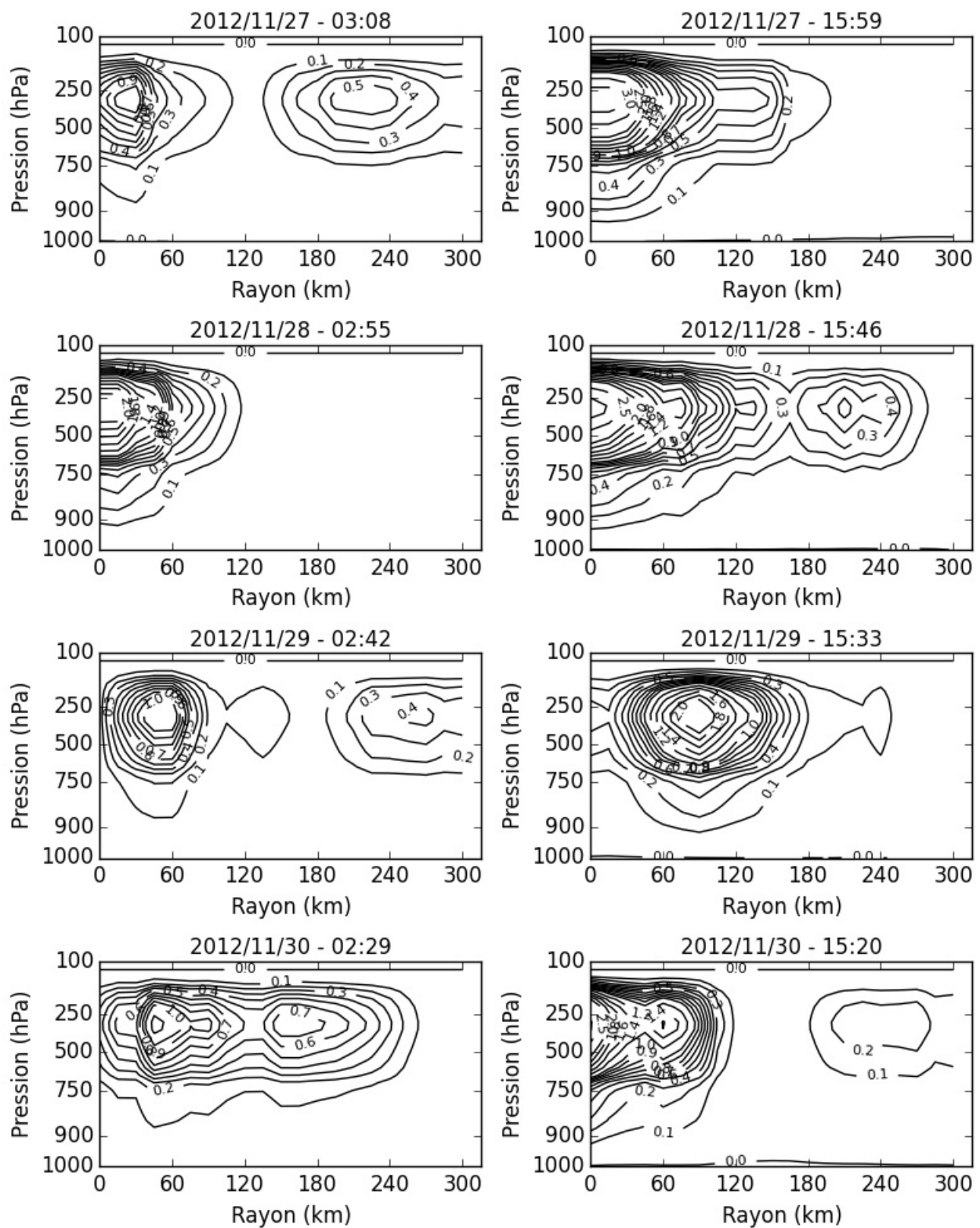


FIGURE B.7 – Coupes verticales de la vitesse verticale (en $m.s^{-1}$) du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 27/11/2012 au 30/11/2012.

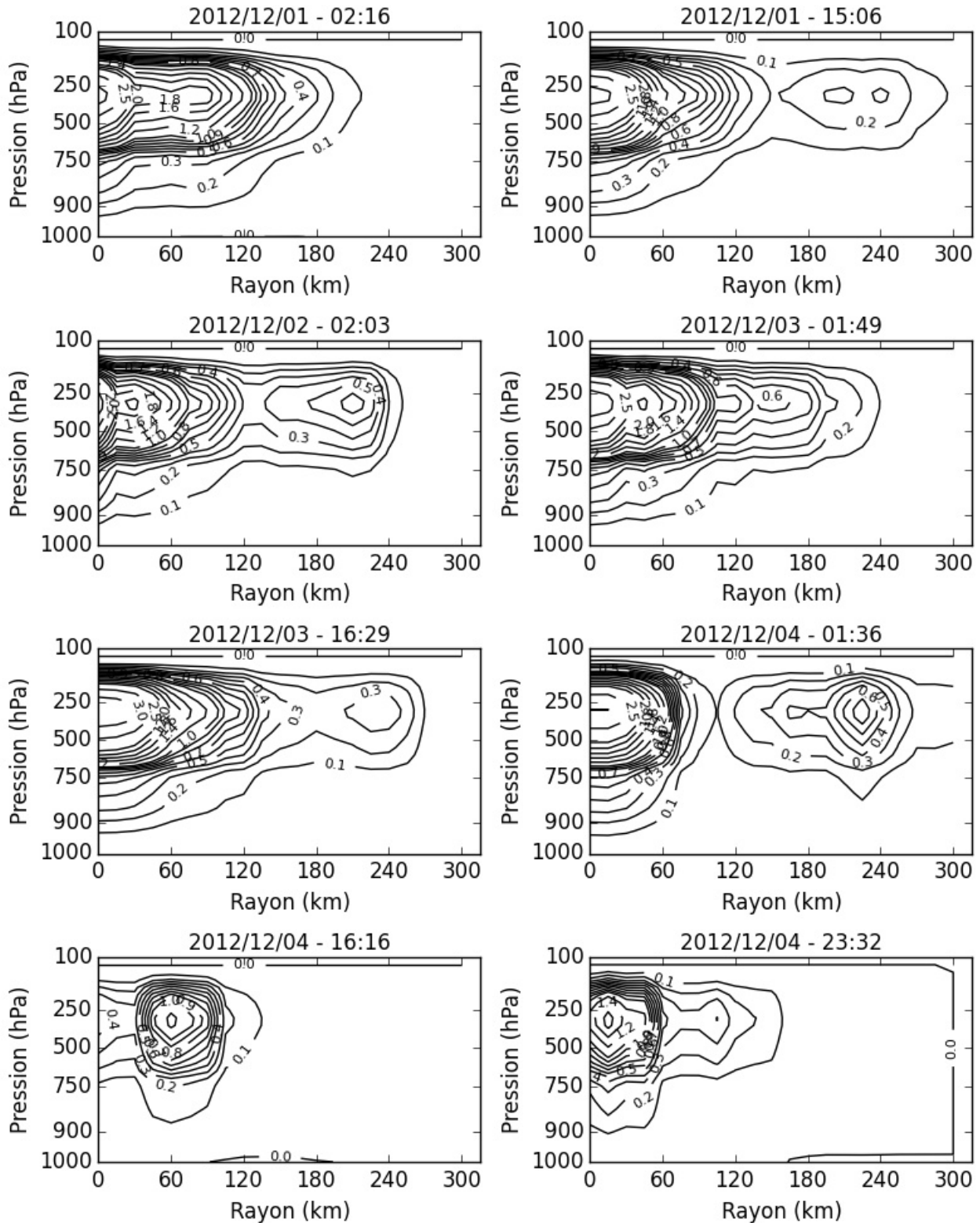


FIGURE B.8 – Coupes verticales de la vitesse verticale (en $m.s^{-1}$) du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 01/12/2012 au 04/12/2012.

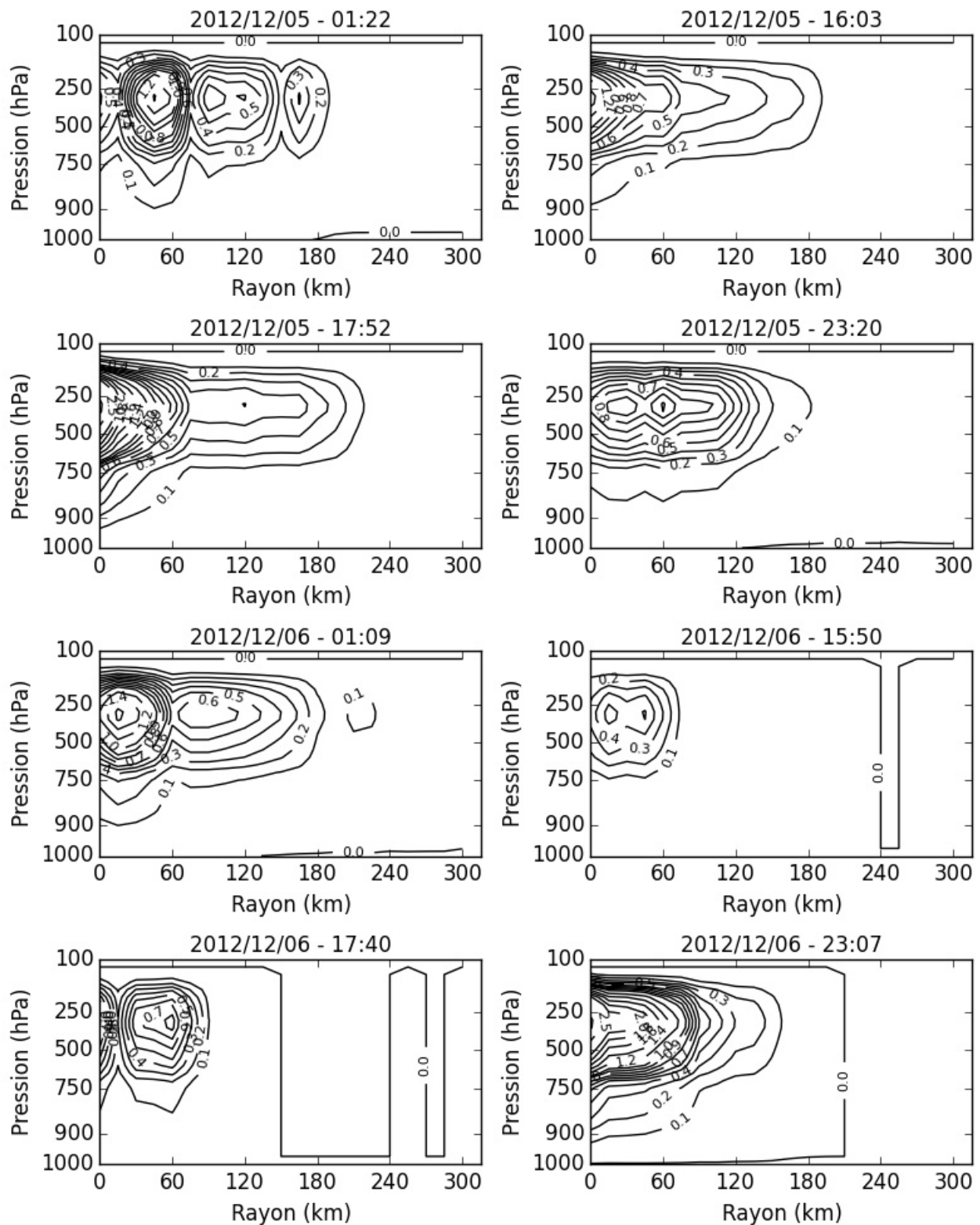


FIGURE B.9 – Coupes verticales de la vitesse verticale (en $m.s^{-1}$) du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 05/12/2012 au 06/12/2012.

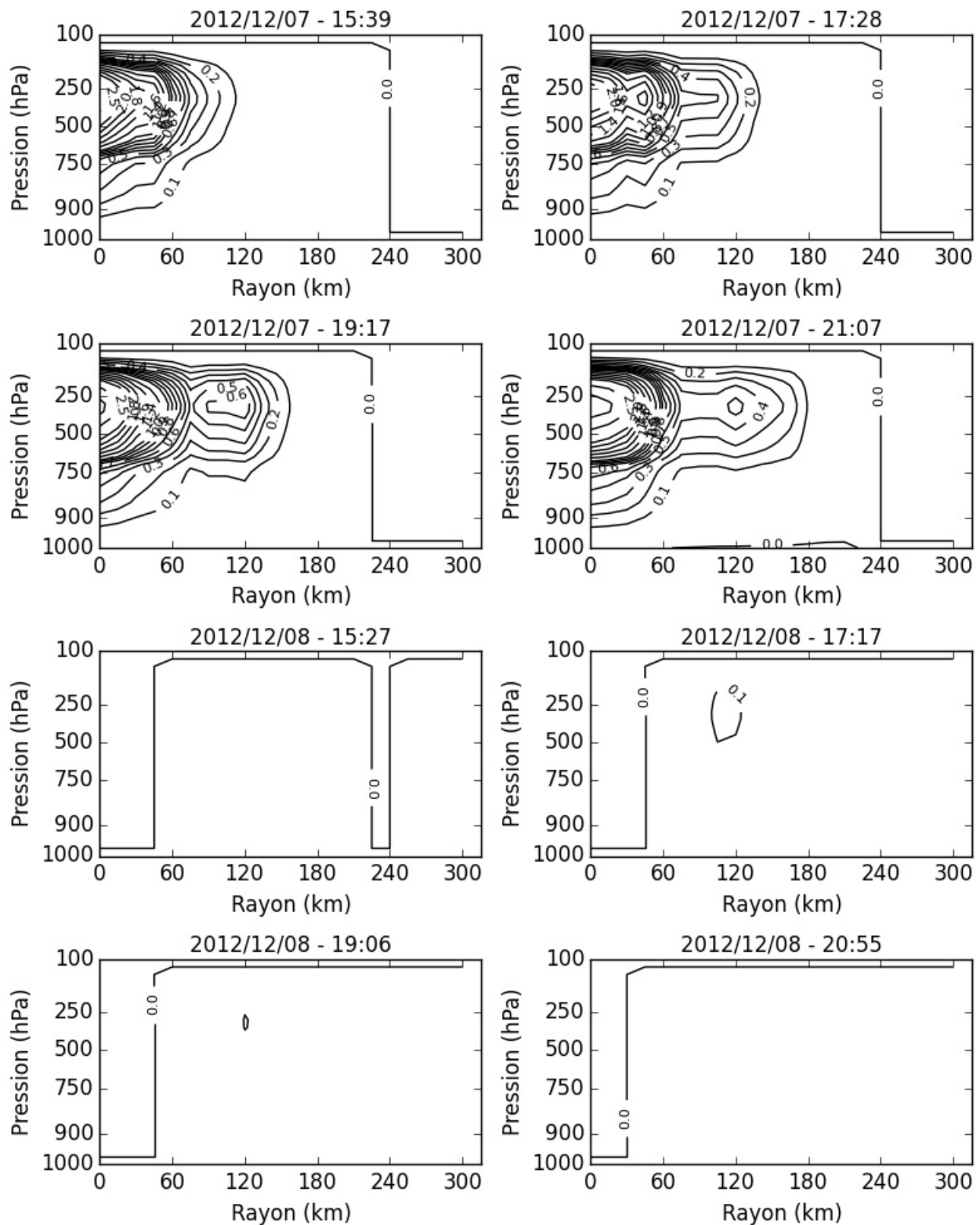


FIGURE B.10 – Coupes verticales de la vitesse verticale (en $m.s^{-1}$) du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 07/12/2012 au 08/12/2012.

B.4 Vitesses radiales

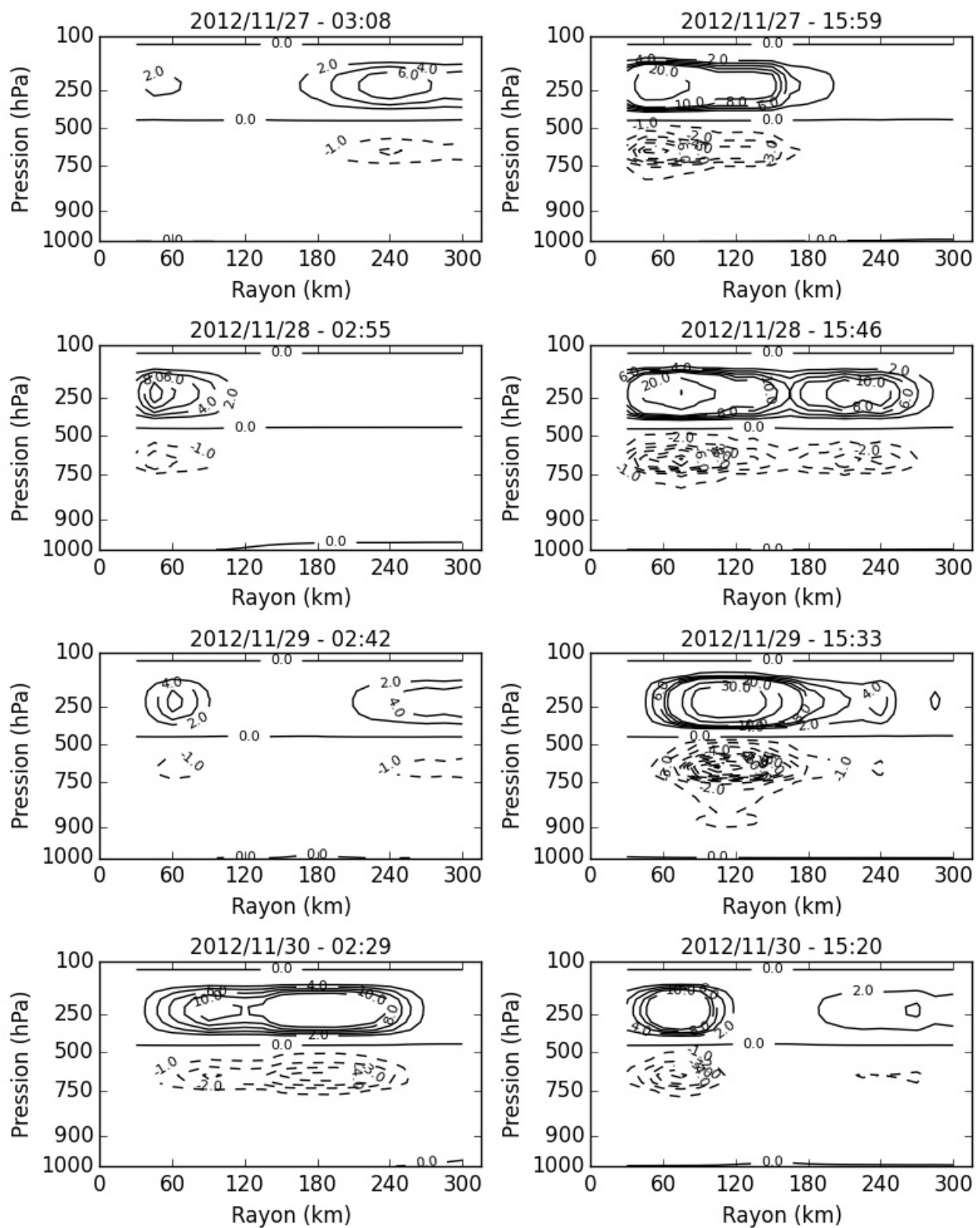


FIGURE B.11 – Coupes verticales de la vitesse radiale (en $m.s^{-1}$) du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 27/11/2012 au 30/11/2012.

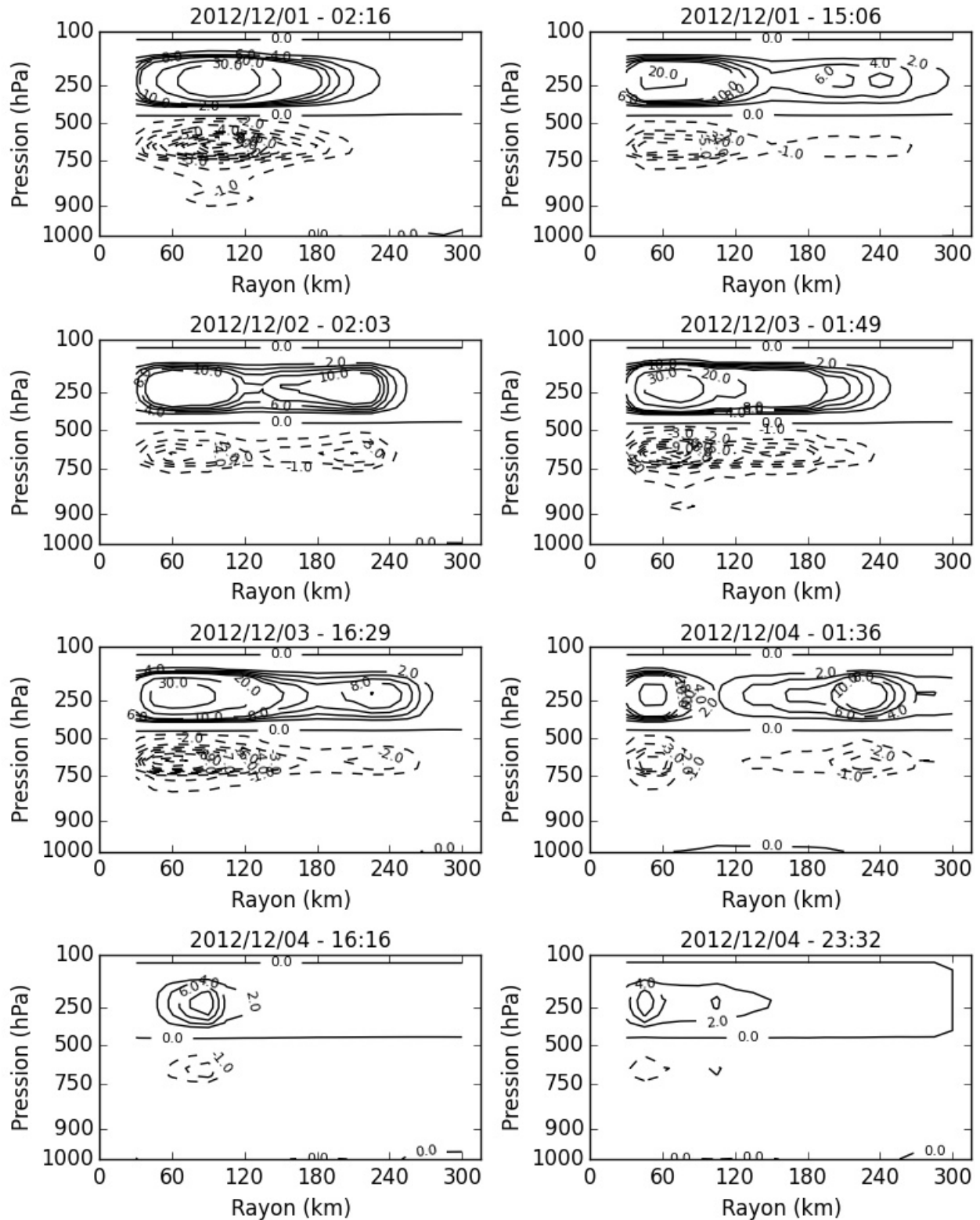


FIGURE B.12 – Coupes verticales de la vitesse radiale (en $m.s^{-1}$) du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 01/12/2012 au 04/12/2012.

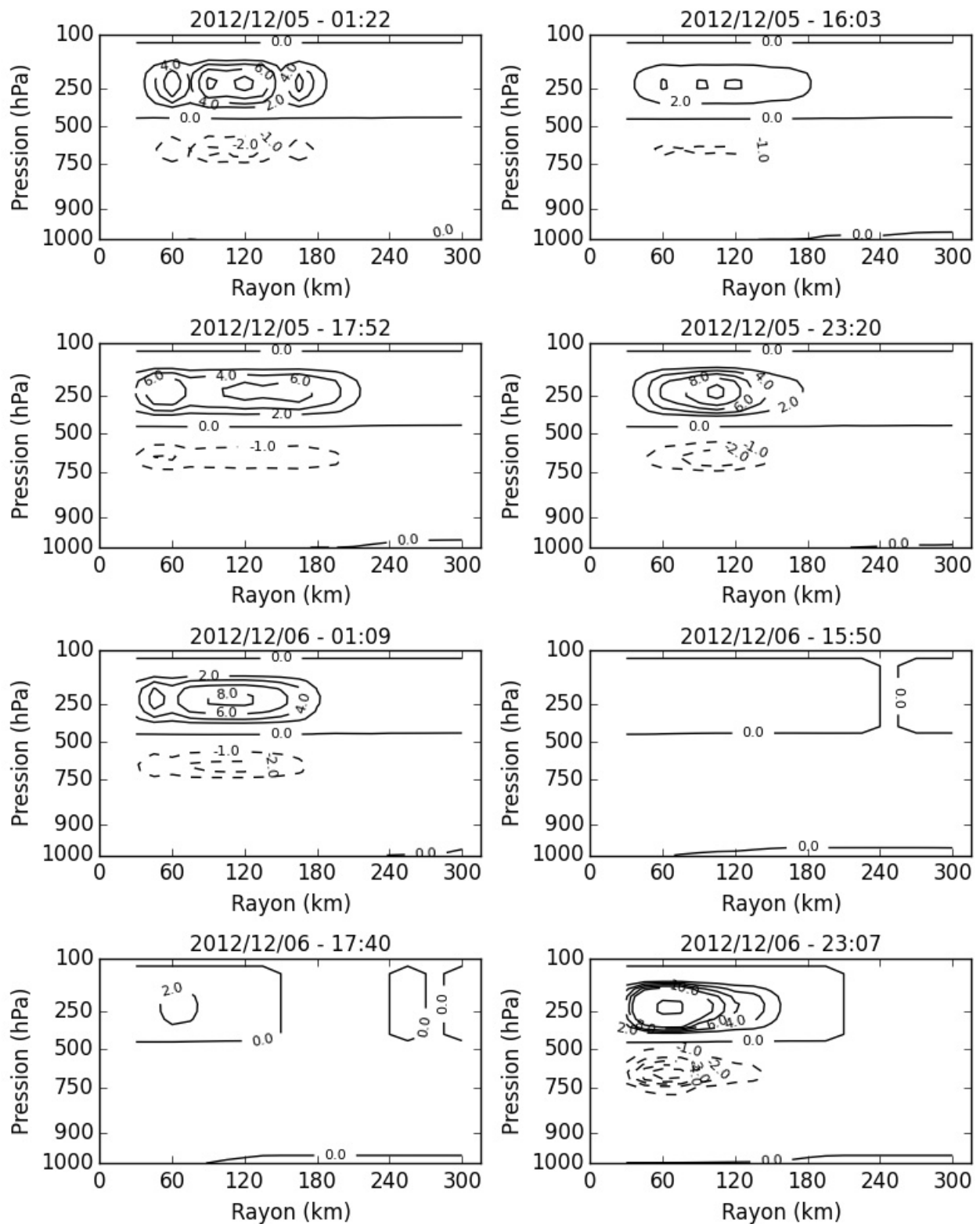


FIGURE B.13 – Coupes verticales de la vitesse radiale (en $m.s^{-1}$) du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 05/12/2012 au 06/12/2012.

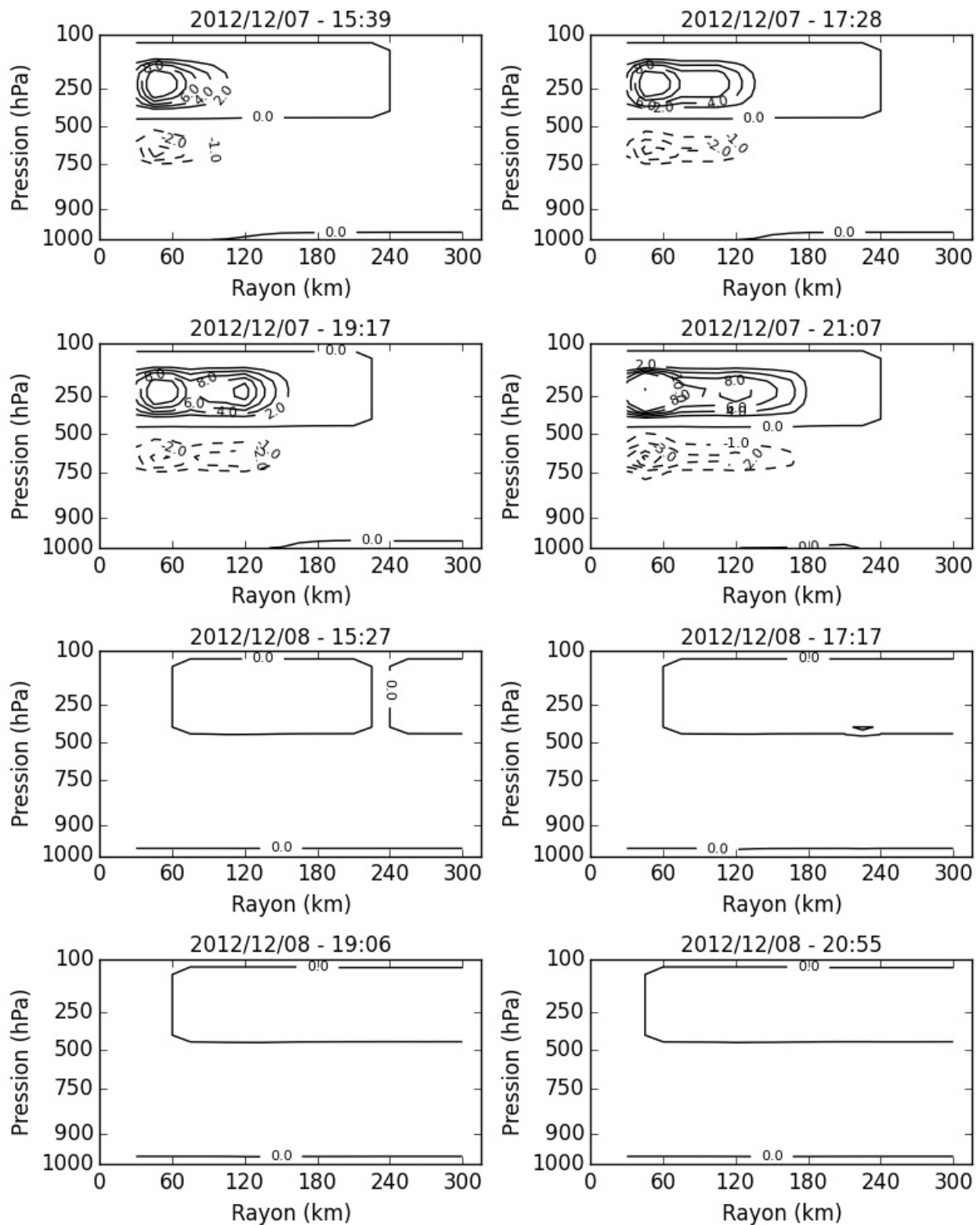


FIGURE B.14 – Coupes verticales de la vitesse radiale (en $m.s^{-1}$) du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 07/12/2012 au 08/12/2012.

B.5 Contenu total en vapeur d'eau

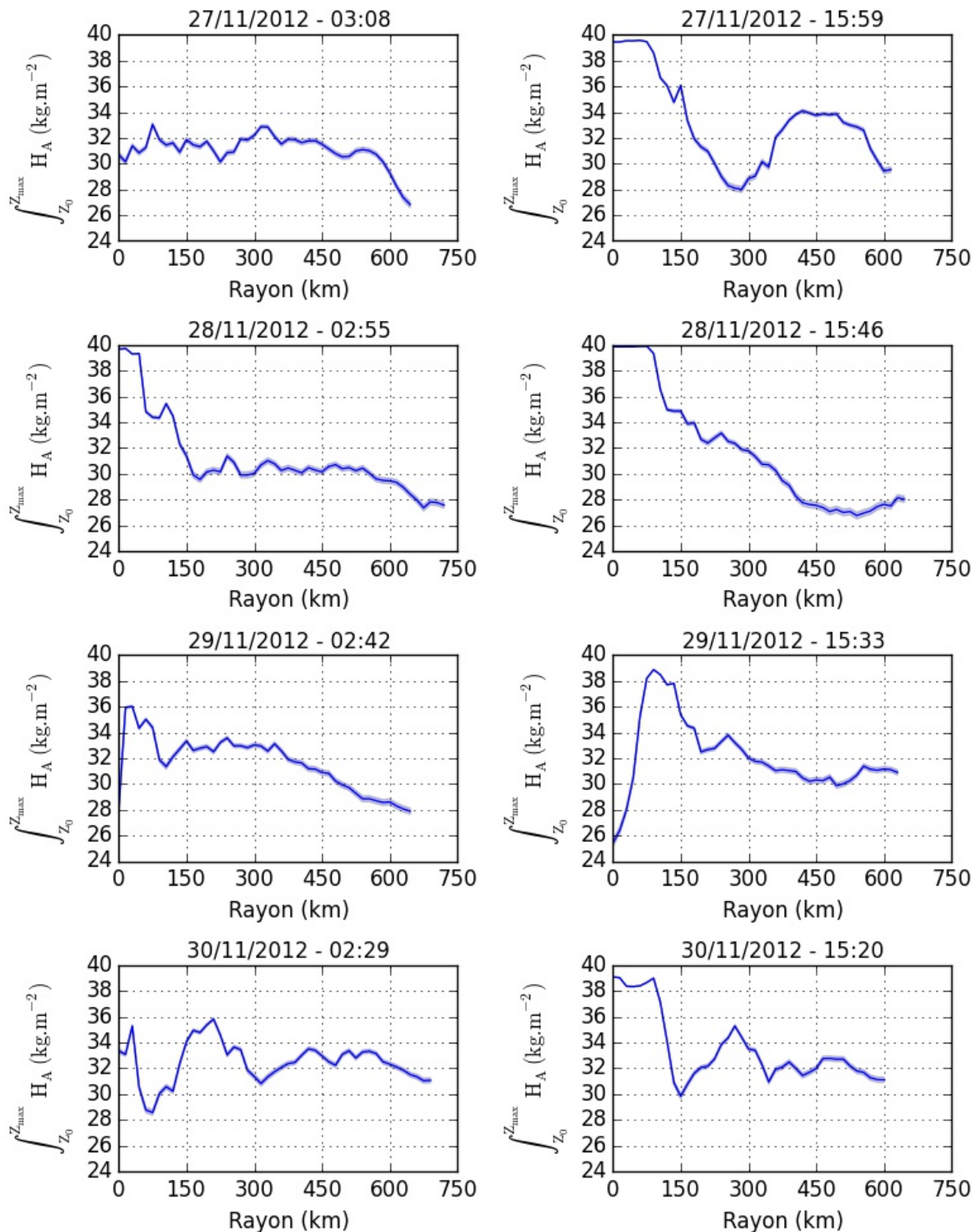


FIGURE B.15 – Contenu total en vapeur d'eau (en kg.m^{-2}) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 27/11/2012 au 30/11/2012. L'enveloppe bleue correspond à l'erreur associé à l'algorithme ARPIA.

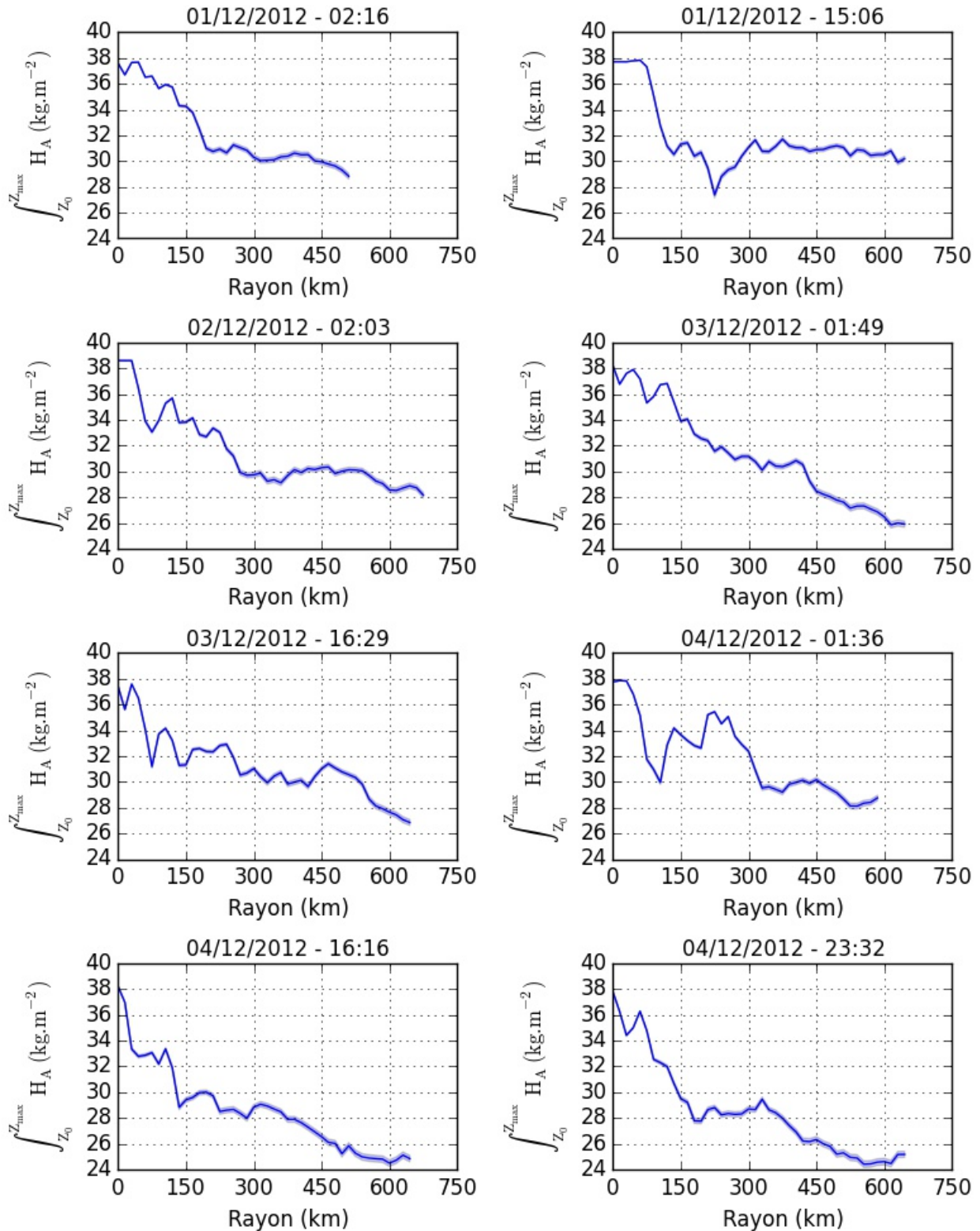


FIGURE B.16 – Contenu total en vapeur d'eau (en kg.m^{-2}) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 01/12/2012 au 04/12/2012. L'enveloppe bleue correspond à l'erreur associé à l'algorithme ARPIA.

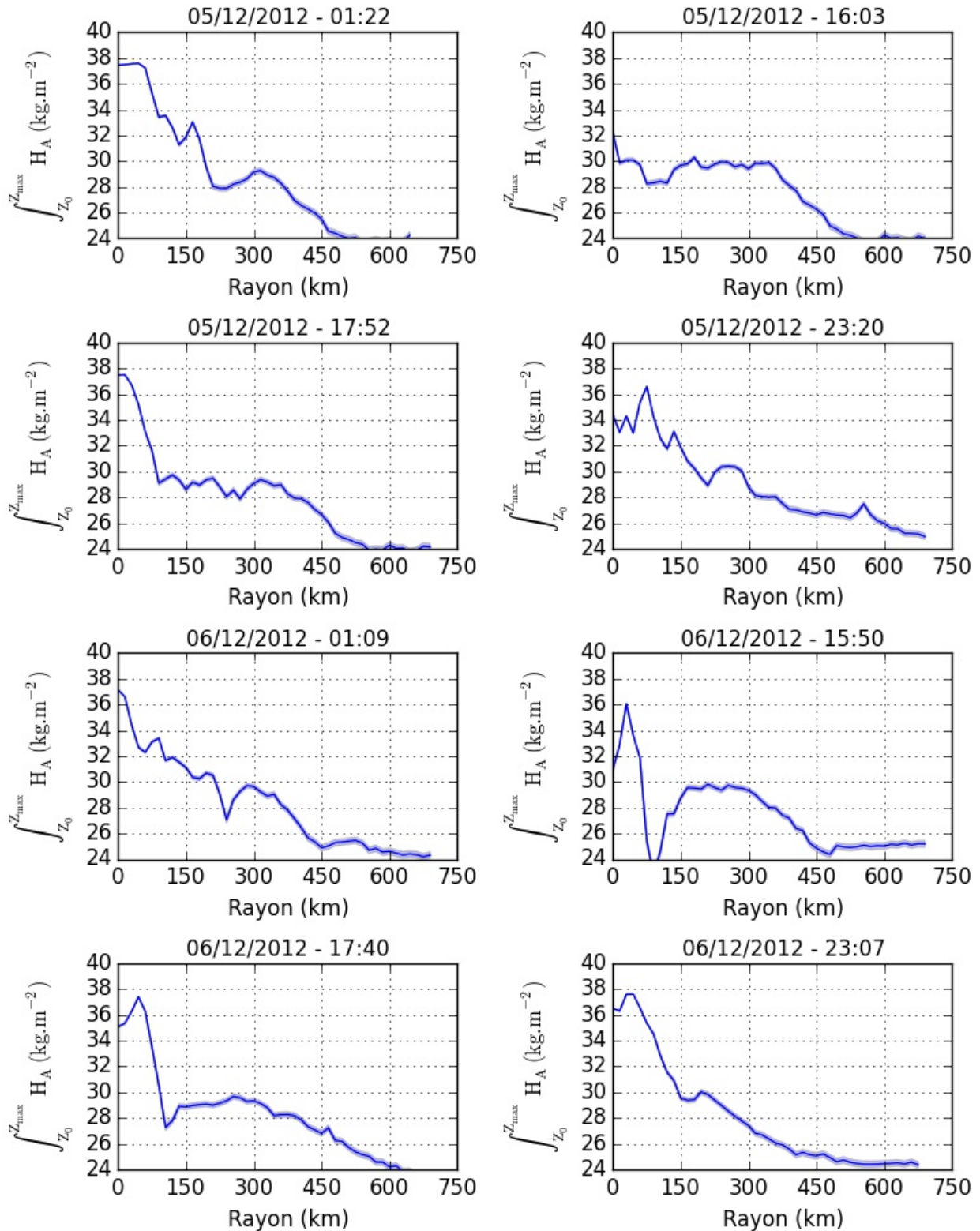


FIGURE B.17 – Contenu total en vapeur d'eau (en kg.m^{-2}) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 05/12/2012 au 06/12/2012. L'enveloppe bleue correspond à l'erreur associé à l'algorithme ARPIA.

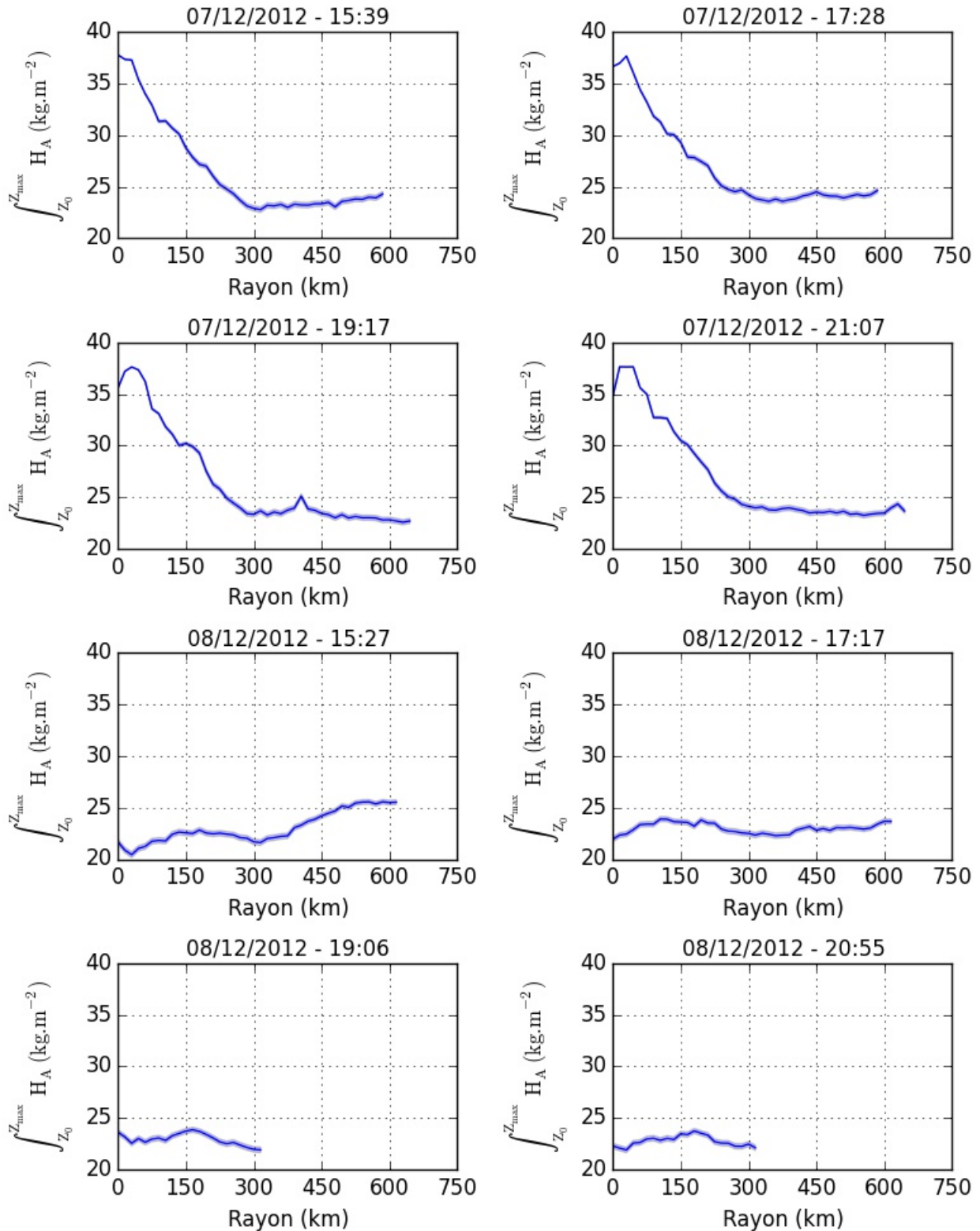


FIGURE B.18 – Contenu total en vapeur d'eau (en kg.m^{-2}) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 07/12/2012 au 08/12/2012. L'enveloppe bleue correspond à l'erreur associé à l'algorithme ARPIA.

B.6 Précipitations

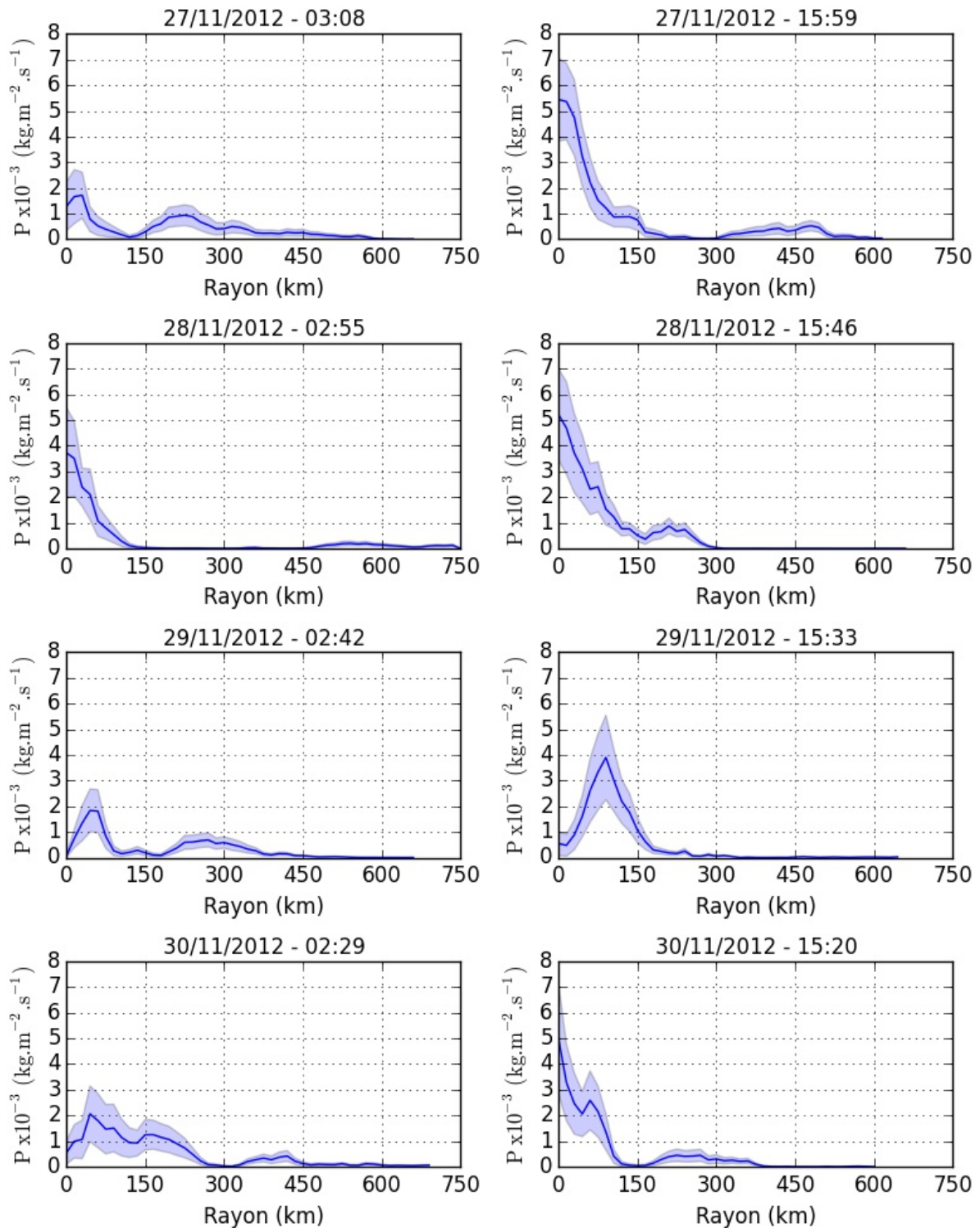


FIGURE B.19 – Précipitations (P ; à l'ordre 0) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 27/11/2012 au 30/11/2012. L'enveloppe bleue correspond à l'erreur de restitution associée à l'algorithme BRAIN. Les valeurs de P sont moyennés sur des cercles concentriques tous les 15 km.

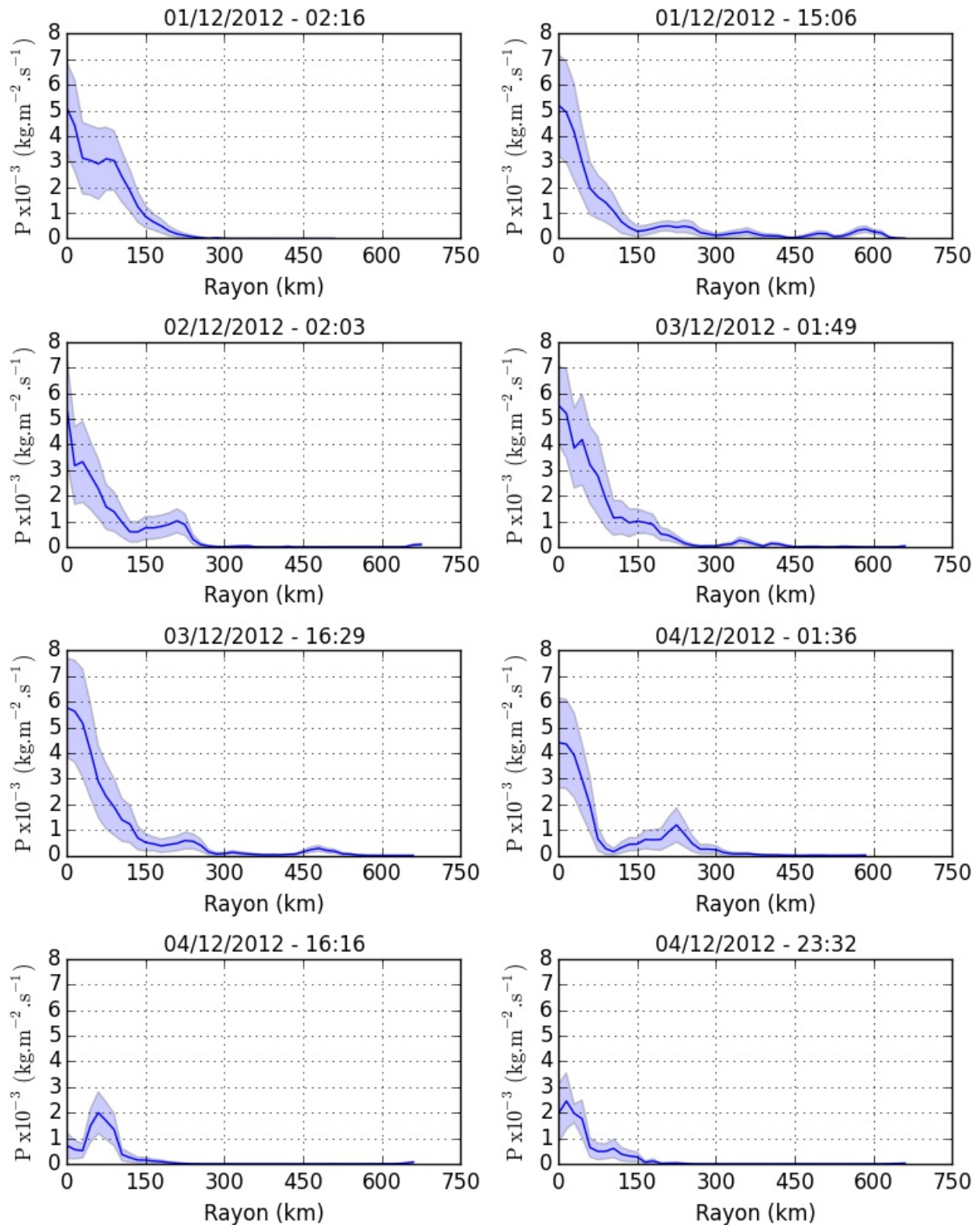


FIGURE B.20 – Précipitations (P ; à l'ordre 0) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 01/12/2012 au 04/12/2012. L'enveloppe bleue correspond à l'erreur de restitution associée à l'algorithme BRAIN. Les valeurs de P sont moyennés sur des cercles concentriques tous les 15 km.

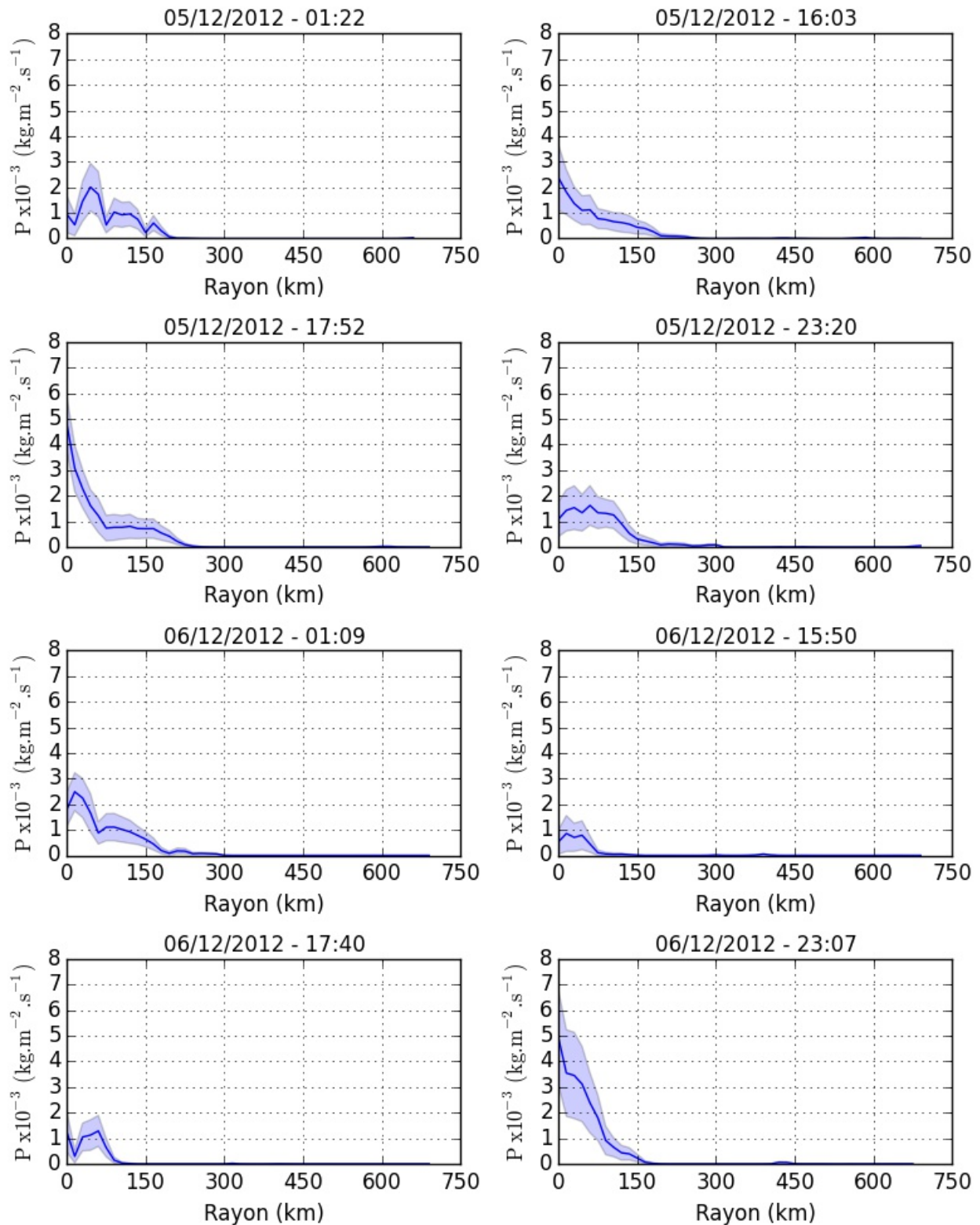


FIGURE B.21 – Précipitations (P ; à l'ordre 0) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 05/12/2012 au 06/12/2012. L'enveloppe bleue correspond à l'erreur de restitution associée à l'algorithme BRAIN. Les valeurs de P sont moyennés sur des cercles concentriques tous les 15 km.

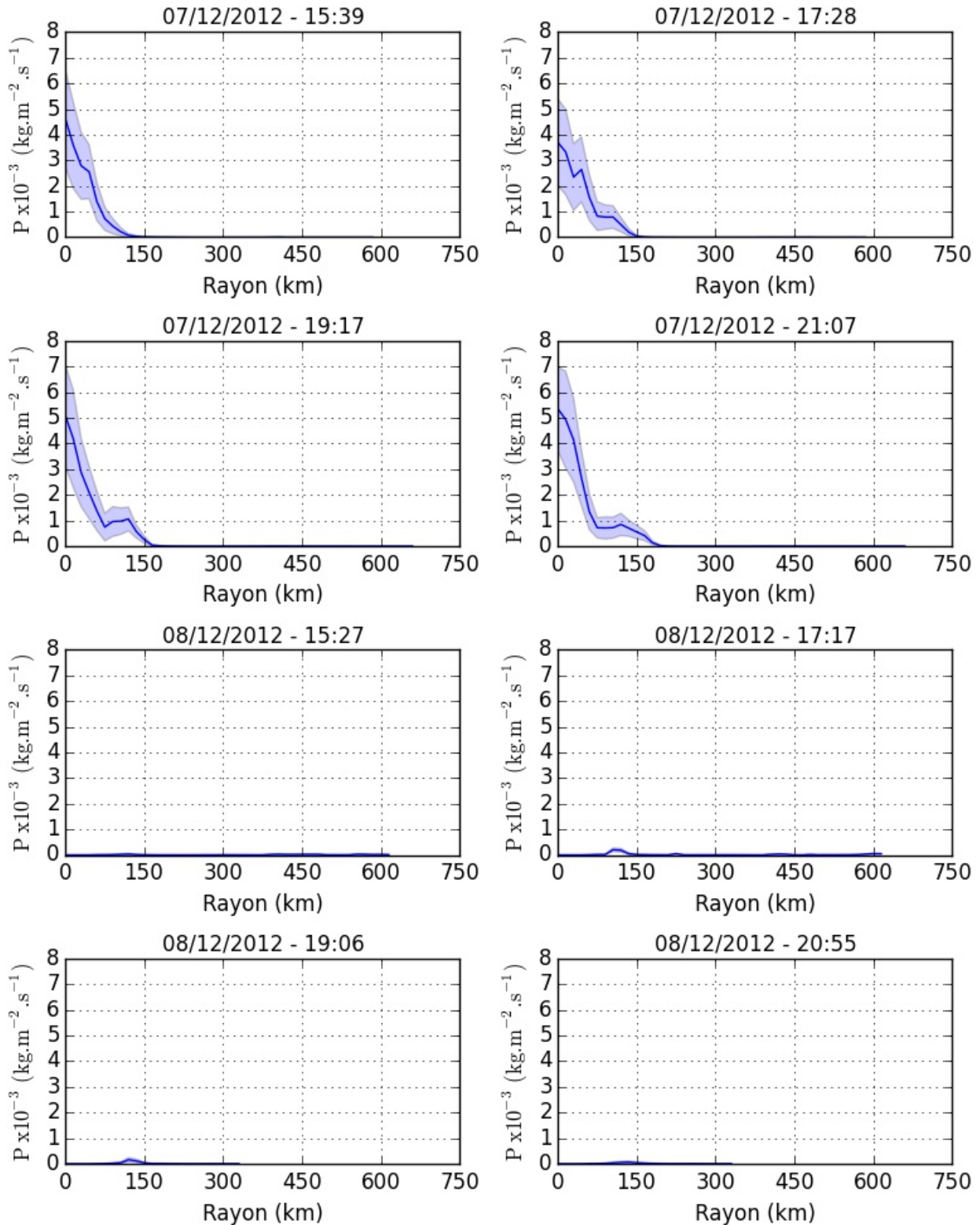


FIGURE B.22 – Précipitations (P ; à l'ordre 0) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 07/12/2012 au 08/12/2012. L'enveloppe bleue correspond à l'erreur de restitution associée à l'algorithme BRAIN. Les valeurs de P sont moyennés sur des cercles concentriques tous les 15 km.

B.7 Évaporation

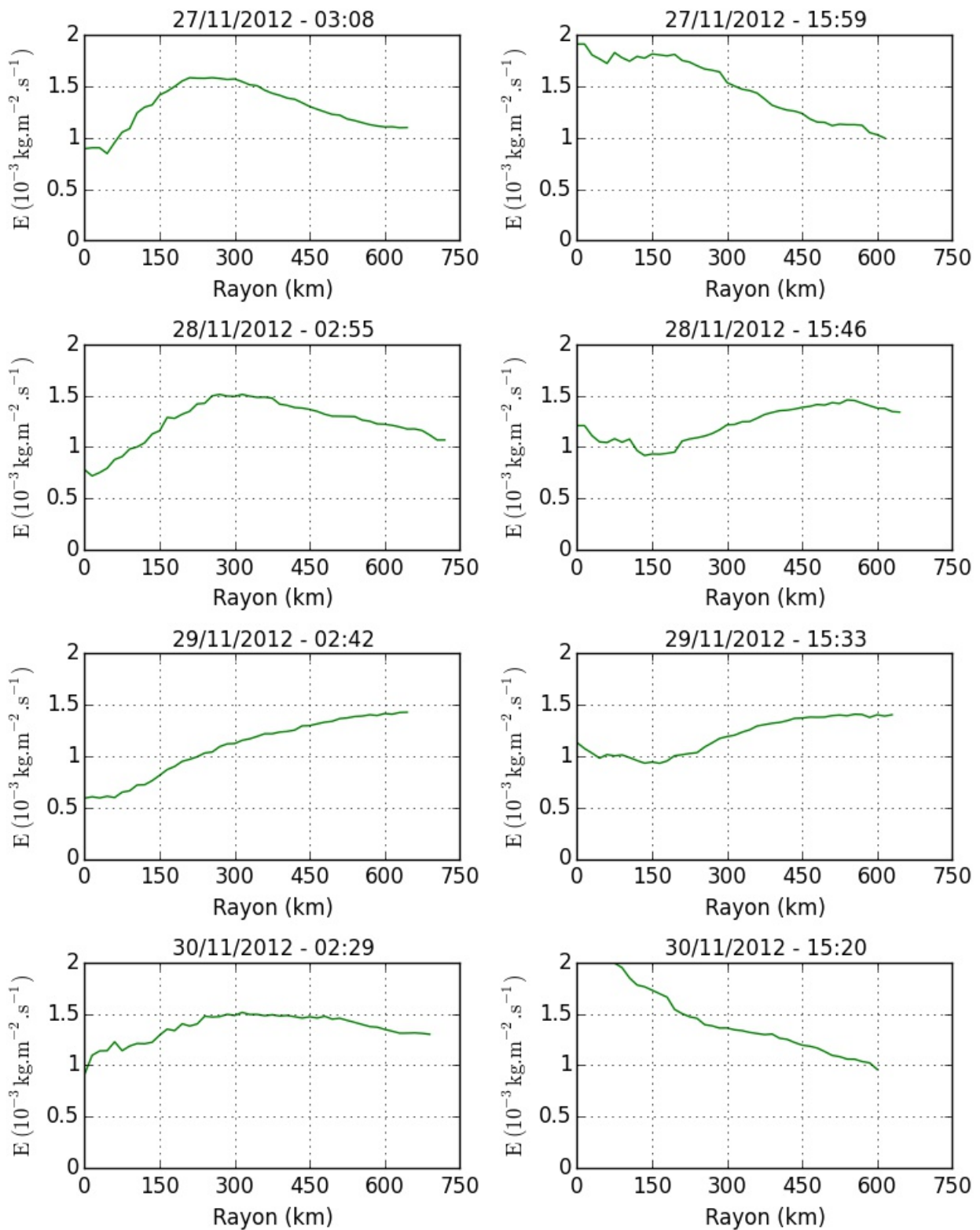


FIGURE B.23 – Évaporation (en $\text{kg.m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 27/11/2012 au 30/11/2012.

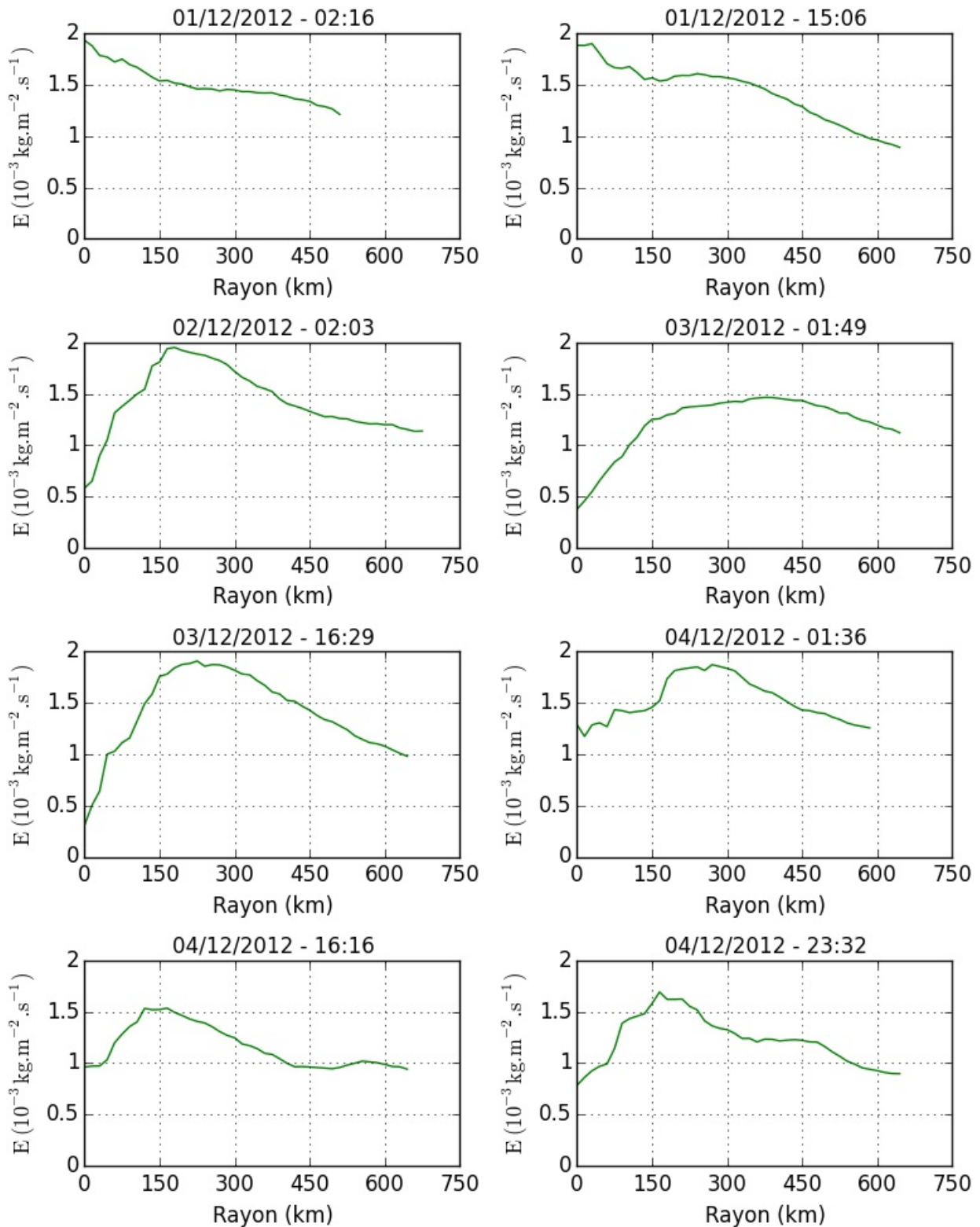


FIGURE B.24 – Évaporation (en $\text{kg.m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 01/12/2012 au 04/12/2012.

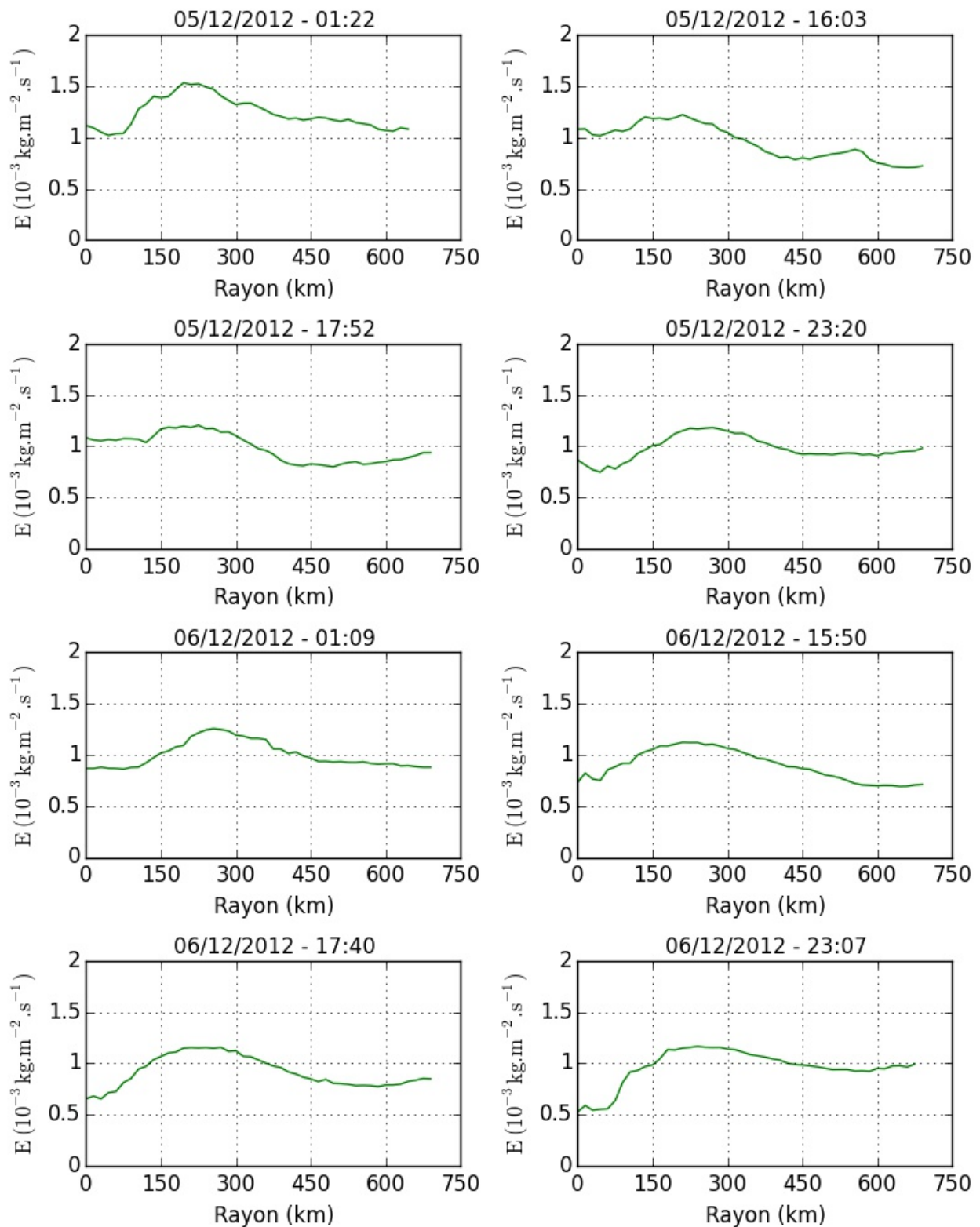


FIGURE B.25 – Évaporation (en $\text{kg.m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 05/12/2012 au 06/12/2012.

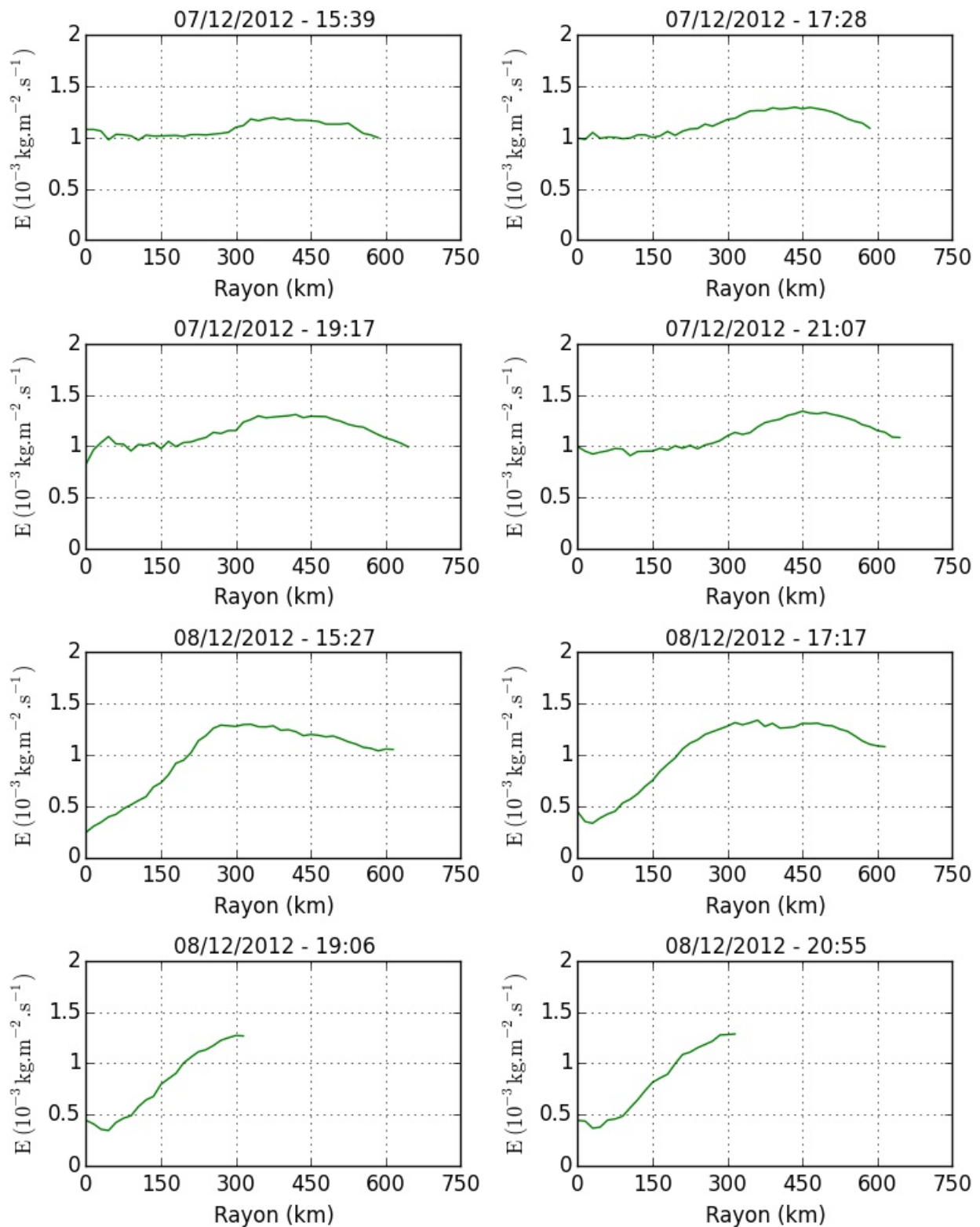


FIGURE B.26 – Évaporation (en $\text{kg.m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 07/12/2012 au 08/12/2012.

B.8 Production/Consommation de vapeur d'eau

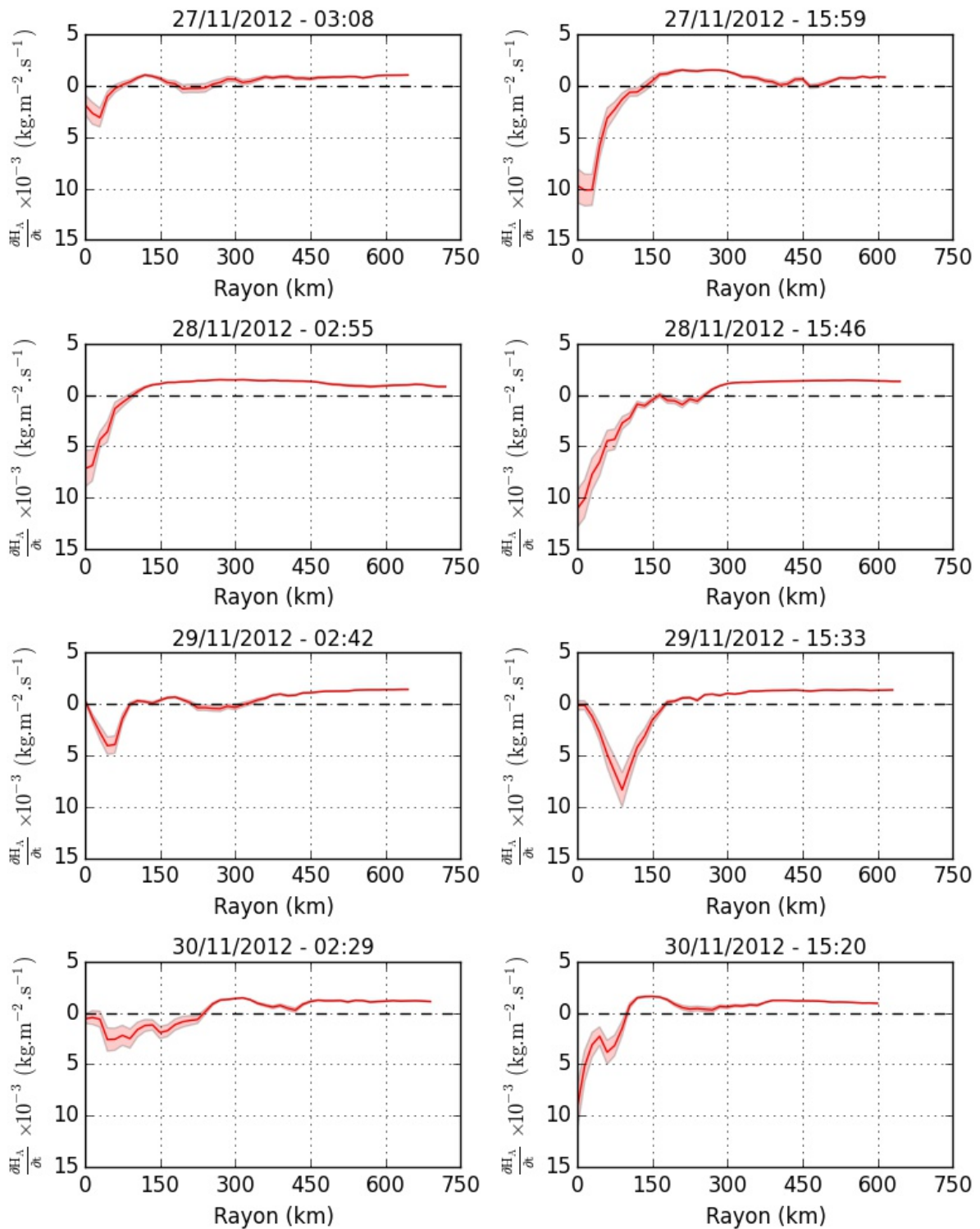


FIGURE B.27 – Production/Consommation de vapeur d'eau ($\int_{z_0}^{z_{max}} \frac{\partial H_A}{\partial t} dz$, à l'ordre 0) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 27/11/2012 au 30/11/2012. L'enveloppe rouge représente l'erreur algorithmique cumulée de BRAIN et ARPIA.

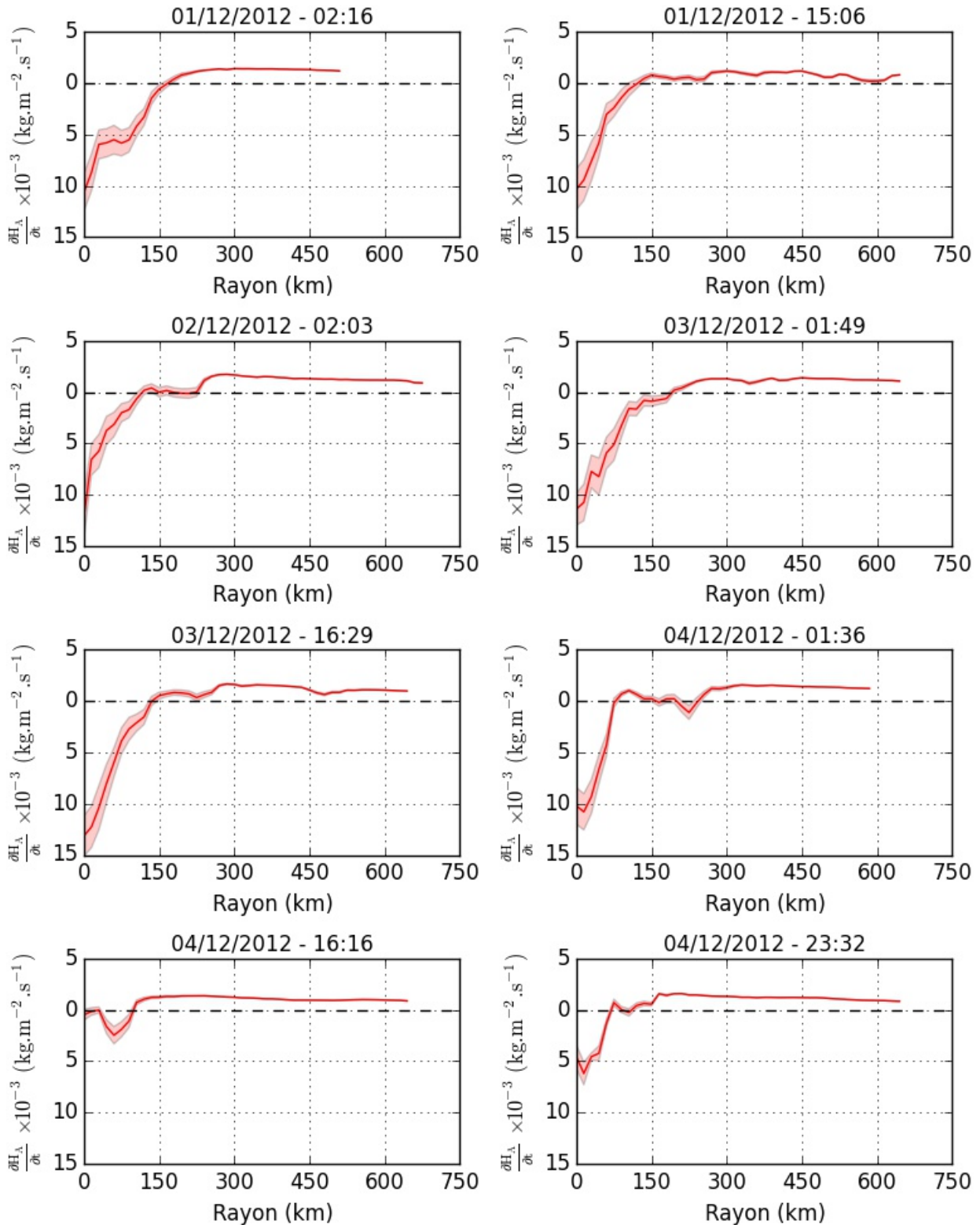


FIGURE B.28 – Production/Consommation de vapeur d'eau ($\int_{z_0}^{z_{max}} \frac{\partial H_A}{\partial t} dz$, à l'ordre 0) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 01/12/2012 au 04/12/2012. L'enveloppe rouge représente l'erreur algorithmique cumulée de BRAIN et ARPIA.

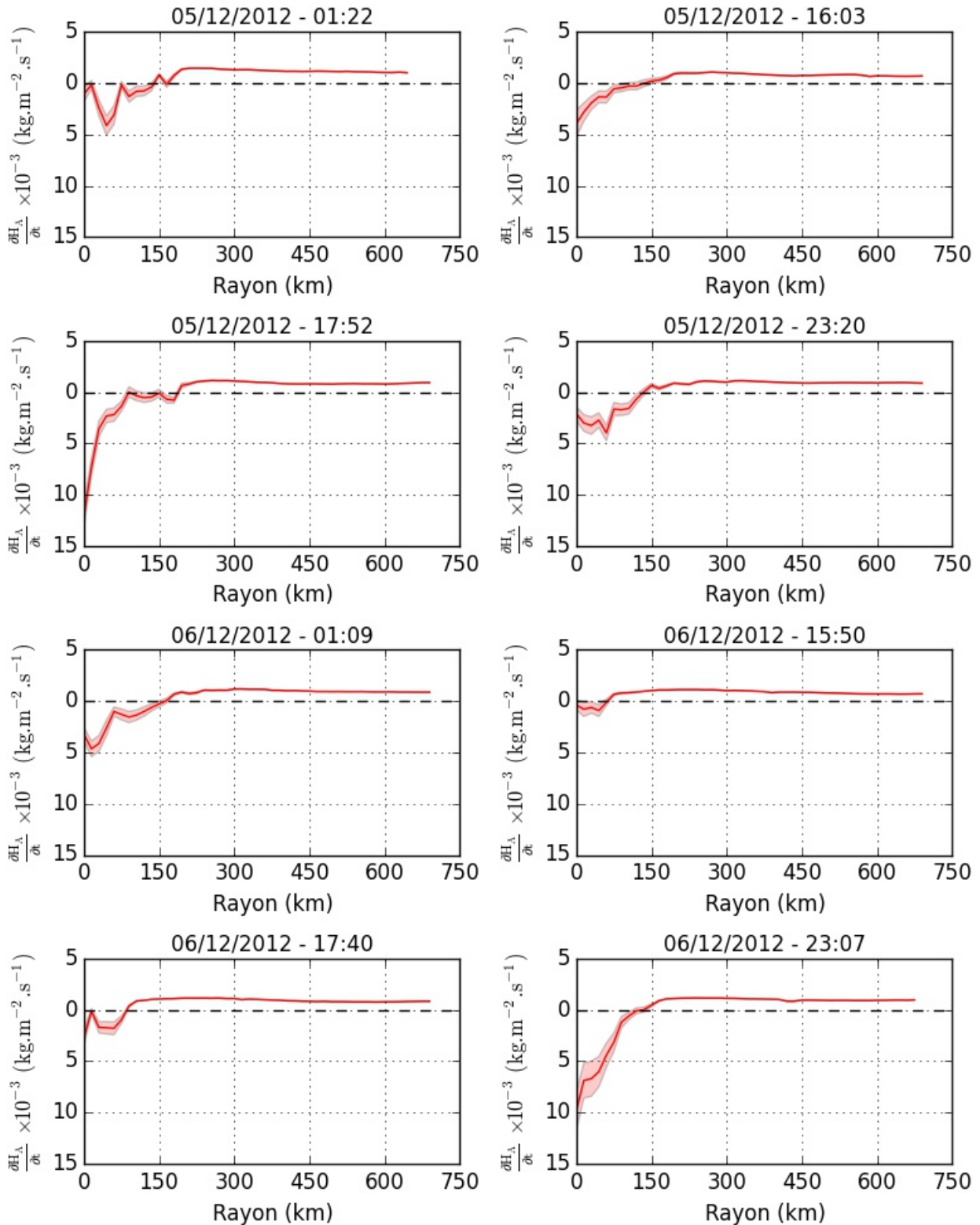


FIGURE B.29 – Production/Consommation de vapeur d'eau ($\int_{z_0}^{z_{max}} \frac{\partial H_A}{\partial t} dz$, à l'ordre 0) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 05/12/2012 au 06/12/2012. L'enveloppe rouge représente l'erreur algorithmique cumulée de BRAIN et ARPIA.

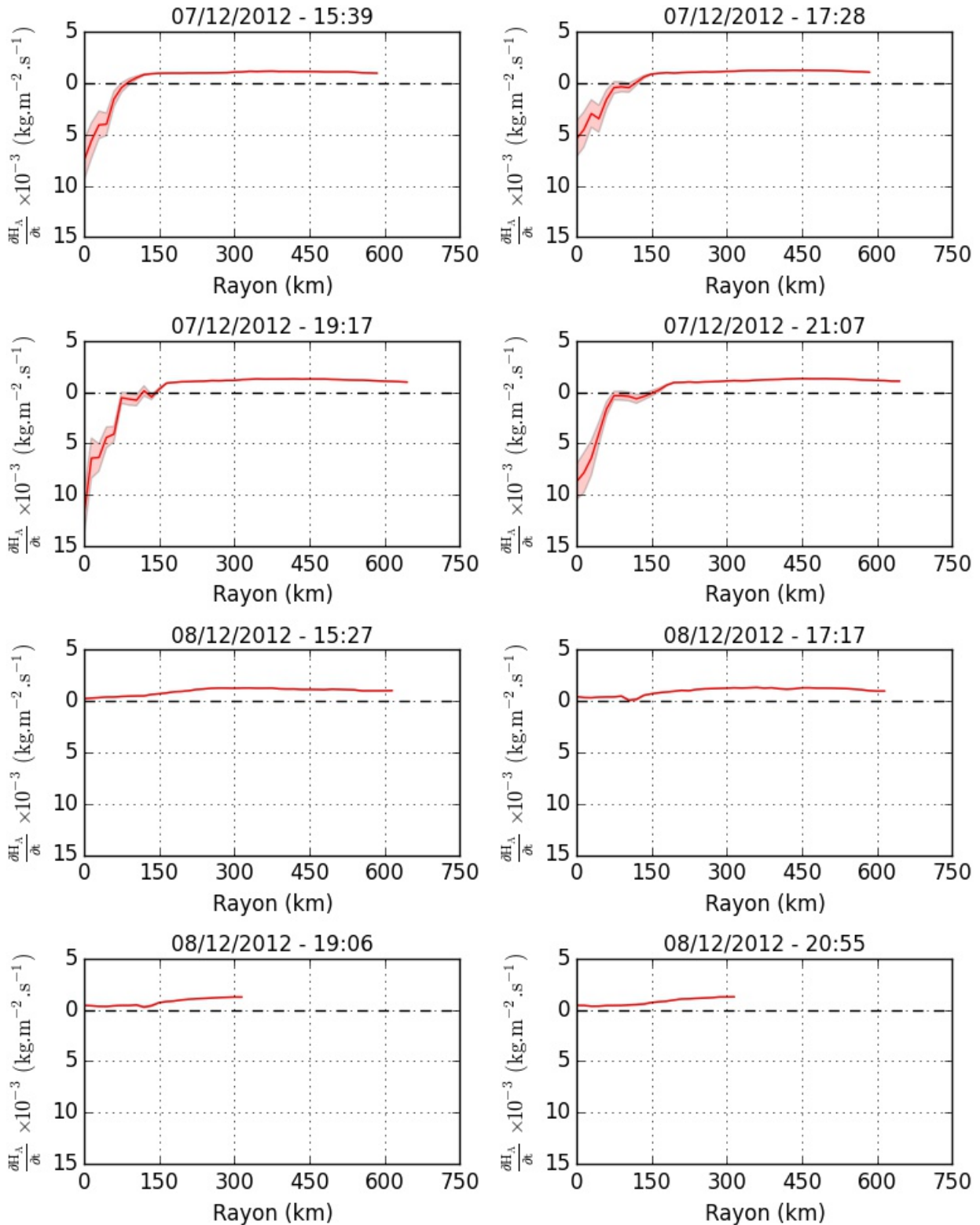


FIGURE B.30 – Production/Consommation de vapeur d'eau ($\int_{z_0}^{z_{max}} \frac{\partial H_A}{\partial t} dz$, à l'ordre 0) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 07/12/2012 au 08/12/2012. L'enveloppe rouge représente l'erreur algorithmique cumulée de BRAIN et ARPIA.

Annexe C

Figures supplémentaires du chapitre 4

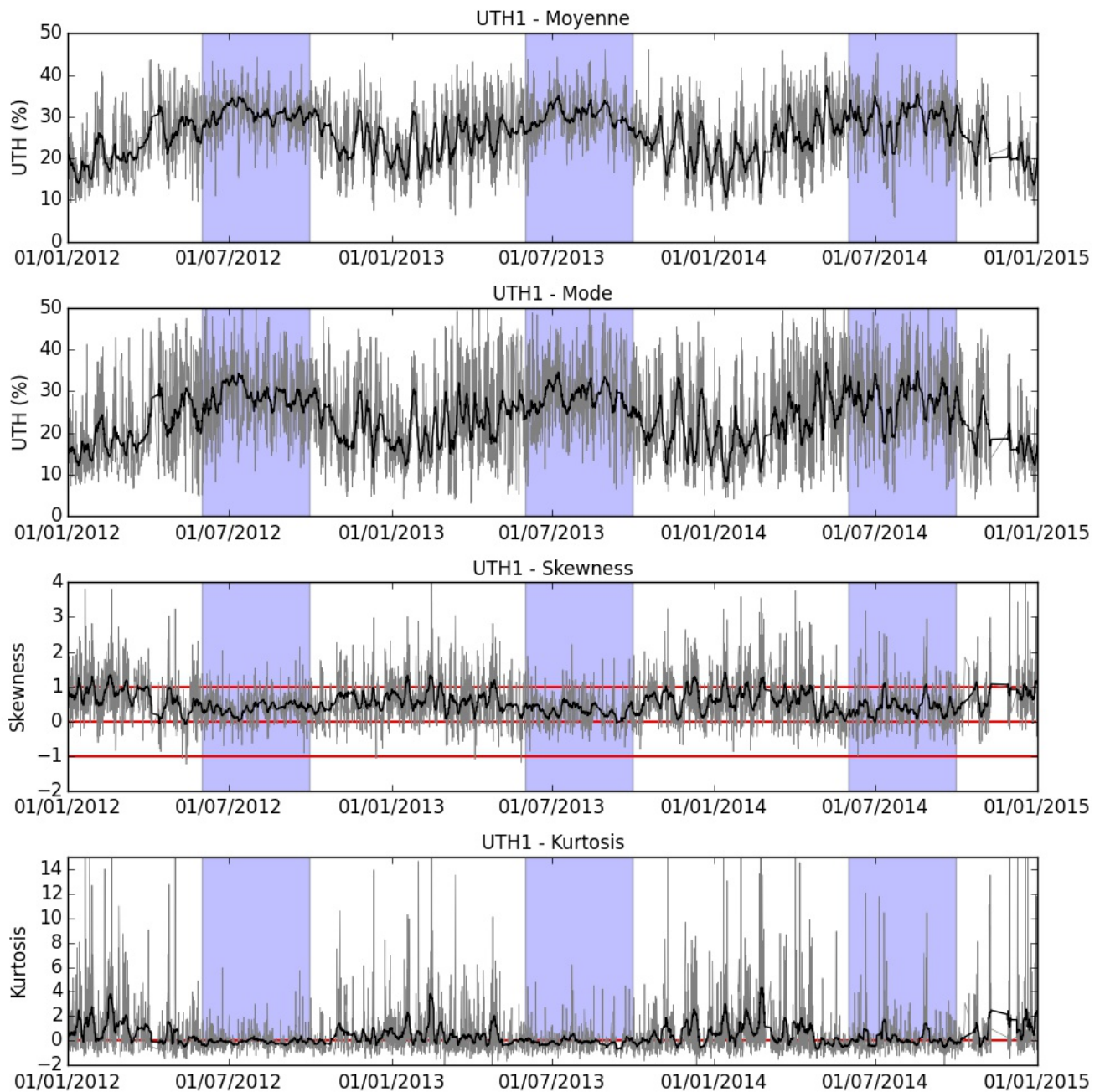


FIGURE C.1 – Évolution temporelle des moments de la distribution d'UTH1 sur trois ans (2012 à 2015), de haut en bas : Moyenne, Mode, Skewness et Kurtosis. Les courbes grises correspondent aux valeurs pour chaque passage de Megha-Tropiques qui recouvrent 60% de la zone d'étude. La courbe noire est une moyenne mobile sur deux jours. Les zones bleues indiquent les périodes de mousson (du 15/06 au 15/09).

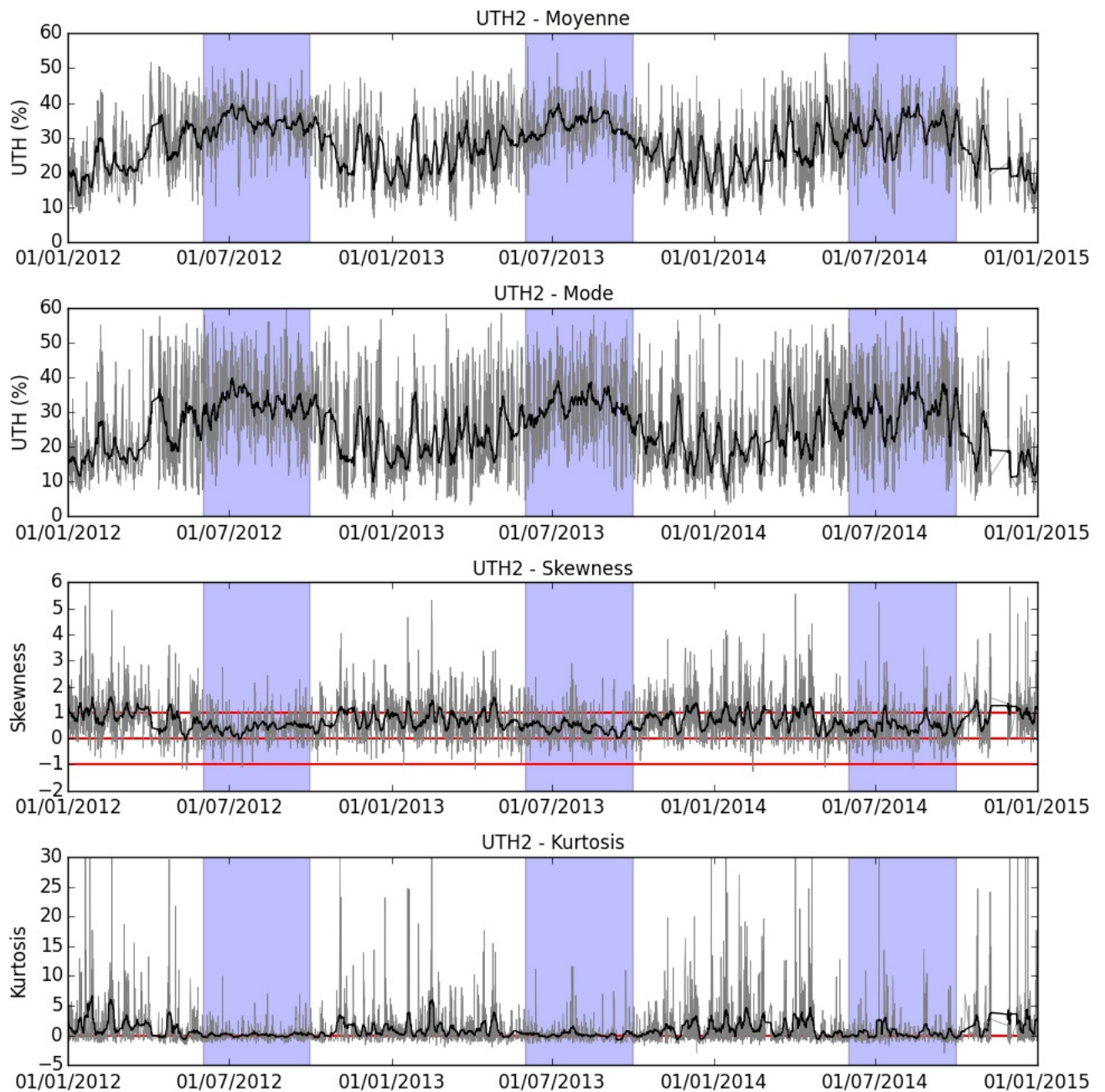


FIGURE C.2 – Évolution temporelle des moments de la distribution d'UTH2 sur trois ans (2012 à 2015), de haut en bas : Moyenne, Mode, Skewness et Kurtosis. Les courbes grises correspondent aux valeurs pour chaque passage de Megha-Tropiques qui recouvrent 60% de la zone d'étude. La courbe noire est une moyenne mobile sur deux jours. Les zones bleues indiquent les périodes de mousson (du 15/06 au 15/09).

Table des figures

1.1	Bilan radiatif de la Terre. Les chiffres sont basés sur un flux de $100 W.m^{-2}$ au sommet de l'atmosphère ce qui correspond à un pourcentage des $340 W$ incidents au sommet de l'atmosphère.	5
1.2	(A) Représentation schématique de l'énergie solaire reçue par unité de surface selon la latitude ; (B) Budget radiatif annuel selon la latitude ($W.m^{-2}$). Figure modifiée de Laing and Evans (2011)	6
1.3	(A) : Moyenne zonale annuelle du budget de l'énergie atmosphérique ($W.m^{-2}$) moyenné selon la longitude et le cycle annuel de 1985 à 1988. Figure traduite et modifiée de Zhang and Rossow (1997) à partir des données de Sellers (1965) . (B) : Distribution latitudinale de l'évaporation, des précipitations et du bilan net. Figure traduite et modifiée de Hartmann (1994) à partir des données de Baumgartner and Reichel (1975)	7
1.4	Précipitations annuelles moyennes de 1979 à 2010. Figure issue de Laing and Evans (2011)	8
1.5	Représentation schématique de la convection le long de la ZCIT selon la conception tri-modale (<i>cumulonimbus</i> + <i>Cumulus congestus</i> + <i>Cumulus d'alizés</i>). Les flèches rouges épaisses donnent le sens de circulation des masses d'air. Les flèches ondulées rouges indiquent le flux de chaleur sensible. Les flèches bleues indiquent le flux de chaleur latente d'évaporation. Figure issue de la bibliothèque d'images de www.meted.ucar.edu	10
1.6	Modèle conceptuel d'un MCS en phase de maturité. Figure traduite et modifiée de Houze and Betts (1981)	11
1.7	(a) Profils de chauffage idéalisés associés aux précipitations convectives et stratiformes dans les MCS. L'axe des abscisses est sans dimension puisque proportionnel au taux de pluies. (b) Profils de chauffage nets idéalisés pour trois MCS ayant différentes fractions de précipitations stratiformes. Figure issue de Houze (2004)	12
1.8	(a) Profils de températures atmosphériques standard dans les tropiques (rouge), les moyennes latitudes (vert), aux pôles (bleu) - (b) Moyennes annuelles des profils de contenu en vapeur d'eau (humidité spécifique en g/kg) associés. Données issues de Oort (1983) . Figure traduite et modifiée de Laing and Evans (2011)	14
1.9	Schéma de la circulation de la circulation méridienne et des mécanismes de contrôle de la distribution de l'humidité dans les régions tropicales et subtropicales. Figure de Sherwood et al. (2010)	15
1.10	Représentation schématique de la rétroaction de la vapeur d'eau. Puisque l'émission thermique vers l'espace par la vapeur d'eau n'augmente pas, d'avantage de réchauffement est nécessaire pour équilibrer l'apport d'énergie. Figure issue de Dessler and Sherwood (2009)	16
2.1	Vue d'artiste de Megha-Tropiques. Crédits photo : CNES.	18
2.2	Pourcentages de transmission de l'atmosphère terrestre pour les hyperfréquences en conditions ciel clair. Les principales raies d'absorption à 22 (H_2O), 58 (O_2), 120 (O_2) et 183 (H_2O) GHz sont indiquées. Figure issue de Ulaby et al. (1981) et Abba (1990)	19

2.3 Courbes de poids des cinq canaux d’AMSU-B en condition ciel clair (clear sky ; courbes pleines) et en condition nuages d’eau liquide (Water Cloud ; lignes pointillés) : C1 (89 GHz), C2 (150 GHz), C3 (183,31 +/- 1 GHz), C4 (183,31 +/- 3 GHz), C5 (183,31 +/- 7 GHz). 22

2.4 Statistiques zonales des passages de Megha-Tropiques pour les trois instruments à bord selon la latitude. Figure modifiée de [Capderou \(2009\)](#). 24

2.5 **(A)** Positionnement des six canaux de Saphir par rapport à la raie d’absorption de la vapeur d’eau à 183,31 GHz. **(B)** Exemples de fonctions de poids des six canaux de Saphir, pour une atmosphère tropicale. Le canal central a un pic dans la haute troposphère, alors que les canaux latéraux atteignent la surface. CH1 (+/- 0,2 GHz), CH2 (+/- 1,1 GHz), CH3 (+/- 2,8 GHz), CH4 (+/- 4,2 GHz), CH5 (+/- 6,8 GHz), CH6 (+/- 11 GHz). Figure issue de [Desbois et al. \(2007\)](#). 25

2.6 Jacobiens d’humidité relative normalisés pour les six canaux de SAPHIR (courbes en couleur) et profils d’humidité relative associées (courbes noires) dans une atmosphère sèche (à gauche) et humide (à droite). Canal 1 (rouge ; 183,31+/-0,2 GHz) > Canal 2 (vert ; 183,31+/-1,1 GHz) > Canal 3 (bleu ; 183,31+/-2,8 GHz) > Canal 4 (jaune ; 183,31+/-4,2 GHz) > Canal 5 (cyan ; 183,31+/-6,8 GHz) > Canal 6 (gris ; 183,31+/-11 GHz). Figure issue de 25

2.7 Nuages de points des T_B (K) pour les canaux C1 (points noirs), C2 (Points gris clairs) et C3 (points gris foncés) de SAPHIR vs (a) les UTH_{RH} (%) définis à partir des profils de RH et pondérés par les J_{RH} de la chaîne correspondante en utilisant l’équation 2.2 et (b) le logarithme népérien de UTH_{RH} . Sur (b), les lignes sont les régressions linéaires modélisés à partir de l’équation 2.1. Les coefficients de corrélation sont indiquées pour chaque régression. Figure issue de [Brogniez et al. \(2015\)](#). 27

2.8 Nuages de points des UTHs(%) calculés à partir des TB de SAPHIR vs les UTHs calculés à partir de profils d’humidité relative (RH) issus de radiosondages au-dessus de l’océan Indien et l’Afrique. Les barres d’erreur verticales donnent l’erreur sur la mesure de RH, les horizontales donnent l’erreur sur la conversion des TB de SAPHIR en UTH. Figure de [Brogniez et al. \(2015\)](#). 27

2.9 Nuages de points des humidités relatives (%) calculés à partir des TB de SAPHIR vs celles des profils issus de radiosondages au-dessus de l’océan Indien. Les barres d’erreur verticales donnent l’erreur sur la mesure des profils de RH, les horizontales donnent l’erreur algorithmique d’ARPIA. Figure de [Brogniez et al. \(2016\)](#). 29

2.10 Gauche : Histogramme des taux de pluies dans la base de données de [Viltard et al. \(2006\)](#) - Droite : Évolution de l’erreur de BRAIN par rapport au données du radar de TRMM selon l’intensité des taux de pluies de la base de donnée de [Viltard et al. \(2006\)](#) (ligne pleine) et de [L’Écuyer and Stephens \(2002\)](#) (ligne en pointillés). 30

3.1 Photo satellite du typhon Bopha, le 1^{er} décembre 2012 à 1h05 UTC. Crédit photo : NASA MODIS Rapid Response System. 32

3.2 Développement et évolution d’un cyclone tropical, du stade de système convectif de méso-échelle (A), en passant par la phase de vortex convectif de méso-échelle (B) jusqu’au stade de cyclone (C). Les flèches rouges indiquent la circulation des masses d’air chaudes et humides, les flèches bleues indiquent la circulation des masses d’air froides et sèches. Figure issue de [Hoffman \(2004\)](#). 34

3.3 (a) Représentation schématique de la réflectivité radar d'un cyclone tropical dans l'hémisphère Nord avec un double œil. (b) Image radar du cyclone Matthew, le 6 Octobre 2016. (c) Modèle conceptuel d'une coupe verticale d'un cyclone tropical pendant le remplacement de l'œil. La densité des lignes verticales sous les nuages indiquent l'intensité des précipitations. Les flèches minces indiquent la direction du mouvement des masses d'air. Les petites flèches ondulées à la surface de la mer indiquent la vapeur d'eau qui s'évapore depuis l'océan. Figure modifiée issue de Houze (2010) adaptée de Willoughby (1988). 36

3.4 (A) Schéma idéalisé de la circulation cyclonique dans un cyclone vu comme un cylindre de révolution, où figurent le vent tangential (V_T), le vent vertical (w) et le vent radial (V_R). Figure modifiée de "Dr. Kerry A. Emanuel. Hot Science - Cool Talks Volume 44". 38

3.5 (A) Trajectoire et intensité du typhon Bopha entre le 26/08/2012 à 18h UTC et le 9/12/2012 à 6h UTC; (B) Évolution temporelle de la pression centrale du typhon (courbe bleue) et de la vitesse des vents maximums soutenus sur 10 minutes (courbe verte). Données toutes les 6 heures issues du Joint Typhoon Warning Center (JTWC). Les lignes rouges indiquent les passages de Megha-Tropiques qui couvrent au moins 75% de Bopha. 40

3.6 Représentation schématique de la méthode utilisée pour localiser l'œil du typhon dans les données de Megha-Tropiques (MT). On cherche à déterminer la position de l'œil du typhon (lat;lon) dans les données de MT à un instant t, à partir des positions de l'œil aux deux horaires qui encadrent le passage de MT dans données du le Best Track. 41

3.7 Définition de la boîte d'étude du cyclone. Les cercles concentriques représentent de l'intérieur vers l'extérieur : le rayon des vents maximum, le rayon de la dernière isobare fermée (RDIF) et deux RDIF. La zone bleu définie le cyclone, la zone grise définie l'environnement proche. 42

3.8 Cartes des taux de précipitation instantanés ($mm.h^{-1}$) estimés par BRAIN à partir des données de MADRAS sur le typhon Bopha au cours de son cycle de vie du 27/11/2012 au 07/12/2012. Le gris permet de visualiser la trace au sol de MADRAS, où les précipitations sont nulles. 43

3.9 Cartes de l'humidité relative (%) pour la couche UTH3 à partir des données de SAPHIR sur le typhon Bopha au cours de son cycle de vie du 27/11/2012 au 07/12/2012. 44

3.10 Diagramme des différentes étapes permettant de calculer la production/consommation d'humidité du typhon à partir des différentes sources de données. 47

3.11 Évolutions temporelles de V_{Tmax} de Bopha issues des données Best Track (courbe noire) toutes les 6 heures et calculé par le modèle (courbe bleue) pour chaque passage de Megha-Tropiques. 50

3.12 Coupes verticales (ordre 0) de la vitesse tangentielle (en $m.s^{-1}$) du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 01/12/2012 au 04/12/12. Les valeurs de V_T sont moyennés sur des cercles concentriques tous les 15 km à chaque niveau de pression d'ERA-Interim. 51

3.13 Profils de vitesse verticale (w) associés à des précipitations stratiformes (A) et des précipitations convectives (B). Les courbes pleines donnent les profils de w associés à P_{max} issue de Yang and Smith (2000). Les autres courbes donnent les profils de w au pro-rata de deux taux de pluies pris comme exemple : $0.75 \times P_{max}$ et $0.5 \times P_{max}$ 53

3.14 Coupes verticales (ordre 0) de la vitesse verticale (en $m.s^{-1}$) du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 01/12/2012 au 04/12/12. Les valeurs de w sont moyennés sur des cercles concentriques tous les 15 km à chaque niveau de pression d'ERA-Interim. 54

3.15 Coupes verticales (ordre 0) de la vitesse radiale (en $m.s^{-1}$) du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 01/12/2012 au 04/12/12. Les valeurs de w sont moyennés sur des cercles concentriques tous les 15 km à chaque niveau de pression d'ERA-Interim. 57

3.16 Évolution temporelle moyenne du contenu total en vapeur d'eau (a) et du taux de pluies (b) dans le coeur du typhon (courbes bleues) et dans l'environnement proche (courbes vertes). Les lignes verticales noires et les chiffres dans les ronds signalent les changements de catégories cycloniques. La zone grisée représentent la traversée de l'île de Mindanao. 59

3.17 Contenu total en vapeur d'eau ($CTVE$; à l'ordre 0) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 01/12/2012 au 04/12/12. L'enveloppe bleue correspond à l'erreur associé à l'algorithme ARPIA. Les valeurs de $CTVE$ sont moyennés sur des cercles concentriques tous les 15 km. 61

3.18 Précipitations (P ; à l'ordre 0) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 01/12/2012 au 04/12/12. L'enveloppe bleue correspond à l'erreur de restitution associée à l'algorithme BRAIN. Les valeurs de P sont moyennées sur des cercles concentriques tous les 15 km. 62

3.19 Évolution temporelle moyenne de l'évaporation (a), de la température de surface de l'océan (TSO) et du module du vent à 10m (v_{10}) (b) dans le coeur du typhon (courbes bleues) et dans l'environnement proche (courbes vertes). Les lignes verticales noires et les chiffres dans les ronds signalent les changements de catégories cycloniques. La zone grisée représentent la traversée de l'île de Mindanao. 64

3.20 Évaporation (E ; à l'ordre 0) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 01/12/2012 au 04/12/12. Les valeurs de E sont moyennés sur des cercles concentriques tous les 15 km. 66

3.21 Évolution temporelle moyenne de la production/consommation locale de vapeur d'eau dans le coeur du typhon (courbes bleues) et dans l'environnement proche (courbe vertes). Les enveloppes bleues et vertes correspondent aux erreurs cumulées associées aux algorithmes ARPIA et BRAIN. Les lignes verticales noires et les chiffres dans les ronds signalent les changements de catégories cycloniques. La zone grisée représentent la traversée de l'île de Mindanao. . . . 67

3.22 Production/Consommation de vapeur d'eau ($\int_{z_0}^{z_{max}} \frac{\partial H_A}{\partial t} dz$, à l'ordre 0) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 01/12/2012 au 04/12/12. L'enveloppe rouge représente l'erreur algorithmique cumulée de BRAIN et ARPIA. 69

3.23 Évolution temporelle du LHR de Bopha calculé à l'ordre 0 dans des cercles concentriques autour de l'œil de (A) 55 km, (B) 111 km, (C) 222 km et (D) 444 km. Les enveloppes bleues signalent l'erreur algorithmique d'ARPIA et BRAIN qui a été propagé dans les calculs. La vitesse des vents max. du Best Track est reporté sur le second axe du cadran A. 72

3.24 Valeurs moyennes de la LHR (en $\times 10^{13}W$; axe de gauche), de la contribution au LHR moyen total (en %; axe du haut) et du LHR moyen par unité de surface (en $W.m^{-1}$; axe de droite) sur l'ensemble du cycle de vie de Bopha pour des anneaux concentriques de 55, 111, 222 et 444 km. Les valeurs sont données avec leur erreur algorithmique associée. 74

4.1 Carte centrée sur l'Afrique et l'océan Indien présentant les deux zones et les processus associés qui sont étudiés : Afrique de l'ouest (Mousson) et océan Indien (Oscillation de Madden-Julian; MJO). 76

4.2 Allures générales des courbes de distribution pour un skewness (a) positif, (b) nul, (c) négatif. 78

4.3 Allures générales des courbes de distribution pour un kurtosis leptocurtique ($K>0$), mésocurtique ($K=0$) et platicurtique ($K<0$). 79

4.4 The CINDY/DYNAMO/AMIE sounding network for the period October-November-December 2011 [from Johnson and Ciesielski (2013)]. The two experimental sounding arrays called NSA (Northern Sounding Array) and SSA (Southern Sounding Array) are delimited by the lines. The yellows and red dots are the main sounding sites, with respectively 4 and 8 launches per day. 84

4.5 Average conditions of OLR (from the interpolated OLR NOAA dataset) and of the 850hPa wind field with respect to the expected cloudiness associated to MJO. The blue areas indicate higher convective activity than normal, whereas the yellow areas indicate lower convective conditions than normal. The direction and length of the arrows indicate the direction and strength of the seasonal wind anomaly. The figure is extracted from the Australian Bureau of Meteorology , [http ://www.bom.gov.au/climate/mjo/](http://www.bom.gov.au/climate/mjo/). 87

4.6 Taylor diagram describing the similarities between the UTHs from SAPHIR and the UTHs from CDA over NSA (red), over SSA (blue) and during OND 2011. UTH from CDA is considered as the reference (indicated by REF). Correlations are significant at 0.25 according to a 1% risk t-test. 89

4.7 Longitude-time Hovmöller diagrams of UTH3 from SAPHIR (remapped into 1° x 1 day) covering October - December from 2011 (leftmost panel) to 2014 (rightmost panel). Time increases upward. Latitudes are averaged over the NSA/SSA limits (8°N-8°S). 89

4.8 October 1st to December 31st 2012 time series of (a) the general distribution of UTH3, using density diagram in grey scale, (b) mode, (c) skewness and (d) kurtosis. The parameters are defined for each Megha-Tropiques overpass over the NSA region. The grey shaded areas are the periods of active MJO events identified by the Australian Bureau of Meteorology. The horizontal dashed lines for skewness and kurtosis are a reference for a symmetric distribution. 90

4.9 Probability density functions for the three levels of UTH_{SAPHIR} over NSA and SSA during OND 2011, 2012, 2013 and 2014 depending on active (649 overpasses) or suppressed phases (541 overpasses) of MJO. 91

4.10 Taylor diagram describing the similarities between UTHs from SAPHIR and UTHs from ERA-Interim over NSA (empty) and over SSA (filled) during four OND seasons. Correlations are significant at 0.25 according to a 1% risk t-test. 92

4.11 . Zonally and meridionally integrated distribution (in natural log scale) of air mass last-saturation positions for the OND 2011 period, for final positions at 500hPa in the NSA area (0°N-8°N/ 73°E-80°E). 93

4.12 Same as Figure 4.11 but for a zonally-vertically integration of the air mass last-saturation positions. 93

4.13 . Density map (in natural log scale) of the vertical and temporal integration of the air mass last-saturation positions over NSA (left) and SSA (right) for the active phases of MJO composited during OND 2011, 2012, 2013 and 2014. 94

4.14 Same as Figure 4.13 but for the suppressed phases of MJO. 94

4.15 Frequency of occurrence of the 6 cloud types over NSA (upper row) and SSA (lower row) computed over OND 2011 to 2014 for suppressed phases (left column) and active phases (right column). 95

4.16 Instantaneous correlation coefficients between cloud fractions (%) and (a) average, (b) mode, (c) skewness and (d) kurtosis of the 3 layers of UTH distribution over NSA and SSA during the active phases of MJO (OND 2011, 2012, 2013 and 2014). Correlations are significant at 0.11 according to 1% risk t-test (red lines). 96

4.17 Same as Figure 4.16 but for the suppressed phases of MJO. 97

4.18 Instantaneous correlation coefficients between the four cirrus fractions (%) and the four moments of the 3 layers of UTH distribution over NSA and SSA during active (left column) and suppressed (right column) convective phases of MJO (OND 2011, 2012, 2013 and 2014). Correlations are significant at 0.11 according to 1% risk t-test (red lines). 99

4.19 Schéma 3-D de la mousson d’Afrique de l’ouest. Figure issue de [Lafore et al. \(2010\)](#). 102

4.20 Données UTH3 pour six fauchées de SAPHIR au-dessus de la zone d’étude (cadre noir ; 5°N – 15°N/10°W – 10°E), au cours de la journée du 15/07/2014. 103

4.21 Évolution temporelle des moments de la distribution d'UTH3 sur trois ans (2012 à 2015), de haut en bas : Moyenne, Mode, Skewness et Kurtosis. Les courbes grises correspondent aux valeurs pour chaque passage de Megha-Tropiques qui recouvrent 60% de la zone d'étude. La courbe noire est une moyenne mobile sur trois jours. Les zones bleues indiquent les périodes de mousson (du 15/06 au 15/09). 104

4.22 Évolution temporelle de la couverture (en %) de la zone d'étude des six classes nuageuses sur trois ans (2012 à 2015). Les courbes grises correspondent aux valeurs pour chaque passage de Megha-Tropiques qui recouvrent 60% de la zone d'étude. La courbe noire est une moyenne mobile sur trois jours. Les zones bleues indiquent les périodes de mousson (du 15/06 au 15/09). L'axe des ordonnées est gradué de 0 à 100% pour les fractions "Ciel clair" et "Cirrus", et de 0 à 50% pour les autres fractions. 106

4.23 Fractions nuageuses moyennes pour les six classes nuageuses considérées pendant la MAO du 15 juin au 15 septembre des années 2012, 2013 et 2014 (courbe bleue) et au cours des phases convectives de la MJO d'octobre à décembre des années 2011,2012, 2013 et 2014 (courbe orange). 107

4.24 Coefficients de corrélations instantanés entre les fractions nuageuses (en %) et (a) la moyenne, (b) le mode, (c) le skewness et (d) le kurtosis des distributions des trois niveaux d'UTH au-dessus de l'Afrique de l'ouest ($5^{\circ}N - 15^{\circ}N/10^{\circ}W - 10^{\circ}E$) au cours de la mousson (15 juin-15 septembre) des années 2012, 2013 et 2014. Les corrélations sont significatives à 0,11 selon un test-t avec un risque de 1% (lignes rouges). 109

4.25 Coefficients de déterminations R^2 entre chaque fractions nuageuse et la moyenne des trois couches d'UTH pendant la MAO du 15 juin au 15 septembre des années 2012, 2013 et 2014 (orange) et au cours des phases convectives de la MJO d'octobre à décembre des années 2011,2012, 2013 et 2014 (bleu). 110

B.1 Cartes de l'humidité relative (%) pour la couche UTH1 à partir des données de SAPHIR sur le typhon Bopha au cours de son cycle de vie du 27/11/2012 au 07/12/2012. 120

B.2 Cartes de l'humidité relative (%) pour la couche UTH2 à partir des données de SAPHIR sur le typhon Bopha au cours de son cycle de vie du 27/11/2012 au 07/12/2012. 121

B.3 Coupes verticales de la vitesse tangentielle (en $m.s^{-1}$) du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 27/11/2012 au 30/11/2012. 122

B.4 Coupes verticales de la vitesse tangentielle (en $m.s^{-1}$) du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 01/12/2012 au 04/12/2012. 123

B.5 Coupes verticales de la vitesse tangentielle (en $m.s^{-1}$) du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 05/12/2012 au 06/12/2012. 124

B.6 Coupes verticales de la vitesse tangentielle (en $m.s^{-1}$) du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 07/12/2012 au 08/12/2012. 125

B.7 Coupes verticales de la vitesse verticale (en $m.s^{-1}$) du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 27/11/2012 au 30/11/2012. 126

B.8 Coupes verticales de la vitesse verticale (en $m.s^{-1}$) du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 01/12/2012 au 04/12/2012. 127

B.9 Coupes verticales de la vitesse verticale (en $m.s^{-1}$) du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 05/12/2012 au 06/12/2012. 128

B.10 Coupes verticales de la vitesse verticale (en $m.s^{-1}$) du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 07/12/2012 au 08/12/2012. 129

B.11 Coupes verticales de la vitesse radiale (en $m.s^{-1}$) du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 27/11/2012 au 30/11/2012. 130

B.12 Coupes verticales de la vitesse radiale (en $m.s^{-1}$) du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 01/12/2012 au 04/12/2012. 131

B.13 Coupes verticales de la vitesse radiale (en $m.s^{-1}$) du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 05/12/2012 au 06/12/2012. 132

B.14 Coupes verticales de la vitesse radiale (en $m.s^{-1}$) du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 07/12/2012 au 08/12/2012. 133

B.15 Contenu total en vapeur d'eau (en $kg.m^{-2}$) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 27/11/2012 au 30/11/2012. L'enveloppe bleue correspond à l'erreur associé à l'algorithme ARPIA. 134

B.16 Contenu total en vapeur d'eau (en $kg.m^{-2}$) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 01/12/2012 au 04/12/2012. L'enveloppe bleue correspond à l'erreur associé à l'algorithme ARPIA. 135

B.17 Contenu total en vapeur d'eau (en $kg.m^{-2}$) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 05/12/2012 au 06/12/2012. L'enveloppe bleue correspond à l'erreur associé à l'algorithme ARPIA. 136

B.18 Contenu total en vapeur d'eau (en $kg.m^{-2}$) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 07/12/2012 au 08/12/2012. L'enveloppe bleue correspond à l'erreur associé à l'algorithme ARPIA. 137

B.19 Précipitations (P ; à l'ordre 0) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 27/11/2012 au 30/11/2012. L'enveloppe bleue correspond à l'erreur de restitution associée à l'algorithme BRAIN. Les valeurs de P sont moyennés sur des cercles concentriques tous les 15 km. 138

B.20 Précipitations (P ; à l'ordre 0) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 01/12/2012 au 04/12/2012. L'enveloppe bleue correspond à l'erreur de restitution associée à l'algorithme BRAIN. Les valeurs de P sont moyennés sur des cercles concentriques tous les 15 km. 139

B.21 Précipitations (P ; à l'ordre 0) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 05/12/2012 au 06/12/2012. L'enveloppe bleue correspond à l'erreur de restitution associée à l'algorithme BRAIN. Les valeurs de P sont moyennés sur des cercles concentriques tous les 15 km. 140

B.22 Précipitations (P ; à l'ordre 0) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 07/12/2012 au 08/12/2012. L'enveloppe bleue correspond à l'erreur de restitution associée à l'algorithme BRAIN. Les valeurs de P sont moyennés sur des cercles concentriques tous les 15 km. 141

B.23 Évaporation (en $kg.m^{-2}.s^{-1}$) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 27/11/2012 au 30/11/2012. 142

B.24 Évaporation (en $kg.m^{-2}.s^{-1}$) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 01/12/2012 au 04/12/2012. 143

B.25 Évaporation (en $kg.m^{-2}.s^{-1}$) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 05/12/2012 au 06/12/2012. 144

B.26 Évaporation (en $kg.m^{-2}.s^{-1}$) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 07/12/2012 au 08/12/2012. 145

B.27 Production/Consommation de vapeur d'eau ($\int_{z_0}^{z_{max}} \frac{\partial H_A}{\partial t} dz$, à l'ordre 0) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 27/11/2012 au 30/11/2012. L'enveloppe rouge représente l'erreur algorithmique cumulée de BRAIN et ARPIA. 146

B.28 Production/Consommation de vapeur d'eau ($\int_{z_0}^{z_{max}} \frac{\partial H_A}{\partial t} dz$, à l'ordre 0) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 01/12/2012 au 04/12/2012. L'enveloppe rouge représente l'erreur algorithmique cumulée de BRAIN et ARPIA. 147

B.29 Production/Consommation de vapeur d'eau ($\int_{z_0}^{z_{max}} \frac{\partial H_A}{\partial t} dz$, à l'ordre 0) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 05/12/2012 au 06/12/2012. L'enveloppe rouge représente l'erreur algorithmique cumulée de BRAIN et ARPIA. 148

B.30 Production/Consommation de vapeur d'eau ($\int_{z_0}^{z_{max}} \frac{\partial H_A}{\partial t} dz$, à l'ordre 0) selon le rayon du typhon Bopha pour chaque passage de Megha-Tropiques au-dessus du typhon, du 07/12/2012 au 08/12/2012. L'enveloppe rouge représente l'erreur algorithmique cumulée de BRAIN et ARPIA. 149

C.1 Évolution temporelle des moments de la distribution d'UTH1 sur trois ans (2012 à 2015), de haut en bas : Moyenne, Mode, Skewness et Kurtosis. Les courbes grises correspondent aux valeurs pour chaque passage de Megha-Tropiques qui recouvrent 60% de la zone d'étude. La courbe noire est une moyenne mobile sur deux jours. Les zones bleues indiquent les périodes de mousson (du 15/06 au 15/09). 151

C.2 Évolution temporelle des moments de la distribution d'UTH2 sur trois ans (2012 à 2015), de haut en bas : Moyenne, Mode, Skewness et Kurtosis. Les courbes grises correspondent aux valeurs pour chaque passage de Megha-Tropiques qui recouvrent 60% de la zone d'étude. La courbe noire est une moyenne mobile sur deux jours. Les zones bleues indiquent les périodes de mousson (du 15/06 au 15/09). 152

Bibliographie

- Abba, P. (1990). *Radiometrie en ondes millimetriques pour la nouvelle generation de satellites meteorologiques*. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie-Paris (Paris VI).
- Adler, R. F. and Rodgers, E. B. (1977). Satellite-observed latent heat release in a tropical cyclone. *Monthly Weather Review*, 105(8) :956–963.
- Albrecht, B. A. (1979). A model for the thermodynamic structure of the trade-wind boundary layer : Part ii.applications. *Journal of Atmospheric Sciences*, 36(1) :90–98.
- Albrecht, B. A., Betts, A. K., Schubert, W. H., and Cox, S. H. (1979). Model for the thermodynamic structure of the trade-wind boundary layer : Part i. theoretical formulation and sensitivity tests. *Journal of Atmospheric Sciences*, 36(1) :73–89.
- Allan, R. P., A., R. M., and Slingo, A. (2003). Evaluation of moisture in the hadley centre climate model using simulations of hirs water-vapour channel radiances. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 129 :3371–3389.
- Allen, J. T., Tippett, M. K., Sobel, A. H., and Lepore, C. (2016). Understanding the drivers of variability in severe convection : Bringing together the scientific and insurance communities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, (2016).
- Asrar, G., Bony, S., Boucher, O., Busalacchi, A., Cazenave, A., Dowell, M., Flato, G., Hegerl, G., Källén, E., Nakajima, T., et al. (2015). Climate symposium 2014 : Findings and recommendations. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(9) :ES145–ES147.
- Baumgartner, A. and Reichel, E. (1975). *Weltwasserbilanz*. Oldenbourg.
- Beucher, F. (2010). *Manuel de météorologie tropicale : des alizés au cyclone tropical*. Météo-France.
- Bony, S., Stevens, B., Frierson, D. M., Jakob, C., Kageyama, M., Pincus, R., Shepherd, T. G., Sherwood, S. C., Siebesma, A. P., Sobel, A. H., et al. (2015). Clouds, circulation and climate sensitivity. *Nature Geoscience*, 8(4) :261–268.
- Bouchard, A. (2006). *Bilans d’Eau et d’Energie par Inversion et Fusion de Données*. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie-Paris (Paris VI).
- Bouniol, D., Couvreur, F., Kamsu-Tamo, P.-H., Leplay, M., Guichard, F., Favot, F., and O’Connor, E. J. (2012). Diurnal and seasonal cycles of cloud occurrences, types, and radiative impact over west africa. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51(3) :534–553.
- Bouniol, D., Delanoë, J., Duroure, C., Protat, A., Giraud, V., and Penide, G. (2010). Microphysical characterisation of west african mcs anvils. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(S1) :323–344.

- Bourgeois, Q., Ekman, A. M., Igel, M. R., and Krejci, R. (2016). Ubiquity and impact of thin mid-level clouds in the tropics. *Nature Communications*, 7 :12432.
- Bretherton, F. P. (1993). Understanding albrecht’s model of trade cumulus cloud fields. *Journal of Atmospheric Sciences*, 50 :2264–2283.
- Brogniez, H. (2004). *Humidite de la troposphere libre africaine : Elaboration d’une archive METEOSAT, Analyse climatique et Evaluation de modeles*. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie-Paris (Paris VI).
- Brogniez, H., Clain, G., and Roca, R. (2015). Validation of upper-tropospheric humidity from saphir on board megha-tropiques using tropical soundings. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 54(4) :896–908.
- Brogniez, H., Fallourd, R., Mallet, C., Sivira, R., and Dufour, C. (2016). Estimating confidence intervals around relative humidity profiles from satellite observations : Application to the saphir sounder. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 33(5) :1005–1022.
- Brogniez, H., Kirstetter, P.-E., and Eymard, L. (2013). Expected improvements in the atmospheric humidity profile retrieval using the megha-tropiques microwave payload. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139(673) :842–851.
- Brogniez, H. and Pierrehumbert, R. T. (2006). Using microwave observations to assess large-scale control of the free tropospheric water vapor in the mid-latitudes. *Geophysical Research Letters*, 33(L14801).
- Brogniez, H., Roca, R., and Picon, L. (2009). A study of the free tropospheric humidity interannual variability using meteosat data and an advection-condensation transport model. *Journal of Climate*, 22 :6773–6787.
- Budyko, M. I. (1961). The heat balance of the earth’s surface. *Soviet Geography*, 2(4) :3–13.
- Buehler, S. A., Kuvatov, M., and John, V. O. (2005). Scan asymmetries in amsu-b data. *Geophysical Research Letters*, 32(24).
- Camargo, S. J., Wheeler, M. C., and Sobel, A. H. (2009). Diagnosis of the mjo modulation of tropical cyclogenesis using an empirical index. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66(10) :3061–3074.
- Capderou, M. (2009). Sampling. comparison with other meteorological satellites. *Megha-Tropiques Technical Memorandum*.
- Chambon, P. (2011). *Contribution à l’estimation des précipitations tropicales : préparation aux missions Megha-Tropiques et Global Precipitation Measurement*. PhD thesis, Université Paris-Est.
- Chung, E.-S., Sohn, B.-J., and Schmetz, J. (2006). Diurnal variation of upper tropospheric humidity over the tropics and its relations to convective activities. In *27th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*.
- Colman, R. (2003). A comparison of climate feedbacks in general circulation models. *Climate Dynamics*, 20 :865–873.

- Dee, D. and Uppala, S. (2009). Variational bias correction of satellite radiance data in the era-interim reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135(644) :1830–1841.
- Dee, D., Uppala, S., Simmons, A., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M., Balsamo, G., Bauer, P., et al. (2011). The era-interim reanalysis : Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137(656) :553–597.
- Deme, A. and Roca, R. (2009). Dry intrusions in the west african monsoon mid-troposphere during the amma experiment. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volume 11, page 10986.
- Derrien, M. and Le Gléau, H. (2003). Safnwc/msg seviri cloud products. In *Proc. The 2002 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference. Weimar, Germany*, volume 191, page 198. Citeseer.
- Derrien, M. and Le Gleau, H. (2010). Improvement of cloud detection near sunrise and sunset by temporal-differencing and region-growing techniques with real-time SEVIRI. *International Journal of Remote Sensing*, 31(7) :1765–1780.
- Desbois, M., Capderou, M., Eymard, L., Roca, R., Viltard, N., Viollier, M., and Karouche, N. (2007). Megha-tropiques : un satellite hydrométéorologique franco-indien. *La Météorologie*, 57 :19–27.
- Dessler, A. and Minschwaner, K. (2007). An analysis of the regulation of tropical tropospheric water vapor. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 112(D10).
- Dessler, A. E. and Sherwood, S. C. (2009). A matter of humidity. *Science*, 323(5917) :1020–1021.
- Didlake Jr, A. C. and Houze Jr, R. A. (2013). Dynamics of the stratiform sector of a tropical cyclone rainband. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 70(7) :1891–1911.
- Dvorak, V. F. (1984). *Tropical cyclone intensity analysis using satellite data*, volume 11. US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Environmental Satellite, Data, and Information Service.
- Elsner, J. B., Kossin, J. P., and Jagger, T. H. (2008). The increasing intensity of the strongest tropical cyclones. *Nature*, 455(7209) :92–95.
- Emanuel, K. A. (1986). An air-sea interaction theory for tropical cyclones. part i : Steady state maintenance. *Journal of Atmospheric Science*, 43 :585–604.
- Emanuel, K. A. (1988). The maximum intensity of hurricanes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45(7) :1143–1155.
- Emanuel, K. A. (2005). Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. *Nature*, 436(7051) :686–688.
- Eyre, J. (1991). *A fast radiative transfer model for satellite sounding systems*. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.

- Fiolleau, T. (2010). *Cycle de vie des systèmes convectifs de mousson dans les régions tropicales : préparation à la mission Megha-Tropiques*. PhD thesis, Ecole Polytechnique X.
- Fiolleau, T., Tomasini, M., Roca, R., Lafore, J., Laurent, H., Lebel, T., and Ramage, K. (2009). Summertime climatology of mesoscale convective systems over west africa from 24-years of meteosat observations. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volume 11, page 9104.
- Frank, W. M. and Ritchie, E. A. (2001). Effects of vertical wind shear on the intensity and structure of numerically simulated hurricanes. *Monthly weather review*, 129(9) :2249–2269.
- Galewsky, J., Sobel, A., and Held, I. (2005). Diagnosis of subtropical humidity dynamics using tracers of last saturation. *Journal of the atmospheric sciences*, 62(9) :3353–3367.
- Gettelman, A., Collins, W. D., Fetzner, E. J., Eldering, A., Irion, F. W., Duffy, P. B., and Bala, G. (2006). Climatology of upper-tropospheric relative humidity from the atmospheric infrared sounder and implications for climate. *Journal of climate*, 19(23) :6104–6121.
- Gray, W. M., Ruprecht, E., and Phelps, R. (1975). Relative humidity in tropical weather systems. *Monthly Weather Review*, 103(8) :685–690.
- Hartmann, D. L. (1994). Global physical climatology, volume 56 of international geophysics series.
- Held, I. M. and Shell, K. M. (2012). Using relative humidity as a state variable in climate feedback analysis. *Journal of Climate*, 25(8) :2578–2582.
- Hoffman, R. N. (2004). Controlling hurricanes. *Scientific American*, 291(4).
- Holton, J. R. and Hakim, G. J. (2012). *An introduction to dynamic meteorology*, volume 88. Academic press.
- Hong, G., Heygster, G., Jungang, M., and Kunzi, K. (2005). Detection of tropical deep convective clouds from AMSU-B water vapor channels measurements. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 110(D05205).
- Houze, R. A. (1982). Cloud clusters and large-scale vertical motions in the tropics. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 60(1) :396–410.
- Houze, R. A. (1993). *Cloud dynamics*, volume 104. Academic press.
- Houze, R. A. (2004). Mesoscale convective systems. *Reviews of Geophysics*, 42(RG4003) :1–43.
- Houze, R. A. (2010). Clouds in tropical cyclones. *Monthly Weather Review*, 138(2) :293–344.
- Houze, R. A. and Betts, A. K. (1981). Convection in gate. *Reviews of Geophysics*, 19(4) :541–576.
- IPCC, C. C. (2013). The physical science basis : Working group i contribution to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. *New York : Cambridge University Press*, 1.

- Jensen, E. J., Pfister, L., Ackerman, A. S., Tabazadeh, A., and Toon, O. B. (2001). A conceptual model of the dehydration of air due to freeze-drying by optically thin, laminar cirrus rising slowly across the tropical tropopause. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 106(D15) :17237–17252.
- Jensen, E. J., Toon, O. B., Pfister, L., and Selkirk, H. B. (1996). Dehydration of the upper troposphere and lower stratosphere by subvisible cirrus clouds near the tropical tropopause. *Geophysical research letters*, 23(8) :825–828.
- Johnson, R. H. and Ciesielski, P. E. (2013). Structure and properties of madden–julian oscillations deduced from dynamo sounding arrays. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 70(10) :3157–3179.
- Johnson, R. H. and Lin, X. (1997). Episodic trade wind regimes over the western pacific warm pool. *Journal of the atmospheric sciences*, 54(15) :2020–2034.
- Johnson, R. H., Rickenbach, T. M., Rutledge, S. A., Ciesielski, P. E., and Schubert, W. H. (1999). Trimodal characteristic of tropical convection. *Journal of Climate*, 12 :2397–2418.
- Judt, F. and Chen, S. S. (2010). Convectively generated potential vorticity in rainbands and formation of the secondary eyewall in hurricane rita of 2005. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(11) :3581–3599.
- Kirstetter, P.-E., Viltard, N., and Gosset, M. (2013). An error model for instantaneous satellite rainfall estimates : evaluation of BRAIN-TMI over west africa. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139(673) :894–911.
- Knippertz, P., Fink, A. H., Schuster, R., Trentmann, J., Schrage, J. M., and Yorke, C. (2011). Ultra-low clouds over the southern west african monsoon region. *Geophysical research letters*, 38(21).
- Knutson, T. R., McBride, J. L., Chan, J., Emanuel, K., Holland, G., Landsea, C., Held, I., Kossin, J. P., Srivastava, A. K., and Sugi, M. (2010). Tropical cyclones and climate change. *Nature Geoscience*, 3(3) :157–163.
- Kuo, H.-L. (1965). On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 22(1) :40–63.
- Kuo, H.-L. (1974). Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 31(5) :1232–1240.
- Lafore, J.-P., Asencio, N., Bouniol, D., Couvreur, F., Flamant, C., Guichard, F., Hall, N., Janicot, S., Kocha, C., Lavaysse, C., et al. (2012). Évolution de notre compréhension du système de mousson ouest-africain. *La Météorologie*, Spécial AMMA :11–16.
- Lafore, J.-P., Flamant, C., Giraud, V., Guichard, F., Knippertz, P., Mahfouf, J.-F., Mascart, P., and Williams, E. (2010). Introduction to the amma special issue on ‘advances in understanding atmospheric processes over west africa through the amma field campaign’. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(S1) :2–7.
- Laing, A. and Evans, J.-L. (2011). *Introduction to Tropical Meteorology 2nd Edition - A Comprehensive Online and Print Textbook*. The COMET Program.

- Laird, N. F. (2005). Humidity halos surrounding small cumulus clouds in a tropical environment. *Journal of the atmospheric sciences*, 62(9) :3420–3425.
- Large, W. G., McWilliams, J. C., and Doney, S. C. (1994). Oceanic vertical mixing : A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Reviews of Geophysics*, 32(4) :363–403.
- Lau, K. and Wu, H. (2010). Characteristics of precipitation, cloud, and latent heating associated with the madden-julian oscillation. *Journal of Climate*, 23(3) :504–518.
- Lilly, D. K. (1968). Models of cloud-topped mixed layers under a strong inversion. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 94(401) :292–309.
- Linden, R., Fink, A. H., and Redl, R. (2015). Satellite-based climatology of low-level continental clouds in southern west africa during the summer monsoon season. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 120(3) :1186–1201.
- Lorius, C., Jouzel, J., Raynaud, D., Hansen, J., and Le Treut, H. (1990). The ice-core record : climate sensitivity and future greenhouse warming. *Nature*, 347(6289) :139–145.
- L'Écuyer, T. S. and Stephens, G. L. (2002). An uncertainty model for bayesian monte carlo retrieval algorithms : Application to the TRMM observing system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128(583) :1713–1737.
- Luo, Z. and Rossow, W. B. (2004). Characterizing tropical cirrus life cycle, evolution, and interaction with upper-tropospheric water vapor using lagrangian trajectory analysis of satellite observations. *Journal of climate*, 17(23) :4541–4563.
- Madden, R. A. and Julian, P. R. (1971). Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28(5) :702–708.
- 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(6) :1109–1123.
- Marks, F. D. (1985). Evolution of the structure of precipitation in hurricane allen (1980). *Monthly weather review*, 113(6) :909–930.
- Marshall, J. and Plumb, R. A. (2013). *Atmosphere, ocean and climate dynamics : an introductory text*, volume 21. Academic Press.
- Masunaga, H. (2013). A satellite study of tropical moist convection and environmental variability : A moisture and thermal budget analysis. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 70(8) :2443–2466.
- Matricardi, M., Chevallier, F., Kelly, G., and Thépaut, J.-N. (2004). An improved general fast radiative transfer model for the assimilation of radiance observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(596) :153–173.
- McMurdie, L. A., Levy, G., and Katsaros, K. B. (1987). On the relationship between scatterometer-derived convergences and atmospheric moisture. *Monthly weather review*, 115(7) :1281–1294.

- Morcrette, J.-J. (1991). Evaluation of model-generated cloudiness : Satellite-observed and model-generated diurnal variability of brightness temperature. *Monthly Weather Review*, 119(5) :1205–1224.
- Nuissier, O., Rogers, R. F., and Roux, F. (2005). A numerical simulation of hurricane bret on 22–23 august 1999 initialized with airborne doppler radar and dropsonde data. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(605) :155–194.
- Oort, A. H. (1983). *Global atmospheric circulation statistics, 1958-1973*. 14. US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration.
- Pai, D., Bhate, J., Sreejith, O., and Hatwar, H. (2011). Impact of mjo on the intraseasonal variation of summer monsoon rainfall over india. *Climate Dynamics*, 36(1-2) :41–55.
- Perry, K. D. and Hobbs, P. V. (1996). Influences of isolated cumulus clouds on the humidity of their surroundings. *Journal of the atmospheric sciences*, 53(1) :159–174.
- Picon, L. and Desbois, M. (1990). Relation between meteosat water vapor radiance fields and large scale tropical circulation features. *Journal of climate*, 3(8) :865–876.
- Pierrehumbert, R. and Yang, H. (1993). Global chaotic mixing on isentropic surfaces. *Journal of the atmospheric sciences*, 50(15) :2462–2480.
- Pierrehumbert, R. T., Brogniez, H., and Roca, R. (2007). On the relative humidity of the earth’s atmosphere.
- Pierrehumbert, R. T. and Roca, R. (1998). Evidence for control of atlantic subtropical humidity by large scale advection. *Geophysical Research Letters*, 25(24) :4537–4540.
- Prein, A. F., Langhans, W., Fosser, G., Ferrone, A., Ban, N., Goergen, K., Keller, M., Tölle, M., Gutjahr, O., Feser, F., et al. (2015). A review on regional convection-permitting climate modeling : Demonstrations, prospects, and challenges. *Reviews of geophysics*, 53(2) :323–361.
- Radke, L. F. and Hobbs, P. V. (1991). Humidity and particle fields around some small cumulus clouds. *Journal of the atmospheric sciences*, 48(9) :1190–1193.
- Randel, D. L., Greenwald, T. J., Vonder Haar, T. H., Stephens, G. L., Ringerud, M. A., and Combs, C. L. (1996). A new global water vapor dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(6) :1233–1246.
- Raymond, D. J. and Torres, D. J. (1998). Fundamental moist modes of the equatorial troposphere. *Journal of the atmospheric sciences*, 55(10) :1771–1790.
- Redelsperger, J.-L., Diedhiou, A., Flamant, C., Janicot, S., Lafore, J.-P., Lebel, T., Polcher, J., Bourlès, B., Caniaux, G., De Rosnay, P., et al. (2006). Amma, une étude multidisciplinaire de la mousson ouest-africaine. *La Météorologie*, 54 :22–32.
- Reeder, M. J., Smith, R. K., and Lord, S. J. (1991). The detection of flow asymmetries in the tropical cyclone environment. *Monthly weather review*, 119(3) :848–855.
- Riley, E. M., Mapes, B. E., and Tulich, S. N. (2011). Clouds associated with the madden-julian oscillation : A new perspective from cloudsat. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68(12) :3032–3051.

- Rind, D., Chiou, E.-W., Chu, W., Larsen, J., Oltmans, S., Lerner, J., McCormick, M., and McMaster, L. (1991). Positive water vapour feedback in climate models confirmed by satellite data. *Nature*, 349 :500–503.
- Roca, R., Brogniez, H., Chambon, P., Chomette, O., Cloché, S., Gosset, M. E., Mahfouf, J.-F., Raberanto, P., and Viltard, N. (2015). The megha-tropiques mission : a review after three years in orbit. *Frontiers in Earth Science*, 3 :17.
- Roca, R., Viollier, M., Picon, L., and Desbois, M. (2002). A multisatellite analysis of deep convection and its moist environment over the indian ocean during the winter monsoon. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 107(D19).
- Rodgers, E. B. and Adler, R. (1981). Topical cyclone rainfall characteristics as determined from a satellite passive microwave radiometer. *Monthly Weather Review*, 109 :506–521.
- Rodgers, E. B., Baik, J.-J., and Pierce, H. F. (1994a). The environmental influence on tropical cyclone precipitation. *Journal of Applied Meteorology*, 33(5) :573–593.
- Rodgers, E. B., Chang, S. W., and Pierce, H. F. (1994b). A satellite observational and numerical study of precipitation characteristics in western north atlantic tropical cyclones. *Journal of Applied Meteorology*, 33(2) :129–139.
- Rodgers, E. B., Olson, W. S., Karyampudi, V. M., and Pierce, H. F. (1998). Satellite-derived latent heating distribution and environmental influences in hurricane opal (1995). *Monthly weather review*, 126(5) :1229–1247.
- Rodgers, E. B. and Pierce, H. F. (1995). Environmental influence on typhoon bobbie’s precipitation distribution. *Journal of Applied Meteorology*, 34(11) :2513–2532.
- Rossow, W. B. and Schiffer, R. A. (1991). Isccp cloud data products. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 72(1) :2–20.
- Roux, F. and Viltard, N. (1997). Les cyclones tropicaux. *La Météorologie*, 18 :9–33.
- Ryoo, J.-M., Waugh, D., and Gettelman, A. (2008). Variability of subtropical upper tropospheric humidity. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 8(1) :1041–1067.
- Salby, M. (2001). Relationship between upper tropospheric humidity and deep convection. *Journal of geophysical research*, 106(D15) :17–133.
- Savtchenko, A. (2009). Deep convection and upper-tropospheric humidity : A look from the a-train. *Geophysical Research Letters*, 36(6).
- Schmetz, J., Geijo, C., Menzel, W., Strabala, K., Van De Berg, L., Holmlund, K., and Tjemkes, S. (1995). Satellite observations of upper tropospheric relative humidity, clouds and wind field divergence. *Contributions to Atmospheric Physics/Beitraege zur Physik der Atmosphaere*, 68(4) :345–357.
- Schmetz, J. and Turpeinen, O. M. (1988). Estimation of the upper tropospheric relative humidity field from meteosat water vapor image data. *Journal of Applied Meteorology*, 27(8) :889–899.
- Schubert, W. H., Ciesielski, P. E., Chungu, L., and Johnson, R. H. (1995). Dynamical adjustment of the trade wind inversion layer. *Journal of Atmospheric Sciences*, 52(16) :2941–2952.

- Sellers, W. D. (1965). *Physical climatology*. University of Chicago Press.
- Sellers, W. D. (1969). A global climatic model based on the energy balance of the earth-atmosphere system. *Journal of Applied Meteorology*, 8 :392–400.
- Sèze, G., Pelon, J., Derrien, M., Le Gléau, H., and Six, B. (2015). Evaluation against calipso lidar observations of the multi-geostationary cloud cover and type dataset assembled in the framework of the megha-tropiques mission. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(688) :774–797.
- Shaerer, G. and Wilheit, T. T. (1979). A passive microwave technique for profiling of atmospheric water vapor. *Radio Science*, 14(3) :371–375.
- Sherwood, S. C. (1999). Convective precursors and predictability in the tropical western pacific. *Monthly Weather Review*, 127(12) :2977–2991.
- Sherwood, S. C., Kursinski, E. R., and Read, W. G. (2006). A distribution law for free-tropospheric relative humidity. *Journal of climate*, 19(24) :6267–6277.
- Sherwood, S. C., Roca, R., Weckwerth, T. M., and Andronova, N. G. (2010). Tropospheric water vapor, convection, and climate. *Reviews of Geophysics*, 48(2).
- Simpson, R. H. and Saffir, H. (1974). The hurricane disaster potential scale. *Weatherwise*, 27(8) :169–186.
- Sitkowski, M. and Barnes, G. M. (2009). Low-level thermodynamic, kinematic, and reflectivity fields of hurricane guillermo (1997) during rapid intensification. *Monthly Weather Review*, 137(2) :645–663.
- Sivira, R. (2013). *Exploitation des mesures" vapeur d'eau" du satellite Megha-Tropiques pour l'élaboration d'un algorithme de restitution de profils associés aux fonctions de densité de probabilité de l'erreur conditionnelle*. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie-Paris (Paris VI).
- Sivira, R., Brogniez, H., Mallet, C., and Oussar, Y. (2015). A layer-averaged relative humidity profile retrieval for microwave observations : design and results for the megha-tropiques payload. *Atmospheric Measurement Techniques*, 8 :1055–1071.
- Soden, B. J. (2004). The impact of tropical convection and cirrus on upper tropospheric humidity : A lagrangian analysis of satellite measurements. *Geophysical research letters*, 31(20).
- Soden, B. J. and Bretherton, F. P. (1993). Upper tropospheric relative humidity from the goes 6.7 μm channel : Method and climatology for july 1987. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 98(D9) :16669–16688.
- Soden, B. J. and Fu, R. (1995). A satellite analysis of deep convection, upper-tropospheric humidity, and the greenhouse effect. *Journal of climate*, 8(10) :2333–2351.
- Soden, B. J. and Held, I. M. (2006). An assessment of climate feedbacks in coupled ocean-atmosphere models. *Journal of Climate*, 19(14) :3354–3360.
- Soden, B. J. and Lanzante, J. R. (1996). An assessment of satellite and radiosonde climatologies of upper-tropospheric water vapor. *Journal of Climate*, 9(6) :1235–1250.

- Spencer, R. W. and Braswell, W. D. (1997). How dry is the tropical free troposphere? implications for a global warming theory. *Bulletion of American Meteorological Society*, 78 :1097–1106.
- Stein, T. H., Parker, D. J., Hogan, R. J., Birch, C. E., Holloway, C. E., Lister, G., Marsham, J. H., and Woolnough, S. J. (2015). The representation of the west african monsoon vertical cloud structure in the met office unified model : an evaluation with cloudsat. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(693) :3312–3324.
- Su, H., Read, W. G., Jiang, J. H., Waters, J. W., Wu, D. L., and Fetzer, E. J. (2006). Enhanced positive water vapor feedback associated with tropical deep convection : New evidence from aura mls. *Geophysical research letters*, 33(5).
- Tan, J., Jakob, C., Rossow, W. B., and Tselioudis, G. (2015). Increases in tropical rainfall driven by changes in frequency of organized deep convection. *Nature*, 519(7544) :451–454.
- Taylor, K. E. (2001). Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 106(D7) :7183–7192.
- Tompkins, A. M. (2002). A prognostic parameterization for the subgrid-scale variability of water vapor and clouds in large-scale models and its use to diagnose cloud cover. *Journal of the atmospheric sciences*, 59(12) :1917–1942.
- Tompkins, A. M. and Janisková, M. (2004). A cloud scheme for data assimilation : Description and initial tests. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(602) :2495–2517.
- Udelhofen, P. M. and Hartmann, D. L. (1995). Influence of tropical cloud systems on the relative humidity in the upper troposphere. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 100(D4) :7423–7440.
- Ulaby, F. T., Moore, R. K., and Fung, A. K. (1981). *Microwave Remote Sensing : Microwave remote sensing fundamentals and radiometry (Vol. 1)*. Advanced Book Program/World Science Division.
- Vidot, J., Brunel, P., Geer, A., Hocking, J., Lupu, C., Matricardi, M., Rayet, P., Rundle, D., Roquet, P., and Saunders, R. (2013). *RTTOV :(1) description scientifique*. EUMETSAT NWP-SAF.
- Viltard, N. (1995). *Etude de la structure cinématique et thermodynamique des cyclones tropicaux à partir d'observations par radars doppler aéroportés*. PhD thesis, Université Paris Diderot (Paris VII).
- Viltard, N., Burlaud, C., and Kummerow, C. D. (2006). Rain retrieval from tmi brightness temperature measurements using a TRMM PR-based database. *Journal of applied meteorology and climatology*, 45(3) :455–466.
- Viltard, N. and Roux, F. (1998). Structure and evolution of hurricane claudette on 7 september 1991 from airborne doppler radar observations. part ii : Thermodynamics. *Monthly weather review*, 126(2) :281–302.
- Viollier, M. and Raberanto, P. (2010). Radiometric and spectral characteristics of the scarab-3 instrument on megha-tropiques : Comparisons with erbe, ceres, and gerb. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 27(3) :428–442.

- von Ficker, H. (1936). *Die passatinversion*. Reimer.
- Wang, J., King, J., Wilheit, T., Szejwach, G., Gesell, L., Nieman, R., Niver, D., Krupp, B., and Gagliano, J. (1983). Profiling atmospheric water vapor by microwave radiometry. *Journal of climate and Applied Meteorology*, 22(5) :779–788.
- Weatherford, C. L. and Gray, W. M. (1988). Typhoon structure as revealed by aircraft reconnaissance. part i : Data analysis and climatology. *Monthly Weather Review*, 116(5) :1032–1043.
- Webster, P. J., Holland, G. J., and Curry, J. A. (2005). Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. *Science*, 309(5742) :1844–1846.
- 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.
- 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(6) :1482–1498.
- Willoughby, H. E. (1979). Forced secondary circulations in hurricanes. *Journal of Geophysical Research*, 84(C6) :3173–3183.
- Willoughby, H. E. (1988). The dynamics of the tropical cyclone core. *Australian Meteorological Magazine*, 36(3) :183–191.
- Willoughby, H. E. (1990). Gradient balance in tropical cyclones. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 47(2) :265–274.
- Wu, C.-C. and Kurihara, Y. (1996). A numerical study of the feedback mechanisms of hurricane-environment interaction on hurricane movement from the potential vorticity perspective. *Journal of the atmospheric sciences*, 53(15) :2264–2282.
- Yanai, M., Esbensen, S., and Chu, J.-H. (1973). Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 30(4) :611–627.
- Yang, S. and Smith, E. A. (2000). Vertical structure and transient behavior of convective-stratiform heating in toga coare from combined satellite-sounding analysis. *Journal of Applied Meteorology*, 39(9) :1491–1513.
- Zelinka, M. D. and Hartmann, D. L. (2009). Response of humidity and clouds to tropical deep convection. *Journal of Climate*, 22(9) :2389–2404.
- Zhang, C. (2005). Madden-julian oscillation. *Reviews of Geophysics*, 43(2).
- Zhang, C. (2013). Madden-julian oscillation : Bridging weather and climate. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94(12) :1849–1870.
- Zhang, Y. and Rossow, W. (1997). Estimating meridional energy transports by the atmospheric and oceanic general circulations using boundary fluxes. *Journal of climate*, 10(9) :2358–2373.

Titre : Relation convection-environnement dans la troposphère tropicale

Mots clefs : Convection, Humidité, Précipitation, Cyclone, Troposphère, Tropiques

Résumé : La complexité du climat repose en grande partie sur le cycle de l'eau. Dans les tropiques, l'eau atmosphérique est un paramètre clef, 60% des précipitations globales ont lieu dans les tropiques. La compréhension du cycle de l'eau atmosphérique à l'échelle globale passe par l'utilisation d'observations satellites. Le satellite franco-indien Megha-Tropiques, lancé en 2011, permet d'étudier pour la première fois des observations simultanées de l'humidité et de la pluie. La première partie de la thèse consiste en l'étude de l'impact d'un cyclone sur son environnement. Pour cela, un cas d'étude a été sélectionné (typhon Bopha) et un diagnostic a été réalisé pour étudier la production/consommation d'humidité et de chaleur dans le typhon. La seconde partie de la thèse consiste en l'étude des relations entre les nuages et l'humidité dans la haute troposphère. Cette étude est réalisée au-dessus de l'océan Indien (entre 2011 et 2014) et au-dessus du Sahel (entre 2012 et 2015).

Title : Convection-environment relationship in the tropical troposphere

Keywords : Convection, Rainfall, Humidity, Hurricane, Troposphere, Tropics

Abstract : The complexity of the climate depends largely on the water cycle. In the tropics, atmospheric water is a key parameter, 60% of global rainfall occurs in the tropics. The understanding of the atmospheric water cycle on a global scale need to use satellite observations. The Indo-French satellite Megha-Tropiques, launched in 2011, allows to study for the first time simultaneous observations from moisture and rain. The first part of the thesis is the study of the impact of a hurricane on its environment. For this, a case study was selected (Typhoon Bopha) and a diagnosis was performed to study the production / consumption of moisture and heat in the typhoon. The second part of the thesis is the study of the relationship between clouds and humidity in the upper troposphere. This study was conducted over the Indian Ocean (between 2011 and 2014) and over the Sahel (between 2012 and 2015).