



HAL
open science

Activité électrique et changements d'intensité des systèmes convectifs tropicaux dans le sud-ouest de l'océan Indien: Observations et modélisation

Christophe Bovalo

► **To cite this version:**

Christophe Bovalo. Activité électrique et changements d'intensité des systèmes convectifs tropicaux dans le sud-ouest de l'océan Indien: Observations et modélisation. Océan, Atmosphère. Université de la Réunion, 2013. Français. NNT : . tel-00984997v1

HAL Id: tel-00984997

<https://theses.hal.science/tel-00984997v1>

Submitted on 3 Apr 2014 (v1), last revised 29 Apr 2014 (v2)

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

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



THÈSE

En vue d'obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE LA RÉUNION

Spécialité
PHYSIQUE DE L'ATMOSPHÈRE

présentée par
Christophe BOVALO

Activité électrique et changements d'intensité des systèmes convectifs tropicaux dans le sud-ouest de l'océan Indien : Observations et modélisation

Présentée et soutenue le 20 septembre 2013 devant le jury composé de :

Hassan BENCHERIF	Professeur, Université de La Réunion	Président
Serge CHAUZY	Professeur, Université Paul Sabatier	Rapporteur
Alfons SCHWARZENBOCK	Professeur, Université Blaise Pascal	Rapporteur
Olivier BOUSQUET	Chargé de recherche, Université de la Réunion	Examinateur
Jean-Pierre PINTY	Ingénieur de recherche, Université Paul Sabatier	Examinateur
Serge SOULA	Physicien, Université Paul Sabatier	Directeur de thèse
Christelle BARTHE	Chargée de recherche, Université de La Réunion	Co-directrice de thèse

Ecole Doctorale : Sciences et Technologies Santé
Unité de recherche : Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones (UMR 8105)

Remerciements

Avant même de penser au plan du manuscrit, je m’imaginai déjà écrire cette page « Remerciements ». En plus de l’intérêt scientifique de cette thèse, je garde en tête l’aventure humaine que cela a été.

La première personne que je souhaiterais remercier est bien sûr Christelle (et ce n’est pas par pure tradition) ! Merci pour avoir cru en moi, même en Master 2 au moment où je semblais jeter l’éponge. Merci également pour cette patiente thèse que tu m’as proposée ainsi que pour tes encouragements, ton soutien, ta patience et ta disponibilité. Je ne m’imagine guère faire une autre thèse avec un autre encadrant . . . Je remercie également Serge qui a rendu tout cela possible. Un grand merci également à Jean-Pierre (dit JPP) pour ton soutien et tes conseils. Le point de départ de cette aventure est bien sûr mon stage de M2 où j’ai pu être encadré par Christelle et Jean-Pierre qui m’ont donné envie de continuer en thèse.

Je tiens également à remercier les membres du jury : Hassan Bencherif, Serge Chauzy (merci également pour m’avoir accueilli dans votre bureau pendant mon stage), Alfons Schwarzenböck (avec qui j’ai aimé discuter microphysique pendant la campagne CINDY-DYNAMO), JPP et Olivier Bousquet pour avoir accepté de juger mes travaux ainsi que pour vos remarques qui ont permis d’améliorer ce manuscrit.

Ces 3 années passées à Météo-France n’auraient pas été les mêmes sans les membres de l’équipe CRC. Je garderai en tête tous ces bons moments passés avec vous, que ce soit à la “pause vitale” du matin (comme le dirait Ghislain), le midi autour de la piscine ou . . . ben il n’y a que de bons moments qui me viennent à l’esprit en fait :-p . Merci à Ghislain, Matthieu, David, Dominique, Olivier, Soline, Marie-Dominique et sans oublier notre cher Rémy ! Je remercie également les stagiaires et thésards qui sont passés par mon/notre bureau : Marie-Do (ce fut un soulagement le jour où tu as quitté notre bureau ;-), Chouaibou, Anne, Nadya, Claire, Christophe, Arthur, Thomas, Jérémy et enfin Nan ! Merci pour tous ces bons moments . . .

Je remercie également les membres du LACy et en particulier Nelson et Jimmy mais aussi Meriem, Pierre, Joyce, Patrick, Hélène, Jonathan et les autres. Je pense aussi au personnel de Météo-France : Sihem, Alexandre, Harièle, Valentine, Jean-Max, Thierry, Séb, Hubert et tous les autres.

Un merci aussi à Jean-Philippe Duvel et Nicolas Viltard qui m’ont permis de participer à la campagne CINDY-DYNAMO qui restera l’un de mes meilleurs souvenirs. J’ai pu rencontrer des personnes sympathiques mais aussi compétentes : Jean-Philippe, Nicolas, Audrey, Jean-Paul, Alain, Julien, les Christophe, Marie, Emmanuel (Manu), les “SAFIRiens”, les pilotes et tous les autres personnes présentes pendant la campagne.

Et maintenant, je tiens à remercier les personnes “hors travail” même si, vous vous en doutez, certaines personnes citées plus haut sont devenues des amis. Tout d’abord, je tiens à remercier mes parents et mes 3 sœurs – Sabine, Géraldine et Vanessa – qui ont toujours été là pour moi ! Je remercie également Bilkis et ses filles, Saraswady et Lakshmy (dites les nains). Un petit clin d’œil à la dernière

venue Clélia qui a su patienter jusqu'à la soutenance avant de venir au monde. Je suis content d'avoir une telle famille . . . De même que mes amis : Daniel, Géraldine, Gaël (Jean-Bob), Séverine (Ti Kafrine St Jo), Clarisse, Julien, Edouard, Myriam, Audrey et Christie. Un merci aussi à Alex, Sihem et Émilie. Ce n'est pas tant le nombre qui compte mais la qualité !!!

Je tiens aussi à remercier toutes les personnes qui ont rendu cette thèse agréable, que ce soit au boulot ou à l'extérieur, dans le monde réel ou par mail/Fb/texto/Viber/Skype.

Merci aussi à l'Europe et à la Région Réunion pour avoir financé cette thèse.

Enfin, merci à Ania pour m'avoir soutenu et encouragé mais aussi pour ce que tu m'apportes . . .

Table des matières

Liste des Figures	7
Liste des Tableaux	13
1 Introduction	15
2 Activité électrique des systèmes convectifs	19
2.1 L'activité électrique des orages	21
2.1.1 Différents types d'orages	21
2.1.2 Les théories de l'électrisation d'un nuage	23
2.1.3 Les structures de charges	27
2.1.4 Les éclairs	29
2.1.5 La détection des éclairs	31
2.2 L'activité électrique des cyclones tropicaux	34
2.2.1 Présentation générale	34
2.2.2 La genèse des cyclones	38
2.2.3 Hypothèses sur le fonctionnement et le développement d'un cyclone tropical	42
2.2.4 Structure dynamique d'un cyclone mature	45
2.2.5 Trajectoire	51
2.2.6 Structure microphysique	52
2.2.7 Activité électrique des cyclones tropicaux	54
3 Données et Méthodologie	59
3.1 Le World Wide Lightning Location Network	61
3.1.1 <i>Time of group arrival</i> (TOGA)	62
3.1.2 Efficacité de détection	62
3.1.3 Erreur de localisation	65
3.2 Les données Best Tracks	65
3.3 Le modèle atmosphérique Meso-NH	69
3.3.1 Les processus microphysiques	69
3.3.2 Le schéma électrique CELLS	70
3.4 Méthodologie	73
4 Climatologie de l'activité dans le Sud-Ouest de l'Océan Indien	75
4.1 Synthèse de l'article	77

4.2	A lightning climatology of the South-West Indian Ocean	79
4.3	Activité électrique aux abords de La Réunion	92
4.3.1	Cycle saisonnier	95
4.4	Conclusions	96
5	Activité électrique des cyclones tropicaux du bassin sud-ouest de l’océan Indien	97
5.1	Synthèse de l’article	99
5.2	Lightning activity within tropical cyclones in the South West Indian Ocean	101
6	Modélisation de l’activité électrique d’un cyclone tropical idéalisé à l’aide de Meso-NH	113
6.1	Configuration de l’expérience	115
6.1.1	Configuration générale	115
6.1.2	Initialisation à l’aide d’un bogus de vent	116
6.2	Description générale	116
6.2.1	Intensité et taux d’éclairs	116
6.2.2	Vent vertical et charge totale	117
6.3	Bilans	122
6.3.1	Par anneau	122
6.3.2	Par masque microphysique	125
6.4	Conclusions et Perspectives	127
7	Relations entre activité électrique et paramètres dynamiques et microphysiques dans le modèle Meso-NH	131
7.1	Présentation générale	133
7.2	Méthodologie	134
7.2.1	Présentation des paramètres	137
7.2.2	Approches adoptées	141
7.3	Analyse globale	142
7.3.1	Impact de la régression	143
7.3.2	Taux d’éclairs sur 1, 5 et 10 minutes	144
7.3.3	Influence de la paramétrisation des processus non-inductifs	146
7.4	Analyse par cellule	148
7.4.1	Influence de la paramétrisation des processus non-inductifs	150
7.4.2	Choix de l’intervalle de temps pour calculer le nombre d’éclairs	150
7.5	Conclusions	153
8	Conclusions et Perspectives	155
	Liste des acronymes	159
	Bibliographie	163
	Annexe A	177

Liste des Figures

1.1	Illustration des principales causes de dégâts associés à un cyclone tropical. On y trouve les vents violents, les précipitations intenses, la marée de tempête et la houle cyclonique. Source : http://www.ilereunion.com/divers/meteo/cyclones	16
1.2	Évolution des erreurs moyennes annuelles de la prévision opérationnelle de trajectoire (en km) du CMRS La Réunion en fonction des différentes échéances de prévision. Source : CMRS de La Réunion.	17
2.1	Représentation schématique du cycle de vie d'une cellule convective simple : a) stade d'initiation , b) stade mature et c) stade de dissipation. Les flèches rouges représentent les mouvements ascendants et les flèches bleues les mouvements descendants. Source : http://www.atmos.albany.edu/student/nmetz/pwrpnt/atm100/class_links2010.html	21
2.2	Schéma conceptuel d'un orage multicellulaire. Les nouvelles cellules se forment à l'avant alors que les cellules en phase de dissipation se trouvent à l'arrière et génèrent des précipitations stratiformes. Source : http://www.atmos.albany.edu/student/nmetz/pwrpnt/atm100/class_links2010.html	22
2.3	Schéma d'un orage supercellulaire. Le courant ascendant adpote une structure tri-dimensionnelle grâce au cisaillement de vent. Source : http://fr.wikipedia.org/wiki/Orage_supercellulaire	23
2.4	Structure d'un MCS. La région convective est plus limitée que la région stratiforme. Les flèches représentent les ascendances et les subsidences, les points représentent les précipitations et les étoiles les particules de glace. Tiré de Biggerstaff et Houze (1991)	24
2.5	Représentation schématique des processus inductifs lors d'une collision entre deux hydrométéores. Placées dans un champ électrique dirigé vers le bas, les particules présentent un aspect dipolaire (les charges + vers le bas). Lors d'une collision, la petite particule va capter une charge positive provenant de la grosse particule. Tiré de MacGorman et Rust (1998)	24
2.6	Schéma représentant la charge échangée en fonction de la température et du contenu en eau liquide (adapté de Takahashi (1978)).	26
2.7	Représentation schématique des régions de transfert de charge en fonction de la température et du contenu effectif en eau liquide (adapté de Saunders et al. (1991)).	27

2.8	Modèle conceptuel des structures de charges dans un orage. a) Dipôle normal, b) tripôle normal, c) dipôle inversé et d) tripôle inversé. Tiré de Kuhlman et al. (2006)	28
2.9	Distribution schématique des charges dans un orage. Source : http://www.nssl.noaa.gov/education/ , adapté de Stolzenburg et al. (1998c)	29
2.10	Propagation d'un éclair nuage-sol dans le cas s'un tripôle normal. Tiré de Barthe (2005)	30
2.11	Cartographie en 3D d'un éclair intra-nuage obtenue à partir du Lightning Mapping Array. D'après Rison et al. (2009)	31
2.12	Climatologie annuelle de l'activité électrique obtenue avec OTD pour une période allant de 1995 à 2000. Tiré de Christian et al. (2003)	32
2.13	Réprésentation schématique de la circulation générale. On note la présence de la cellule de Hadley et de sa branche ascendante, la Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT). Source : http://notech.franceserv.com/circulation-generale.html	35
2.14	Organisation des bassins cycloniques et les 6 Centres Météorologiques Régionaux Spécialisés (CMRS ou RSMC sur la figure) en rouge. Source : http://www.wmo.int/pages/prog/www/tcp/Advisories-RSMCs.html	37
2.15	Trajectoires des cyclones tropicaux des différents bassins cycloniques de 1985 à 2005. Source : https://en.wikipedia.org/wiki/Tropical_cyclone	37
2.16	Représentation schématique des conditions nécessaires (mais non suffisantes) à la formation d'une dépression tropicale. Source : programme COMET (UCAR).	38
2.17	Exemple de "poussée de flux" sur le bassin Océan Indien. L'anticyclone des Mascareignes, qui alimente la ZCIT, est noté A et la zone de haute pression associée à une poussée de flux de mousson est représentée par le a. Le NET (<i>Near Equatorial Trough</i>) correspond au thalweg de mousson. Tiré de Beucher (2010)	41
2.18	Autre situation favorable à la cyclogénèse dans le bassin sud-ouest de l'océan Indien. Les traits bleus représentent les flux en haute troposphère. La mise en place de 2 jets d'altitude (JOST et TEJ/JET) favorise la divergence en haute troposphère. Le thalweg des moyennes latitudes est noté B et H représente les hauts géopotentiels. Tiré de Beucher (2010)	41
2.19	Représentation schématique du cycle thermodynamique d'un cyclone tropical. Ce cycle peut être assimilé à un cycle de Carnot où le sommet de la couche limite atmosphérique correspond à la source chaude et la tropopause correspond à la source froide. Tiré de Beucher (2010)	42
2.20	Structure nuageuse représentée sur le cyclone Fanele se trouvant dans le canal du Mozambique le 20/01/2009 à 0619 heure universelle. Tiré de Beucher (2010)	46
2.21	Repère cylindrique utilisé utilisé pour décrire le comportement des cyclones tropicaux de l'hémisphère Nord. O est le centre du cyclone, r le rayon et λ l'angle. Tiré de Beucher (2010)	46

2.22	Vue schématique de l'équilibre du vent de gradient dans un cyclone de l'hémisphère nord. Tiré de Beucher (2010)	47
2.23	Vue schématique de l'équilibre cyclostrophique dans un cyclone de l'hémisphère nord. Tiré de Beucher (2010)	47
2.24	Représentation schématique des circulations primaire (V_θ) et secondaire (V_r). Tiré de Beucher (2010)	47
2.25	Coupes verticales en moyenne azimutale a) du vent radial ($m s^{-1}$), b) du vent tangen- tiel ($m s^{-1}$) et c) de la vitesse verticale w ($m s^{-1}$) pour un cyclone de l'hémisphère Nord. Tiré de Frank (1977) et adapté par Houze (2010)	49
2.26	Coupe verticale de la température potentielle équivalente de l'ouragan Inez (Atlan- tique Nord, 1966). Tiré de Hawkins et Imbembo (1976) et adapté par Houze (2010) . .	50
2.27	Détail de l'œil d'un cyclone tropical. On observe une subsidence (flèches blanches) à l'intérieur de l'œil où se trouvent des nuages de type "stratus" ou "stratocumulus". Sur la figure est également représentée la circulation secondaire (flèches noires). Tiré de Houze (2010)	50
2.28	Représentation des "gyres bêta" dans les deux hémisphères où L désigne la circulation cyclonique et H la circulation anticyclonique. Source : programme COMET (UCAR).	51
2.29	Représentation schématique des processus microphysiques à l'intérieur du mur de l'œil de l'ouragan Alicia (Atlantique-1983). Les zones grisées correspondent aux contours 5, 30 et 35 dBZ. La circulation primaire est représentée par les traits noirs tiretés alors que la circulation secondaire est représentée par les lignes grises poin- tillées. La trajectoire des hydrométéores débute au niveau de l'astérisque et suit les lignes noires (pleines et tiretées) et les numérotations. D'après Marks et Houze (1987) et tiré de Houze (2010)	52
2.30	Vue horizontale de la trajectoire adoptée par les hydrométéores superposée avec les contours de réflectivité radar (20 et 30 dBZ). Les numéros correspondent à ceux de la Figure 2.29. D'après Marks et Houze (1987) et tiré de Houze (2010)	52
2.31	Schéma représentant les processus de croissance des particules de glace dans l'oura- gan Humberto le 23 septembre 2001. Tiré de Heymsfield et al. (2006)	53
2.32	Schéma décrivant les processus microphysiques et la distribution des particules dans le mur de l'œil d'un cyclone tropical. Les flèches noires représentent les circulations primaire et secondaire (sauf en haut à droite). On remarque sur cette figure que la zone où se trouvent les gouttelettes d'eau surfondue est très réduite et que ces particules n'existent pas au dessus de l'isotherme $-5^\circ C$. Le cercle gris délimite la zone de phase mixte où l'eau est présente sous forme liquide (points noirs) et solide (points blancs, étoiles, triangles et rectangles). La circulation primaire est représentée par les lignes circulaires et la circulation secondaire par les traits noirs épais. Tiré de Black et Hallett (1999)	53

3.1	Répartition des stations du WWLLN. On peut noter l'apparition de la station de La Réunion vers fin 2010, le code couleur correspondant à l'année de mise en service du capteur.	61
3.2	Guide d'ondes formé par la surface terrestre et la région D de l'ionosphère. Notons que l'altitude de cette couche augmente voire même disparaît durant la nuit. Les ondes VLF sont donc plus atténuées la journée. Tiré de Pessi et al. (2009)	63
3.3	Cycle diurne de l'efficacité relative de détection du WWLLN le 15 juin 2010 à a) 00 UTC, b) 06 UTC, c) 12 UTC et d) 18 UTC. On peut voir que certaines régions telles que l'Amérique du nord, l'Europe de l'ouest ou l'Océanie ne semblent pas affectées par ce cycle diurne à cause de la densité de stations dans ces régions et de la faible atténuation sur océan. Les triangles blancs représentent les stations opérationnelles et les noirs les stations non-opérationnelles. Tiré de Hutchins et al. (2012)	64
3.4	Impact de la présence d'une station sur l'efficacité de détection le 15 juin 2000. On représente ici l'efficacité relative de détection a) du réseau complet, b) sans la station d'Hawaï et c) sans la station de Maitri. Tiré de Hutchins et al. (2012)	65
3.5	Trajectoires des 60 systèmes s'étant développés et/ou propagés dans le bassin sud-ouest de l'océan Indien entre les saisons cycloniques 2005/2006 et 2012/2013.	67
3.6	Pourcentages des trajectoires adoptées par les 60 cyclones tropicaux du sud-ouest de l'océan Indien depuis 2005/2006.	67
3.7	Extension du rayon de vent maximum en fonction de l'intensité (bleu TTM, vert FTT, orange CT et rouge CTI) et de la région : a) océan ouvert, b) côte est de Madagascar et c) Canal du Mozambique.	68
3.8	Processus microphysiques et électriques traités dans les schémas ICE3 et CELLS.	69
3.9	Schéma conceptuel du traitement des éclairs dans CELLS. La poche bleue représente les charges négatives et la poche rouge les charges positives. a) Détection d'une cellule électrisée : l'étoile représente le point où le module du champ électrique est maximal et les hachures la cellule détectée. b) Déclenchement de l'éclair : les croix représentent les points de déclenchement possible où $\ \mathbf{E}\ > E_{trig}$. c) Extension verticale de l'éclair : le contour gris délimite la région où le leader bidirectionnel peut se propager définie par $E_z > E_{trig}$ et les + correspondent aux points atteints par l'éclair. d) Régions de branchement possible : les contours bleu et rouge définissent la zone de branchement possible. e) Choix des branchements : les points gris correspondent aux points de branchement possible entre deux sphères successives (r_1, r_2 et r_3). N_{max} est le nombre maximum de branches possibles entre deux sphères de rayon r et $r + dr$. f) L'éclair : représentation d'un éclair complet avec la croix noire le point de déclenchement, les + noirs les points d'extension vertical et les + gris les points d'extension horizontale. D'après Barthe et al. (2012)	72

4.1	Vitesses verticales ω (Pa s^{-1}) en coordonnées pression à a) 850 hPa et b) 300 hPa. Les valeurs positives correspondent à des mouvements de subsidence et les valeurs négatives à des ascendances. Données provenant des réanalyses NCEP/NCAR ¹ disponibles sur le site web http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.derived.html	78
4.2	Distribution moyenne de la densité d'éclairs pendant la période 2005–2011 pour la région [19,5° S–21,5° S ; 54,5° E–58,5° E] à une résolution de 0,5°	92
4.3	Cumul annuel moyen des précipitations (en mm an^{-1}) à La Réunion de 2005 à 2011 (interpolation spatiale des données des pluviomètres). Source : Météo-France.	93
4.4	Idem que la Figure 4.2 mais à une résolution de 0,2° . L'échelle des couleurs a été modifiée mais les facteurs correctifs restent les mêmes.	94
4.5	a) Nombre d'éclairs par année et b) nombre de jours avec orage par année.	95
4.6	a) Nombre moyen d'éclairs par mois et b) nombre moyen de jours avec orage par mois.	95
4.7	Evolution diurne de l'activité électrique à La Réunion [20,75° S–21,5° S ; 55,1° E–56° E].	96
6.1	Évolution temporelle de la pression minimale au niveau de la mer (courbe bleue) et du nombre d'éclairs sur 20 minutes (courbe rouge) pendant les 18 h où le schéma électrique est activé.	117
6.2	Différentes coupes du vent vertical (en m s^{-1}) à 80 minutes avec les impacts d'éclairs (●) dans un intervalle de 5 min autour de l'échéance. a) Coupe verticale X-Z à $Y = 160$ km, b) coupe horizontale du vent vertical moyenné entre $Z = 7$ et 11 km et c) coupe verticale Y-Z à $X = 150$ km. Les traits tiretés représentent les axes des coupes verticales.	118
6.3	Idem que Figure 6.2 mais pour la charge totale (en nC m^{-3}).	119
6.4	Différentes coupes du vent vertical (en m s^{-1}) à 880 minutes avec les impacts d'éclairs dans un intervalle de 5 minutes autour de l'échéance. a) Coupe verticale X-Z à $Y = 175$ km, b) coupe horizontale moyennée entre $Z = 7$ et 11 km et c) coupe verticale Y-Z à $X = 155$ km.	120
6.5	Idem que Figure 6.4 mais pour la charge totale (en nC m^{-3}).	121
6.6	Évolution temporelle des profils verticaux du vent horizontal (couleurs, m s^{-1}) et du vent vertical (contours, m s^{-1}). Les traits pleins (tiretés) correspondent aux isocontours 0,6, 0,8, 1,0 et 1,2 m s^{-1} (-0,15, -0,10 et -0,05 m s^{-1}).	123
6.7	Évolution temporelle des profils verticaux du contenu en glace (couleurs, g kg^{-1}) et le contenu en eau liquide (contours, g kg^{-1}). Les contours valent 0,01, 0,02 et 0,04 g kg^{-1} (lignes tiretées) et 0,6, 0,8, 1,0 et 1,2 g kg^{-1} (lignes solides).	123

6.8	Évolution temporelle des profils verticaux pour a) le vent horizontal (couleurs, m s^{-1}) et le vent vertical (contours, m s^{-1}) et b) de la température potentielle équivalente (K). Les isolignes valent -0,8, -0,4 et -0,1 m s^{-1} (lignes tiretées) et 2,0, 2,5, 3,0 et 3,5 m s^{-1} (ligne solides). c) le contenu en glace (couleur, g kg^{-1}) et en eau liquide en traits tiretés (0,5, 1,0, 1,5 et 2,0 g kg^{-1}). d) la charge totale (couleur, nC m^{-3}) et champ électrique (tirets, 25, 30, 35 et 40 kV m^{-1}). Les bilans sont obtenus en moyennant les données dans la région où le contenu en glace est supérieur à 40 g kg^{-1} . La ligne épaisse correspond au nombre d'éclairs sur 20 minutes qui est divisé par 10 pour avoir la même échelle que l'altitude.	126
6.9	Évolution temporelle de a) l'altitude du sommet du nuage (km), b) w_{max} (m s^{-1}), c) volume d'updraft pour $w > 10 \text{ m s}^{-1}$ (m^3) et d) masse de glace précipitante (kg). La courbe orange correspond au taux d'éclairs (min^{-1}) moyenné sur 5 minutes.	128
6.10	Identique à la Figure 6.9 mais pour a) le produit des flux de masse de glace précipitante et non-précipitante ($\text{kg}^2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$), b) l' <i>Ice Water Path</i> (kg m^{-2}), c) le volume de l'écho radar 40 dBZ (m^3) et d) le produit des masses de glace par w ($\text{kg}^2 \text{ m s}^{-1}$).	129
7.1	Réfectivité radar maximale pour les cas a) CCOPE, b) CRYSTAL-FACE, c) KW78 et d) STEPS.	135
7.2	Réfectivité radar maximale pour les cas a–b) EULINOX (3600 et 8400 s), c–d) HECTOR (18000 et 23400 s), e–f) STERAO (1800 et 10200 s) et g–h) WK84 (3600 et 5100 s). Cette figure illustre les changements de structure de ces orages.	136
7.3	Relations entre le taux d'éclairs et a) l'altitude du sommet du nuage (m), b) w_{max} (m s^{-1}) et c) le volume d'updraft calculé pour $w > 10 \text{ m s}^{-1}$ (m^3). Les o oranges, * oranges, × vertes, ▷ allongés roses, □ verts, ★ rouges, △ bleus et ◇ violets représentent les orages CCOPE, CRYSTAL-FACE, EULINOX, HECTOR, KW78, STEPS, STERAO et WK84. Pour chaque paramètre, on a ajouté l'équation linéaire de régression et le coefficient de corrélation (r). La courbe noire correspond à la droite de régression. Ces résultats ont été obtenus en utilisant la paramétrisation de Takahashi (1978) lors de l'analyse globale.	142
7.4	Idem que Figure 7.3 mais pour a) la masse totale de graupel (kg), b) le produit des flux de masse de glace ($\text{kg}^2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) et c) l' <i>Ice Water Path</i> (g m^{-2}).	142
7.5	Idem que Figure 7.3 mais pour a) le volume de l'écho radar 40 dBZ (m^3), b) l'updraft moyen à la base de la zone de chargement (m s^{-1}) et c) le produit des masse de glace par la vitesse verticale ($\text{kg}^2 \text{ m s}^{-1}$).	143
7.6	Taux d'éclairs globaux de chaque orage calculés sur a) 1 min, b) 5 min et c) 10 min. Le code couleur est le même que pour la Figure 7.3. L'axe des abscisses est sans unité.	145
7.7	Taux d'éclairs avec la paramétrisation de Takahashi (1978) en fonction du taux d'éclairs obtenu avec la paramétrisation de Saunders et al. (1991). Les différents marqueurs correspondent aux marqueurs utilisés dans la Figure 7.3. La courbe rouge représente la droite de régression linéaire alors que la courbe noire correspond à la droite $y = x$	148

7.8	Idem que Figure 7.3 mais pour l'analyse par cellule.	149
7.9	Idem que Figure 7.4 mais pour l'analyse par cellule.	149
7.10	Idem que Figure 7.5 mais pour l'analyse par cellule.	149
7.11	Évolution du coefficient de corrélation de chaque paramètre en fonction de l'intervalle de temps utilisé pour le calcul du nombre d'éclairs pour la paramétrisation de Takahashi (1978). Les * oranges, les o oranges, les × vertes, les □ verts, les △ bleus, les ▽ mauves, les ◇ violets, les ▷ roses et les ★ rouges correspondent à l'altitude du sommet du nuage, w_{max} , le volume d'updraft, la masse totale de graupel, le produit des flux, l'Ice Water Path, le volume de l'écho 40 dBZ, l'updraft moyen et le produit des masses de glace par w , respectivement.	151
7.12	Idem que la Figure 7.11 mais pour la paramétrisation de Saunders et al. (1991).	152

Liste des Tableaux

2.1	Valeurs des constantes B , m et n qui interviennent dans l'équation 2.2.	26
2.2	Équations de transfert de charge proposées par Saunders et al. (1991).	28
2.3	Classification et terminologie associées aux différents bassins cycloniques. Les vents présentés sont les vents moyennés sur 10 minutes.	36
7.1	Liste des orages simulés pour cette étude ainsi que leur configuration.	135
7.2	Régressions linéaire, logarithmique, puissance et exponentielle entre taux d'éclairs et paramètres étudiés dans le cas de la paramétrisation de Takahashi (1978) lors de l'analyse globale.	144
7.3	Coefficients de corrélation lorsque le taux d'éclairs est moyenné sur 1 min, 5 min ou 10 min avec la paramétrisation de Takahashi (1978).	146
7.4	Idem que Tableau 7.2 mais pour la paramétrisation de Saunders et al. (1991) et pour l'analyse globale.	147
7.5	Coefficients de corrélation obtenus lors de l'analyse par cellule, avec la paramétrisation de Saunders et al. (1991).	150

Chapitre 1

Introduction

Les cyclones tropicaux font partie, avec les tremblements de terre, des phénomènes naturels les plus dévastateurs. Les dégâts associés à de tels systèmes peuvent être causés par des vents violents, des précipitations extrêmes ainsi que par la marée de tempête (Fig. 1.1). Étant donné le caractère océanique du phénomène, les populations les plus à risque sont celles qui vivent sur les côtes mais lorsqu'il s'agit d'îles, comme La Réunion, Maurice et même Madagascar, c'est l'ensemble de la population qui est concernée. Par exemple, le cyclone Gamède a récemment marqué les esprits à La Réunion. En février 2007, ce "météore" rode dans les Mascareignes. Il atteindra le stade de cyclone tropical intense avec une pression minimale au centre estimée à 935 hPa et des maxima de vent de 195 km h^{-1} . La Réunion subira la fureur de ce phénomène : destruction d'un pont de plus de 500 m, de routes et d'habitations, rivières et ravines en crue, éboulements, foyers privés d'eau et d'électricité, cultures dévastées. . . Les pluies diluviennes enregistrées placent La Réunion en tête des records mondiaux de précipitation : jusqu'à 3929 mm en 72 heures. Côté mer, une houle de 4 à 8 m est observée et a dévasté la baie de Saint-Paul, érodant les plages de l'Ouest et le cimetière marin. En tout, les dégâts associés à ce cyclone auront coûté environ 17,6 millions d'euros. Malheureusement, les dégâts ne sont pas uniquement matériels puisque l'on dénombre deux morts et une centaine de blessés. En 2012, la tempête tropicale Irina a semé mort et dévastation : précipitations torrentielles entraînant inondations et glissements de terrain sont responsables des 77 morts enregistrés à Madagascar qui connaît régulièrement les assauts de ces météores. Il ne s'agit que de deux exemples parmi les tempêtes et cyclones tropicaux ayant ravagé le sud-ouest de l'océan Indien. Ces chiffres mettent en avant la nécessité de bien prévoir à la fois la trajectoire et l'intensité de ces systèmes.

Depuis plusieurs années, nous assistons à une amélioration de la qualité des prévisions de trajectoire. L'amélioration des modèles de prévision numérique ainsi qu'une meilleure compréhension de l'influence des processus de grande échelle sur les cyclones ou l'interaction océan-atmosphère peuvent expliquer ce constat. La Figure 1.2 illustre l'évolution temporelle de l'erreur de prévision de la trajectoire par rapport aux observations en fonction des échéances de prévision dans le modèle ALADIN-Réunion. Les modèles sont donc capables de fournir des "bonnes" estimations de la position future du système et en particulier pour les courtes échéances de prévision. En 2010/2011 par exemple, on a une erreur de prévision d'environ 33 km à l'échéance 00 h et une erreur d'environ 79 km à l'échéance +12 h. En ce qui concerne l'intensité, même si les descentes en résolution permettent de mieux représenter certains processus physiques, l'interaction avec l'environnement et d'autres processus internes jouent un rôle primordial dans les changements d'intensité (intensification

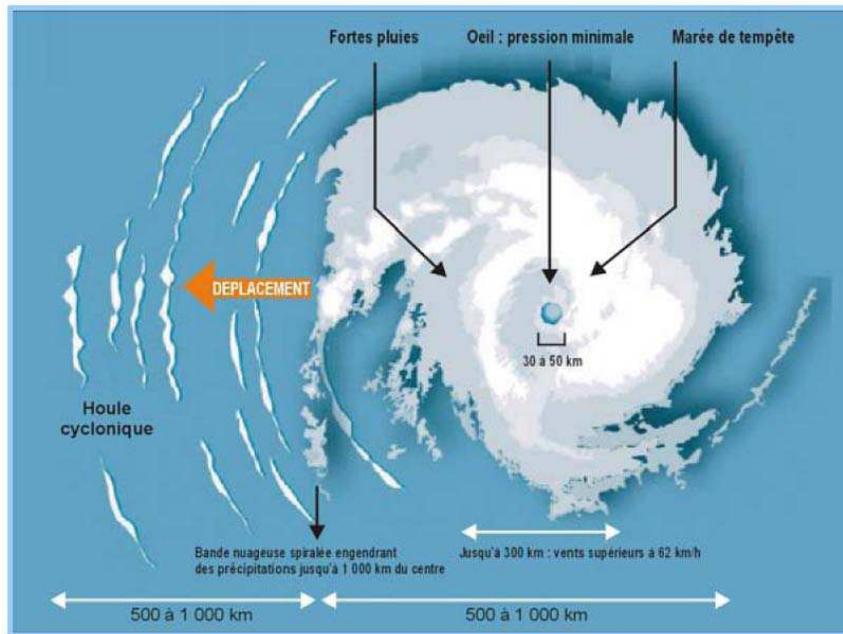


FIGURE 1.1 – Illustration des principales causes de dégâts associés à un cyclone tropical. On y trouve les vents violents, les précipitations intenses, la marée de tempête et la houle cyclonique. Source : <http://www.ilereunion.com/divers/meteo/cyclones>.

ou affaiblissement rapide) et/ou de structure (cycle de remplacement du mur de l'œil ou transition extra-tropicale) et il reste à l'heure actuelle une part d'ombre dans ce domaine.

Le bassin sud-ouest de l'océan Indien est un bassin assez actif puisqu'on dénombre en moyenne plus de 9 tempêtes tropicales dont la moitié va devenir des cyclones tropicaux (Caroff et al., 2010). L'activité cyclonique dans ce bassin représente 10 à 12% de l'activité cyclonique mondiale (Neumann, 1993). Cependant, les cyclones tropicaux dans le bassin sud-ouest de l'océan Indien restent peu étudiés par rapport à ceux du bassin de l'Atlantique Nord qui contribue pourtant de la même manière à l'activité cyclonique mondiale. En effet, aucune campagne de mesure n'a été réalisée dans le sud-ouest de l'océan Indien et les données d'observations sont limitées, en grande partie, aux satellites défilants. Deux radars Doppler se trouvent à La Réunion mais leur domaine d'utilisation est limité et seuls les cyclones tropicaux se trouvant à proximité de l'île peuvent être observés par ce type d'instrument. L'étude des processus internes contrôlant les changements d'intensité dans le bassin sud-ouest de l'océan Indien est donc difficile. Une alternative est d'utiliser des données provenant de réseaux d'observations globaux de l'activité électrique qui fournissent des données en continu sur la structure convective des systèmes dépressionnaires tropicaux pour des régions peu accessibles comme les océans.

En effet, les éclairs sont des manifestations physiques de l'état dynamique et microphysique d'un nuage d'orage. Diverses études ont montré que la présence simultanée de graupel, de neige, de cristaux de glace et d'eau surfondue est nécessaire afin d'électrifier suffisamment un nuage afin de conduire à la production d'éclairs (Takahashi, 1978; Jayaratne et al., 1983; Saunders et al., 1991; Saunders et Peck, 1998). Ces particules sont produites au dessus de l'isotherme 0° C et leur formation requiert l'existence de forts courants ascendants. Les charges électriques sont générées via les

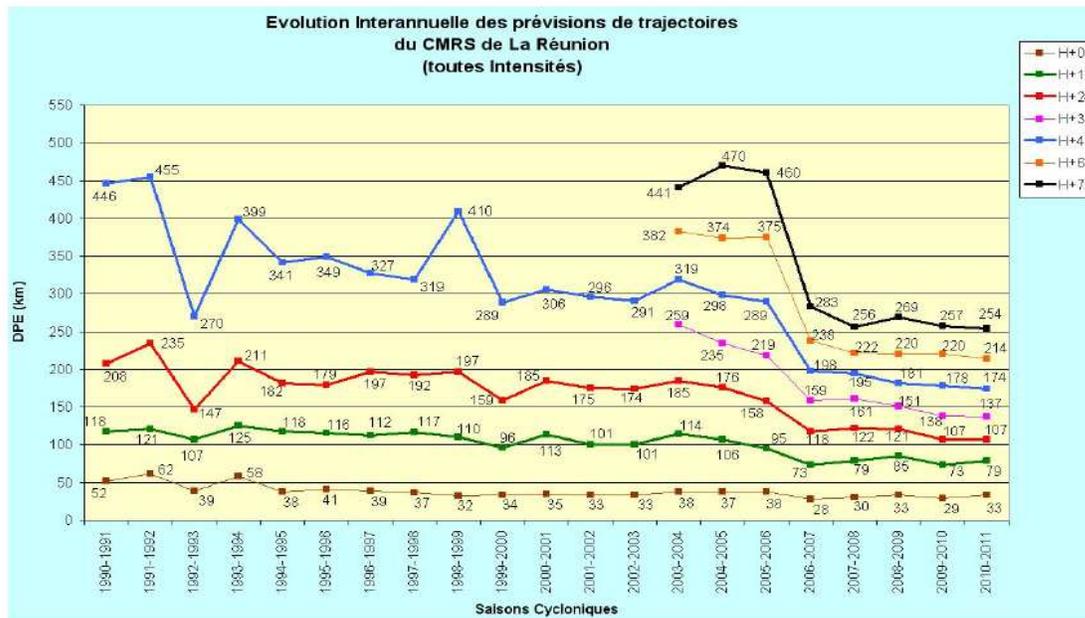


FIGURE 1.2 – Évolution des erreurs moyennes annuelles de la prévision opérationnelle de trajectoire (en km) du CMRS La Réunion en fonction des différentes échéances de prévision. Source : CMRS de La Réunion.

collisions élastiques entre les particules de glace. Elles vont ensuite s'organiser en strates selon leur densité : les particules les plus lourdes tombent alors que les moins denses sont transportées en altitude ou restent en suspension, séparant ainsi macroscopiquement les charges électriques à l'échelle du nuage. Lorsque le champ électrique remplit certaines conditions, des décharges électriques à l'interface des couches de charges sont déclenchées et se propagent dans le nuage et/ou à l'extérieur. La production d'éclairs est donc directement liée à la dynamique et aux divers hydrométéores glacés du nuage.

Plusieurs études se sont intéressées à l'activité électrique des cyclones tropicaux (Molinari et al., 1999; Squires et Businger, 2008; DeMaria et al., 2012) mais en ne se focalisant en général que sur le bassin Atlantique Nord. En effet, peu d'études se sont intéressées à l'activité électrique, des cyclones tropicaux et en général, dans le bassin sud-ouest de l'océan Indien. L'objectif de cette thèse est d'étudier l'activité électrique des systèmes dépressionnaires tropicaux du sud-ouest de l'océan Indien en s'appuyant à la fois sur des observations et sur la modélisation à fine échelle. Deux types d'observations ont été principalement utilisés : l'activité électrique est documentée à partir du réseau global de localisation des éclairs WLLN (World Wide Lightning Location Network, Lay et al. (2004)) alors que les données *Best Track* du CMRS de La Réunion renseignent notamment sur la position et l'intensité des systèmes. L'analyse conjointe de ces données doit permettre de répondre aux questions suivantes. Les éclairs peuvent-ils cartographier la localisation et l'évolution des cellules convectives au sein des cyclones tropicaux ? L'activité électrique peut-elle fournir des indications sur le potentiel destructeur du cyclone sur océan mais surtout lors des phases d'atterrissage (*i.e. lorsque le système touche terre*) ? Existe-t-il un lien entre activité électrique et changement d'intensité des cyclones tropicaux dans une région spécifique telle que le mur de l'œil ? Si oui, peut-on prévoir les phases d'intensification/d'affaiblissement grâce au rythme des éclairs ? L'objectif du volet modélisa-

tion sera, tout d'abord, de vérifier que le schéma électrique de Mésos-NH reproduit les caractéristiques observées puis de comprendre les interactions entre la dynamique, la microphysique et l'activité électrique des cyclones tropicaux. Or actuellement, peu de modèles numériques possèdent un schéma électrique explicite, et le coût de calcul associé à de tels schémas est encore élevé. Nous avons donc mené une étude numérique avec Mésos-NH pour estimer le potentiel prédictif de l'activité électrique de certains paramètres dynamiques et microphysiques.

Le plan qui a été adopté est le suivant. Le Chapitre 2 apporte les connaissances nécessaires dans le domaine de l'électricité atmosphérique. Une partie traite des orages en général et une partie plus spécifique est réservée aux cyclones tropicaux. Le Chapitre 3 précise les outils utilisés ainsi que la méthodologie adoptée pendant ce travail de thèse. Dans le Chapitre 4, la première climatologie de l'activité électrique dans le bassin sud-ouest de l'océan Indien est décrite. Outre la validation des données du WWLLN dans notre région, nous nous sommes intéressés à l'impact des cyclones tropicaux sur la distribution spatiale des éclairs et à la variabilité de l'activité électrique dans le bassin. L'activité électrique des cyclones tropicaux du sud-ouest de l'océan Indien fait l'objet d'une étude décrite dans le Chapitre 5 afin de répondre aux questions scientifiques à l'origine de la thèse. La région du sud-ouest de l'océan Indien est divisée en trois zones et dans chaque zone, nous nous intéressons à la localisation des éclairs en fonction du stade d'intensité mais aussi à la capacité de l'activité électrique de prévoir les changements d'intensité des cyclones tropicaux. Le Chapitre 6 est consacré à l'étude numérique d'un cyclone tropical mature, idéalisé. Le but est d'identifier les processus physiques à l'origine de la production d'éclairs dans un tel système. Le dernier chapitre porte sur les relations entre taux d'éclairs et paramètres dynamiques et microphysiques des orages. Cette étude est exclusivement un travail de modélisation réalisé à l'aide du modèle Mésos-NH et de son schéma d'éclairs CELLS. Enfin, une conclusion fait le bilan des principaux résultats de cette thèse et des perspectives d'études sont envisagées.

Chapitre 2

Activité électrique des systèmes convectifs

Sommaire

2.1	L'activité électrique des orages	21
2.1.1	Différents types d'orages	21
2.1.2	Les théories de l'électrisation d'un nuage	23
2.1.3	Les structures de charges	27
2.1.4	Les éclairs	29
2.1.5	La détection des éclairs	31
2.2	L'activité électrique des cyclones tropicaux	34
2.2.1	Présentation générale	34
2.2.2	La genèse des cyclones	38
2.2.3	Hypothèses sur le fonctionnement et le développement d'un cyclone tropical	42
2.2.4	Structure dynamique d'un cyclone mature	45
2.2.5	Trajectoire	51
2.2.6	Structure microphysique	52
2.2.7	Activité électrique des cyclones tropicaux	54

2.1 L'activité électrique des orages

2.1.1 Différents types d'orages

Un nuage d'orage est un système convectif au sein duquel il règne une activité électrique qui peut se manifester de manière visuelle et sonore. Dans des cas sévères, en plus des précipitations, on peut également observer de la grêle, des vents violents voire même des tornades.

Les orages sont regroupés en plusieurs catégories : les cellules convectives simples, les orages multicellulaires, les orages supercellulaires et les systèmes convectifs de mésoéchelle (MCS). Chaque orage possède une structure, une durée de vie et une intensité qui lui sont propres. Un paramètre important dans la mise en place et la durée de vie de ces orages est le cisaillement de vent.

Les cellules convectives simples (Fig. 2.1) sont caractérisées par une ascendance et une subsidence. Elles ont une durée de vie comprise entre 10 min et 45 min et possèdent trois phases de développement : *i*) le stade cumulus pendant lequel le courant ascendant se met en place et se renforce, *ii*) le stade mature où il y a création d'un courant de densité et étalement du sommet du nuage au niveau de la tropopause qui forme une enclume stratiforme et enfin *iii*) le stade de dissipation caractérisé par la disparition de l'ascendance et la seule présence de pluies stratiformes.

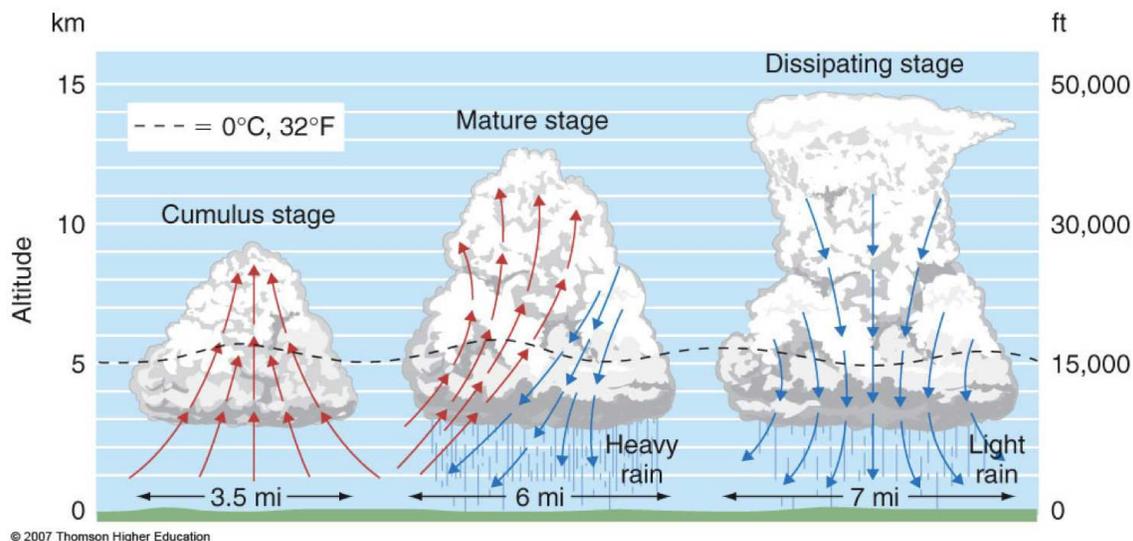


FIGURE 2.1 – Représentation schématique du cycle de vie d'une cellule convective simple : a) stade d'initiation, b) stade mature et c) stade de dissipation. Les flèches rouges représentent les mouvements ascendants et les flèches bleues les mouvements descendants. Source : http://www.atmos.albany.edu/student/nmetz/pwrpnt/atm100/class_links2010.html.

Les orages multicellulaires sont constitués d'une succession de cellules convectives élémentaires à différents degrés de maturité. Ils ont une durée de vie beaucoup plus longue que les orages unicellulaires même si la durée de vie de chaque cellule n'excède pas quelques dizaines de minutes. De nouvelles cellules sont créées grâce au courant de densité qui force le soulèvement de l'air potentiellement instable à l'avant du système. Un cisaillement de vent faible ou modéré est nécessaire pour que ce type d'orage puisse se former.

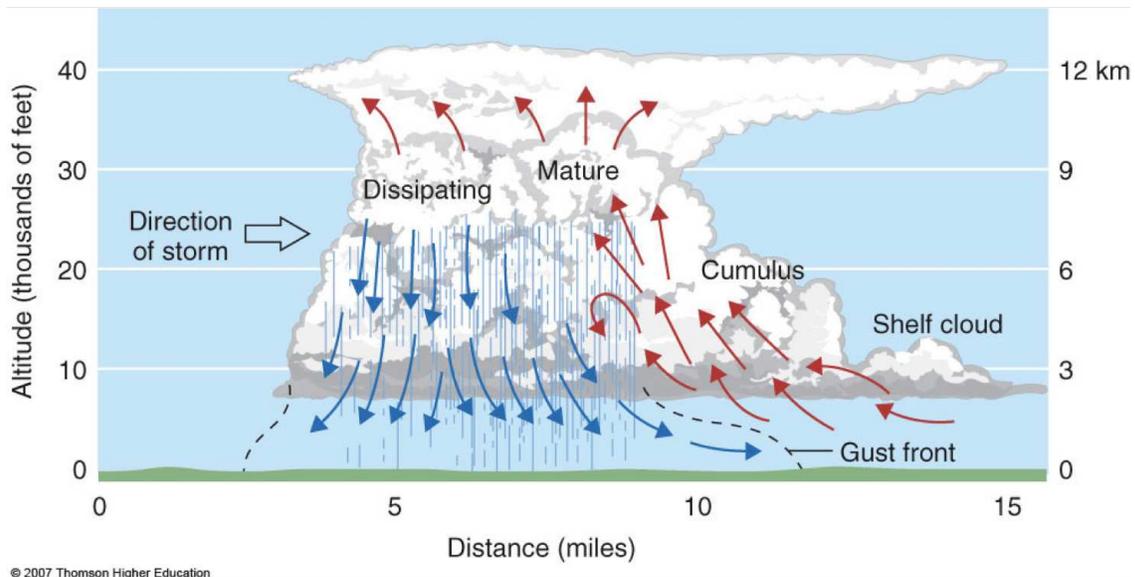


FIGURE 2.2 – Schéma conceptuel d'un orage multicellulaire. Les nouvelles cellules se forment à l'avant alors que les cellules en phase de dissipation se trouvent à l'arrière et génèrent des précipitations stratiformes. Source : http://www.atmos.albany.edu/student/nmetz/pwrpnt/atm100/class_links2010.html.

Les orages supercellulaires ou supercellules (Fig. 2.3) sont constitués d'une seule cellule intense, de grande taille et de très longue durée de vie. Ils se forment dans des conditions d'extrême instabilité convective et de fort cisaillement bidimensionnel de vent. Les courants ascendant et subsident ont une structure tridimensionnelle qui permet à l'orage de s'intensifier. En effet, le cisaillement de vent va incliner l'orage permettant à l'ascendance de surplomber le courant descendant. Dans cette configuration, l'air froid de la subsidence une fois au sol va forcer l'air chaud et humide des basses couches contribuant au renforcement de l'ascendance. Ainsi, la supercellule n'est pas privée de sa source d'énergie. Ces orages peuvent être accompagnés de grêle, de fortes rafales de vent (jusqu'à 50 m s^{-1}), de pluies intenses et parfois même de tornades.

Les systèmes convectifs de méso-échelle (*Mesoscale Convective Systems* ou **MCS** en anglais) (Fig. 2.4) sont des structures composées de plusieurs orages qui s'organisent pour former, à maturité, un système très vaste. L'extension horizontale peut s'étendre de l'échelle méso- α à l'échelle méso- β . De tels systèmes ont une durée de vie allant de plusieurs heures pour la partie convective à plusieurs jours pour la partie stratiforme. Les mouvements verticaux ascendants et subsidents les plus intenses se trouvent dans la partie convective. À maturité, les **MCS** sont constitués de plusieurs cellules à des stades de développement différents. Les courants subsidents créés par les circulations internes causent un refroidissement dans les basses couches et peuvent se rejoindre pour former des courants de densité. Comme pour les orages multicellulaires, ces courants de densité peuvent forcer la convection et créer de nouvelles cellules. Les cellules matures produisent des précipitations convectives. Les cellules en phase de dissipation forment une vaste région stratiforme à l'arrière du **MCS**. Les précipitations convectives sont causées par les cellules matures, sur une zone assez réduite. Les précipitations stratiformes quant à elles peuvent être spatialement très étendues mais ne contribuent qu'à 25–50% du total de précipitations.

Il existe plusieurs types de **MCS** :

- les complexes convectifs de méso-échelle : de forme quasi circulaire, les nouvelles cellules se

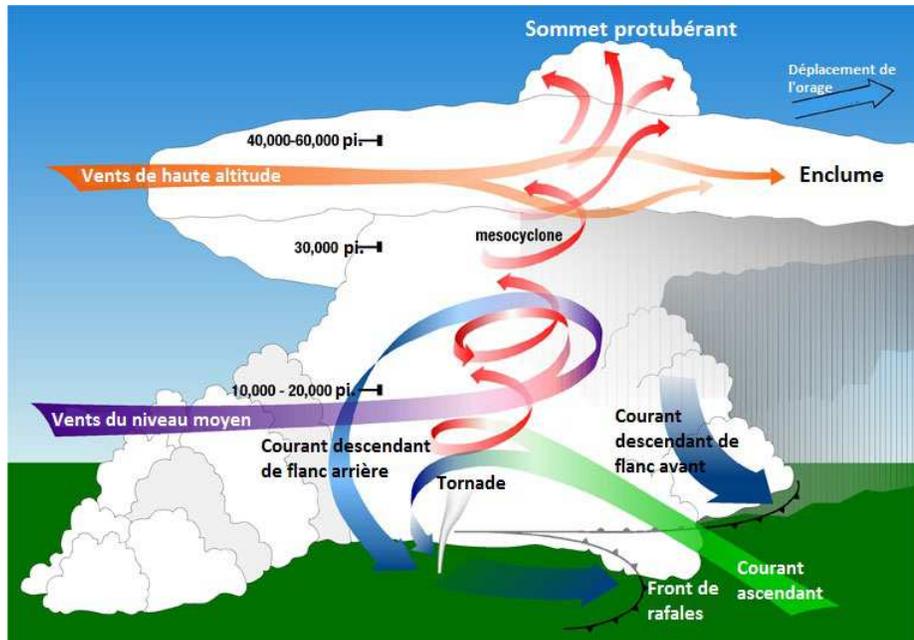


FIGURE 2.3 – Schéma d'un orage supercellulaire. Le courant ascendant adpote une structure tridimensionnelle grâce au cisaillement de vent. Source : http://fr.wikipedia.org/wiki/Orage_supercellulaire.

forment au centre du système ;

- les lignes de grain : de structure linéaire, les nouvelles cellules se trouvent à l'avant du front convectif ;
- les systèmes en V : ils sont quasi stationnaires et de longue durée de vie.

Ces différents types d'orages ont des caractéristiques différentes mais ils résultent d'une instabilité convective suffisamment importante pour qu'il y ait apparition de la phase glace, nécessaire à l'électrification des nuages.

2.1.2 Les théories de l'électrification d'un nuage

Avant d'obtenir des éclairs, il faut que l'orage s'électrifie. Diverses théories de l'électrification des nuages ont été proposées : le mécanisme convectif ou les théories gravitationnelles.

Le mécanisme convectif, ou mécanisme de Grenet-Vonnegut, s'appuie sur les travaux de Grenet (1947) et Vonnegut (1953). Ils supposent que les ions positifs proches du sol sont entraînés dans le nuage, puis capturés par des gouttelettes et transportés au sommet par les ascendances. Une fois au sommet, ces charges positives attirent des ions négatifs qui forment une couche écran. Ces charges négatives sont captées par les particules nuageuses et sont advectées vers le sol. Cependant, des travaux basés sur des modèles numériques comme ceux de Chauzy et Soula (1999) ou Helsdon et al. (2002) ont montré que ce mécanisme n'est pas capable à lui seul d'électrifier un nuage.

Ce sont donc les théories gravitationnelles qui peuvent expliquer les valeurs de charges couramment observées dans les orages. Celles-ci se déroulent à deux échelles différentes : la séparation des charges à l'échelle microscopique (collisions entre particules) et la séparation des charges à l'échelle macroscopique (advection et sédimentation à l'échelle du nuage).

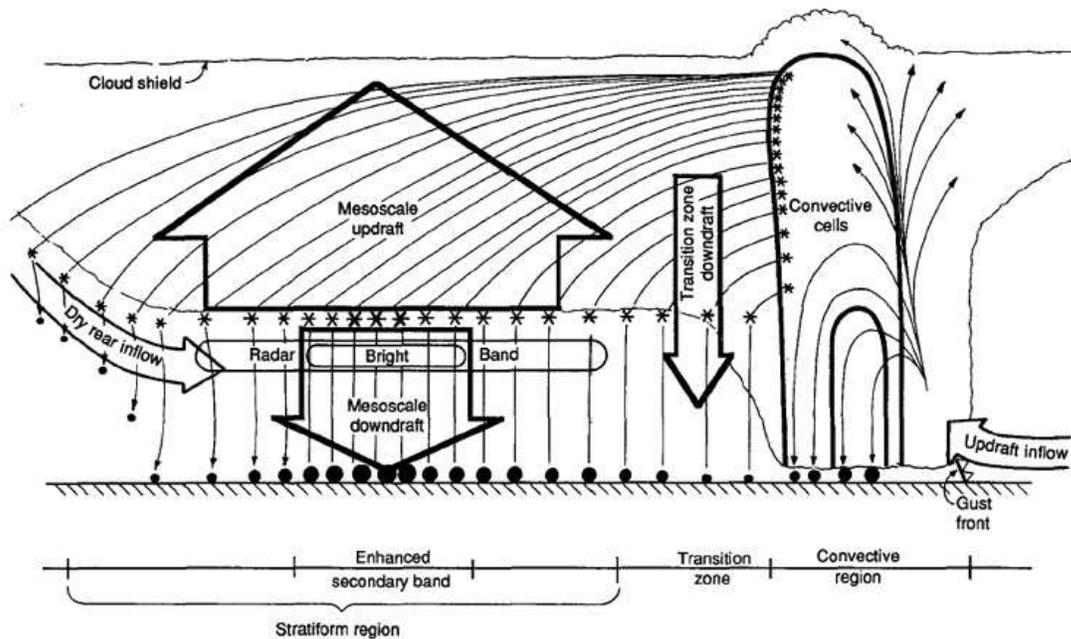


FIGURE 2.4 – Structure d'un MCS. La région convective est plus limitée que la région stratiforme. Les flèches représentent les ascendances et les subsidences, les points représentent les précipitations et les étoiles les particules de glace. Tiré de *Biggerstaff et Houze (1991)*.

Processus inductif

Ce processus est basé sur la collision élastique entre hydrométéores et nécessite qu'un champ électrique soit déjà mis en place (Fig. 2.5). Lorsqu'une particule est soumise à un champ électrique vertical dirigé vers le sol, elle se polarise. Les charges à l'intérieur de la particule se réorganisent : les charges positives migrent dans la partie inférieure et les charges négatives dans la partie supérieure. Lorsque des hydrométéores de taille et de vitesse de chute différentes s'entrechoquent, la particule précipitante cède une partie de sa charge positive à l'autre particule. Ainsi, la plus grosse particule devient négativement chargée et la plus petite particule positivement chargée.

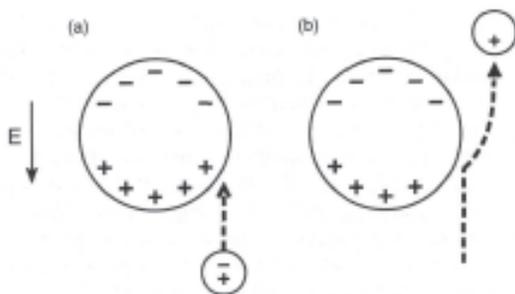


FIGURE 2.5 – Représentation schématique des processus inductifs lors d'une collision entre deux hydrométéores. Placées dans un champ électrique dirigé vers le bas, les particules présentent un aspect dipolaire (les charges + vers le bas). Lors d'une collision, la petite particule va capter une charge positive provenant de la grosse particule. Tiré de *MacGorman et Rust (1998)*.

La collision entre gouttelettes conduisant souvent à leur coalescence, ce mécanisme s'opère surtout pour des collisions glace/glace ou glace/eau. Des études expérimentales effectuées par *Illingworth et Caranti (1985)* ont montré que les collisions glace/glace étaient peu efficaces pour échanger des charges. En effet, bien que la conductivité de la glace soit suffisante pour permettre un transfert

de charge, la durée du choc n'est pas assez importante pour qu'il y ait un transfert de charge complet. On ne considère donc que les collisions glace/eau dans les paramétrisations du processus inductif.

Cependant, ce mécanisme produit des champs électriques inférieurs aux champs électriques mesurés dans les orages. Il n'expliquerait donc pas à lui seul l'électrification des nuages. De plus, un champ électrique déjà existant et supérieur au champ de beau temps est nécessaire pour pouvoir polariser les hydrométéores. Le processus inductif ne peut donc que participer au renforcement du champ électrique une fois que le nuage est déjà électrisé.

Processus non-inductif

Contrairement au processus inductif, le processus non-inductif ne nécessite pas de champ électrique préexistant. Ce mécanisme s'appuie sur la collision élastique d'hydrométéores glacés à des niveaux de givrage différents.

De nombreuses études en laboratoire (Takahashi, 1978; Jayaratne et al., 1983; Saunders et al., 1991; Saunders et Peck, 1998) ont montré que le signe et la quantité de charge échangée sont fonction de la taille des particules, de la vitesse de chute, de la température ambiante et du contenu en eau surfondue. Si ces expériences confirment que les processus non-inductifs sont les principaux mécanismes d'électrification des nuages, ils divergent sur les conditions d'échange de charge. Ainsi, plusieurs paramétrisations ont été développées dont celles de Takahashi (1978), Gardiner et al. (1985), Saunders et al. (1991) et Saunders et Peck (1998). Seules les paramétrisations de Takahashi (1978) et Saunders et al. (1991) sont décrites ici car nous n'avons utilisé que celles-ci dans nos travaux.

PARAMÉTRISATION DE TAKAHASHI

Cette paramétrisation utilise les résultats de Takahashi (1978). Cette étude en laboratoire a permis de montrer que la charge échangée par collision dépend de la température, du contenu en eau liquide (LWC pour *Liquid Water Content*), de la taille des particules et de leur vitesse de chute (Takahashi, 1984). Le signe et l'amplitude de la charge échangée δq_{NI}^T (fC) sont donnés par :

$$\delta q_{NI}^T = f_T(T, LWC) \text{Min} \left[10, 5 \left(\frac{D_{i,s}}{D_0} \right)^2 \frac{|v_g - v_{i,s}|}{v_0} \right] \quad (2.1)$$

avec $f_T(T, LWC)$ une fonction qui décrit la charge échangée en fonction de la température et du contenu en eau liquide (Fig. 2.6). Elle est obtenue à partir de la table d'interpolation de Takahashi (Wojcik, 1994; Mansell, 2000). $D_{i,s}$ est le diamètre de la petite particule (cristaux de glace ou neige), v_g et $v_{i,s}$ sont respectivement les vitesses de chute du graupel et de la petite particule. D_0 et v_0 sont des constantes fixées à 10^{-4} m et 8 m s^{-1} .

PARAMÉTRISATION DE SAUNDERS

Saunders et al. (1991) ont proposé une paramétrisation des processus non-inductifs en s'appuyant sur des expériences de laboratoire menées à l'Université de Manchester. À la différence de Takahashi (1978), ils utilisent le contenu en eau effectif (EW pour *Effective Water content*) au lieu du LWC. Il correspond au contenu en eau liquide multiplié par l'efficacité de collection des gouttelettes d'eau

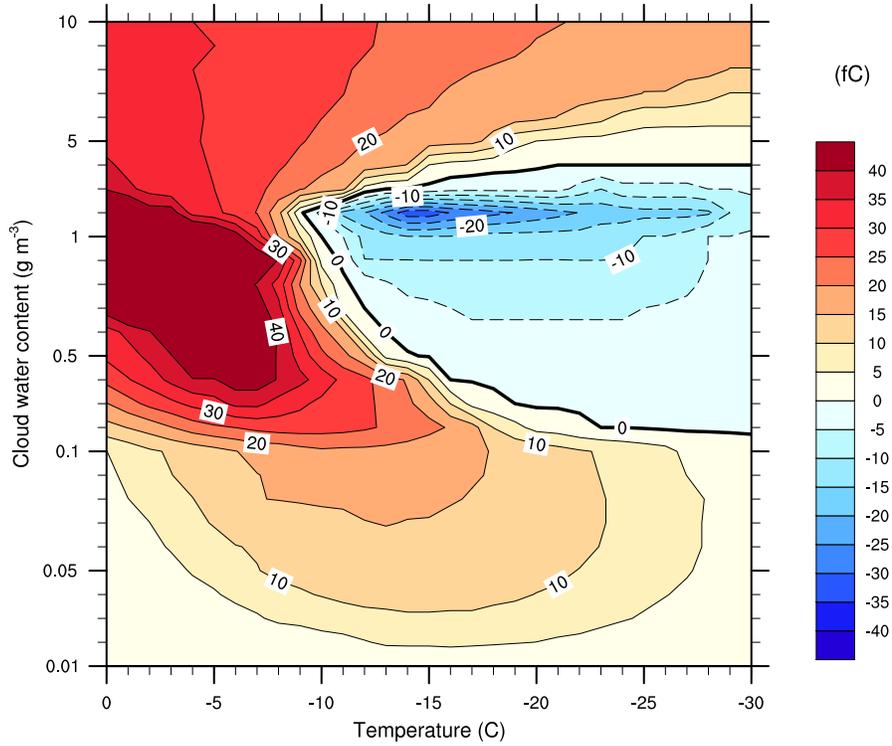


FIGURE 2.6 – Schéma représentant la charge échangée en fonction de la température et du contenu en eau liquide (adapté de *Takahashi (1978)*).

surfondue par le graupel. Ce paramètre est utilisé à la place du LWC car le mécanisme de transfert de charge dépend du taux de capture des gouttes plutôt que du contenu en eau liquide. La charge échangée δq_{NI}^{S91} (fC) est donnée par :

$$\delta q_{NI}^{S91} = BD_i^m (\Delta v_{gi})^n \delta Q \quad (2.2)$$

où m , n et B sont des constantes données dans le Tableau 2.1.

Signe de la charge	Taille du cristal (μm)	B	m	n
+	$d < 155$	$4,92 \times 10^{13}$	3,76	2,5
+	$155 < d \leq 452$	$4,04 \times 10^6$	1,90	2,5
+	$d > 452$	52,80	0,44	2,5
-	$d \leq 253$	$5,24 \times 10^8$	2,54	2,8
-	$d \geq 253$	24,00	0,50	2,8

TABLEAU 2.1 – Valeurs des constantes B , m et n qui interviennent dans l'équation 2.2.

Chaque région de la Figure 2.7 peut être décrite par une équation faisant intervenir la température et EW (en $g m^{-3}$). On définit également un contenu en eau critique CEW (*Critical Effective Water*

content) qui délimite deux régions principales, l'une dans laquelle la grosse particule se charge positivement et l'autre dans laquelle elle se charge négativement. Le CEW (en g m^{-3}) est donné par la relation suivante :

$$CEW = -0,49 - 6,64 \times 10^{-2}T \quad (2.3)$$

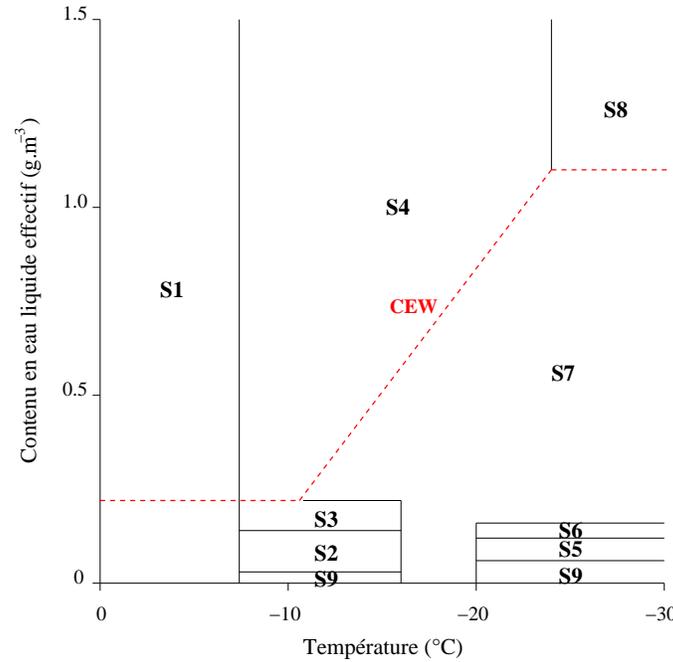


FIGURE 2.7 – Représentation schématique des régions de transfert de charge en fonction de la température et du contenu effectif en eau liquide (adapté de [Saunders et al. \(1991\)](#)).

Les équations décrivant chaque région sont résumées dans le Tableau 2.2. Dans la région S1, [Saunders et al. \(1991\)](#) n'ont pas de résultat pour des températures supérieures à $-7,35^\circ\text{C}$. La charge échangée à $-7,35^\circ\text{C}$ est donc linéairement interpolée jusqu'à 0°C de sorte que $\delta Q = 0$ pour $T = 0^\circ\text{C}$. Cette interpolation s'applique aux régions S1, S2, S3 et S9 :

$$\delta Q_{S1} = (-2,75 \times EW - 0,007) \times T \quad (2.4)$$

$$\delta Q_{S2} = (-57,06 \times EW + 12,60) \times T \quad (2.5)$$

$$\delta Q_{S3} = (42,78 \times EW - 1,08) \times T \quad (2.6)$$

$$\delta Q_{S9} = 0 \quad (2.7)$$

2.1.3 Les structures de charges

Les ascendances et les subsidences organisent les charges en strates plus ou moins complexes. La structure électrique d'un orage est généralement représentée par un tripôle normal (Fig. 2.8b) : une couche de charges négatives entourée de deux couches de charges positives. C'est la structure la plus fréquemment rencontrée, mais les charges peuvent s'organiser de différentes manières :

- dipôle normal (Fig. 2.8a) : une région de charges positives au dessus d'une région de charges négatives ;

Région concernée	Équation de transfert de charge
S1	valeurs interpolées linéairement
S2	$\delta Q = -314,40 \times EW + 7,92$
S3	$\delta Q = 419,40 \times EW - 92,64$
S4	$\delta Q = 20,22 \times EW + 1,36 \times T + 10,05$
S5	$\delta Q = 2041,76 \times EW - 128,70$
S6	$\delta Q = -2900,22 \times EW + 462,91$
S7	$\delta Q = 3,02 - 31,76 \times EW + 26,53 \times EW^2$
S8	$\delta Q = 20,22 \times EW - 22,26$
S9	$\delta Q = 0,0$

TABLE 2.2 – Équations de transfert de charge proposées par *Saunders et al. (1991)*.

- dipôle inversé (Fig. 2.8c) : une couche de charges négatives au dessus d’une couche de charges positives ;
- tripôle normal (Fig. 2.8b) : une couche centrale de charges négatives et deux couches de charges positives.
- tripôle inversé (Fig. 2.8d) : une couche centrale de charges positives et deux couches de charges négatives.

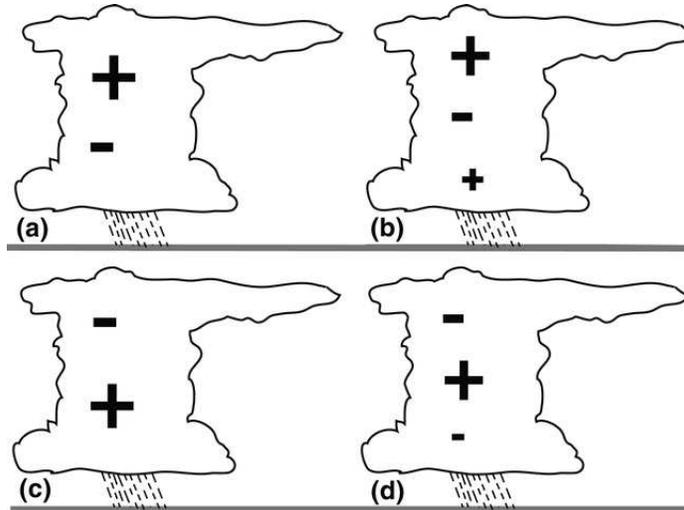


FIGURE 2.8 – Modèle conceptuel des structures de charges dans un orage. a) Dipôle normal, b) tripôle normal, c) dipôle inversé et d) tripôle inversé. Tiré de *Kuhlman et al. (2006)*.

De nombreux sondages des États-Unis ont été examinés par *Stolzenburg et al. (1998c)* et ont montré une structure de charges plus complexe que le tripôle classique. Dans l’ascendance, quatre régions de charges différentes peuvent être distinguées contre six en dehors, la couche de charges la plus basse étant toujours positive (Fig. 2.9). À l’intérieur de l’updraft, les processus non-inductifs sont responsables de la formation des trois couches inférieures. La zone de charges négatives au sommet du nuage serait formée d’ions négatifs qui sont attirés par la zone positive et qui s’attachent sur

les hydrométéores pour former une couche écran négative. Les processus non-inductifs ne peuvent expliquer que la structure tripolaire de l'orage, d'autres mécanismes comme le transport, les couches écran ou la redistribution des charges par les éclairs interviennent dans la mise en place de ce type de structure.

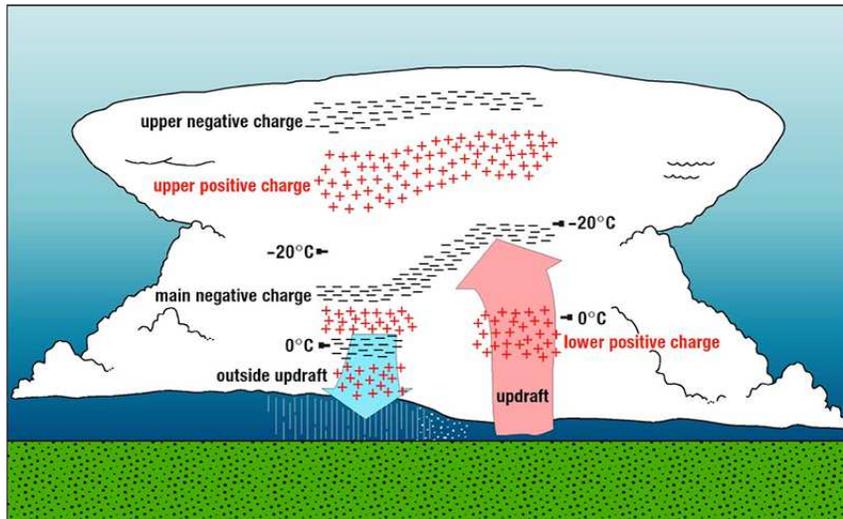


FIGURE 2.9 – Distribution schématique des charges dans un orage. Source : <http://www.nssl.noaa.gov/education/>, adapté de Stolzenburg et al. (1998c).

2.1.4 Les éclairs

Les processus non-inductifs sont les processus clé qui expliquent la séparation locale des charges dans un nuage. Ces charges électriques, portées par les hydrométéores, sont ensuite transportées et séparées à l'échelle du nuage formant des couches de charge opposée superposées les unes aux autres. Pour qu'un éclair soit déclenché, il faut que le champ électrique engendré par cette distribution de charge dépasse un seuil appelé champ de déclenchement (de l'ordre de la centaine de kV m^{-1}). Le rôle de l'éclair sera donc de diminuer le champ électrique en redistribuant les charges à l'intérieur du nuage. On recense deux types d'éclairs : les éclairs intra-nuages (IC) et les éclairs nuage-sol (CG).

Les éclairs nuage-sol (CG)

Les éclairs nuage-sol peuvent être soit positifs soit négatifs ; le signe étant donné par le signe de la charge neutralisée. Intéressons-nous à un orage tripolaire normal (Fig. 2.10). Considérons le cas où le champ électrique devient supérieur au champ de déclenchement en un point situé entre la zone inférieure positive et la zone intermédiaire négative. Une décharge préliminaire, située entre ces deux couches et composée de deux segments de polarité différente, se propage à partir du point de déclenchement dans les directions parallèle et antiparallèle au champ électrique maximal. Cette décharge ramifiée et discontinue se déplace vers le bas. On l'appelle le traceur par pas (*step leader*). Ce précurseur se propage par bond dans la zone de charges positives, chaque segment ayant une longueur d'environ 50 m. Le traceur par pas négatif quitte le nuage et se rapproche du sol. Lorsqu'il

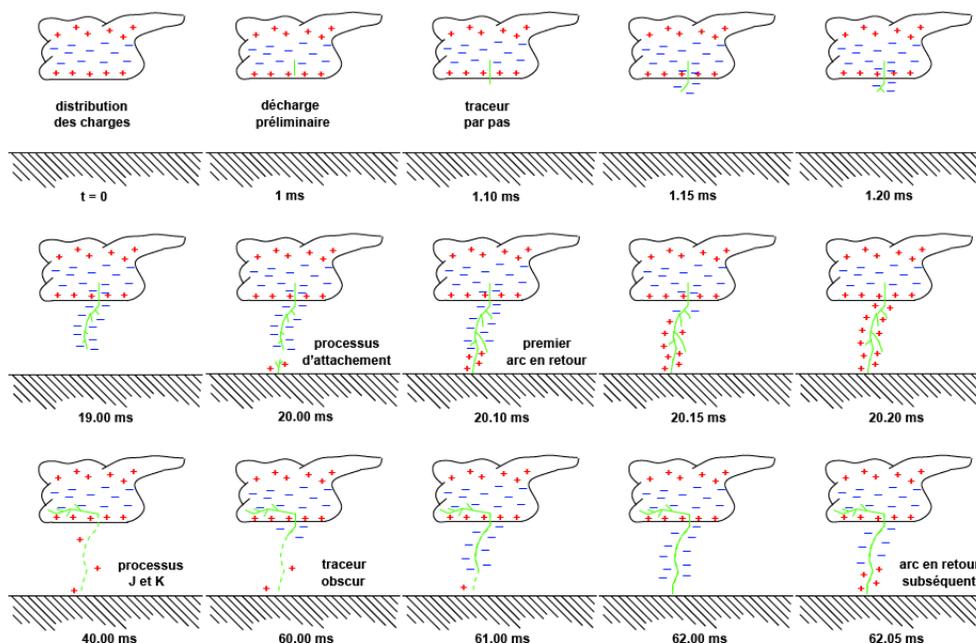


FIGURE 2.10 – Propagation d'un éclair nuage-sol dans le cas d'un tripôle normal. Tiré de Barthe (2005).

est proche du sol, le champ électrique près de la surface devient important et s'il dépasse une valeur critique, un traceur ascendant positif de connexion apparaît (processus d'attachement). Une fois les deux traceurs connectés, un canal conducteur est initié et il se produit un arc en retour. L'arc en retour est un front d'ionisation positif intense qui débute au niveau du sol et se propage vers le haut, le long du *leader*. Il amène des charges positives vers le nuage. Ces charges transportées vont permettre de neutraliser de la charge négative du nuage. Si le premier arc en retour n'a pas neutralisé suffisamment de charge, un traceur continu (*dart leader*) va emprunter le chemin conducteur existant et s'approcher du sol : on a un nouvel arc en retour appelé arc en retour subséquent. Le processus est répété jusqu'à ce que suffisamment de charges négatives soient neutralisées.

Le tonnerre associé à un éclair résulte de la dilatation brutale de l'air qui engendre une onde de choc. En effet, l'intensité du courant électrique que véhicule l'arc en retour est si importante qu'elle a pour effet de chauffer le canal ionisé de l'éclair à une température pouvant alors atteindre 30000° C.

Les éclairs intra-nuages (IC)

Les éclairs intra-nuages représentent 70 à 80 % de l'activité électrique totale. Tout comme les CGs, ils sont déclenchés lorsque le champ électrique à l'intérieur du nuage dépasse une valeur seuil. Le *leader* bidirectionnel (également composé de deux segments de polarité différente) connecte deux zones de charges différentes. L'utilisation d'instruments comme le Lightning Mapping Array (LMA ; Rison et al. (1999) ; Krehbiel et al. (2000)) permet une cartographie en 3 dimensions des éclairs. La Fig. 2.11 représente différentes vues des sources VHF d'un éclair intra-nuage. Alors que la partie verticale de l'éclair s'étend sur seulement 2 à 3 km, l'extension horizontale de cet éclair atteint 10 km à 6 km d'altitude et une vingtaine de kilomètres entre 8 et 10 km d'altitude. En général, on a d'abord

une propagation verticale suivie d'une propagation horizontale sur deux niveaux d'altitude mais des cas de propagation plus complexes ont été observés.

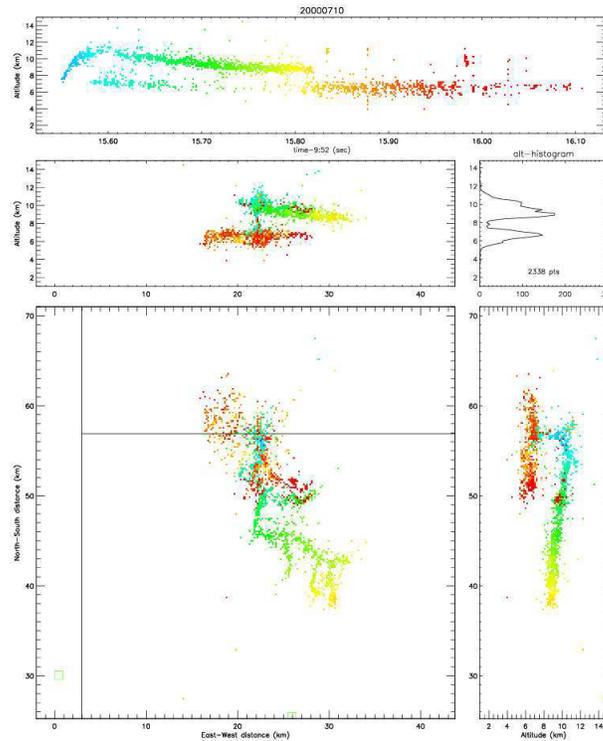


FIGURE 2.11 – Cartographie en 3D d'un éclair intra-nuage obtenue à partir du Lightning Mapping Array. D'après Rison et al. (2009).

2.1.5 La détection des éclairs

Les éclairs émettent un rayonnement électromagnétique dans une large gamme de fréquences (basses et hautes fréquences ainsi que dans le visible) ce qui les rend facilement détectables par différents types d'instruments terrestres ou spatiaux.

Observation par satellites

L'un des premiers détecteurs d'éclairs, *Optical Transient Detector (OTD)*, a été lancé en 1995 à bord du satellite MicroLab-1. OTD couvrait les latitudes comprises entre $\pm 70^\circ$. Son champ de vision était de $1300 \times 1300 \text{ km}^2$ avec une résolution spatiale de 10 km et une résolution temporelle de 2 ms. OTD détectait des éclairs de jour et de nuit avec une efficacité de détection allant de 40 à 65%. Christian et al. (2003) ont proposé une climatologie de l'activité électrique basée sur cet instrument (Fig. 2.12). Cette étude a permis de mettre en lumière les régions les plus actives en terme d'activité électrique sur le globe ainsi que le contraste terre-mer.

Le *Lightning Imaging Sensor (LIS)* est un capteur optique développé par la [NASA](#)¹ et embarqué sur le satellite *TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission)* depuis 1997. Cet instrument permet l'étude de la distribution et de la variabilité de l'activité électrique dans les régions tropicales comprises entre 35° N et 35° S. *LIS* détecte à la fois les *CGs* et *ICs* avec une efficacité de détection d'environ 90%. La surface vue par le capteur couvre une région de 600 × 600 km² avec une résolution spatiale allant de 3 à 6 km. Quant à la résolution temporelle, *LIS* "voit" un point donné pendant une période de près de 90 s. À noter que *LIS* ne détecte que des taux d'éclairs supérieurs à 1 fl. min⁻¹. *LIS* n'est en réalité qu'un des cinq instruments à bord de *TRMM*; les autres étant un imageur micro-ondes (*TRMM Microwave Imager*), un capteur visible et infrarouge (*Visible and Infrared Scanner*), un radar précipitation (*Precipitation Radar*) et un capteur de rayonnement terrestre (*Cloud and Earth Radiant Energy System*). Ainsi, en plus du rôle du suivi de l'activité électrique tropicale, *LIS* combiné avec ces autres instruments peut être utilisé pour étudier les liens entre taux d'éclairs et paramètres dynamiques et microphysiques ([Ushio et al., 2001](#); [Petersen et al., 2005a](#); [Yoshida et al., 2009](#); [Liu et al., 2011](#)).

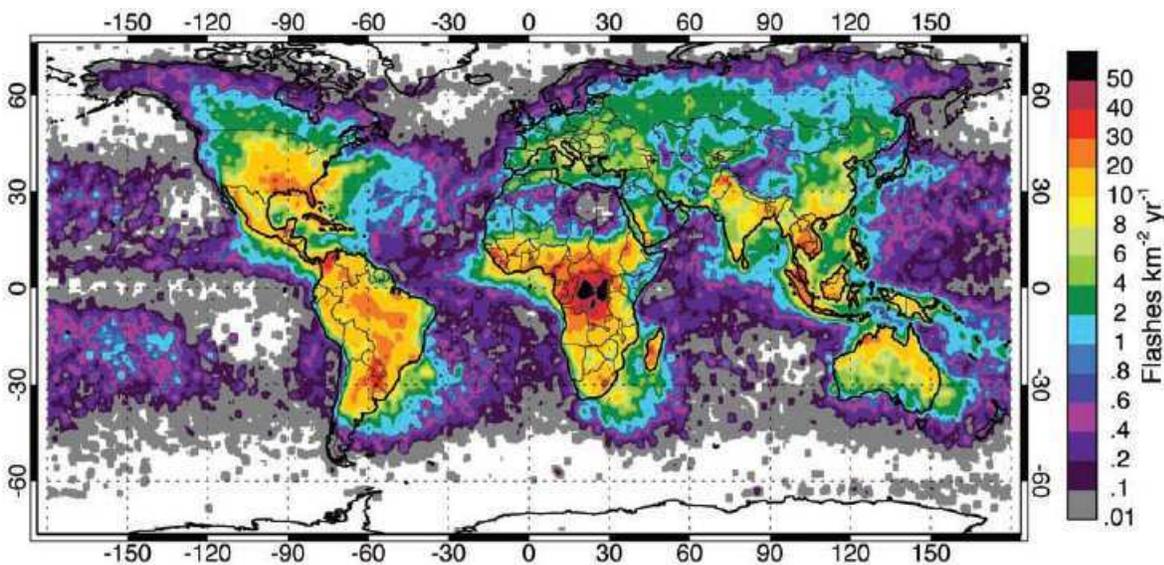


FIGURE 2.12 – Climatologie annuelle de l'activité électrique obtenue avec *OTD* pour une période allant de 1995 à 2000. Tiré de [Christian et al. \(2003\)](#).

Une nouvelle génération de satellites (*MTG-LI* et *GOES-R*) devrait bientôt être mise en orbite. Ces satellites embarqueront les détecteurs optiques d'éclairs *Lightning Imager (LI)* et *Geostationary Lightning Mapper (GLM)*. Contrairement à *LIS* et *OTD* qui sont embarqués sur des satellites défilants, ces nouveaux satellites sont des géostationnaires ce qui entraîne une couverture temporelle continue sur une région donnée.

Réseaux de détection au sol

Actuellement, les capteurs embarqués à bord des satellites offrent une efficacité de détection très importante et une grande couverture temporelle. Cependant, ces données restent ponctuelles spatialement et temporellement à cause du caractère défilant de ces satellites. Un moyen plus ou moins

1. National Aeronautics and Space Administration.

efficace pour pallier ces “défauts” consiste à utiliser des données d'éclair provenant de réseaux au sol (régionaux ou globaux).

RÉSEAUX RÉGIONAUX

Le réseau de détection français *Météorage* est en service depuis 1987. Ce réseau se compose de 18 balises distantes d'environ 200 km chacune, ayant une couverture spatiale de 400 km. À ces capteurs se rajoutent ceux de la Belgique, Allemagne, Italie et Suisse ce qui correspond au total à plus de 30 capteurs. Ce réseau détecte les CGs et les ICs mais privilégie les CGs par analyse de la forme du signal (partie basse fréquence du signal électromagnétique émis lors d'un éclair). Différents paramètres sont mesurés par les capteurs : direction angulaire fournie par la mesure du champ électrique, temps d'arrivée de l'onde au capteur, polarité, intensité du courant de crête, temps de montée et largeur de l'impulsion, fournies par le champ électrique. La localisation des éclairs se fait grâce à un algorithme qui utilise la goniométrie magnétique (il s'agit de la détection du champ magnétique et non électrique) et la différence des temps d'arrivée (Cummins et al., 1998). Ainsi, ce réseau possède une précision de localisation inférieure en moyenne à 1 km. L'efficacité de détection est d'environ 90% sur l'ensemble du territoire français et descend jusqu'à 70% pour certaines zones en périphérie.

Le réseau de détection européen *LINET* (Betz et al., 2004) fonctionne dans les basses fréquences (200 à 400 kHz) et détecte les sferics (cf Chapitre 3). La localisation des éclairs se fait grâce à la radiogoniométrie et les temps d'arrivée. L'efficacité du système permet la détection de signaux de faible amplitude (jusqu'à une intensité de 7 kA). Ce réseau offre la possibilité d'étudier les IC et les CG.

Le *National Lightning Detection Network* (NLDN) est composé de plus de 100 stations de détection réparties sur tout le territoire des États-Unis. C'est un système en temps réel capable de détecter uniquement les éclairs CGs avec une efficacité de détection de plus de 95%. Les données enregistrées par les stations incluent la date et l'heure de l'éclair, la localisation, la polarité ainsi que le pic de courant. La technologie employée pour détecter les CG est similaire à celle de *Météorage*.

Le *Long Range Lightning Detection Network* (LLDN) peut être vu comme un groupement de réseaux de détection régionaux puisqu'il utilise les capteurs du NLDN, du *Canadian Lightning Detection Network* (CLDN) ainsi que quatre capteurs “PacNet” situés à Hawaï. Ce système étendu détecte les signaux VLF (*Very Low Frequency* - 3–30 kHz) émis lorsqu'un éclair est produit. Le principe de fonctionnement de ce réseau est similaire à celui du WWLLN (cf Chapitre 3). Contrairement au NLDN, l'efficacité de détection est plus faible et présente un cycle diurne (environ 17–23 % le jour et 40–61% la nuit). La médiane de l'erreur de localisation est comprise entre 13 et 40 km.

Le *Lightning Mapping Array* (Rison et al., 1999; Krehbiel et al., 2000) est un système détectant les sources électromagnétiques des éclairs dans la gamme de fréquence des VHF (*Very High Frequency* - 40–400 MHz). La puissance émise par un éclair dans cette bande de fréquences est plus faible que celle émise dans les VLF, ce qui implique une zone de détection plus restreinte (autour de 150 km) mais aussi la possibilité de détecter les éclairs intra-nuage. Ce type de réseau est composé d'au minimum quatre stations qui permettent de détecter quelques centaines, voire des milliers, de sources fournissant ainsi une cartographie 3D très détaillée d'un éclair. De plus, sous certaines hypothèses, le LMA permet d'obtenir la structure électrique du nuage d'orage observé (Wiens et al., 2005) bien que la partie négative des éclairs soit mieux détectée (*leaders* négatifs plus énergétiques que les positifs

en VHF). Ce système a été déployé dans plusieurs campagnes (DC3², HyMeX³ ou STEPS⁴ par exemple) ou sur sites (Alabama, Oklahoma, Washington DC ... et prochainement en Corse).

RÉSEAUX GLOBAUX

D'autres réseaux permettent l'étude de l'activité électrique avec la meilleure couverture spatiale possible : ce sont les réseaux globaux. Ils peuvent détecter des éclairs quel que soit l'endroit où ils sont générés. À l'heure actuelle, deux réseaux de ce genre sont opérationnels. Ils détectent tous les deux les impulsions électromagnétiques VLF émises par les éclairs.

Le *World Wide Lightning Location Network* (WWLLN) est le plus ancien des deux réseaux de détection globale et ses caractéristiques sont présentées dans le Chapitre 3.

Le *GLD360* est développé par Vaisala. C'est un réseau temps réel opérationnel depuis mai 2011. Il ne détecte que les éclairs nuage-sol mais avec une efficacité de détection supérieure à 70% dans certaines régions de l'hémisphère nord et 10–50 % dans l'hémisphère sud. L'erreur de localisation quant à elle reste inférieure à 5 km. Comme pour le NLDN, les informations portant sur le pic de courant ou la polarité de l'éclair sont également accessibles.

2.2 L'activité électrique des cyclones tropicaux

Comme nous l'avons dit dans l'introduction, les cyclones tropicaux sont l'un des phénomènes naturels les plus destructeurs avec les séismes. Les vents, pluies et houles associés sont responsables des dégâts causés. Pour pouvoir étudier l'activité électrique de tels systèmes, il est nécessaire de comprendre son fonctionnement. Cette partie s'attachera donc à présenter de manière générale les cyclones tropicaux : les conditions nécessaires à leur formation et une description dynamique, thermodynamique et microphysique. Enfin, l'activité électrique des cyclones tropicaux sera documentée. Tout au long du manuscrit, le terme "cyclone tropical" sera utilisé pour désigner un système dépressionnaire ayant atteint au minimum le stade de dépression tropicale.

2.2.1 Présentation générale

L'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM) définit les cyclones tropicaux comme des perturbations tropicales d'échelle synoptique (entre 100 et 1000 km), non frontales, présentant une activité convective organisée ainsi qu'une circulation cyclonique des vents de surface. Ces systèmes prennent naissance au-dessus d'océans tropicaux et sub-tropicaux et interviennent dans la redistribution de la chaleur accumulée dans la couche limite océanique de l'atmosphère. Dans les tropiques, il existe une région où l'activité convective est très importante, causée par la convergence des masses d'air humide provenant de latitudes plus élevées (les alizés) : on appelle cette zone la Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT, Fig. 2.13). Cette zone, propice à la formation des cyclones, est la branche ascendante d'une circulation globale qui s'étend entre 30° N et 30° S : la cellule de Hadley. Les anticy-

2. Deep Convective Clouds and Chemistry Project.

3. Hydrological cycle un Mediterranean EXperiment.

4. Severe Thunderstorm Electrification and Precipitation Study.

clones observés en limite des tropiques correspondent aux branches subsidentes de cette circulation.

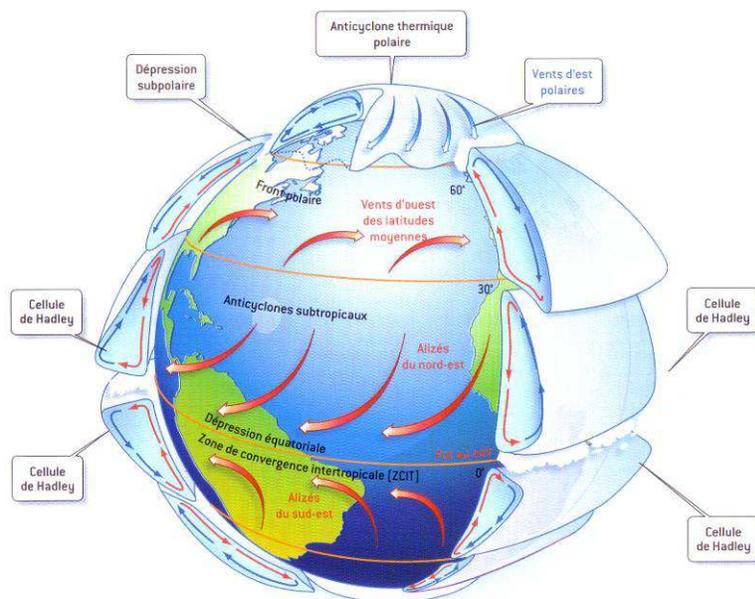


FIGURE 2.13 – Représentation schématique de la circulation générale. On note la présence de la cellule de Hadley et de sa branche ascendante, la Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT). Source : <http://notech.franceserv.com/circulation-generale.html>

Tout autour de la ceinture tropicale, six bassins cycloniques ont été définis par l'OMM. Des Centres Météorologiques Régionaux Spécialisés (CMRS), sont rattachés à chaque bassin (Fig. 2.14). Leur but est de surveiller, prévoir, suivre l'évolution et alerter sur la présence et l'évolution des cyclones tropicaux. En 1993, l'OMM a désigné la direction interrégionale de Météo-France à La Réunion comme CMRS pour les cyclones tropicaux du sud-ouest de l'océan Indien. La zone de surveillance de Météo-France s'étend entre 30° E et 90° E et de l'équateur jusqu'à 40° S (RSMC La Réunion sur la Fig. 2.14). C'est un bassin très actif (Fig. 2.15) avec en moyenne 10,5 tempêtes tropicales par saison cyclonique dont 4,5 deviendront des cyclones tropicaux (Neumann, 1993). Même si le sud-ouest de l'océan Indien comptabilise 10 à 12 % de l'activité cyclonique mondiale, il reste l'un des bassins les moins étudiés.

Le critère de classification des cyclones tropicaux utilisé par tous les CMRS est le vent moyen. Si une grande majorité de ces centres utilise le vent moyenné sur 10 minutes, les prévisionnistes des bassins Atlantique Nord et Pacifique Ouest préfèrent utiliser le vent soutenu sur 1 minute. Le Tableau 2.3 présente les critères et la terminologie utilisés pour la classification des systèmes dépressionnaires tropicaux. Dès lors qu'un système dépressionnaire présente des vents de surface supérieurs à 17 m s^{-1} (ou 34 kt), il est classé au stade de tempête tropicale et les prévisionnistes lui attribuent un nom : le système est "baptisé". L'autre seuil de vent important, et commun à tous les services de surveillance, est le seuil 33 m s^{-1} (ou 64 kt) qui permet de classer un système cyclone tropical. D'un bassin à un autre, ce terme varie : "ouragan" dans les bassins Atlantique Nord et Pacifique Nord-Est ou "typhon" pour le bassin Pacifique Nord-Ouest et "cyclone" dans les autres régions.

Signalons également qu'il existe d'autres échelles d'intensité comme l'échelle de Saffir-Simpson

Vitesse vent (kt)	Vitesse vent ($m s^{-1}$)	Atlantique Nord Pacifique Nord- Est	Échelle Saffir-Simpson	Pacifique Nord-Ouest	Échelle typhon	Indien Sud-Ouest
< 28	< 14	Tropical depression (TD)	-	TD	2	Perturbation tropicale (PT)
28–33	14–16					Dépression tropicale (TD)
34–47	17–24	Tropical storm (TS)	-	TS	3	Tempête tropicale (TT) modérée
48–63	25–33	Severe TS	-	Severe TS	4	Forte TT
64–83	34–42	Hurricane (H)	1	Typhoon (T)	5	Cyclone tropical (CT)
84–89	43–45	Severe H	2–3			CT intense
90–114	46–59					
115–129	60–66					
130–136	67–70	Very severe or major (H)	4			CT très intense
> 136	> 71			5		

TABLE 2.3 – Classification et terminologie associées aux différents bassins cycloniques. Les vents présentés sont les vents moyennés sur 10 minutes.

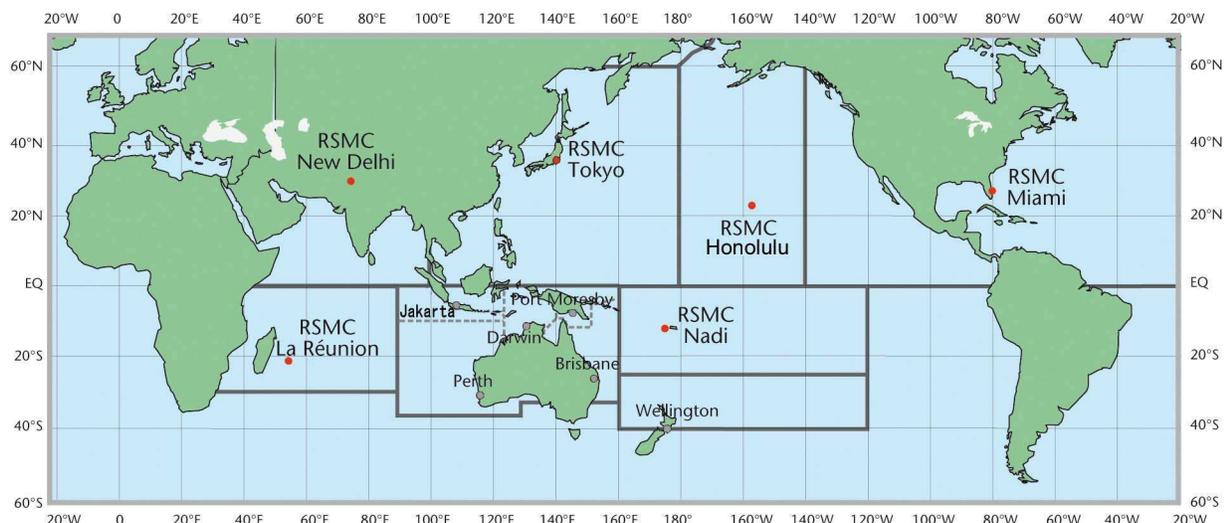


FIGURE 2.14 – Organisation des bassins cycloniques et les 6 Centres Météorologiques Régionaux Spécialisés (CMRS ou RSMC sur la figure) en rouge. Source : <http://www.wmo.int/pages/prog/www/tcp/Advisories-RSMCs.html>.

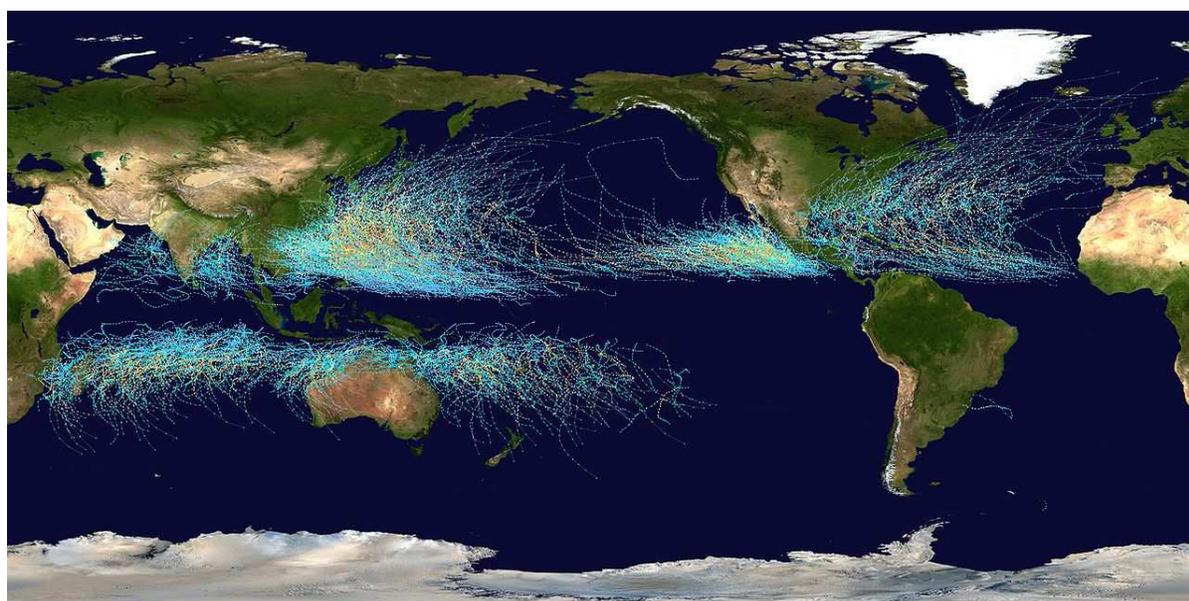


FIGURE 2.15 – Trajectoires des cyclones tropicaux des différents bassins cycloniques de 1985 à 2005. Source : https://en.wikipedia.org/wiki/Tropical_cyclone.

utilisée uniquement dans le CMRS Miami qui classe les ouragans en cinq catégories différentes en fonction de leur violence. Des estimations des dégâts et des inondations sont également renseignées en fonction de l'intensité des systèmes.

L'échelle de Dvorak (Dvorak, 1975) permet aussi d'estimer l'intensité d'un cyclone tropical. Cette méthode utilise des images satellites (à l'origine dans le canal visible puis dans le canal infrarouge pour renseigner pendant le jour et la nuit) et la structure que présente le système est comparée à des

modèles empiriques. Plusieurs critères sont pris en compte comme la configuration des bandes spirales, l'œil, le cisaillement de vent, la couverture centrale dense (CDO pour *Central Dense Overcast*) ...

2.2.2 La genèse des cyclones

L'existence d'un cyclone tropical requiert des conditions atmosphériques et océaniques très précises. La formation d'un tel système fait appel à plusieurs processus allant de la méso-échelle jusqu'à l'échelle synoptique. Il n'existe cependant pas de définition exacte de la cyclogénèse. Du point de vue opérationnel, la genèse d'un cyclone tropical peut être définie par la présence de vents de surface supérieurs à 33 kt (17 m s^{-1}) ou lorsque le système devient auto-suffisant et qu'il peut continuer à s'intensifier sans forçage extérieur.

Paramètres nécessaires à la formation d'une dépression tropicale

W. M. Gray, pionnier de la prévision statistique des tempêtes tropicales, a énoncé les sept conditions nécessaires à la formation d'une dépression tropicale. On distingue 3 conditions thermodynamiques et 4 conditions dynamiques (Figure 2.16).

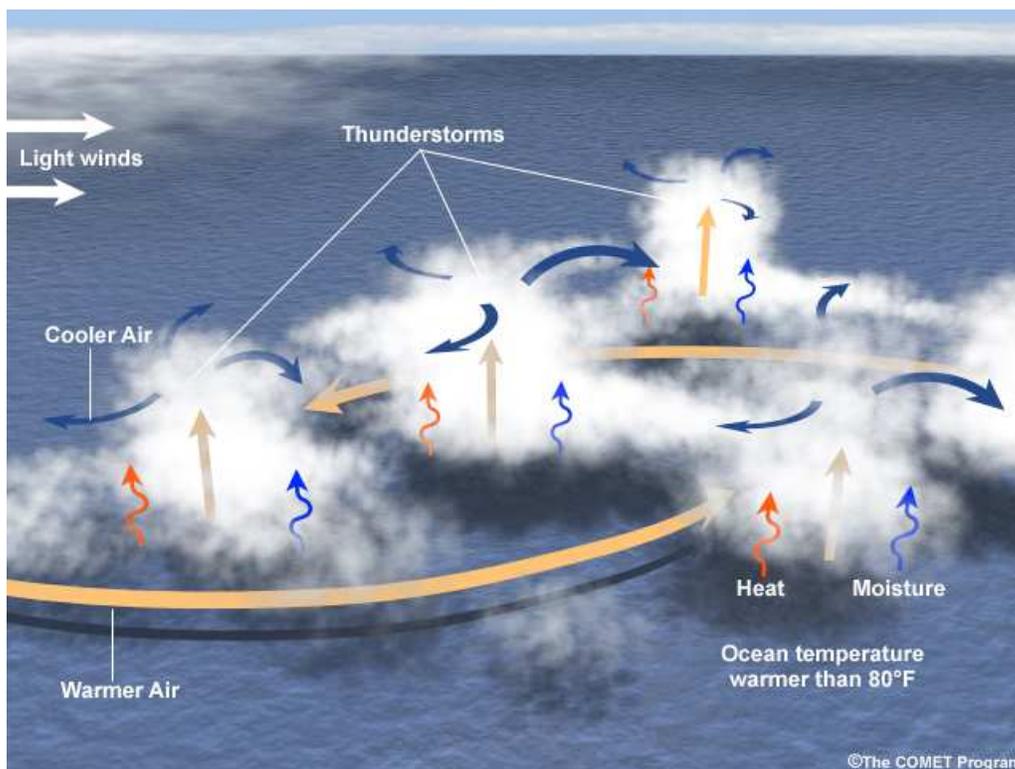


FIGURE 2.16 – Représentation schématique des conditions nécessaires (mais non suffisantes) à la formation d'une dépression tropicale. Source : programme COMET (UCAR).

Les conditions thermodynamiques de cyclogénèse sont :

1. **Température de surface de la mer (TSM) supérieure à 26,5° C** : l'océan est un élément essentiel puisque les flux de chaleur latente sont le "carburant" du cyclone tropical et expliquent la rapide croissance d'une dépression tropicale. La valeur 26,5° C est en réalité une valeur critique semblable à la valeur définie par Zhang (1993) qui favorise la fréquence et l'intensité de la convection profonde sur océan (entre 26 et 30 ° C). Cependant, cette seule valeur ne permet pas de caractériser le réservoir d'énergie qu'est l'océan. Il faut en réalité considérer la couche de mélange océanique qui s'étend sur une profondeur d'environ 50 mètres.
2. **Atmosphère conditionnellement instable** : une atmosphère conditionnellement instable est caractérisée par $\frac{\partial \theta_e}{\partial z} < 0$ (θ_e étant la température potentielle équivalente *i.e.* prenant en compte l'humidité relative). Les valeurs de θ_e dans les basses couches sont étroitement corrélées à celles de la TSM sous l'action des flux de chaleur latente et sensible. Plus la TSM est élevée, plus la masse d'air sus-jacente risque d'être instable.
3. **Forte humidité relative** : le risque de cyclogénèse augmente lorsque la moyenne troposphère (entre 700 hPa et 500 hPa) présente une humidité relative supérieure à 70%. En effet, le maximum de convergence se situe dans cette tranche d'atmosphère et le relâchement de chaleur latente lors de la condensation de la vapeur d'eau favorise une baisse de pression en surface. La présence d'air sec est donc vue comme un élément limitant le développement d'un cyclone tropical (génération de courants subsidents qui vont stabiliser l'atmosphère) même si le rôle de l'air sec n'est pas complètement expliqué.

Les quatre conditions dynamiques sont définies ci-dessous :

1. **Force de Coriolis suffisante** : aucune dépression tropicale ne peut se former à des latitudes à la fois inférieures à 5° N et supérieures à 5° S. En effet, le paramètre de Coriolis f , communément appelé tourbillon planétaire, joue un rôle essentiel dans la mise en place d'un vortex cyclonique. En se dirigeant vers les pôles, les amas convectifs formant la perturbation tropicale gagnent en tourbillon planétaire et les systèmes nuageux s'enroulent de plus en plus sous l'action de la force de Coriolis.
2. **Tourbillon relatif cyclonique et convergence dans les basses couches** : la présence d'un tourbillon relatif cyclonique dans un amas convectif favorise le développement d'une perturbation tropicale pour deux raisons. Tout d'abord, la convergence dans les basses couches va concentrer le tourbillon et donc favoriser les ascendances d'échelle synoptique. D'autre part, lorsque le rotationnel de l'environnement ψ_r augmente, le rayon de déformation de Rossby L_R diminue et la chaleur latente libérée par la convection devient beaucoup plus efficace pour renforcer le vortex cyclonique. Le rayon de déformation de Rossby est une échelle critique à partir de laquelle le mouvement rotationnel devient aussi important que la flottabilité.
3. **Divergence en haute troposphère** : pour qu'une perturbation tropicale s'intensifie, il faut que la convergence de basses couches soit couplée à une divergence de haute troposphère efficace. Cette divergence est généralement associée à un jet d'altitude comme le Jet d'Ouest SubTropical (JOST) ou le Jet d'Est Tropical (JET). La divergence d'altitude va renforcer les ascendances mais aussi faire diminuer la pression de surface.
4. **Cisaillement de vent modéré** : le cisaillement de vent (défini en général comme la différence d'intensité et de direction des vents entre la surface 800 hPa et la surface 200 hPa) doit rester inférieur à 12 m s⁻¹ dans un rayon d'environ 400 km autour de la zone de forte convection. En effet, un cisaillement vertical trop important aura pour conséquence de ventiler la chaleur latente libérée par la convection, d'incliner de manière trop importante le vortex cyclonique

créant un déphasage inhibiteur entre la circulation de basses couches et la divergence d'altitude, et de favoriser les intrusions d'air sec en moyenne et haute troposphère.

Ces conditions sont toutefois des conditions nécessaires mais non suffisantes. Cela signifie que toutes ces conditions doivent être réunies simultanément pour qu'une cyclogénèse se produise mais, même si ces conditions sont satisfaites, il se peut que la cyclogénèse ne se déclenche pas.

Situations "type" de cyclogénèse dans l'océan Indien

Il existe plusieurs situations météorologiques conduisant à la formation des cyclones tropicaux. Ici, nous ne détaillerons que certaines conditions amenant une cyclogénèse sur le bassin sud-ouest de l'océan Indien.

"Poussée de flux" sur l'océan Indien Nord

Pendant l'été austral (période allant de novembre à avril), les conditions de cyclogénèse peuvent être réunies lorsque le flux de mousson d'hiver provenant d'Iran/Arabie s'accélère et prend l'aspect d'un pseudo-front froid de surface (appelé également *cold surge*). Ce flux de mousson est renforcé en aval du pseudo-front froid par la hausse de pression (de 1 à 2 hPa) associée au *cold surge*. Cette interaction génère un cisaillement horizontal de vent et de la vorticité près du thalweg de mousson (Fig. 2.17). Ce tourbillon relatif, s'il pénètre suffisamment près du centre d'un amas convectif, peut devenir l'embryon d'une dépression tropicale si le vortex cyclonique survit plusieurs jours et qu'il évolue au-dessus d'un océan où les TSM sont supérieures à 26,5   C.

Renforcement des alizés sur la face équatoriale de l'anticyclone des Mascareignes

Les alizés sont les acteurs "clé" dans la convergence de basses couches côté polaire. Le renforcement de l'anticyclone des Mascareignes ou la migration de son centre d'action vers l'  quateur a pour effet d'intensifier le flux d'alizés. Le potentiel de cyclogénèse peut être ainsi augmenté si le flux de mousson d'hiver boréal (situation précédente) et la poussée d'alizés interagissent de manière bénéfique. Le vortex cyclonique existant est bien alimenté en humidité à la fois sur sa face équatoriale (flux de mousson) et sur sa face polaire (flux d'alizés).

Jet d'altitude renforçant la divergence de haute troposphère

Les jets d'altitude comme le JOST ou le JET, permettent d'intensifier une perturbation tropicale (ou un stade plus intense) en créant des canaux d'évacuation qui favorisent la divergence en haute troposphère (Fig. 2.18). Dans le bassin sud-ouest de l'océan Indien, ces canaux d'évacuation se situent de préférence au nord-ouest et au sud-est de la zone de cyclogénèse en lien, respectivement, avec la présence de hauts géopotentiels du côté équatorial ou à l'approche d'un thalweg des moyennes latitudes. Cependant, ce thalweg doit se situer à une distance adéquate car un cisaillement vertical de vent important est généralement associé à ce phénomène.

Lorsque les conditions de cyclogénèse sont remplies et que les conditions environnementales sont favorables, le vortex cyclonique, qui est désormais une perturbation voire une dépression tropicale, peut continuer son développement et son intensification.

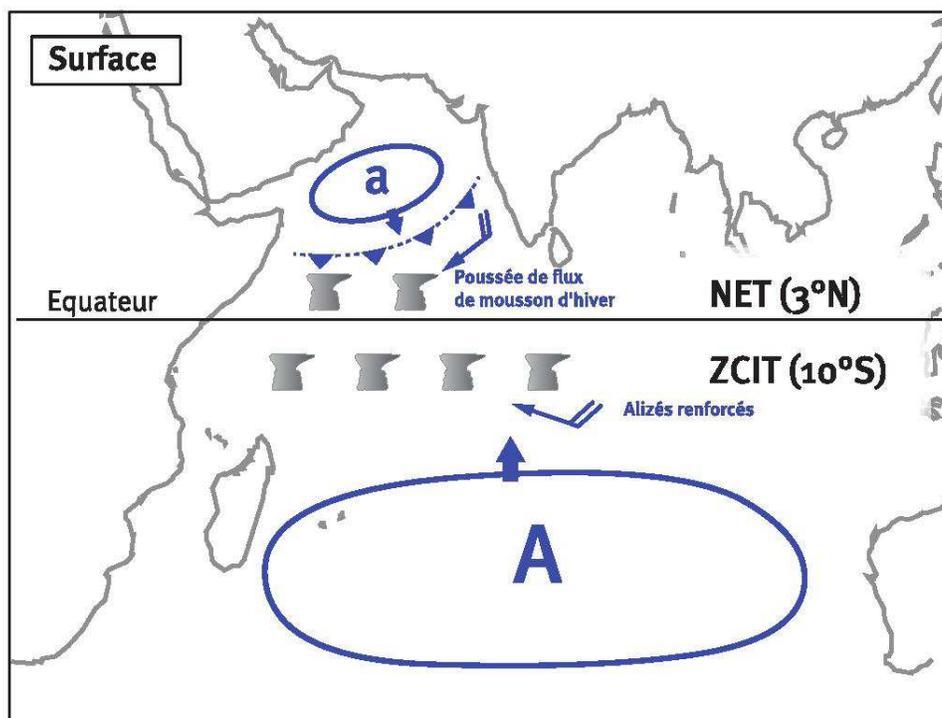


FIGURE 2.17 – Exemple de “poussée de flux” sur le bassin Océan Indien. L’anticyclone des Mascareignes, qui alimente la ZCIT, est noté A et la zone de haute pression associée à une poussée de flux de mousson est représentée par le a. Le NET (Near Equatorial Trough) correspond au thalweg de mousson. Tiré de *Beucher (2010)*.

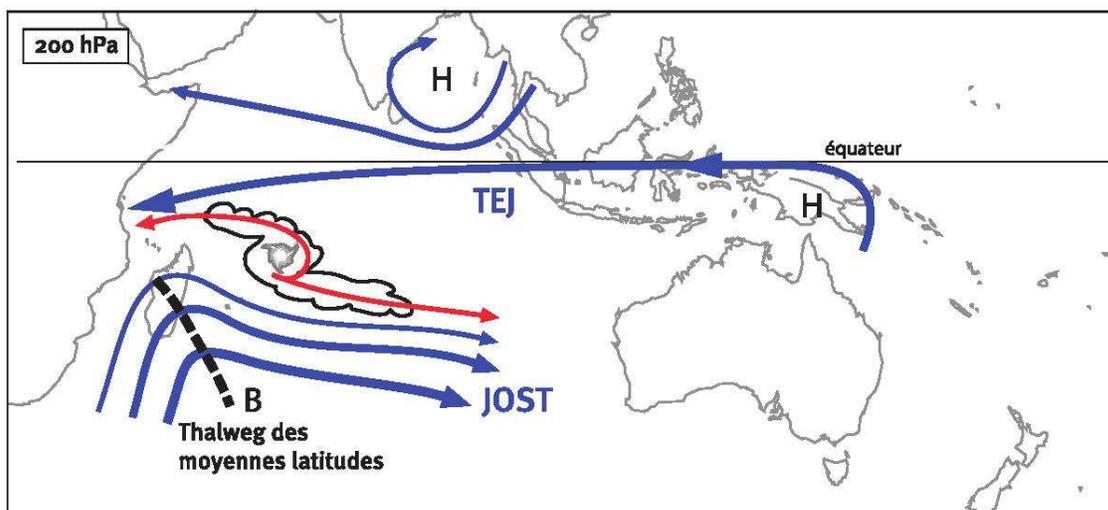


FIGURE 2.18 – Autre situation favorable à la cyclogénèse dans le bassin sud-ouest de l’océan Indien. Les traits bleus représentent les flux en haute troposphère. La mise en place de 2 jets d’altitude (JOST et TEJ/JET) favorise la divergence en haute troposphère. Le thalweg des moyennes latitudes est noté B et H représente les hauts géopotentiels. Tiré de *Beucher (2010)*.

2.2.3 Hypothèses sur le fonctionnement et le développement d'un cyclone tropical

Hypothèse de fonctionnement en régime stationnaire : le cycle de Carnot

Un cyclone tropical peut être considéré comme une gigantesque machine thermique en réponse au déséquilibre thermique qui existe entre l'océan et l'atmosphère (Emanuel, 1986). Dans un rayon de 100 km autour du centre du cyclone, on observe en moyenne :

- un taux de chauffage dans l'atmosphère de 25°C par jour dû à la condensation de la vapeur d'eau,
- un taux de précipitations associé de 10 mm par jour,
- un flux de chaleur latente océan-atmosphère de 1000 à 3000 W m^{-2} au niveau du rayon de vent maximum,
- un flux de chaleur sensible 10 fois plus élevé à cause du faible contraste de température entre la surface de l'océan et l'atmosphère dans les régions tropicales (1 à 2°C).

Le cyclone tropical est ici décrit par sa circulation secondaire. Les hypothèses d'Emanuel (1986) sur la nature des transformations thermodynamiques affectant les parcelles d'air lors de ce cycle de convergence-ascendance-divergence-subsidence peuvent être décrites par analogie avec les transformations ayant lieu dans un cycle de Carnot (Fig. 2.19) : l'énergie thermique extraite de l'océan est transformée en énergie cinétique du vent, l'océan et la tropopause jouant respectivement le rôle de source chaude et froide.

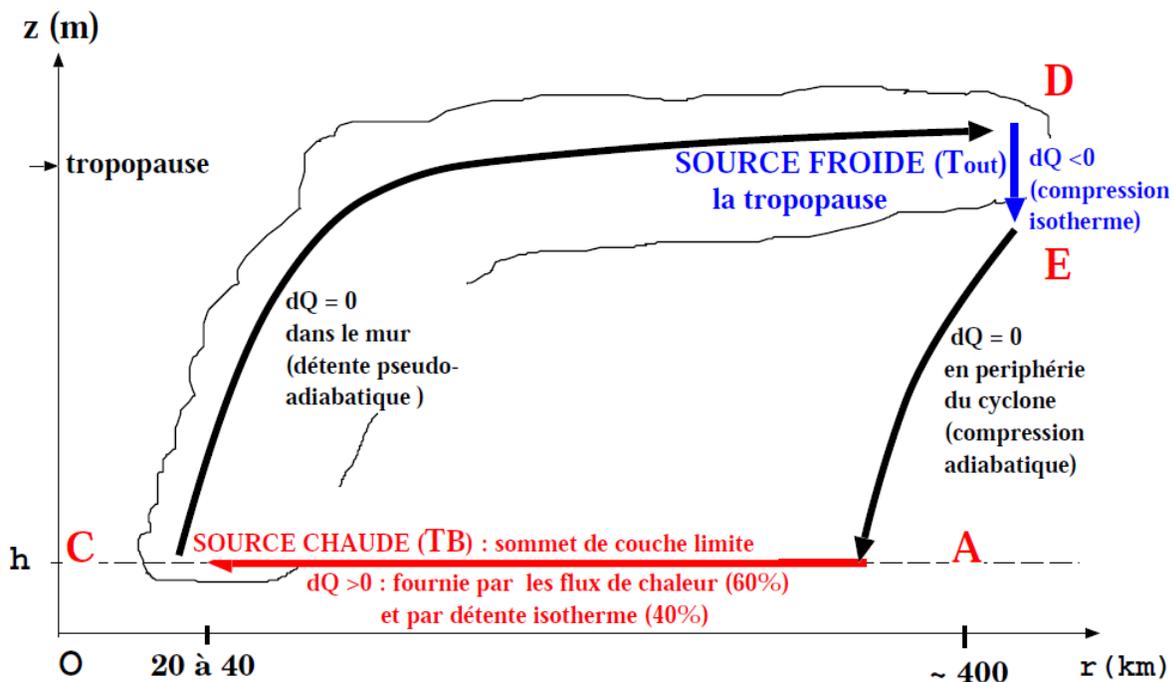


FIGURE 2.19 – Représentation schématisée du cycle thermodynamique d'un cyclone tropical. Ce cycle peut être assimilé à un cycle de Carnot où le sommet de la couche limite atmosphérique correspond à la source chaude et la tropopause correspond à la source froide. Tiré de Beucher (2010).

Le long de la trajectoire A-C, l'air dans les basses couches qui se rapproche de l'œil gagne de l'énergie par détente isotherme. L'énergie de l'air augmente en particulier grâce au flux de chaleur latente lors de l'évaporation. Il y a un transfert d'énergie de l'océan, qui joue le rôle de source chaude, vers l'atmosphère.

Au niveau du mur de l'œil (C-D), l'air entame une ascendance où la valeur de θ_e est supposée constante et les particules ne subissent qu'une détente pseudo-adiabatique à moment angulaire M constant. Au cours de cette transformation, une partie de la chaleur latente est convertie en chaleur sensible, énergie cinétique et potentielle. L'affaiblissement des vents avec l'altitude (vent thermique) est compensé par un mouvement vers l'extérieur des parcelles pour conserver M , d'où la forme évasée du mur de l'œil.

La trajectoire D-E correspond à une transformation isotherme. En haute troposphère, l'air s'éloigne du centre du cyclone et subside à température constante. Sa pression augmente mais elle perd progressivement de l'énergie par rayonnement vers l'espace. L'énergie accumulée par la parcelle d'air dans les basses couches est ici restituée à la tropopause qui peut être assimilée à la source froide du moteur thermique.

Dans la branche E-A, lorsque le chauffage par compression l'emporte sur le rayonnement, les particules d'air entament leur descente le long d'une adiabatique sèche. Il s'agit en fait d'une subsidence de grande échelle, non localisée comme l'ascendance.

À partir de cette analogie, il est possible de définir l'intensité potentielle maximale (IPM) d'un cyclone tropical. L'IPM se calcule en régime stationnaire en considérant que le cyclone produit de l'énergie cinétique à partir de l'énergie thermique fournie par la source chaude qu'est l'océan. Le rendement de ce cycle s'exprime par $\epsilon = 1 - (T_0/T_S)$ où T_S et T_0 sont les températures de surface de la mer et de la tropopause. Emanuel (1988) a proposé une formule permettant d'obtenir l'IPM en fonction des conditions thermodynamiques (température de surface de la mer et la température de la tropopause). En réalité, très peu de cyclones atteignent leur IPM. En effet, Emanuel (1988) ne prend pas en compte d'autres facteurs environnementaux importants, comme le cisaillement de vent ou la divergence d'altitude, qui peuvent affecter la puissance d'un cyclone. L'IPM peut être alors vue comme l'intensité maximale d'un cyclone s'il se développait dans des conditions environnementales optimales (sans contrainte dynamique et thermodynamique).

Hypothèse de développement : l'instabilité CISK

Une théorie nommée "Instabilité Convective du Second Ordre" (CISK) a été proposée dans les années 1960 par Charney et Eliassen (1964) puis par Ooyama (1969), et tente d'expliquer le phénomène d'intensification. Le développement initial et l'évolution du cyclone résulterait d'une libération organisée de l'instabilité conditionnelle préexistante dans l'atmosphère. Suite à un chauffage important de l'atmosphère, une convergence de masses d'air conditionnellement instables va se mettre en place à cause de la friction à la surface de l'océan et va alimenter l'activité convective déjà en cours. La convection ainsi organisée agit comme une source de chaleur au centre du vortex et donc l'intensifie. Cette théorie requiert implicitement le stockage et la disponibilité d'une quantité d'énergie convective importante dans l'atmosphère. De nombreuses études dont celle de Xu et Emanuel (1989) ont toutefois démontré que les profils thermodynamiques moyens au dessus des océans tropicaux sont associés à un faible stockage d'énergie convective, et qu'aux rares endroits où le stockage est important, il n'y

a pas de développement cyclonique. Cela explique pourquoi cette théorie s'est révélée inadaptée pour expliquer le développement des cyclones.

Hypothèse de développement : l'instabilité WISHE

Une autre théorie, reposant sur l'hypothèse d'une instabilité d'amplitude finie basée sur les interactions thermodynamiques entre l'atmosphère et l'océan, fut proposée par Emanuel (1986) et Emanuel et al. (1994). Elle se nomme WISHE (*Wind-Induced Surface Heat Exchange*) et part du principe que la température potentielle équivalente θ_e (ou l'énergie totale) des particules d'air dans la couche limite est amplifiée par les flux de chaleur et d'humidité, qui eux-mêmes dépendent de l'intensité du vent en surface. Un mécanisme de rétroaction se met ainsi en place, dans lequel l'augmentation des flux de surface accentue l'intensité du vortex, qui en retour augmente les flux de surface par l'intermédiaire du vent. Dans cette théorie, l'accent est surtout porté sur l'interaction du vortex en développement et les échanges à la surface de l'océan, la convection se limitant simplement à redistribuer verticalement l'énergie acquise à la surface. Ainsi, le mécanisme WISHE suppose une atmosphère initialement convectivement neutre, c'est à dire qu'il n'y a pas d'énergie convective potentielle disponible ($CAPE^5 = 0$), ainsi que des écarts de température faibles entre la surface de l'océan et la couche limite atmosphérique. Les valeurs de CAPE vont croître uniquement grâce à l'action du réchauffement et de l'humidification par les flux de surface. Les mécanismes d'interaction océan-atmosphère apparaissent donc primordiaux dans les processus d'intensification des cyclones tropicaux, avec la vapeur d'eau comme principal carburant de ce genre de systèmes.

Développement explosif : cas de l'intensification rapide des cyclones tropicaux

Au cours de leur vie, l'intensité des cyclones tropicaux peut fortement évoluer. Les processus responsables des changements d'intensité, et surtout des brusques changements d'intensité, restent toutefois mal connus. Dans l'Atlantique Nord, lorsqu'un système présente une brusque augmentation de la vitesse maximale du vent de surface d'environ $15,4 \text{ m s}^{-1}$ (ou 30 kt) sur une période de 24 heures, on parle d'intensification rapide (Kaplan et DeMaria, 2003). Ce seuil est basé sur une étude climatologique d'intensification des systèmes de l'Atlantique Nord. Un cyclone tropical peut subir une phase d'intensification rapide à cause de trois facteurs :

- les influences externes : de nombreuses études ont montré que le cisaillement de vent (Wong et Chan, 2004; Nguyen et Molinari, 2012), la divergence d'altitude (Ritchie et Elsberry, 2003, 2007), l'alimentation de basse couche plus ou moins humide (Kaplan et DeMaria, 2003) peuvent modifier l'intensité d'un cyclone. D'autres facteurs de grande échelle comme l'apport de tourbillon potentiel par un thalweg d'altitude peuvent conduire à une intensification rapide (Leroux, 2012).
- les processus internes : ces processus prennent place au sein du cyclone. On peut citer par exemple les ondes de Rossby de vortex (Montgomery et Kallenbach, 1997; Wang, 2002b), les tourbillons de méso-échelle (Schubert et al., 1999; Kossin et Schubert, 2001; Hendricks et al., 2009) ou la présence de tours convectives, ou *Vortical Hot Towers*, qui permettraient un apport supplémentaire de chaleur latente (Hendricks et al., 2004; Montgomery et al., 2006; Kelley et Halverson, 2011).

5. Convective Available Potential Energy.

- le contenu thermique de l'océan : une des conditions de cyclogénèse est la présence d'eaux de surface suffisamment chaudes. Des contenus thermiques supérieurs à 50 kJ cm^{-2} seraient nécessaires afin qu'un cyclone puisse amorcer une phase d'intensification rapide. De plus, la stratification de l'océan est également importante : une couche d'eau fraîche et peu salée en surface peut surmonter une couche d'eau chaude et plus salée en dessous. Au passage du cyclone, l'eau chaude sous jacente peut se retrouver en surface et participer alors à l'intensification du cyclone (Balaguru et al., 2012).

2.2.4 Structure dynamique d'un cyclone mature

Un cyclone tropical est un enroulement nuageux, quasi-circulaire avec une convection profonde organisée. D'après le Joint Typhoon Warning Center, l'extension moyenne de tels systèmes varie entre 300 et 600 km. Les cyclones tropicaux présentent trois parties distinctes (Fig. 2.20) :

- un œil présent lorsque la subsidence est suffisamment importante. On trouve dans cette région des stratus ou des stratocumulus. C'est une zone calme où les vents sont faibles, la pression atmosphérique est minimale et la température maximale.
- le mur de l'œil associé à de la convection profonde est situé à quelques dizaines de kilomètres du centre. Cette zone est caractérisée par les vents les plus violents dont la composante horizontale peut atteindre 80 à 90 m s^{-1} et la composante verticale 20 m s^{-1} . Le mur de l'œil est composé de cumulonimbus qui génèrent des quantités de pluie très importantes (1825 mm en 24 heures lors du cyclone Denise dans le sud-ouest de l'océan Indien).
- des bandes convectives éloignées du centre appelées communément bandes spiralées ou bandes pluvieuses. Elles s'enroulent vers le mur de l'œil depuis l'extérieur.

D'un point de vue théorique, le mouvement d'une particule à l'intérieur d'un cyclone tropical peut être décrit dans un repère cylindrique $(\vec{e}_r, \vec{e}_\theta)$ dont l'origine serait le centre du cyclone. Ainsi, le vent horizontal peut se décomposer en deux composantes : une composante radiale V_r et une composante tangentielle V_θ (Fig. 2.21). On peut écrire le vent sous la forme :

$$\vec{V} = V_r \vec{e}_r + V_\theta \vec{e}_\theta \quad (2.8)$$

$V_r = \frac{dr}{dt}$ est négatif (positif) lorsque la circulation est cyclonique (anticyclonique).

$V_\theta = r \frac{d\lambda}{dt}$ est négatif (positif) lorsque la circulation est cyclonique (anticyclonique) dans l'hémisphère sud.

À l'intérieur d'un cyclone tropical, une particule d'air est soumise à plusieurs forces : (1) la force centrifuge, (2) la force de Coriolis et (3) la force de pression (Eq. 2.9). Dans le repère cylindrique, l'équation du mouvement radial dans une atmosphère libre de forces de frottement s'écrit :

$$\frac{\partial V_r}{\partial t} = \underbrace{\frac{V_\theta^2}{r}}_{(1)} + \underbrace{f V_\theta}_{(2)} - \underbrace{\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}}_{(3)} \quad (2.9)$$

r étant la distance par rapport au centre, f le paramètre de Coriolis, ρ la masse volumique de la parcelle d'air et p étant la pression.

En régime stationnaire (*i.e.* $\frac{\partial V_r}{\partial t} = 0$), deux équilibres atmosphériques différents sont observés dans un cyclone tropical selon la distance au centre du système :

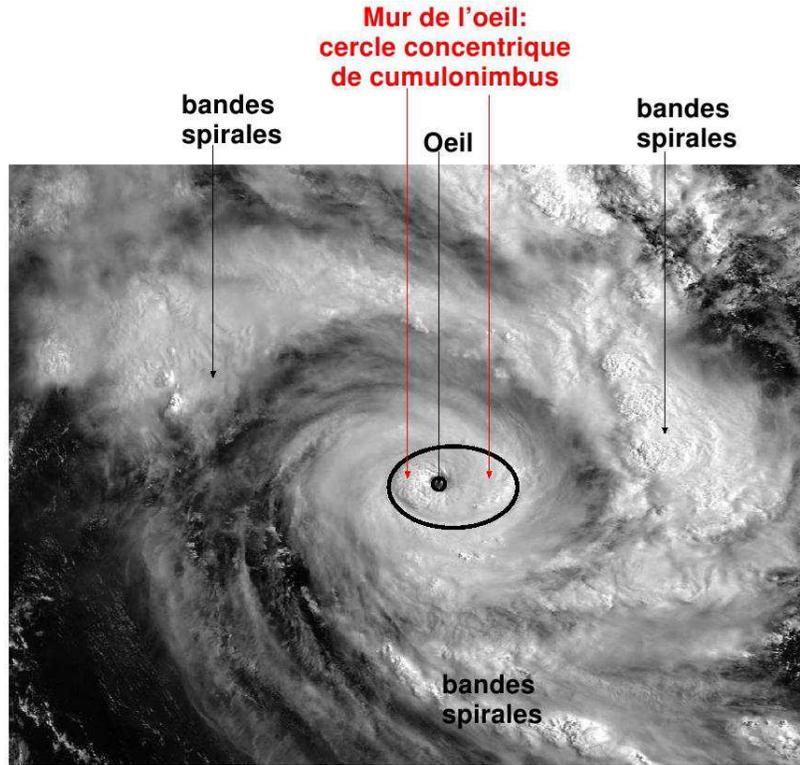


FIGURE 2.20 – Structure nuageuse représentée sur le cyclone Fanele se trouvant dans le canal du Mozambique le 20/01/2009 à 0619 heure universelle. Tiré de *Beucher (2010)*.

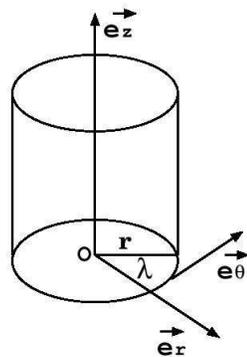


FIGURE 2.21 – Repère cylindrique utilisé pour décrire le comportement des cyclones tropicaux de l’hémisphère Nord. O est le centre du cyclone, r le rayon et λ l’angle. Tiré de *Beucher (2010)*.

- **l’équilibre du vent du gradient** (Fig. 2.22) : lorsque l’on se trouve à l’extérieur du mur de l’œil ($r > 20\text{--}40$ km), les forces de pression (\vec{F}_p), de Coriolis (\vec{F}_c) et centrifuge (\vec{F}_{ie}) s’équilibrent. Le vent V_θ est alors appelé “vent du gradient” :

$$0 = \frac{V_\theta^2}{r} + fV_\theta - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} \quad (2.10)$$

- **l’équilibre cyclostrophique** (Fig. 2.23) : dans l’œil du cyclone ($r < 20\text{--}40$ km), la force de Coriolis devient négligeable et l’équilibre s’effectue uniquement entre les forces de pression (\vec{F}_p) et centrifuge (\vec{F}_{ie}) :

$$\frac{V_\theta^2}{r} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} \quad (2.11)$$

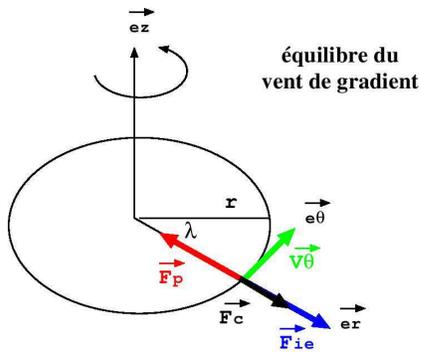


FIGURE 2.22 – Vue schématique de l'équilibre du vent de gradient dans un cyclone de l'hémisphère nord. Tiré de *Beucher (2010)*.

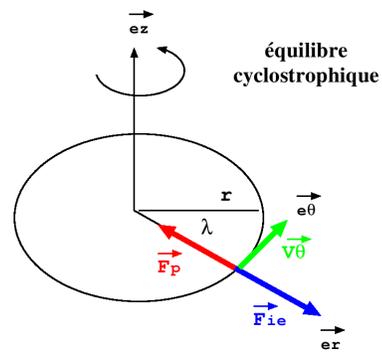


FIGURE 2.23 – Vue schématique de l'équilibre cyclostrophique dans un cyclone de l'hémisphère nord. Tiré de *Beucher (2010)*.

En réalité, les forces de frottement existent au sein de la couche limite et limitent l'intensité du vent tangential V_θ . Ainsi, les forces de Coriolis et centrifuge ne peuvent compenser les forces de pression ce qui a pour effet de créer une circulation radiale négative *i.e.* dirigée vers les basses pressions. La circulation tangentielle positive et la circulation radiale négative associée à une circulation verticale s'appellent respectivement la circulation primaire et secondaire (Fig. 2.24).

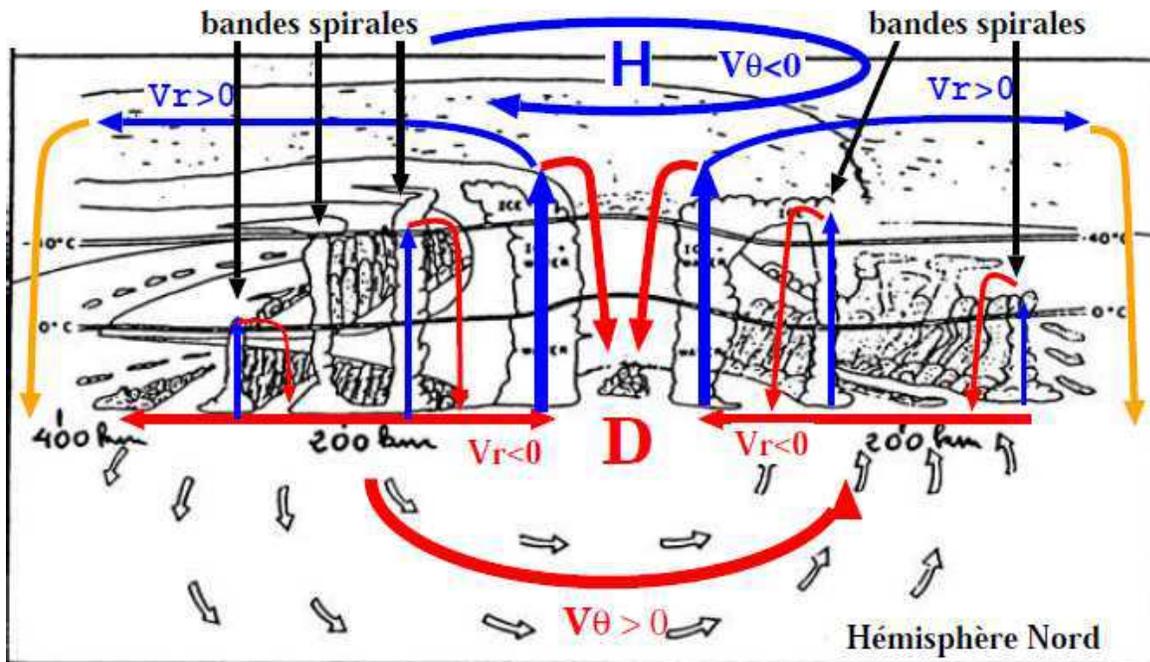


FIGURE 2.24 – Représentation schématique des circulations primaire (V_θ) et secondaire (V_r). Tiré de *Beucher (2010)*.

Circulation primaire

Le vent tangential V_θ est cyclonique dans une grande partie de la troposphère et son amplitude décroît avec l'altitude pour devenir négatif, soit anticyclonique, en haute troposphère. V_θ est maximal

au sommet de la couche limite, aux alentours de 850 hPa et minimal proche de la tropopause, vers 150 hPa. La Figure 2.25b décrit la structure verticale en fonction du rayon du cyclone tropical. On constate également que le maximum de V_θ se trouve très proche du centre, entre 0 et 200 km, alors que le minimum se situe à une distance plus importante (1400 km à partir du centre) en altitude. Le vent maximal au sommet de la couche limite se situe à une certaine distance appelée “rayon de vent maximal”. Le changement de comportement de V_θ avec l’altitude est dû à l’équilibre du vent thermique (Eq. 2.13) qui est expliquée grâce à l’équilibre hydrostatique (Eq. 2.12) et à l’équilibre du vent de gradient en coordonnées pression.

$$dp = -\rho g dz = -\rho d\Phi \quad (2.12)$$

où $\Phi = gz$ est le géopotential et g la gravité terrestre. En combinant cette équation avec la relation des gaz parfaits, il vient :

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Phi}{\partial p} &= -\frac{1}{\rho} \\ \frac{\partial \Phi}{\partial \ln p} &= -\frac{P}{\rho} = -RT \\ \frac{\partial^2 \Phi}{\partial(\ln p)\partial r} &= -R \frac{\partial T}{\partial r} \end{aligned}$$

avec T la température et R la constante d’état de l’air humide.

L’équilibre du vent du gradient peut se réécrire comme suit en considérant un changement de coordonnée verticale entre p et Φ :

$$\begin{aligned} -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} &= \frac{v^2}{r} + fv \\ \frac{\partial \Phi}{\partial r} &= \frac{v^2}{r} + fv \end{aligned}$$

ce qui donne en dérivant par rapport à $\ln p$:

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial(\ln p)\partial r} = \left(\frac{2v}{r} + f \right) \frac{\partial v}{\partial \ln p}$$

Au final, nous obtenons une relation qui lie le gradient radial de température à la variation du vent horizontal en fonction de l’altitude :

$$\left(\frac{2v}{r} + f \right) \frac{\partial v}{\partial \ln p} = -R \frac{\partial T}{\partial r} \quad (2.13)$$

Cette équation montre qu’un gradient de température négatif (cœur chaud du système, Fig. 2.26) engendre une décroissance du vent tangentiel avec l’altitude, au-dessus de la couche limite. La structure thermique du cyclone explique ainsi la circulation anticyclonique (divergence) dans la haute troposphère.

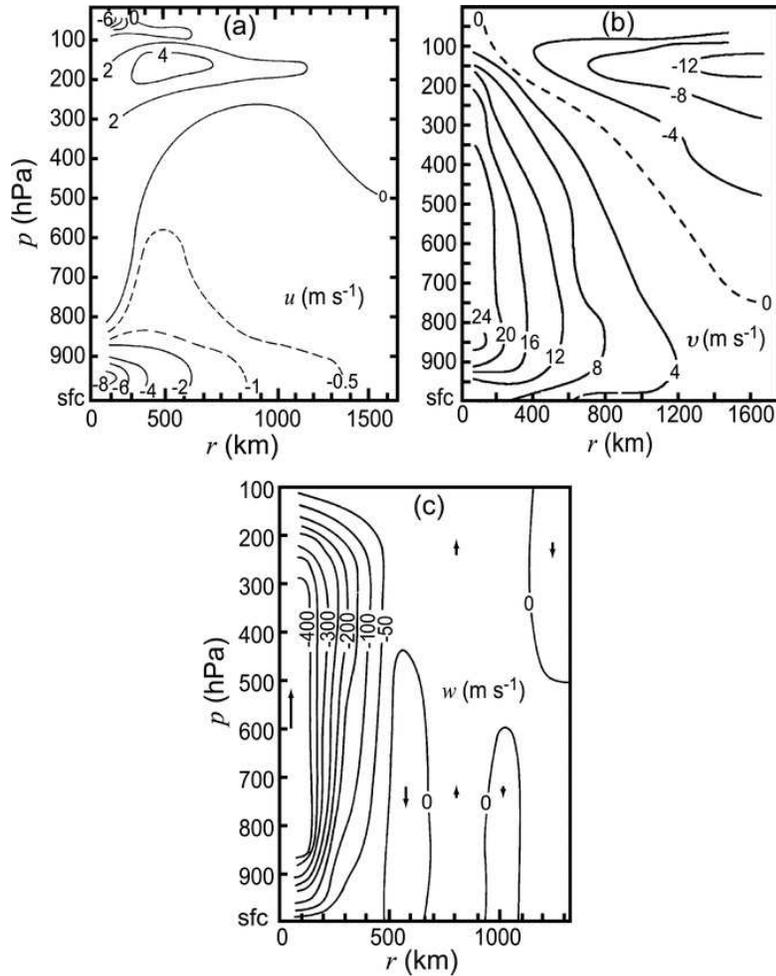


FIGURE 2.25 – Coupes verticales en moyenne azimutale a) du vent radial (m s^{-1}), b) du vent tangential (m s^{-1}) et c) de la vitesse verticale w (m s^{-1}) pour un cyclone de l'hémisphère Nord. Tiré de Frank (1977) et adapté par Houze (2010).

Circulation secondaire

Le vent radial, caractéristique de la circulation secondaire, converge (valeurs négatives) dans les basses couches jusqu'aux environs de 800 hPa, est quasi-nul jusqu'à 300 hPa puis devient divergent (valeurs positives) au-delà (Fig. 2.25a). Dans la haute troposphère, cette circulation est maximale vers 150 hPa, là où la circulation primaire est minimale. On constate aussi que V_r augmente assez rapidement entre le centre du cyclone et le rayon de vent maximum puis décroît plus lentement au delà.

L'autre composante de la circulation secondaire est le vent vertical. En effet, la forte convergence dans les basses couches et la forte divergence dans la haute troposphère doivent être équilibrées par des mouvements ascendants. On observe donc des vitesses verticales positives (suivant \vec{e}_z de la Fig. 2.21) sur toute la troposphère dans la région inférieure à 300 km. Pour une distance supérieure à 50 km du centre du cyclone, on observe une succession d'ascendances et de subsidences de moindre intensité (Fig. 2.25c).

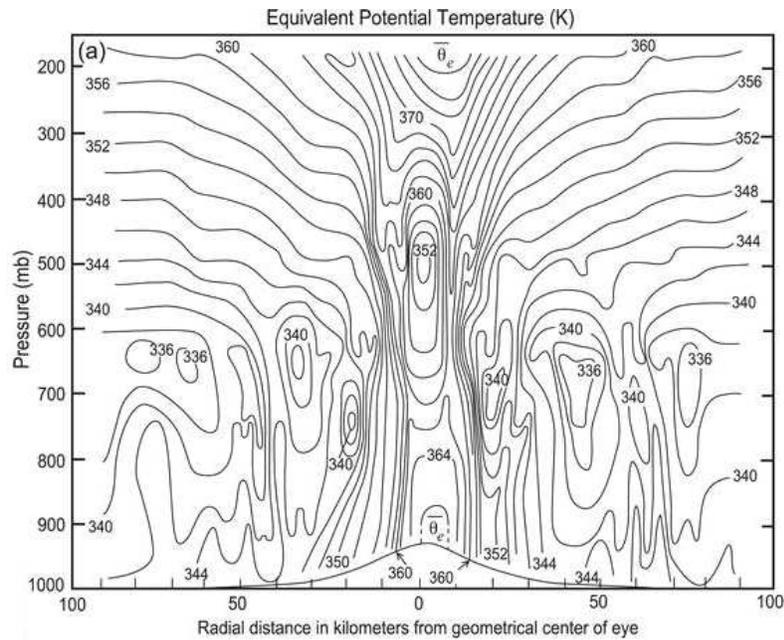


FIGURE 2.26 – Coupe verticale de la température potentielle équivalente de l’ouragan Inez (Atlantique Nord, 1966). Tiré de *Hawkins et Imbembo (1976)* et adapté par *Houze (2010)*.

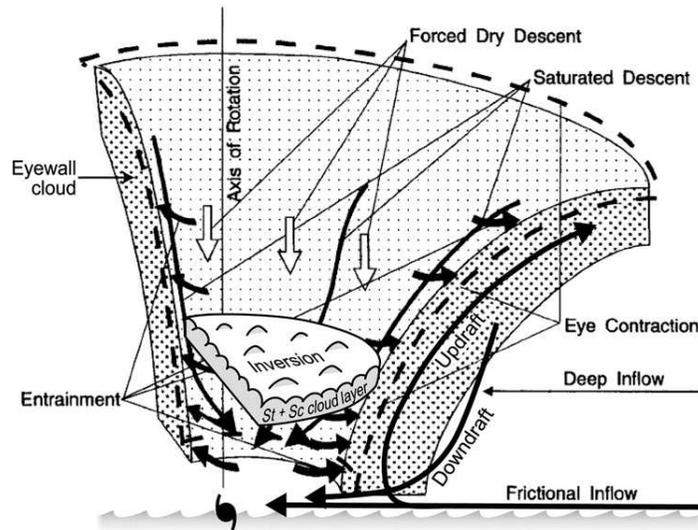


FIGURE 2.27 – Détail de l’œil d’un cyclone tropical. On observe une subsidence (flèches blanches) à l’intérieur de l’œil où se trouvent des nuages de type “stratus” ou “stratocumulus”. Sur la figure est également représentée la circulation secondaire (flèches noires). Tiré de *Houze (2010)*.

La région de l’œil du cyclone (Fig. 2.27) se caractérise par une zone de subsidence (quelques dizaines de cm s^{-1}) dont l’intensité maximale se trouve en haute troposphère. La compression adiabatique de l’air qui accompagne cette subsidence explique pourquoi on observe une anomalie d’air chaud dans l’œil du cyclone (Fig. 2.26). L’effet hydrostatique dû à cet air chaud est responsable en partie des basses pressions de surface dans l’œil.

2.2.5 Trajectoire

Pour les prévisionnistes chargés du suivi des cyclones tropicaux, la trajectoire est un élément essentiel qu'il faut savoir évaluer afin de prévenir les populations des risques potentiels. La Figure 2.15 illustre les trajectoires des cyclones tropicaux de tous les bassins pour la période 1985 à 2005.

Depuis longtemps, il est reconnu que l'environnement joue un rôle important dans le déplacement du cyclone, le vortex étant advecté par le flux environnemental. Néanmoins, cela ne suffit pas à expliquer totalement les trajectoires observées. Pour pallier les erreurs de prévisions de trajectoire, il a fallu s'intéresser à la dynamique du vortex cyclonique.

Pour étudier le déplacement d'un cyclone tropical, on se réfère à l'équation d'évolution du tourbillon relatif :

$$\frac{\partial \zeta_r}{\partial t} = -\vec{v} \cdot \overrightarrow{\text{grad}} \zeta_r - \beta v - (f + \zeta_r) \cdot \text{div } \vec{v} \quad (2.14)$$

où ζ_r est le tourbillon relatif, \vec{v} le vecteur vent et $\beta = \frac{\partial f}{\partial v}$ le gradient méridien du paramètre de Coriolis f . Ces trois termes permettent d'expliquer la trajectoire du vortex associé au cyclone :

- le terme $-\vec{v} \cdot \overrightarrow{\text{grad}} \zeta_r$ est l'effet directeur du flux environnemental. En moyenne, les cyclones se déplacent vers l'ouest car, pendant l'été austral, ce sont les alizés qui prédominent sur toute l'épaisseur de la troposphère.
- le terme $-\beta v$ est appelé communément l'“effet bêta” (Fig. 2.28). En l'absence de flux environnemental, le cyclone interagit avec le gradient méridien du paramètre de Coriolis pour générer du tourbillon relatif positif ou négatif. Ces tourbillons sont à l'origine des deux circulations cyclonique et anticyclonique de part et d'autre du cyclone appelées “gyres bêta”. La présence de ces gyres engendre un flux net dirigé vers les pôles. Ce phénomène se nomme la “dérive de Rossby”.
- le terme $-(f + \zeta_r) \cdot \text{div } \vec{v}$ intervient indirectement dans la trajectoire. Plus la convergence de basses couches est importante, plus la croissance du tourbillon est rapide, ce qui accentue l'“effet bêta”.

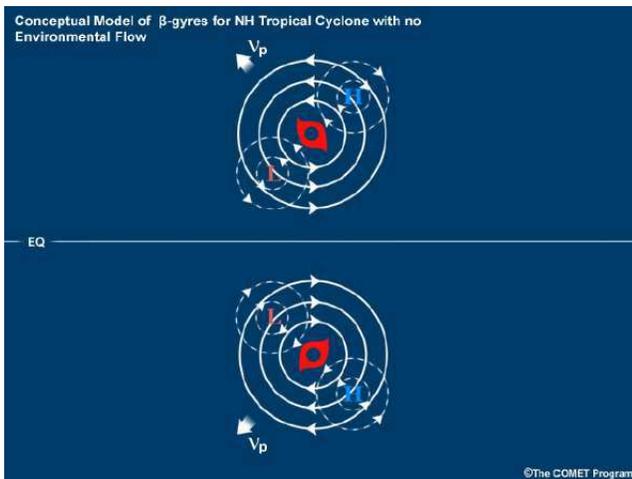


FIGURE 2.28 – Représentation des “gyres bêta” dans les deux hémisphères où L désigne la circulation cyclonique et H la circulation anticyclonique. Source : programme COMET (UCAR).

2.2.6 Structure microphysique

Comme nous l'avons vu, un cyclone tropical est composé de différentes régions (œil, mur de l'œil et bandes pluvieuses) caractérisées par différents types de nuages. La formation de ces nuages est dictée par les processus microphysiques qui sont également des sources et puits de chaleur latente, carburant des cyclones tropicaux.

Les bandes pluvieuses périphériques sont assez éloignées du centre du cyclone. Ainsi, elles ne sont plus dominées par la dynamique du vortex cyclonique et c'est pourquoi nous ne nous intéresserons qu'à la microphysique du mur de l'œil.

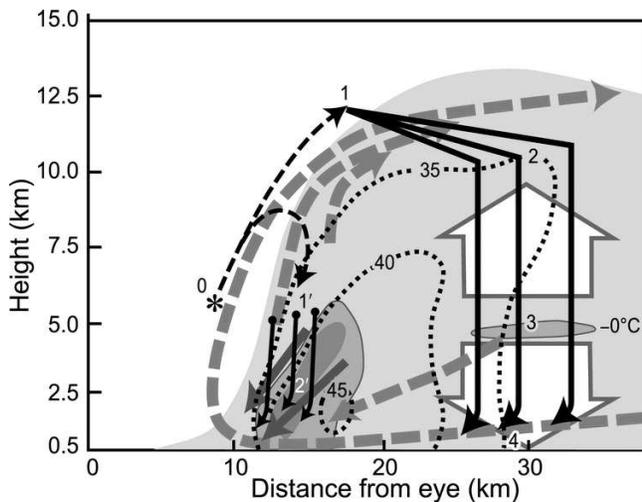


FIGURE 2.29 – Représentation schématique des processus microphysiques à l'intérieur du mur de l'œil de l'ouragan Alicia (Atlantique-1983). Les zones grisées correspondent aux contours 5, 30 et 35 dBZ. La circulation primaire est représentée par les traits noirs tiretés alors que la circulation secondaire est représentée par les lignes grises pointillées. La trajectoire des hydrométéores débute au niveau de l'astérisque et suit les lignes noires (pleines et tiretées) et les numérotations. D'après Marks et Houze (1987) et tiré de Houze (2010).

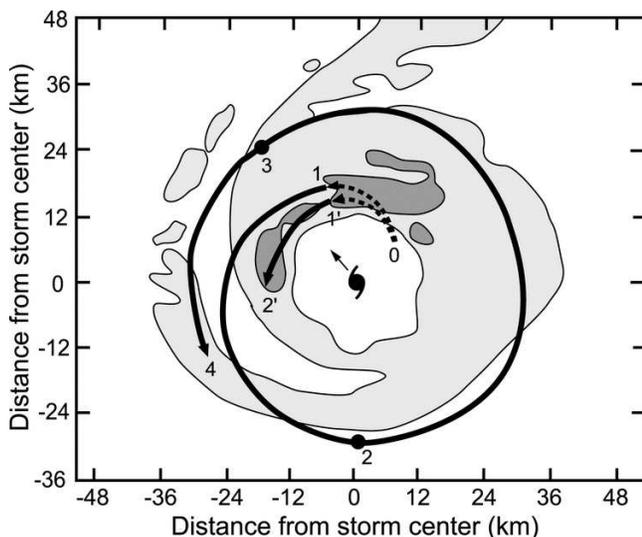


FIGURE 2.30 – Vue horizontale de la trajectoire adoptée par les hydrométéores superposée avec les contours de réflectivité radar (20 et 30 dBZ). Les numéros correspondent à ceux de la Figure 2.29. D'après Marks et Houze (1987) et tiré de Houze (2010).

Dans les branches ascendantes de la circulation secondaire, les particules précipitantes sont générées rapidement et forment l'anneau de précipitations intenses définissant le mur de l'œil. La Figure 2.29 représente les processus de croissance et de précipitation des hydrométéores dans le mur de l'œil. Les précipitations dans le mur de l'œil sont dominées par les processus chauds : la vapeur d'eau se condense sur des noyaux de condensation (CCN pour *Cloud Condensation Nuclei*), formant des

gouttelettes qui croissent rapidement par coalescence en dessous de l'isotherme 0°C et précipitent avant d'atteindre la région de phase mixte (Black et Hallett, 1986, 1999). Néanmoins, la pluie peut également être générée à partir de la phase glace. Au dessus de la couche de fonte, du graupel est formé par givrage des particules de glace. Les particules de graupel suffisamment denses ne pourront plus être supportées par les updrafts et vont précipiter et fondre pour donner des particules liquides. Ce mécanisme de génération de la pluie est représenté par la trajectoire 0-1'-2' sur la Figure 2.30.

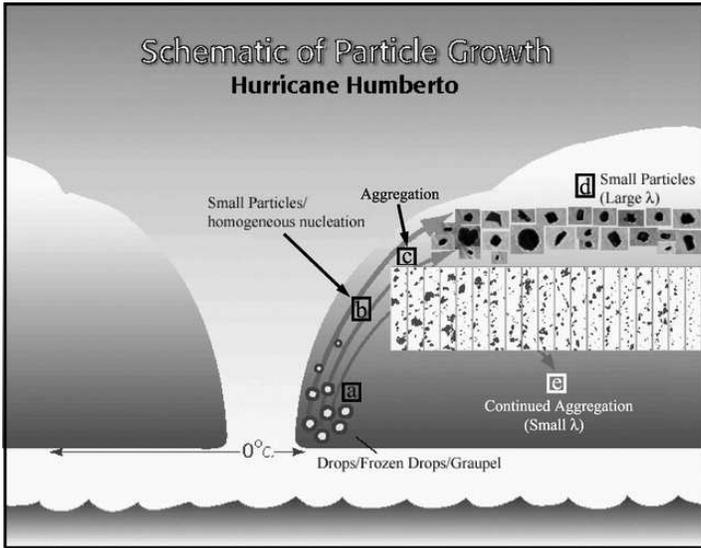


FIGURE 2.31 – Schéma représentant les processus de croissance des particules de glace dans l'ouragan Humberto le 23 septembre 2001. Tiré de Heymsfield et al. (2006).

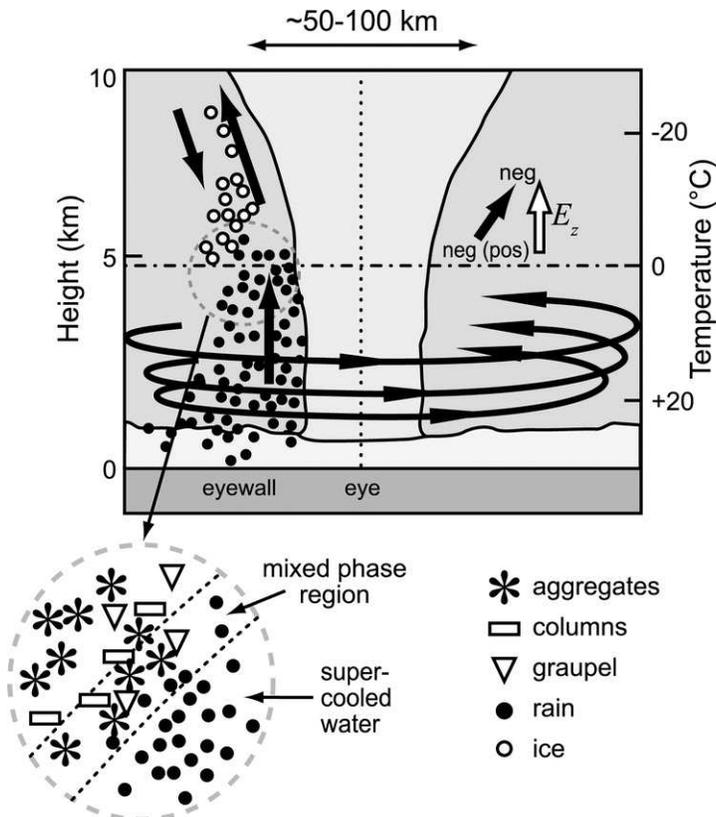


FIGURE 2.32 – Schéma décrivant les processus microphysiques et la distribution des particules dans le mur de l'œil d'un cyclone tropical. Les flèches noires représentent les circulations primaire et secondaire (sauf en haut à droite). On remarque sur cette figure que la zone où se trouvent les gouttelettes d'eau surfondue est très réduite et que ces particules n'existent pas au dessus de l'isotherme -5°C . Le cercle gris délimite la zone de phase mixte où l'eau est présente sous forme liquide (points noirs) et solide (points blancs, étoiles, triangles et rectangles). La circulation primaire est représentée par les lignes circulaires et la circulation secondaire par les traits noirs épais. Tiré de Black et Hallett (1999).

Le graupel n'est cependant pas l'espèce solide dominante dans le mur de l'œil. On y trouve beaucoup de particules de glace, en majorité des agrégats de cristaux de glace. Dans l'ouragan Humberto (bassin Atlantique Nord), de fortes concentrations en petites particules de glace ($> 50 \text{ cm}^{-3}$) à l'intérieur et autour des updrafts du mur de l'œil ont été observées (Heymsfield et al., 2006). Les agrégats dominent les particules de grande taille. Le paramètre de pente λ de la courbe de régression exponentielle est caractéristique d'une croissance en phase chaude ($\lambda < 30 \text{ cm}^{-1}$) près de l'œil et d'une croissance en phase froide en dehors. Au voisinage des updrafts, les fortes concentrations de petites particules de glace résultent de la nucléation homogène de la glace (Fig. 2.31). Les petites particules sont advectées vers le haut et prises dans la divergence d'altitude (trajectoire 0–1–2–3–4 sur la Fig. 2.29). Ce sont ces particules qui forment le couvert cirriforme visible sur les images satellite. On remarque sur la Figure 2.30 que le mur de l'œil fournit également des particules aux nuages des régions plus éloignées. Lorsque ces particules franchissent la couche de fonte, à l'extérieur du mur de l'œil et dans les bandes pluvieuses, il se forme une couche brillante visible sur l'imagerie radar, caractéristique des pluies stratiformes (Région 3 sur la Figure 2.29).

Au dessus de -5° C , le nuage est glacé, conséquence du givrage des gouttelettes d'eau surfondue sur les particules de glace déjà présentes. Black et Hallett (1986) ont observé dans la zone de phase mixte du mur de l'œil, une faible quantité d'eau surfondue ($< 0,5 \text{ g m}^{-3}$) dans des updrafts supérieurs à 5 m s^{-1} . Cependant, seul un nombre limité d'updrafts remplissant cette condition contenait de l'eau surfondue. Cette eau liquide est vraisemblablement formée dans une région très proche de l'isotherme 0° C et transportée en altitude par les updrafts. Elle ne reste présente que pendant un laps de temps très limité avant de givrer sur des particules glacées. La Figure 2.32 met bien en évidence les régions où sont localisées ces gouttelettes d'eau surfondue. Elles se trouvent de préférence dans la partie qui jouxte l'œil du cyclone. Ces particules se trouvent en petites quantités dans la région de phase mixte. Les courants ascendants et subsidents transportent de nouvelles particules qui captent les gouttelettes d'eau liquide. Lorsque ces gouttelettes d'eau surfondue entrent en contact avec les autres particules, il y a création de petites particules de glace (des résidus solides d'eau surfondue). Ce mécanisme secondaire de formation de la glace a été mis en évidence la première fois par Hallett et Mossop (1974). Black et Hallett (1986) ont observé de fortes concentrations en particules de glace formées à partir de ce mécanisme. On peut y voir une certaine rétroaction négative pour l'eau surfondue puisque, lors de sa capture, elle engendre de nouvelles particules de glace qui vont s'associer à d'autres particules, augmentant ainsi la probabilité de capturer à nouveau de l'eau surfondue. Lorsqu'elles ne croissent pas par givrage, ces particules peuvent soit se combiner entre elles soit croître par déposition de vapeur d'eau.

2.2.7 Activité électrique des cyclones tropicaux

Pendant longtemps, il a été suggéré que les cyclones tropicaux n'étaient pas efficaces pour générer des éclairs. Cette "croyance" était due au fait que les updrafts présents dans les cyclones sont relativement peu intenses comparés à ceux qui sont observés dans les orages continentaux. Cependant, les vols scientifiques menés par les organismes de recherche américains et le développement de réseaux de détection d'éclairs ont mis en lumière que les cyclones tropicaux produisaient des éclairs, certes moins nombreux que dans les orages continentaux, mais qu'ils pouvaient renseigner sur les changements d'intensité ou de structure.

Observations

L'étude de l'activité électrique à partir d'observations s'est essentiellement attachée à *i*) localiser les zones privilégiées de production d'éclairs en fonction de la distance par rapport au centre des cyclones tropicaux, de l'angle par rapport à la direction de propagation ou de l'angle entre le cisaillement de vent et la direction de propagation ou *ii*) analyser l'occurrence des éclairs (maximum d'intensité, période d'intensification rapide ou cycle de remplacement du mur de l'œil, changement de trajectoire, ...).

Aucun consensus n'existe encore sur la distribution radiale de l'activité électrique dans les cyclones tropicaux. Même s'il apparaît une forte variabilité à la fois dans la localisation et l'intensité de l'activité électrique d'un cyclone à l'autre, les éclairs sont localisés de préférence dans les bandes pluvieuses ou dans la région du mur de l'œil. L'incertitude qui existe porte surtout l'intensité de l'activité électrique dans ces régions.

Les études de [Samsury et Orville \(1994\)](#), [Lyons et Keen \(1994\)](#), [Molinari et al. \(1999\)](#), [Cecil et al. \(2002\)](#), [Solorzano et al. \(2008\)](#) et [Zhang et al. \(2012\)](#) montrent que l'activité électrique des cyclones tropicaux est caractérisée par trois régions : un maximum principal dans les bandes pluvieuses, un second maximum dans la région du mur de l'œil et un "trou" d'activité électrique entre ces deux régions. Cette répartition des éclairs correspond également à la répartition de la convection dans les cyclones tropicaux : *i*) région du mur de l'œil avec des updrafts modérés, *ii*) région stratiforme où règne une faible activité convective et *iii*) région des bandes pluvieuses caractérisée par des vitesses verticales et des valeurs de réflectivité radar variables.

À l'aide du [NLDN](#), [Samsury et Orville \(1994\)](#) ont étudié les ouragans de l'Atlantique Nord Hugo et Jerry (1989). Ces deux systèmes ont montré des comportements électriques différents puisque Hugo n'a généré que 33 CGs sur une période de 18 h alors que Jerry en a produit 691 lors de son affaiblissement (passage du stade ouragan à tempête tropicale). De plus, dans le premier cas, les éclairs étaient situés dans la région du mur de l'œil alors que dans le second cas, la majorité des CGs se trouvaient dans les bandes pluvieuses. À la même époque, [Lyons et Keen \(1994\)](#) ont étudié un plus grand nombre de cas de l'Atlantique Nord à des intensités différentes. Les résultats montrent que les éclairs se trouvent dans des supercellules formant les bandes pluvieuses alors qu'ils sont plus rares dans le mur de l'œil. En étudiant neuf cyclones tropicaux avec le même réseau [NLDN](#), [Molinari et al. \(1999\)](#) ont proposé la première distribution radiale "moyenne". Ils ont mis en avant la présence d'un maximum d'activité électrique dans la zone proche du centre (< 60 km de rayon). De plus, dans cette même zone, les cyclones modérés ou forts présentent moins d'éclairs que les cyclones de faible intensité. Les auteurs remarquent également une diminution de l'activité électrique vers 80–100 km (à l'exception de Hugo et Jerry). Dans cette même zone, le pourcentage de CGs positifs est relativement élevé (+ de 25%) et ils en concluent que cette région est similaire à la partie stratiforme d'un [MCS](#) (Mesoscale Convective System). Enfin, pour les régions éloignées (au-delà de 200 km), on note la présence du maximum global du taux d'éclairs pour presque tous les cyclones.

[Squires et Businger \(2008\)](#) et [DeMaria et al. \(2012\)](#) observent quant à eux, une concentration d'éclairs plus marquée dans la région du mur de l'œil. Dans la première étude (avec le [LLDN](#)), on constate un comportement bimodal de l'activité électrique alors que dans la seconde étude (avec le [WVLLN](#)), il n'existe qu'un seul maximum (décroissance de l'activité électrique du mur de l'œil aux bandes pluvieuses). Les updrafts les plus vigoureux se trouvant dans le mur de l'œil ([Black et al.](#),

1996), les mécanismes d'échange de charges sont plus efficaces dans cette région ce qui peut expliquer les distributions radiales proposées dans ces études.

Le LLDN a été utilisé dans l'analyse de l'activité électrique des ouragans de catégorie 5 Rita et Katrina à l'approche des côtes (Squires et Businger, 2008). Ils ont montré que le maximum d'éclairs se situait dans la région du mur de l'œil. L'ouragan Rita a d'ailleurs généré quelques $5608 \text{ fl. (100 km)}^{-2}$ sur une période de 71 h, ce qui est environ 7 fois plus important que le nombre d'éclairs détectés dans les bandes pluvieuses.

Le WWLLN a permis d'étudier un plus grand nombre de cyclones tropicaux (172 systèmes) dans les bassins Atlantique Nord et Pacifique Est/Central (DeMaria et al., 2012). Les auteurs ont réalisé une étude statistique et les résultats présentés font état d'un maximum d'éclairs dans la région du mur de l'œil. Il existe une légère différence entre les cyclones tropicaux de ces deux bassins puisque, pour ceux de l'Atlantique Nord, la structure est semblable à celle de Squires et Businger (2008) alors que, dans le bassin Pacifique Est/Central, la densité d'éclairs ne fait que décroître en s'éloignant du centre. DeMaria et al. (2012) expliquent ce résultat par des cyclones tropicaux du Pacifique Est/Central plus compacts. Dans cette étude, les auteurs ont procédé à une stratification, non pas par intensité maximale mais par phase d'intensité. En effet, toutes les études convergent vers le fait que l'activité électrique est très sporadique et qu'elle ne semble pas influencée par l'intensité maximale. Avec cette méthode d'analyse, DeMaria et al. (2012) montrent que les dépressions et tempêtes tropicales génèrent plus d'éclairs que les cyclones et que les cyclones tropicaux arborent la même structure que celle présentée par Squires et Businger (2008).

Les études portant sur l'activité électrique dans les cyclones tropicaux ne sont pas bornées à l'observation de la distribution spatiale de l'activité électrique. Black et Hallett (1999) suggèrent dans leur introduction que l'activité électrique peut être utile afin de prévoir les changements d'intensité.

Les premières études qui se sont penchées sur ce sujet s'appuyaient sur un nombre limité de cas et n'ont pas obtenu de résultats très marqués (Molinari et al., 1999; Cecil et al., 2002). En effet, il a été observé des pics d'activité électrique dans la région du mur de l'œil avant ou pendant des phases d'intensification. Cependant, ces deux études présentent des limitations que ce soit à cause de la portée de détection du réseau utilisé (Molinari et al., 1999) ou à cause du caractère instantané des observations de l'activité électrique par satellite (Cecil et al., 2002). Plus récemment, Squires et Businger (2008), Thomas et al. (2010) et Fierro et al. (2011) ont étudié des ouragans de forte intensité du bassin Atlantique Nord et ont observé une forte activité électrique dans la région du mur de l'œil peu de temps avant ou pendant des périodes d'intensification mais parfois aussi pendant des phases d'affaiblissement. Price et al. (2009) ont examiné l'activité électrique de 58 cyclones tropicaux de forte intensité issus des différents bassins cycloniques à l'aide du WWLLN. 54 des 58 cyclones présentent une forte corrélation ($r = 0,82$) entre le nombre d'éclairs dans tout le système et le vent maximum, le pic d'activité électrique précédant d'environ 30 h le pic d'intensité du cyclone. Abarca et al. (2011) ont montré que, pour un échantillon de 24 cyclones tropicaux de l'Atlantique Nord, l'activité électrique dans la région 0–100 km à partir du centre du cyclone est plus élevée pour les cyclones s'intensifiant que pour ceux ne s'intensifiant pas. Ils utilisent les données du WWLLN lorsque les cyclones sont sur océan ouvert et lorsqu'ils se rapprochent à moins de 400 km des côtes des États-Unis. DeMaria et al. (2012) se sont intéressés à 7 saisons cycloniques de l'Atlantique en utilisant également le WWLLN. Leurs résultats montrent que les tempêtes qui s'intensifient génèrent plus d'éclairs que les cyclones qui s'affaiblissent. De plus, les cyclones qui s'affaiblissent rapidement ont une activité électrique dans la région 0–100 km plus importante que ceux qui s'intensifient rapidement. Les auteurs suggèrent que

les *bursts* d'éclairs dans cette région sont parfois un signal que la phase d'intensification touche à sa fin. Zhang et al. (2012) ont étudié l'activité des *bursts* de CG de 33 cyclones tropicaux du Pacifique Nord-Ouest à l'aide d'un réseau de détection d'éclairs régional. Ils ont montré que l'activité électrique de ces systèmes en phase d'atterrissage dépendait de leur intensité. De plus, les *bursts* de CG dans le mur de l'œil se produisent pendant 3 différentes périodes : changement d'intensité (15% des pics de CG lors des phases d'intensification et 43% pendant un affaiblissement), maximum d'intensité (15%) et changement de direction (10%).

Modélisation

À l'heure actuelle, il n'existe que deux études qui ont tenté de simuler l'activité électrique d'un cyclone tropical mature. La première étude portant sur la modélisation de l'activité électrique dans un cyclone tropical a été menée par Fierro et al. (2007). Ils ont simulé un cyclone idéalisé afin de comprendre les mécanismes d'électrification ainsi que l'évolution des charges à l'intérieur de ces systèmes. Le modèle numérique utilisé a été développé par Straka et Mansell (2005) intégrant un schéma microphysique de douze classes d'hydrométéores : gouttelettes nuageuses, pluie, glace, neige, gouttes congelées, trois catégories de graupel et deux catégories de grêle. La paramétrisation des processus non-inductifs suit le schéma de Saunders et Peck (1998) qui dépend du taux de givrage du graupel (RAR pour Rime Accretion Rate). Du point de vue de la dynamique, le cyclone idéalisé a été initialisé par un vortex de Rankine qui permet d'imposer une vorticité relative en fonction du rayon. Fierro et al. (2007) ont choisi un cyclone avec des vents maximum de 43 m s^{-1} pour un rayon de vent maximum de 280 km.

Ils ont ainsi montré que les taux d'éclairs (CG + IC) les plus importants se trouvaient dans la région du mur de l'œil, région dans laquelle se trouvent les updraft les plus vigoureux, alors qu'un plus petit nombre d'éclairs a été généré dans les cellules convectives formant les bandes pluvieuses. Cependant, l'activité électrique simulée avec leur modèle génère un nombre irréaliste d'éclairs. En effet, Fierro et al. (2007) ont obtenu un taux d'IC de $1000 \text{ fl. min}^{-1}$ après 10 h de simulation. Ce résultat peut s'expliquer par des vitesses verticales plus importantes que celles généralement observées (Rogers et al., 2007). Dans le mur de l'œil, la structure électrique se répartit en trois couches formant un tripôle normal alors que dans les bandes pluvieuses, seules deux couches sont présentes (dipôle normal).

Plus récemment, Fierro et Reisner (2011) ont réalisé une simulation haute-résolution de l'ouragan Rita durant sa période d'intensification rapide. Tout comme Fierro et al. (2007), la paramétrisation des processus non-inductifs utilisée est celle de Saunders et Peck (1998). En revanche, le schéma d'éclairs a été simplifié puisqu'un éclair est déclenché lorsque le champ électrique ambiant dépasse la valeur du champ de déclenchement (fonction de l'altitude) et les charges électriques portées par les hydrométéores sont réduites de 10% sur toute la verticale du point de décharge. Les éclairs ne sont donc pas reproduits de manière explicite *i.e.* ce schéma ne s'intéresse pas à l'extension verticale et horizontale de l'éclair. Ainsi, ce module simplifié ne fait aucune distinction entre les CGs et les ICs. Cependant, un aspect original de ce travail est l'utilisation des données d'éclairs provenant du LASA⁶ afin d'initialiser la convection dans les bandes pluvieuses. Outre le côté prévision des changements d'intensité, cette étude s'illustre par une méthode novatrice dans l'initialisation de la convection. Cette démarche a été adoptée dans le modèle WRF puisque l'assimilation de données d'éclairs y est

6. Los Alamos Sferic Array

possible (Fierro et al., 2012).

Les résultats obtenus montrent que l'activité électrique est assez épisodique dans le mur de l'œil et associée à des maxima de réflectivité radar. Après 5–6 h de simulation, le modèle produit un pic d'activité électrique qui sera suivi d'une chute de pression d'environ 5 hPa. Cette soudaine activité électrique s'explique par une augmentation de flux de masse d'updraft associée à une bouffée convective. À cette même date, les éclairs sont produits dans trois *hot towers*, comparable aux observations (Fierro et al., 2011). De plus, les résultats du modèle sont assez réalistes puisque l'activité électrique des bandes pluvieuses est moins importante que dans le mur de l'œil.

Il faut toutefois signaler que, même si les éclairs semblent être générés aux bons endroits, le modèle présente quelques faiblesses car, comme dans Fierro et al. (2007), le nombre d'éclairs simulés est surestimé. Le taux d'éclairs obtenu avec le LASA ne dépasse jamais 180 fl. h^{-1} en moyenne alors que le taux d'éclairs simulé est deux fois plus important que ces observations.

La modélisation de l'activité électrique des cyclones tropicaux est un exercice encore plus complexe que la modélisation de l'activité électrique associée à de la convection classique. En effet, ce travail demande de simuler correctement :

- le cyclone et la diversité de nuages qui le compose ;
- la microphysique ;
- l'activité électrique à l'aide d'un schéma d'éclairs adapté, c'est-à-dire complet (structure 3D et réaliste de l'éclair) mais peu coûteux en temps de calculs.

Chapitre 3

Données et Méthodologie

Sommaire

3.1	Le World Wide Lightning Location Network	61
3.1.1	<i>Time of group arrival</i> (TOGA)	62
3.1.2	Efficacité de détection	62
3.1.3	Erreur de localisation	65
3.2	Les données Best Tracks	65
3.3	Le modèle atmosphérique Meso-NH	69
3.3.1	Les processus microphysiques	69
3.3.2	Le schéma électrique CELLS	70
3.4	Méthodologie	73

Dans le Chapitre 2, nous avons présenté différents réseaux de détection d'éclairs régionaux et globaux. Dans des régions comme l'océan, seuls les réseaux globaux peuvent fournir des données. D'autre par, sur océan, peu d'observations sont disponibles et les données d'éclairs peuvent informer sur la dynamique et la microphysique des systèmes convectifs. Ainsi, dans le cas du bassin sud-ouest de l'océan Indien, le réseau **WWLLN** pourrait offrir une autre vision de la structure interne des cyclones tropicaux, complémentaire à celle des satellites.

Parmi les deux réseaux de détection globaux, nous avons préféré utiliser les données du **WWLLN** car ces données couvrent une plus grande période ce qui permet d'obtenir des résultats plus robustes.

3.1 Le World Wide Lightning Location Network

Le World Wide Lightning Location Network (**WWLLN** ; www.wwlln.net/) est un réseau de détection d'éclair global en temps réel. Ce réseau fournit des données depuis 2004 et était composé à l'époque de 18 stations. En octobre 2012, on dénombrait 68 capteurs répartis sur tous les continents (Fig. 3.1). On s'aperçoit que le continent américain possède une bonne couverture en nombre de stations alors que des régions comme l'Afrique sont beaucoup moins équipées. La station installée à l'île de La Réunion est opérationnelle depuis octobre 2010 et se trouve sur le site de Gillot.

De par sa couverture globale, les données du **WWLLN** ont été utilisées dans l'étude des cyclones tropicaux (Solorzano et al., 2008; Price et al., 2009; DeMaria et al., 2012), des NO_x produits par les éclairs (Bucsela et al., 2001; Beirle et al., 2010) ou les événements lumineux transitoires (Soula et al., 2011).

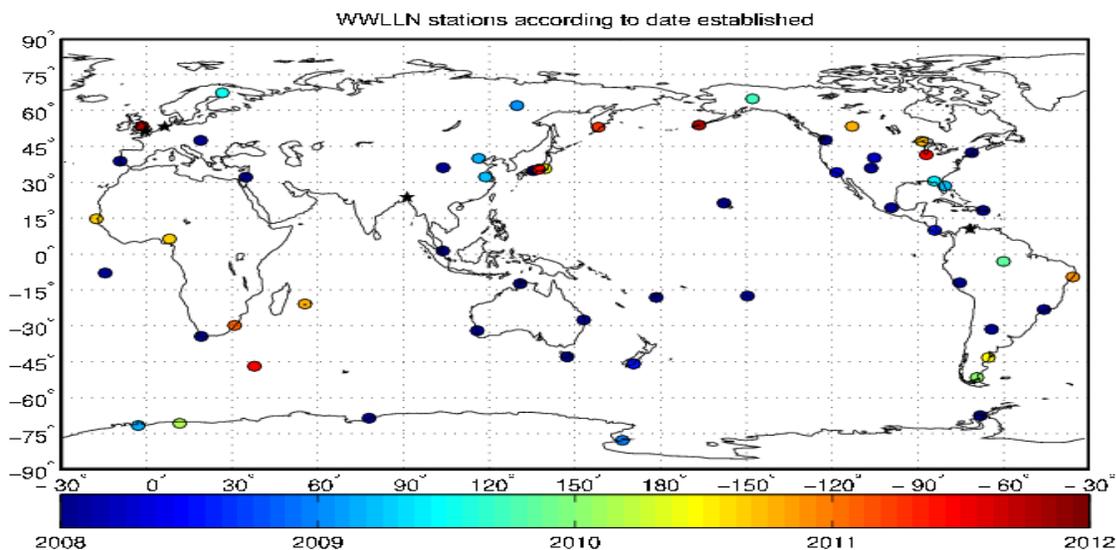


FIGURE 3.1 – Répartition des stations du **WWLLN**. On peut noter l'apparition de la station de La Réunion vers fin 2010, le code couleur correspondant à l'année de mise en service du capteur.

3.1.1 Time of group arrival (TOGA)

Lorsqu'un éclair est généré, des pulsations électromagnétiques, appelées "sferics" de fréquence 1-24 kHz, se propagent entre la surface de la Terre et une partie de l'ionosphère (jusqu'à 90 km d'altitude). Cette couche de l'atmosphère forme donc un guide d'ondes (Fig. 3.2) qui permet aux sferics de se déplacer sur de très longues distances et ainsi être captés par les stations du WWLLN.

Pour localiser les éclairs, l'algorithme utilise le temps d'arrivée du groupe d'onde, appelé TOGA (Dowden et Rodger, 2002), à chaque station afin de déterminer la position de l'éclair avec une meilleure précision que la méthode du temps d'arrivée (TOA¹, Lewis et al. (1960)). Le TOGA correspond au taux de changement de la phase du sferic par rapport à la fréquence à la date de déclenchement. Le développement d'une nouvelle méthode de localisation est justifié par la dispersion des sferics due à la propagation dans l'ionosphère. Ainsi, l'instant de déclenchement de l'éclair n'est pas nécessairement le temps d'arrivée de l'énergie de l'onde. Le signal reçu est un train d'ondes qui s'élève peu au-dessus du bruit de fond et dure environ 1 ms.

À chaque station, le TOGA est déterminé grâce au GPS de chaque site. Afin de localiser les points de déclenchement, on fixe des points arbitraires tout autour du globe et on calcule en chacun de ces points l'instant de l'impact s'il avait eu lieu à cet endroit. On dénombre 5744 points répartis sur 67 parallèles, tous les 2,67° de latitude. La distance entre chaque point est de 300 km et la distance maximale entre un impact et le point est d'environ 200 km.

On calcule les temps de propagation GTT entre une station et chaque point. Ensuite, on regroupe les TOGAs dans une fourchette de 50 ms puis pour chaque TOGA sélectionné, la différence $T_m = TOGA - GTT$ est déterminée. On calcule les résidus des T_m en chaque point et le "meilleur" point (résidu le plus faible) est sélectionné. Si cinq stations ou plus détectent un événement, la localisation et l'instant de la décharge sont déterminés par la méthode de Nelder-Mead, algorithme d'optimisation qui permet alors de déterminer la localisation de l'éclair. Ainsi, l'erreur de localisation médiane est de l'ordre de 2,9 km mais varie entre 1,9 à 19 km.

3.1.2 Efficacité de détection

Les ondes VLF se propagent de manière non-uniforme à cause des changements de caractéristiques de la surface terrestre et de l'ionosphère. En journée, la couche D de l'ionosphère comprise entre 60 et 90 km présente des densités d'électrons plus élevées ce qui a pour effet d'augmenter l'atténuation des sferics. Durant la nuit, la couche D disparaît, la densité d'électrons diminue et les ondes VLF se réfléchissent plus facilement.

Hutchins et al. (2012) ont montré que l'efficacité de détection du WWLLN possède un cycle diurne en partie influencé par ce phénomène. On peut voir sur la Fig. 3.3 que durant la nuit, l'efficacité relative de détection dans notre région est meilleure durant la nuit (18 UTC et 00 UTC) avec des valeurs variant entre 0,4 et 0,6. En journée, le WWLLN ne détecte que 20% des éclairs produits. Cependant, dans d'autres régions comme l'Australie ou les États-Unis, la variation d'efficacité de détection est moins visible ce qui signifie que d'autres paramètres l'influencent. Sur la Fig. 3.3a, les auteurs expliquent la baisse d'efficacité de détection en Amérique du nord par une activité électrique

1. Time of Group Arrival.

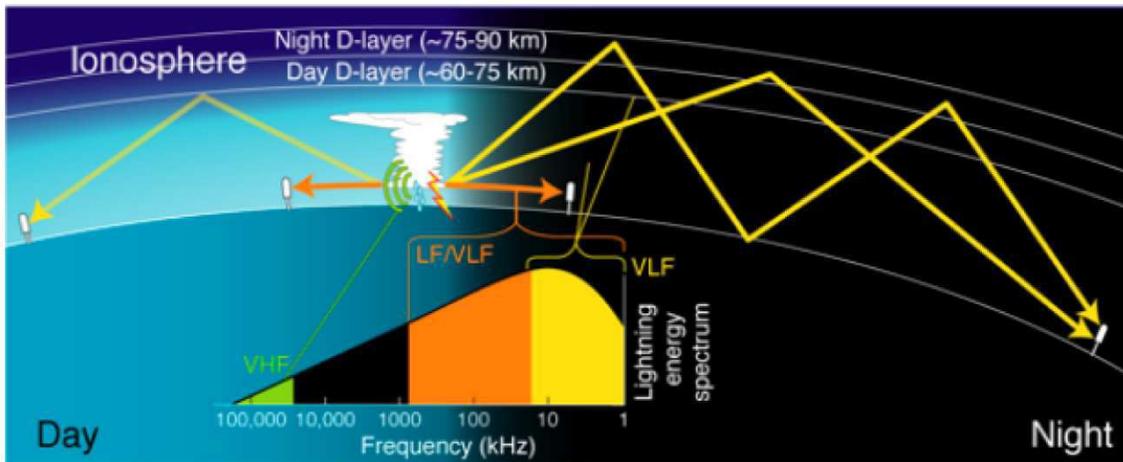


FIGURE 3.2 – Guide d’ondes formé par la surface terrestre et la région D de l’ionosphère. Notons que l’altitude de cette couche augmente voire même disparaît durant la nuit. Les ondes **VLF** sont donc plus atténuées la journée. Tiré de *Pessi et al. (2009)*.

plus importante ce qui cause une augmentation du seuil de détection des éclairs pour les stations voisines.

On constate que l’efficacité de détection est assez faible en Afrique alors que *Christian et al. (2003)*, grâce aux données **OTD**, ont montré que le bassin du Congo était la région du monde la plus active en terme d’activité électrique. Cette différence s’explique par la faible couverture de ce continent en stations. Par contre, en raison de la très bonne couverture par le réseau **WWLLN** en Amérique du Nord, l’efficacité de détection dans cette région est supérieure à 80%.

Les caractéristiques de surface jouent également un rôle non négligeable. En effet, la surface terrestre est composée de plusieurs types de sols et de végétations qui possèdent chacun des conductivités différentes. Ainsi, les sferics sont plus atténués sur continent (faible conductivité de l’ordre de 10^{-2} – 10^{-4} S m^{-1}) que sur océan (4 S m^{-1}). *Hutchins et al. (2012)* expliquent la faible efficacité de détection en Antarctique par la faible conductivité de la glace alors qu’en Océanie, en Amérique du Nord et en Europe de l’Ouest, les fortes efficacités de détection sont dues à la densité de stations mais aussi à la faible atténuation des ondes **VLF** sur océan.

Enfin, la performance des stations est un facteur influençant l’efficacité de détection. La Figure 3.4 présente l’efficacité relative de détection pour la journée du 16 juin 2010 calculée avec toutes les stations disponibles du **WWLLN** (Fig. 3.4a), sans la station d’Hawaï (Fig. 3.4b) et sans la station de Maitri (Fig. 3.4c). Il apparaît que la performance de la station d’Hawaï influence très peu l’efficacité de détection globale. On note uniquement une faible diminution au niveau de l’Alaska. Au contraire, l’absence de la station de Mairi se fait ressentir dans l’Atlantique sud (baisse de 50% du nombre d’éclairs détectés) et dans le sud-ouest de l’océan Indien (entre 10 et 40%).

Le **WWLLN** détecte à la fois des **CGs** et des **ICs**. Cependant, comme les **CGs** sont plus énergétiques, les capteurs détectent plus facilement ce type d’éclairs. *Abarca et al. (2010)* ont comparé les taux de **CGs** détectés par le **WWLLN** à ceux détectés par le **NLDN** ayant une efficacité de détection beaucoup plus importante. Le **NLDN** a été considéré comme référence et ils ont montré que l’effica-

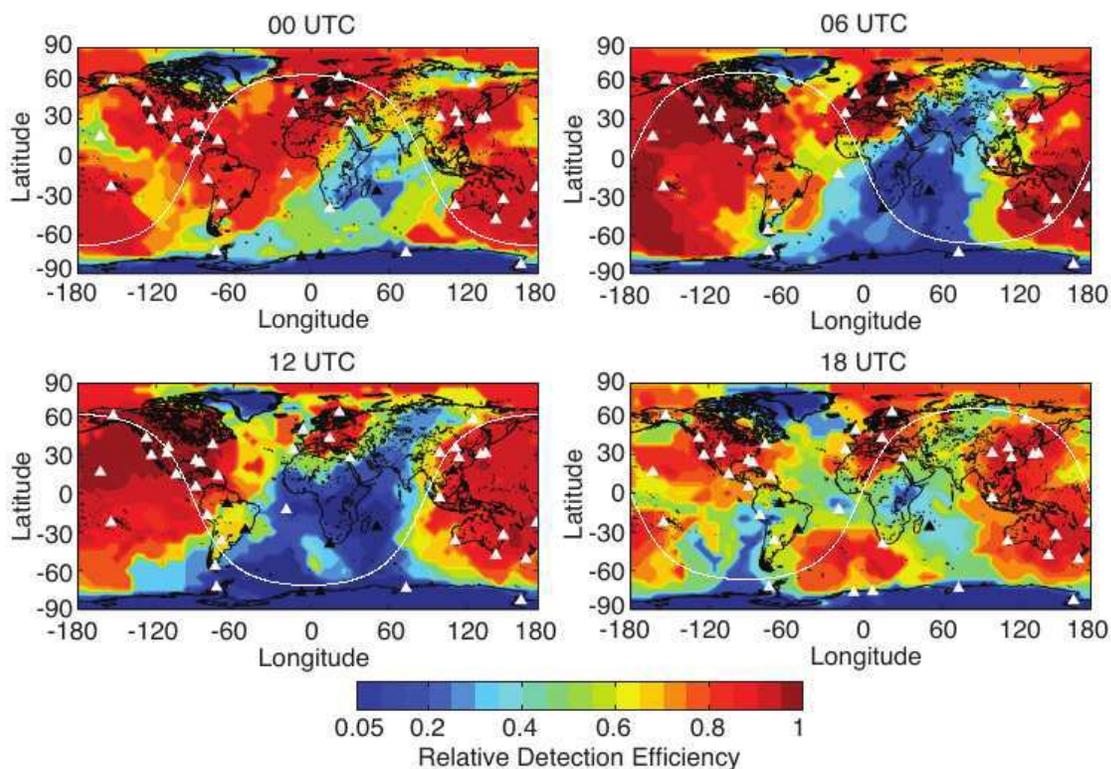


FIGURE 3.3 – Cycle diurne de l'efficacité relative de détection du **WWLLN** le 15 juin 2010 à a) 00 UTC, b) 06 UTC, c) 12 UTC et d) 18 UTC. On peut voir que certaines régions telles que l'Amérique du nord, l'Europe de l'ouest ou l'Océanie ne semblent pas affectées par ce cycle diurne à cause de la densité de stations dans ces régions et de la faible atténuation sur océan. Les triangles blancs représentent les stations opérationnelles et les noirs les stations non-opérationnelles. Tiré de *Hutchins et al. (2012)*.

ité de détection du **WWLLN** était de 3,88% en 2006 contre 10,30% en 2010. Les auteurs précisent également que même si le **NLDN** détecte environ dix fois plus d'éclairs, le **WWLLN** est capable de très bien capturer l'activité électrique des orages puisqu'il existe une bonne corrélation spatiale ($r = 0,75$) entre les éclairs détectés par le **NLDN** et ceux détectés par le **WWLLN** pour la période 2008/2009. Plus récemment, *DeMaria et al. (2012)* ont évalué l'efficacité de détection du **WWLLN** sur l'Atlantique Nord et le Pacifique Central/Est mais en utilisant une méthode différente. Dans leur étude, les données du **WWLLN** sont comparées aux données **LIS/OTD**. Pour chaque année allant de 2005 à 2010, ils ont calculé le rapport entre la densité moyenne d'éclairs par an et la climatologie annuelle du **LIS/OTD** pour la même zone d'étude (Atlantique et Pacifique Central/est). Comme dans *Abarca et al. (2010)*, l'efficacité de détection du **WWLLN** croît avec l'augmentation du nombre de stations passant de 2,7% (0,9%) en 2005 à 20% (17,5%) en 2010 pour l'Atlantique (Pacifique Central/Est).

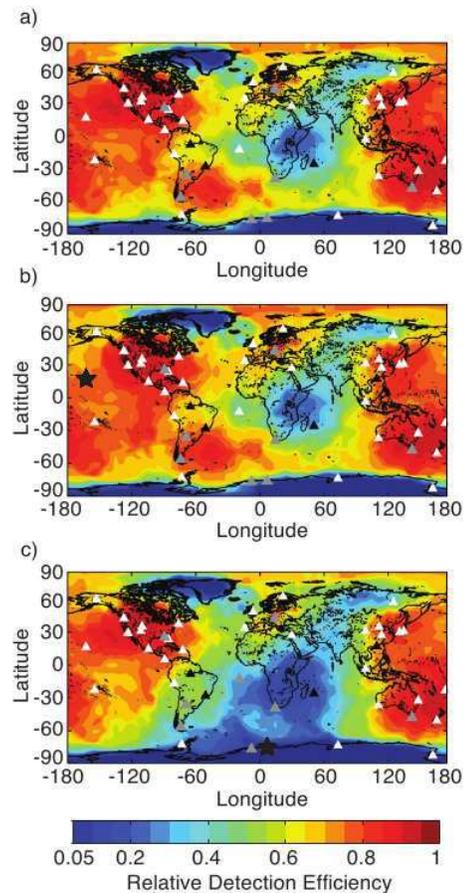


FIGURE 3.4 – *Impact de la présence d'une station sur l'efficacité de détection le 15 juin 2000. On représente ici l'efficacité relative de détection a) du réseau complet, b) sans la station d'Hawaï et c) sans la station de Maitri. Tiré de Hutchins et al. (2012).*

3.1.3 Erreur de localisation

D'après les développeurs, un éclair doit être détecté par au moins 5 stations pour considérer l'éclair comme bien localisé. [Rodger et al. \(2009\)](#) ont montré que l'erreur de localisation possède une dépendance spatiale. Ainsi, dans le sud-ouest de l'océan Indien, l'erreur de localisation est de l'ordre de 10 à 20 km. [Abarca et al. \(2010\)](#) ont obtenu, pour le territoire américain, une erreur de localisation de 4,03 km vers le nord et 4,98 km vers l'ouest. Quant à [Soula et al. \(2011\)](#), ils ont mis en évidence la bonne colocalisation des éclairs et des faibles températures de brillance dans un orage isolé près de La Réunion en mars 2010.

3.2 Les données Best Tracks

Les données concernant les cyclones ont été fournies par le [CMRS La Réunion](#). Les données Best Tracks renseignent toutes les 6 heures sur un certain nombre de paramètres propres aux cyclones tropicaux comme :

- la position (latitude/longitude),
- la pression au niveau de la mer (P_{mer} en hPa),
- le vent maximum moyenné sur 10 minutes (v_{max} en nœuds),

- le rayon de vent maximum (RVM en km),
- le rayon du dernier isobare fermé (*Radius of the Outer Closed Isobar* ou ROCI en km),
- l'extension des maxima de vents par quadrant, ...

Les prévisionnistes du CMRS La Réunion évaluent l'intensité grâce à la méthode de Dvorak (Dvorak, 1975) basée sur la structure des bandes nuageuses dans le canal Infra-Rouge. Les intensités de Dvorak sont par la suite converties en terme de v_{max} . La P_{mer} quant à elle est obtenue grâce à une relation vent-pression (Atkinson et Holliday, 1977). Dans le bassin sud-ouest de l'océan Indien, 10 types de systèmes ont été définis :

- perturbation tropicale ($v_{max} \leq 27$ kt),
- dépression tropicale ($28 \text{ kt} \leq v_{max} \leq 33$ kt ; DT),
- tempête tropicale modérée ($34 \text{ kt} \leq v_{max} \leq 47$ kt ; TTM),
- forte tempête tropicale ($48 \text{ kt} \leq v_{max} \leq 63$ kt ; FTT),
- cyclone tropical ($64 \text{ kt} \leq v_{max} \leq 89$ kt ; CT),
- cyclone tropical intense ($90 \text{ kt} \leq v_{max} \leq 115$ kt ; CTI),
- cyclone tropicale très intense ($v_{max} > 115$ kt ; CTTI),
- dépression extratropicale,
- dépression subtropicale et
- dépression sur terre.

La classification ci-dessus n'est valable qu'à partir de la saison 1999/2000, à la suite d'une modification portant sur le critère de correspondance entre intensité de Dvorak et v_{max} . En effet, l'échelle de Dvorak permet d'obtenir une estimation du v_{max} moyenné sur une minute. La nouveauté vient du nouveau facteur de conversion (0,88 au lieu de 0,80) entre vent moyenné sur 1 minute et vent moyenné sur 10 minutes. De ce fait, l'intensité des systèmes a augmenté et des systèmes anciennement classés forte tempête tropicale se voient attribués l'intensité cyclone tropical. L'intérêt de cette nouvelle conversion est d'obtenir une classification plus homogène entre CMRS de l'hémisphère sud, en plus d'être plus réaliste. La relation vent-pression reste inchangée (Caroff et al., 2010).

Durant les saisons 2005/2006 à 2012/2013, 70 systèmes se sont développés dans le sud-ouest de l'océan Indien. Cependant, afin de réduire le nombre de classes de systèmes, les CTI et CTTI ont été regroupés sous le terme cyclone tropical intense, CTI. De plus, les systèmes au stade DT ont été supprimés puisqu'à ce stade, ils ne possèdent pas encore de RVM. Ainsi, notre base de données cyclone comporte 33 tempêtes tropicales (TTM+FTT), 15 CT et 21 CTI correspondant à 1281 périodes de 6 heures. Au lieu de classer les systèmes par maximum d'intensité, nous avons préféré regrouper les systèmes par stade d'intensité. Ainsi, les données sont groupées par périodes de 6 heures pendant lesquelles les systèmes sont au stade d'intensité dépression tropicale, tempête tropicale, cyclone tropical ou cyclone tropical intense.

La Fig. 3.5 illustre les trajectoires des 70 systèmes analysés durant notre étude. Les systèmes dans notre zone adoptent en moyenne une trajectoire ouest/sud-ouest (Figure 3.6) et restent principalement au nord de 25° S. Parmi nos 1281 périodes de 6 heures, 145 (soit 11.32% du nombre total de périodes) interagissent avec la côte est de Madagascar et peuvent même correspondre à un atterrissage, et 236 périodes (18.42%) sont associées à des systèmes se développant ou se propageant dans le canal du Mozambique. Les 70.26% restant correspondent à des périodes pendant lesquelles les systèmes se situent au dessus de l'océan ouvert.

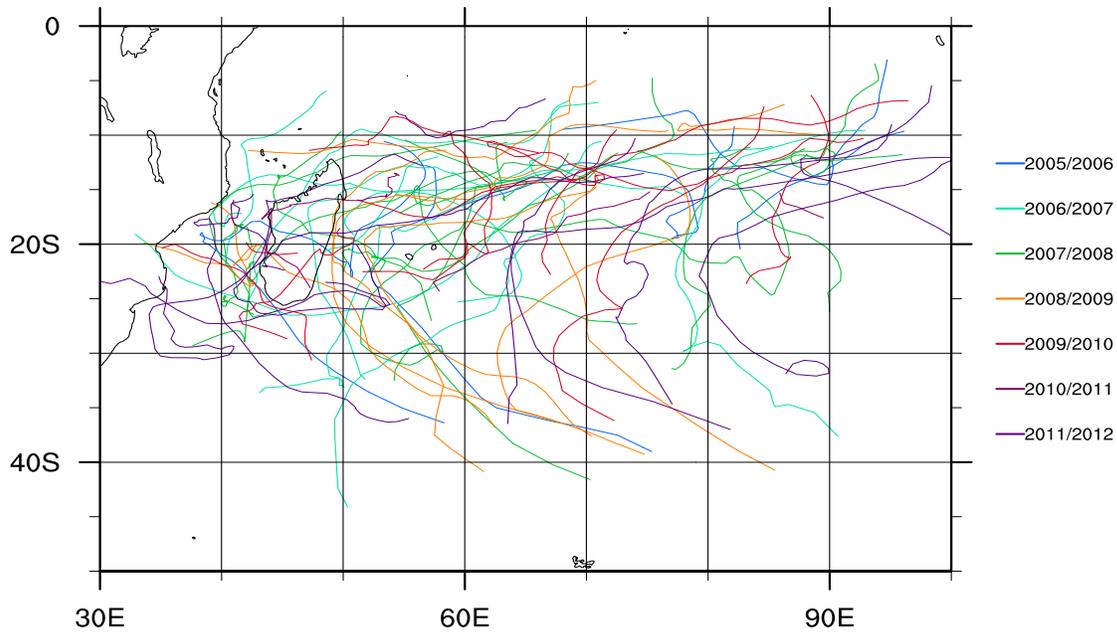


FIGURE 3.5 – Trajectoires des 60 systèmes s'étant développés et/ou propagés dans le bassin sud-ouest de l'océan Indien entre les saisons cycloniques 2005/2006 et 2012/2013.

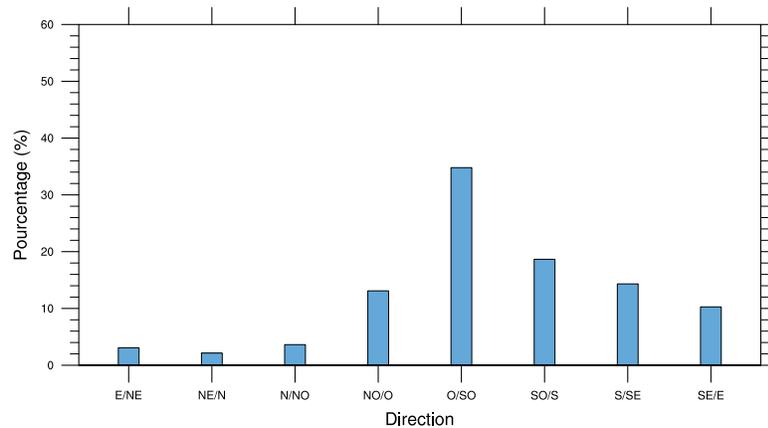


FIGURE 3.6 – Pourcentages des trajectoires adoptées par les 60 cyclones tropicaux du sud-ouest de l'océan Indien depuis 2005/2006.

Les précédentes études sur la localisation des éclairs dans les cyclones tropicaux ont étudié la distribution radiale de la densité d'éclair en discrétisant chaque système par anneaux de différentes tailles. Par exemple, [Molinari et al. \(1999\)](#) et [Abarca et al. \(2011\)](#) ont utilisé des rayons de 20 km, [Squires et Businger \(2008\)](#) des anneaux de 25 km et [Zhang et al. \(2012\)](#) une échelle irrégulière. Cependant, [DeMaria et al. \(2012\)](#) en étudiant deux bassins cycloniques en même temps, a mis en avant que les systèmes du Pacifique Central/Est étaient plus compacts que ceux de l'Atlantique Nord. Dans le but de vérifier si les rayons arbitraires étaient bien représentatifs des différentes régions convectives des cyclones tropicaux dans notre bassin, nous nous sommes intéressés à un paramètre de la *Best Track*

qui décrit le mieux sa structure interne. Le paramètre le plus pertinent est le rayon de vent maximum. La Figure 3.7 représente la distribution du RVM des systèmes de chaque région d'étude et suivant le stade d'intensité. Il apparaît que les cyclones tropicaux dans le canal du Mozambique (Figure 3.7c) possèdent un RVM plus petit que ceux au-dessus de l'océan ouvert et que les systèmes qui se situent à moins de 400 km de la côte est de Madagascar ont un RVM plus grand (Figure 3.7b).

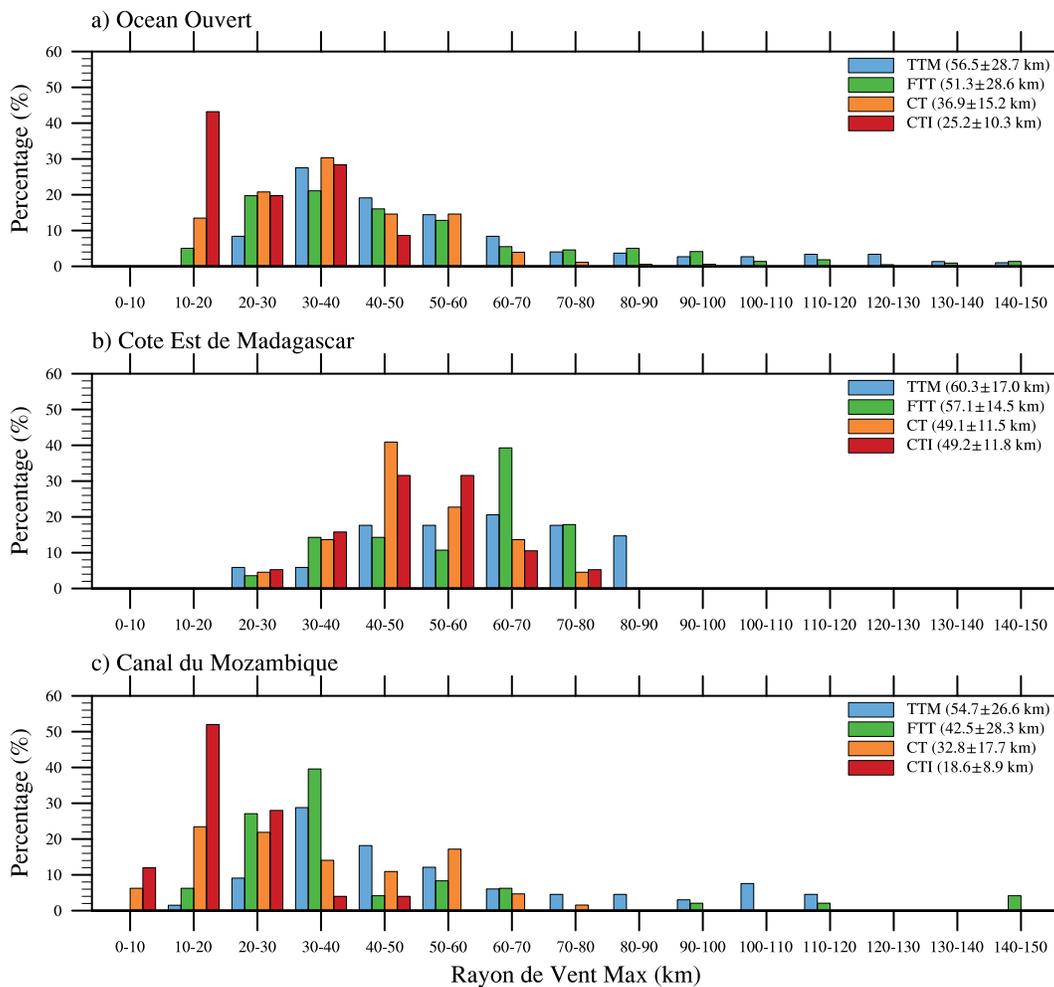


FIGURE 3.7 – Extension du rayon de vent maximum en fonction de l'intensité (bleu TTM, vert FTT, orange CT et rouge CTI) et de la région : a) océan ouvert, b) côte est de Madagascar et c) Canal du Mozambique.

Le bassin sud-ouest de l'océan Indien arbore donc une configuration assez particulière et suivant la région dans laquelle les systèmes évoluent, les cyclones tropicaux ont des structures différentes (Figure 3.7). On suppose donc que l'activité électrique des cyclones tropicaux dans le canal du Mozambique, près de la côte est de Madagascar et au dessus de l'océan ouvert vont être différentes. C'est pourquoi trois zones d'études ont été définies et l'activité électrique a été étudiée séparément dans chaque région.

3.3 Le modèle atmosphérique Meso-NH

Le modèle atmosphérique [Meso-NH](http://mesonh.aero.obs-mip.fr/) (<http://mesonh.aero.obs-mip.fr/>) a été développé conjointement par le Laboratoire d'Aérodynamique (LA) et le Centre National de Recherche Météorologique (CNRM). C'est un modèle non-hydrostatique *i.e.* l'équation du mouvement vertical est résolue explicitement et la composante verticale du vent devient une variable pronostique. Le système d'équations est anélastique ce qui permet de filtrer les ondes acoustiques rapides. [Meso-NH](#) utilise un schéma d'advection du vent centré d'ordre 4. En ce qui concerne le transport des variables scalaires, c'est un schéma Piecewise Parabolic Method (PPM) qui a été choisi.

[Meso-NH](#) permet une large gamme d'applications grâce à son grand nombre de paramétrisations telles que la convection profonde et peu profonde ([Bechtold et al., 2001](#); [Pergaud et al., 2009](#)), la turbulence ([Cuxart et al., 2000](#)), le rayonnement ([Fouquart et Bonnel, 1980](#); [Mlawer et al., 1997](#)), la chimie atmosphérique ([Grini et al., 2006](#)), les aérosols ([Tulet et al., 2005](#)), les feux de forêt ([Filippi et al., 2009](#)) ...

3.3.1 Les processus microphysiques

La théorie des processus non-inductifs stipule que les charges sont séparées lors de collisions élastiques entre particules de glace à des niveaux de givrage différents et en présence d'eau surfondue. Il est donc nécessaire de disposer d'un schéma microphysique capable de suivre l'évolution de telles particules.

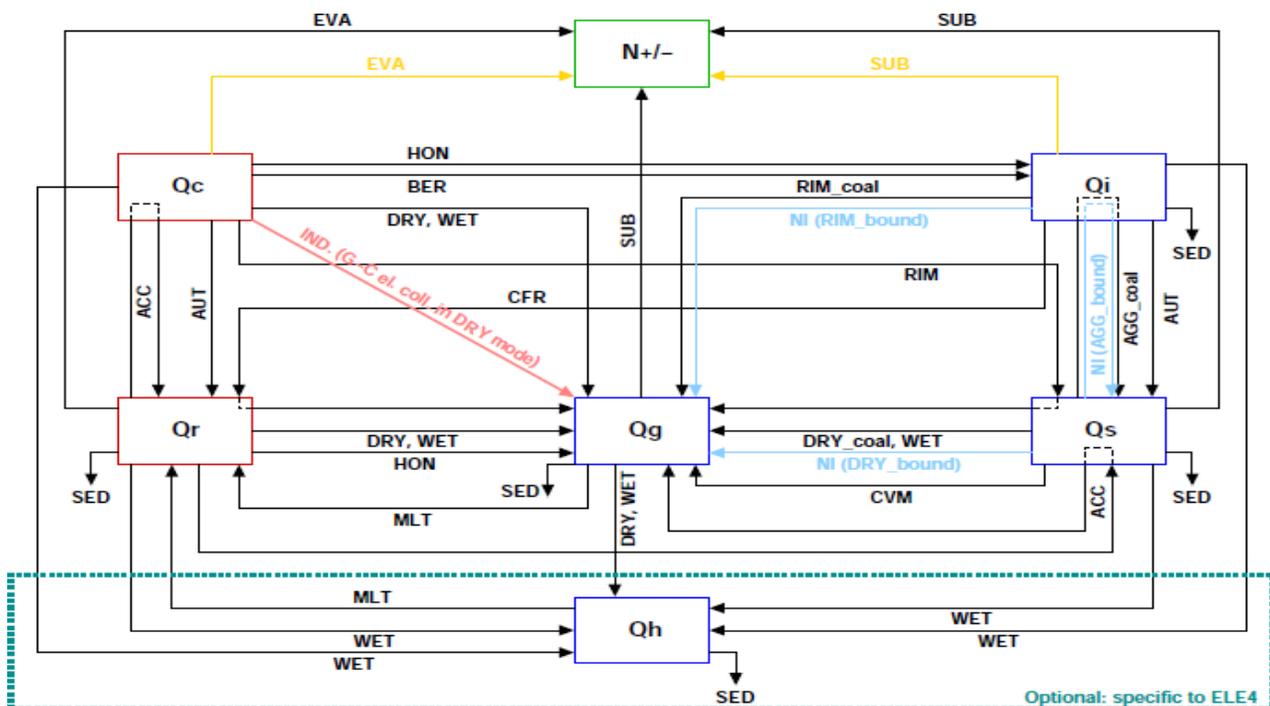


FIGURE 3.8 – Processus microphysiques et électriques traités dans les schémas ICE3 et CELLS.

Le schéma microphysique que nous avons utilisé est un schéma à 1 moment et à phase mixte ICE3 (Pinty et Jabouille, 1998). Il prédit l'évolution de la vapeur d'eau, de l'eau nuageuse, de la pluie, de la glace primaire, de la neige et du graupel.

Le traitement des processus chauds dans Meso-NH s'appuie sur un schéma de Kessler (1969). Les gouttelettes d'eau nuageuse se forment grâce au processus de nucléation hétérogène et par la condensation de la vapeur d'eau (CND). Elles deviennent des gouttes de pluie par accréation (ACC) ou par autoconversion (AUT). Les gouttes de pluie sédimentent (SED) lorsqu'elles atteignent une masse suffisante.

Les cristaux de glace peuvent se former par nucléation homogène c'est-à-dire par congélation des gouttelettes nuageuses pour $T < -35^\circ \text{C}$ (HOM sur la Figure 3.8). Cependant les sursaturations requises pour de tels processus sont plusieurs ordres de grandeur supérieures aux sursaturations observées dans l'atmosphère. Le principal mécanisme de formation de la glace primaire est la nucléation hétérogène (HEN) : la présence de noyaux de glaciation permet la formation de cristaux de glace à des températures inférieures à 0°C et nécessite des niveaux d'énergie bien inférieurs comparés à la nucléation homogène. Une fois initiée, la glace primaire peut croître soit par dépôt de vapeur (DEP) soit par effet Bergeron-Findeisen (BER).

La neige est initiée par autoconversion (AUT) de la glace primaire. Par la suite, elle va croître par dépôt de vapeur (DEP), par aggrégation (AGG) de cristaux de glace, par accréation des gouttes de pluie (ACC) ou par givrage (faible) des gouttelettes nuageuses (RIM).

Le graupel se forme par givrage important de la neige (RIM et ACC) : suivant la température de surface du graupel, ce sera le mode de croissance sec (DRY) ou humide (WET) qui va dominer. Il se forme aussi lors de la congélation de gouttes de pluie surfondues qui entrent en contact avec des cristaux de glace (CFR). Il peut également être initié lors de la collecte de particules de neige (CVM). Le graupel croît ensuite par accréation (ACC) ou par dépôt de vapeur (DEP).

3.3.2 Le schéma électrique CELLS

Le schéma électrique présent dans Meso-NH a tout d'abord été développé par Barthe et al. (2005) et Barthe et Pinty (2007) mais la partie liée aux éclairs n'était pas adaptée aux grandes grilles et aux terrains complexes. La nouvelle version (Barthe et al., 2012) est complètement parallélisée et a pour ce fait été simplifiée. Cette nouvelle version porte le nom de Cloud ELectrification and Lightning Scheme (CELLS). L'article de Barthe et al. (2012) se trouve en Annexe. Les principes du schéma CELLS sont rappelés ici.

Les charges sont portées par les hydrométéores et transférées lors des processus microphysiques. La densité massique de charge est la variable pronostique et elle est calculée pour chaque espèce microphysique, à l'exception de la vapeur d'eau. L'évolution de la densité massique de charge (q_x en C kg^{-1}) portée par chaque hydrométéore est donnée par :

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho_{dref} q_x) + \nabla \cdot (\rho_{dref} q_x \mathbf{U}) = \rho_{dref} (S_x^q + T_x^q) \quad (3.1)$$

avec \mathbf{U} le champ 3D du vent et ρ_{dref} la densité de référence de l'air sec. S_x^q est un terme source qui correspond à la fois à la diffusion turbulente, au taux de chargement, à la sédimentation des

charges ainsi qu'à la neutralisation des charges par l'éclair. T_x^q correspond aux taux de transfert dus aux processus microphysiques.

Dans le but d'obtenir une meilleure représentation des processus électriques à l'intérieur du nuage, les ions sont également pris en compte. L'équation de conservation de la concentration en ions positifs (n_+) et négatifs (n_-) s'écrit :

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} (\rho_{dref} n_{\pm}) = & -\nabla \cdot (\rho_{dref} n_{\pm} \mathbf{U} \pm n_{\pm} \mu_{\pm} \mathbf{E} - K \nabla \rho_{dref} n_{\pm}) \\ & + \rho_{dref} (G - \alpha n_+ n_- - S_{att}^{\pm} + S_{evap}^{\pm} + S_{light}^{\pm} + S_{pd}^{\pm}) \end{aligned} \quad (3.2)$$

où :

- S_{att} , S_{evap} , S_{light} et S_{pd} correspondent aux termes sources et puits (attachement des ions sur les hydrométéores, relâchement des ions lors de l'évaporation, production d'ions lorsqu'un éclair est généré et l'effet Corona, respectivement)
- G représente la production d'ions par le rayonnement cosmique
- α le coefficient de recombinaison et
- μ_{\pm} le terme de mobilité.

Les charges sont séparées via les processus non-inductifs : **Meso-NH** intègre les paramétrisations de [Takahashi \(1978\)](#), [Gardiner et al. \(1985\)](#), [Saunders et al. \(1991\)](#), [Saunders et Peck \(1998\)](#) et [Tsenova et al. \(2013\)](#). Les charges sont également transférées lors des processus microphysiques et transportées à l'échelle du nuage ce qui correspond à une séparation macroscopique des charges.

Détection des cellules

La première étape de l'algorithme des éclairs est la détection des cellules électrisées. On recherche tout d'abord le champ électrique maximal (E_{max}) à travers tout le domaine. Si E_{max} est supérieur à un seuil $E_{trig} = 200 \text{ kV m}^{-1}$, une cellule est alors détectée (Figure 3.9a). Pour avoir l'extension de cette cellule, on utilise une méthode itérative. Un point appartient à la cellule si :

- $r_{tot} > 10^{-5} \text{ kg kg}^{-1}$ afin de limiter la propagation à une seule cellule (r_{tot} est le rapport de mélange total),
- $|\tilde{q}_x| > q_{cell}$ où \tilde{q}_x est la densité volumique de charge (en C m^{-3}) et q_{cell} une valeur seuil qui permet d'isoler chaque cellule électrisée.

Lorsqu'il n'y a plus de points à ajouter à la cellule, on vérifie s'il existe une autre cellule en utilisant les mêmes critères.

Déclenchement et propagation verticale de l'éclair

L'étape suivante consiste à déclencher un éclair et à le propager selon la verticale. Dans chaque cellule, un éclair est déclenché si le champ électrique E est supérieur au champ de déclenchement E_{trig} . D'après [Marshall et al. \(1995\)](#), le champ de déclenchement est donné par :

$$E_{trig} = \pm 167 \times 1,208 \exp\left(\frac{-z}{8,4}\right) \quad (3.3)$$

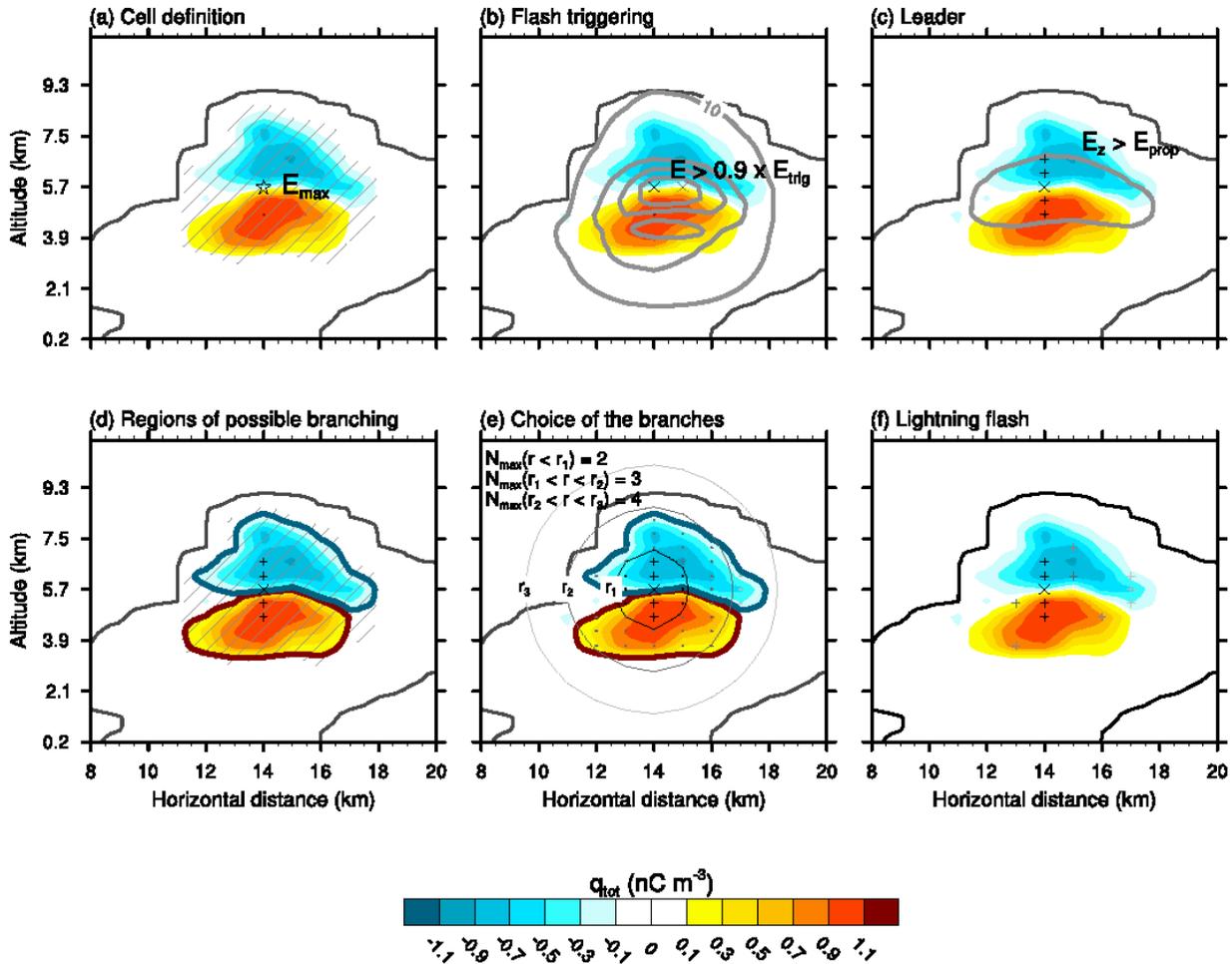


FIGURE 3.9 – Schéma conceptuel du traitement des éclairs dans *CELLS*. La poche bleue représente les charges négatives et la poche rouge les charges positives. a) Détection d'une cellule électrisée : l'étoile représente le point où le module du champ électrique est maximal et les hachures la cellule détectée. b) Déclenchement de l'éclair : les croix représentent les points de déclenchement possible où $\|\mathbf{E}\| > E_{trig}$. c) Extension verticale de l'éclair : le contour gris délimite la région où le leader bidirectionnel peut se propager définie par $E_z > E_{prop}$ et les + correspondent aux points atteints par l'éclair. d) Régions de branchement possible : les contours bleu et rouge définissent la zone de branchement possible. e) Choix des branchements : les points gris correspondent aux points de branchement possible entre deux sphères successives (r_1 , r_2 et r_3). N_{max} est le nombre maximum de branches possibles entre deux sphères de rayon r et $r + dr$. f) L'éclair : représentation d'un éclair complet avec la croix noire le point de déclenchement, les + noirs les points d'extension vertical et les + gris les points d'extension horizontale. D'après *Barthe et al. (2012)*.

Afin de tenir compte de la variabilité sous-maille du champ électrique, un éclair est déclenché lorsque $E > 0,9 \times E_{trig}$ (Figure 3.9b).

L'extension verticale de l'éclair s'appuie sur la théorie du leader bidirectionnel de *Kasemir (1960)* mais avec quelques simplifications. Le leader se propage verticalement à partir du point de déclenchement dans les directions parallèle et anti-parallèle à la composante verticale du champ électrique E_z (Figure 3.9c). La propagation cesse lorsque E_z est inférieur à une valeur seuil ($\sim 15 \text{ kV m}^{-1}$).

Dans le cas où le leader atteint l'altitude 2 km (au dessus du sol), il est artificiellement prolongé au sol et est classé dans la catégorie **CG**.

Extension horizontale et neutralisation des charges

Le traitement de la propagation horizontale d'un éclair se base sur trois principes. Tout d'abord, de récentes études utilisant le **LMA** (Rison et al., 1999; Wiens et al., 2005) ont permis de mettre en évidence que les éclairs se propagent dans deux poches de charge opposées (Fig. 2.11). Williams (1985) a montré, à partir d'expériences en laboratoire, que la décharge se déplace dans des régions de plus forte densité de charge. Enfin, Niemeyer et al. (1984) ont suggéré le caractère fractal de la décharge.

Dans **CELLS**, on détermine tout d'abord les régions dans lesquelles peut se propager l'éclair (Figure 3.9d) : les poches de charge positive et négative déterminées à l'aide du seuil du principe précédent (Figure 3.9b). La cellule électrisée est divisée en sphères concentriques de rayon r , centrées sur le point de déclenchement. Le nombre maximal de branches N à la distance r est donné par :

$$N(i) = \left(\frac{L_\chi}{L_{mean}} \right) \times i^{\chi-1} \quad (3.4)$$

où L_χ est une longueur d'échelle caractéristique (m), L_{mean} la longueur moyenne de la grille et χ la dimension fractale de l'éclair ($2 < \chi < 3$ d'après Petrov et Petrova (1993)). i est la partie entière (par défaut ou par excès) du rapport r/L_{mean} . Le nombre possible de branches N_{poss} correspond au nombre de points se situant entre deux sphères successives et appartenant à une des deux couches de charge. On compare alors N_{poss} et N :

- si $N_{poss} \leq N$ alors tous les points sont branchés
- si $N_{poss} > N$ alors les points sont choisis au hasard.

La dernière étape du schéma électrique est la neutralisation des charges. La charge totale supérieure à une valeur q_{neut} est neutralisée le long de l'éclair. Dans le cas des **ICs**, une correction est appliquée à chaque point atteint par l'éclair afin de garantir la neutralité de l'éclair. Pour les **CGs**, la condition de neutralité n'est pas appliquée.

3.4 Méthodologie

Comme nous l'avons vu précédemment, le **WWLLN** possède une efficacité de détection assez faible. Même si le nombre de stations ne cesse d'augmenter et que les tendances sont correctes (Soula et al., 2011), il a semblé nécessaire de calibrer les données de façon similaire à DeMaria et al. (2012). La moyenne annuelle de la densité d'éclairs provenant des capteurs **LIS** et **OTD** a servi de référence pour le calibrage de nos données. Pour chaque année, nous avons calculé le rapport entre la moyenne annuelle sur tout le bassin sud-ouest de l'océan Indien obtenue avec le **WWLLN** et la climatologie annuelle du **LIS/OTD** pour la même région. Ce rapport correspond ainsi à l'efficacité de détection du **WWLLN** pour notre zone d'étude. Ainsi, les données du **WWLLN** ont été multipliées par un facteur de correction correspondant à l'inverse de l'efficacité de détection. Dans le sud-ouest de l'océan Indien, on observe une augmentation de l'efficacité de détection passant de 2,04% en 2005 à 8,5%

en 2011. Notons que les efficacités de détection du sud-ouest de l’océan Indien sont assez proches de celles obtenues par [Abarca et al. \(2010\)](#) mais restent inférieures à celles de [DeMaria et al. \(2012\)](#) pour l’Atlantique et le Pacifique Central/est (environ 20%). Nous supposons que la fraction terre/mer ainsi que la distribution des stations peuvent expliquer ces différences.

L’erreur de location du [WWLLN](#) étant d’environ 10 à 20 km dans le sud-ouest de l’océan Indien ([Rodger et al., 2009](#)), notre climatologie de l’activité électrique dans le bassin a été réalisée à une résolution de $0,5^\circ$, ce qui correspond également à la résolution des climatologies du [LIS/OTD](#). De plus, cette résolution semble assez fine puisque les phénomènes de petite échelle ne sont pas étudiés ici.

Concernant l’activité électrique dans les cyclones tropicaux du sud-ouest de l’océan Indien, la position du centre de chaque cyclone tropical a été linéairement interpolée à la date de chaque éclair afin de calculer la distance entre l’éclair et le centre du système. Nous n’avons gardé que les éclairs à une distance inférieure au [ROCI](#) (qui permet d’estimer la taille du cyclone). Nous avons également déterminé la direction de déplacement de chaque système à chaque échéance de 6 heures. L’angle entre deux positions successives a été calculé afin d’obtenir l’azimuth de déplacement, 0° étant une propagation vers l’est et 90° une propagation vers le nord.

Dans cette partie, nous nous sommes également intéressé aux changements d’intensité des cyclones tropicaux. Le paramètre v_{max} a été utilisé pour définir les changements d’intensité sur une période de 6 heures. Ainsi, un Δv_{max} positif est synonyme d’intensification alors qu’un Δv_{max} négatif correspond à un affaiblissement. Cette méthode se base en partie sur l’étude de [DeMaria et al. \(2012\)](#) mais cet unique critère d’intensification/affaiblissement prend également en compte des périodes de faibles variations d’intensité. Ainsi nous avons appliqué des seuils de changement d’intensité basé sur la définition des périodes d’intensification rapide donnée par [Kaplan et DeMaria \(2003\)](#) et [Kaplan et al. \(2010\)](#). De plus ce critère a été adapté à notre étude car les vents utilisés dans les deux précédentes études sont des vents soutenus sur 1 minute alors que dans le bassin sud-ouest de l’océan Indien, les vents sont moyennés sur 10 minutes. Ainsi, un facteur 0.88 ([Caroff et al., 2010](#)) est appliqué dans notre étude afin d’obtenir un taux d’intensification comparable à celui de l’Atlantique Nord.

Chapitre 4

Climatologie de l'activité dans le Sud-Ouest de l'Océan Indien

Sommaire

4.1	Synthèse de l'article	77
4.2	A lightning climatology of the South-West Indian Ocean	79
4.3	Activité électrique aux abords de La Réunion	92
	4.3.1 Cycle saisonnier	95
4.4	Conclusions	96

4.1 Synthèse de l'article

L'activité électrique dans le sud-ouest de l'océan Indien n'a jamais été étudiée en détail. Avant d'étudier l'activité électrique des cyclones tropicaux, nous avons voulu savoir *i)* si le **WWLLN** est capable de reproduire les principales caractéristiques de l'activité électrique dans le bassin, *ii)* où se localise l'activité électrique et comment elle est modulée par des phénomènes climatiques et *iii)* si un signal dans l'activité électrique à l'échelle du bassin peut être attribué aux cyclones tropicaux.

Dans leur étude à l'échelle mondiale, **Christian et al. (2003)** ont utilisé les données **OTD** pour obtenir une distribution annuelle de l'activité électrique. Ils ont tout d'abord montré que les éclairs étaient plus nombreux sur terre, avec un rapport terre/mer d'environ 10 :1. Leurs résultats montrent également que les tropiques concentrent une grande majorité de l'activité électrique mondiale, les *hot spots* se situant au niveau du bassin du Congo, du Vénézuéla et du continent maritime. De fortes valeurs de densité d'éclairs sont observées dans les zones côtières (Golfe du Mexique et Floride), dans les régions montagneuses (Himalaya, Cordillère des Andes) et au sein des zones de convergence sur océan (**ZCIT** et **ZCPS**¹). Les données de **LIS** ont été utilisées par **Collier et al. (2006)** pour étudier la variation saisonnière et diurne de l'activité électrique dans la partie méridionale de l'Afrique. Comme dans **Christian et al. (2003)**, le bassin du Congo est la région où le nombre d'éclairs est maximal mais des régions comme Madagascar ou le Canal du Mozambique possèdent une activité orageuse assez intense.

Des climatologies utilisant des données provenant de réseaux de détection régionaux ont permis une analyse temporellement plus fine et ont mis en évidence le rôle des brises et de la topographie dans la production et la localisation des éclairs en Floride (**Hodanish et al., 1997**) ou en Roumanie (**Antonescu et Burcea, 2010**) mais également l'impact des conditions synoptiques et méso-échelle sur la distribution des éclairs (**Hodanish et al., 1997**).

Cependant, que ce soit à l'aide de détecteurs ou de réseaux régionaux ou globaux, aucune analyse de l'activité électrique dans le bassin sud-ouest de l'océan Indien n'a jamais été réalisée.

La méthodologie que nous avons adoptée suit la procédure proposée par **DeMaria et al. (2012)** : les données du **WWLLN** sont calibrées en fonction des données **LIS/OTD** afin d'obtenir des valeurs de densité d'éclairs plus réalistes. Notons cependant que les tendances de taux d'éclairs obtenues avec le **WWLLN** sont tout à fait comparables à celles obtenues avec un détecteur optique dans notre région (**Soula et al., 2011**). Ainsi, même si l'efficacité de détection est relativement faible, les tendances observées par le **WWLLN** sont réalistes. La moyenne annuelle de la densité d'éclairs provenant du **LIS/OTD** étant à la résolution de $0,5^\circ$ nous avons décidé de garder cette même résolution. Elle nous assure une bonne localisation des éclairs car l'erreur de localisation dans le sud-ouest de l'océan Indien reste inférieure à 20 km (**Rodger et al., 2009**).

Les résultats obtenus sont en bon accord avec les précédentes études. On observe deux maxima d'activité électrique supérieure à $50 \text{ fl km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ au niveau du continent maritime et du Sri Lanka et des régions d'activité électrique importante sur la côte ouest de Madagascar ($10\text{--}20 \text{ fl km}^{-2} \text{ an}^{-1}$) et au dessus des grands lacs Africains (entre 8 et $20 \text{ fl km}^{-2} \text{ an}^{-1}$). On note également la présence de régions de plus faible activité électrique dans la région [$20^\circ \text{ S--}50^\circ \text{ S}$; $70^\circ \text{ E--}110^\circ \text{ E}$], conséquence de la présence de l'anticyclone des Mascareignes qui limite le développement vertical des nuages.

1. Zone de Convergence du Pacifique Sud.

D'autres régions produisent peu d'éclairs : la zone océanique proche de la Somalie et une zone dans le Canal du Mozambique. Dans ces cas, nous pensons que des zones de subsidence peuvent être responsables de ces observations. En effet, lorsque l'on s'intéresse aux vitesses verticales ω (vitesse verticale en coordonnées pression $\frac{Dp}{Dt}$ en Pa s^{-1}), on observe des valeurs positives (*i.e* mouvement subsident) au niveau des côtes somaliennes et du Canal du Mozambique (Figure 4.1). Lau et Yang (2003) ont étudié la position en moyenne annuelle des ascendances et des subsidences associées à la circulation de Walker. Ils ont montré qu'au niveau de l'océan Indien, près des côtes Est africaines, il existe une région de subsidence qui trouve son maximum dans la haute troposphère. Concernant la région dans le Canal du Mozambique, nous supposons que ces valeurs positives de ω sont dues à une branche subsidente de la circulation de Hadley.

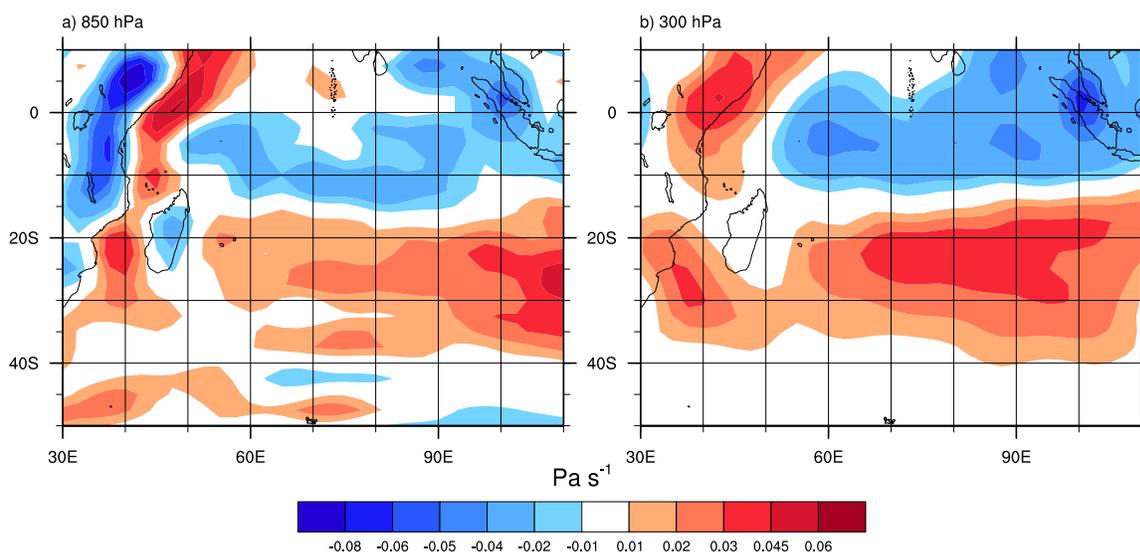


FIGURE 4.1 – Vitesses verticales ω (Pa s^{-1}) en coordonnées pression à a) 850 hPa et b) 300 hPa. Les valeurs positives correspondent à des mouvements de subsidence et les valeurs négatives à des ascendances. Données provenant des réanalyses NCEP/NCAR³ disponibles sur le site web <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.derived.html>.

Nous notons également un comportement saisonnier de l'activité électrique dans le sud-ouest de l'océan Indien. En effet, pendant la saison humide (de novembre à avril), les densités d'éclairs sont plus importantes sur terre et sur la partie sud-ouest océanique. Cette période correspond à la présence de la ZCIT mais aussi de systèmes dépressionnaires (dépressions de mousson ou cyclones tropicaux) dans le bassin. La saison sèche (mai à octobre) est quant à elle caractérisée par de la convection peu profonde, résultat de l'influence plus marquée de l'anticyclone des Mascareignes qui abaisse l'altitude de l'inversion des alizés, limitant ainsi la convection profonde. Durant cette période, aucune activité orageuse ne se développe entre 10° S et 20° S. Notons la présence persistante d'une zone d'activité électrique à l'est de l'Afrique du Sud, causée par la présence de l'anticyclone et du contraste terre/mer (Barnes et Newton, 1982).

La saison humide est caractérisée par la présence de cyclones tropicaux dans notre zone d'étude. En effet, entre 2005 et 2011, pas moins de 51 systèmes se sont propagés dans le sud-ouest de l'océan

3. National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research.

Indien. Nous nous sommes donc naturellement posés la question du rôle des cyclones tropicaux dans la production d'éclairs dans le bassin. L'activité électrique des cyclones tropicaux dans le bassin est particulièrement concentrée entre 10° S et 20° S. Les éclairs sont produits dans deux régions principales : l'une au nord du Canal du Mozambique et l'autre au nord-est de l'archipel des Mascareignes. Ramenée en pourcentage, l'activité électrique des cyclones tropicaux de la partie ouest (Canal du Mozambique et Madagascar) représente moins de 20% de l'activité électrique totale car ce sont des régions où la production d'éclairs est assez importante en dehors des phases cycloniques. Cependant, l'activité électrique dans la région au nord-est de La Réunion est beaucoup plus influencée et dépendante des cyclone tropicaux puisqu'ils peuvent générer de 80 à 100 % des éclairs détectés.

La dernière partie de l'article s'intéresse à la variabilité de l'activité électrique dans le sud-ouest de l'océan Indien. Pour cela, le modèle statistique Trend-Run (Bencherif et al., 2006; Bègue et al., 2010) a été utilisé. Ce modèle permet de décrire un signal géophysique en fonction du cycle annuel, du cycle semi-annuel, de l'Oscillation Quasi-Biennale (QBO), de l'El-Niño–Southern Oscillation (ENSO), du cycle de Schwabe (cycle solaire de période 11 ans), du dipôle Océan Indien (IOD) et de l'Oscillation de Madden-Julian (MJO). Nous avons montré que la MJO n'avait pas une contribution significative dans la variabilité de l'activité électrique dans notre bassin. Même si diverses études ont montré le contraire (Abatzoglou et Brown, 2009; Virts et al., 2011), nous supposons que pour le cas de la MJO, la convection est un élément nécessaire mais pas suffisant pour avoir apparition d'éclairs. En effet, les processus d'électrisation requièrent des vitesses verticales assez importantes pour pouvoir générer de l'eau surfondue et ainsi pouvoir séparer efficacement les charges. Pour les autres forçages, il apparaît que l'ENSO module principalement l'activité électrique du sud-ouest de l'océan Indien (jusqu'à 56,8 %) mais l'IOD peut jouer un rôle important dans certaines régions (partie centrale nord). La variabilité inter-annuelle (ENSO, IOD, QBO) a également un effet plus important que la variabilité intra-annuelle (MJO).

4.2 A lightning climatology of the South-West Indian Ocean



A lightning climatology of the South-West Indian Ocean

C. Bovalo, C. Barthe, and N. Bègue

Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones, UMR8105, CNRS/INSU – Météo France and Université de La Réunion, Saint-Denis, La Réunion, France

Correspondence to: C. Bovalo (christophe.bovalo@meteo.fr)

Received: 30 March 2012 – Revised: 22 June 2012 – Accepted: 29 July 2012 – Published: 22 August 2012

Abstract. The World Wide Lightning Location Network (WWLLN) data have been used to perform a lightning climatology in the South-West Indian Ocean (SWIO) region from 2005 to 2011. Maxima of lightning activity were found in the Maritime Continent and southwest of Sri Lanka ($> 50 \text{ fl km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) but also over Madagascar and above the Great Lakes of East Africa ($> 10\text{--}20 \text{ fl km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$). Lightning flashes within tropical storms and tropical cyclones represent 50 % to 100 % of the total lightning activity in some oceanic areas of the SWIO (between 10° S and 20° S).

The SWIO is characterized by a wet season (November to April) and a dry season (May to October). As one could expect, lightning activity is more intense during the wet season as the Inter Tropical Convergence Zone (ITCZ) is present over all the basin. Flash density is higher over land in November–December–January with values reaching $3\text{--}4 \text{ fl km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ over Madagascar. During the dry season, lightning activity is quite rare between 10° S and 25° S . The Mascarene anticyclone has more influence on the SWIO resulting in shallower convection. Lightning activity is concentrated over ocean, east of South Africa and Madagascar.

A statistical analysis has shown that El Niño–Southern Oscillation mainly modulates the lightning activity up to 56.8 % in the SWIO. The Indian Ocean Dipole has a significant contribution since ~ 49 % of the variability is explained by this forcing in some regions. The Madden–Julian Oscillation did not show significative impact on the lightning activity in our study.

1 Introduction

The World Meteorological Organization (WMO) has long been the only available source of information about thunderstorm days (World Meteorological Organization, 1953).

Lightning activity was recorded by human observers based on the sound of thunder. This kind of data is very sparse and may not be representative of a specific region. A better knowledge of location and frequency of global and regional lightning activity has been possible with the emergence of ground-based detection networks and satellite observations.

A global lightning climatology, based on a 5-yr dataset, has been proposed by Christian et al. (2003) using the Optical Transient Detector (OTD) on-board the MicroLab-1 satellite. Flash rate extrema were found in coastal regions (Gulf of Mexico, Florida or Indonesian Archipelago), mountainous regions (Himalayas, Andes of northern Colombia) and convergence zones (South Pacific Convergence Zone or Inter Tropical Convergence Zone (ITCZ)). However, the highest flash rate ($82.7 \text{ fl km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) was obtained in the equatorial Congo Basin. Lightning Imager Sensor (LIS) data were used by Collier et al. (2006) to study the seasonal and diurnal variations of lightning activity over southern Africa. As in Christian et al. (2003), the highest flash density was found in the Congo Basin ($107 \text{ fl km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$), but Madagascar and South Africa also exhibit high flash density ($32.1 \text{ fl km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ and $26.4 \text{ fl km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, respectively). It is also important to note that the flash density reported by Collier et al. (2006) is higher than in Christian et al. (2003) due to a higher detection efficiency with LIS compared to OTD (see Fig. 3 of Christian et al., 2003).

Regional lightning climatologies are also available and mainly based on national lightning detection networks. They have been used to estimate thunderstorm duration (Reap and Orville, 1990) and to understand how local geography can affect lightning distribution (Hodanish et al., 1997; Antonescu and Burcea, 2010). Reap and Orville (1990) proposed a cloud-to-ground lightning climatology over the United States for the period 1989–1996 based on a dataset provided by the National Lightning Detection Network (NLDN). They

showed that the maximum flash density occurs mainly over the south-east ($> 7 \text{ fl km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) and especially over Florida ($> 11 \text{ fl km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$), whereas Appalachian Mountains exhibit the lowest flash density. Hodanish et al. (1997) studied more specifically the Florida region using the same network for the period 1986–1995 and showed that the location of lightning flashes strongly depends on synoptic and mesoscale conditions. Sea and lake breezes and flow-topography interactions are found to trigger convection, and thus thunderstorms. However, mesoscale frontal systems are also a major source of lightning flashes. In Europe, Antonescu and Burcea (2010) studied the cloud-to-ground lightning activity over Romania using the Romanian Lightning Detection Network data from 2003 to 2005 and 2007. They found that high flash density is mainly associated with high topography with the maximum value ($> 3.06 \text{ fl km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) over the Carpathian Mountains. Other climatologies used national detection networks in Austria (Schulz et al., 2005), in Spain (Rivas Soriano et al., 2005) and in Australia (Kuleshov et al., 2006).

However, national lightning detection networks have some limitations. For example, lightning activity over open ocean can not be studied with this kind of network. Moreover, only a few countries own this kind of system. For some applications, a global network such as the World Wide Lightning Location Network (WWLLN) is better suited. Recently, Kucieńska et al. (2010) proposed a climatology over Mexico and adjacent oceanic regions using the WWLLN dataset, composed of 5 yr of records (2005–2009). As in Antonescu and Burcea (2010), they found that thunderstorms with high flash density are the results of orography forcing, but sustained lightning activity also occurs in low altitude areas. Coastal clouds were found to act like continental clouds as they produced a large amount of lightning. Oceanic regions such as Caribbean Sea or Gulf of Mexico showed high flash density, whereas the lowest lightning activity was found in the subtropical Pacific. Indeed, as suggested by Zhang (1993), deep convection develops above warm water with sea surface temperature $> 26^\circ \text{C}$. The WWLLN data are then well suited to study lightning activity over the open ocean. In particular, several studies by Price et al. (2009), Thomas et al. (2010) and Abarca et al. (2011) investigated the relationships between lightning activity and tropical cyclone (TC) intensity for systems near land and in the open ocean using WWLLN data.

Up to now, the lightning activity in the South-West Indian Ocean (SWIO) has not been investigated. However, this basin has shown interesting electrical phenomena such as transient luminous events (TLEs) which occurs in the middle and upper atmosphere. Wescott et al. (2001) presented a photograph of a blue jet which developed north of La Réunion (a French island in the Indian Ocean) which shows some details of streamers never observed before. More recently, Soula et al. (2011) recorded 5 gigantic jets in an isolated storm near La Réunion at about 50 km from the observation site.

The Indian Ocean is also known to be affected by different modes of variability such as El Niño–Southern Oscillation (ENSO; Alexander et al., 2002; Tourre and White, 2003; Timm et al., 2005), the Madden–Julian Oscillation (MJO; Zhang, 2005), the Quasi-Biennial Oscillation (QBO; Tourre and White, 2003) and the Indian Ocean Dipole (IOD; Saji et al., 1999; Morioka et al., 2010), which can affect deep convection and consequently lightning activity.

The main purpose of this work is to propose the first lightning climatology in the South-West Indian Ocean. This study also tries to better understand the mechanisms and the variability associated with lightning activity in this region. The paper is organized as follows: Sect. 2 presents the data and methodology, and Sect. 3 describes the lightning activity in the SWIO and its variability.

2 Data and methodology

Our interest area is the SWIO, which we define as the region geographically bounded by 10°N – 50°S and 30°E – 110°E . This choice was made firstly to capture the change in position of the ITCZ which causes the different monsoon regimes in this ocean, and secondly to encompass all the possible cyclone trajectories tracked by the Regional Specialized Meteorological Centre (RSMC) at La Réunion.

2.1 Lightning data

Lightning data from 2005 to 2011 are extracted from the WWLLN database. The WWLLN (<http://www.wwlln.net/>) is a real-time lightning detection network with global coverage. In 2006, 28 stations recorded lightning strokes. Their number increased to 30 in 2007, and currently the network is composed of 54 sensors detecting sferic (impulsive signal from lightning discharges) activity. The WWLLN uses the “time of group arrival” of very low frequency radiation (3–30 kHz) to locate lightning strokes. According to the developers, a stroke has to be detected by at least 5 stations to have a good location accuracy. Due to its global coverage, the WWLLN has been used to study TCs (Solorzano et al., 2008; Price et al., 2009; DeMaria et al., 2012), lightning-produced NO_x (Beirle et al., 2010; Bucsela et al., 2001) and TLEs (Soula et al., 2011).

This network detects both cloud-to-ground (CG) and intra-cloud (IC) lightning, but as CGs have higher peak current, their detection efficiency (DE) is about twice the IC DE. Abarca et al. (2010) compared the CG flash density between the WWLLN and the NLDN which has a higher DE in its coverage area (continental US and adjacent waters). They showed that the WWLLN DE increased from 3.88 % in 2006 to 10.30 % in 2010 and is dependant of the peak current. Even if the NLDN detects 10 times more flashes, the WWLLN can well capture the lightning activity as the spatial correlation between the NLDN and the WWLLN recorded

Table 1. WWLLN detection efficiency obtained using the LIS/OTD data as ground truth.

Year	WWLLN detection efficiency (in %)
2005	2.0
2006	3.4
2007	5.0
2008	4.7
2009	6.6
2010	8.3
2011	8.5

flashes reached a value of 0.75 in 2008/2009. Rodger et al. (2009) showed that the location accuracy has globally a spatial dependence (between 10 and 20 km in the SWIO: see their Fig. 5). Abarca et al. (2010) found that, for the US region, the WWLLN has a northward and a westward bias of about 4.03 km and 4.98 km, respectively. Soula et al. (2011) showed that the lightning strokes detected by the WWLLN in an isolated thunderstorm near La Réunion (21° S; 55.5° E) in March 2010 coincided with the lowest cloud top temperature. The lightning flashes were also recorded by a video camera and the same trend was obtained using the recorded data and the WWLLN data.

As explained above, the WWLLN DE is quite low even if the increase in the number of stations has increased the DE. In order to scale up the results obtained with the WWLLN data, the annual mean lightning density from the LIS/OTD (horizontal resolution of 0.5°) is used as ground truth. The LIS and OTD properties are described by Boccippio et al. (2002). The protocol is the same as DeMaria et al. (2012); for each year of the study, the ratio between the annual average flash density over the SWIO and the average LIS/OTD climatology over the same domain (i.e. the DE) has been calculated. Thus, the WWLLN data were multiplied by a calibration factor which is the inverse of the DE. Table 1 shows the evolution of the WWLLN lightning detection rate; in the SWIO, the DE was about 2.04% in 2005 and increased up to about 8.5% in 2011. These DEs are quite similar to those of Abarca et al. (2010) but differ from those of DeMaria et al. (2012) since 2009; the DEs found by DeMaria et al. (2012) reach up to 20%. These differences may be explained by the fraction of land–sea or the station distribution.

As the WWLLN location accuracy is 10–20 km in the SWIO (Rodger et al., 2009), we performed our climatology at a 0.5° resolution. This resolution is high enough since small scale features are not investigated herein.

2.2 Variability

Convection in the Indian Ocean is known to be affected by different modes of variability such as ENSO, MJO, QBO or IOD. Indeed, the IOD and ENSO are coupled

ocean–atmosphere phenomena leading to warmer or cooler sea surface temperatures (SST) which affect convection (Zhang, 1993). The QBO also modulates convection which is damped (enhanced) during the west (east) phase (Collimore et al., 2003).

To identify the impact of the different modes of variability affecting the SWIO on the lightning activity, we used a statistical model called “Trend-Run” (Bencherif et al., 2006; Bègue et al., 2010). Previously, temperature trends and variations over 2 subtropical sites (Durban and La Réunion) have been studied with this model using monthly mean radiosonde temperature profiles (for the periods 1980–2001 and 1993–2008, respectively).

Trend-Run is a linear regression fitting model based on a multivariate least squares method that initially includes terms for the Annual Cycle (AC), the Semi-Annual Cycle (SAC), the QBO, the ENSO and the 11-yr solar cycle (using the Sun Spot Number (SSN)). The variations of a time series $Y(t)$ are broken down into the sum of the previous parameters:

$$Y(t) = c_1 \text{SAC}(t) + c_2 \text{AC}(t) + c_3 \text{QBO}(t) + c_4 \text{ENSO}(t) + c_5 \text{SSN}(t) + \epsilon(t), \quad (1)$$

where $\epsilon(t)$ is the residual term.

Recent results by Morioka et al. (2010) revealed that IOD acts as a major climate mode in the SWIO. Thus, the IOD has been included (Bègue et al., 2010) using the Dipole Mode Index (Behera and Yamagata, 2003) defined as the difference in SST between the western and eastern tropical Indian Ocean. Since the MJO is the dominant intra-seasonal mode of variability in the tropics (Zhang, 2005), this forcing has also been added in Trend-Run. We used the index of Wheeler and Hendon (2004) which is based on the first two empirical orthogonal functions of combined fields of 850 hPa zonal wind, 200 hPa zonal wind and outgoing longwave radiation (near the equator and averaged). In its final form, Trend-Run decomposes a geophysical signal $Y(t)$ as follows:

$$Y(t) = c_1 \text{SAC}(t) + c_2 \text{AC}(t) + c_3 \text{QBO}(t) + c_4 \text{ENSO}(t) + c_5 \text{SSN}(t) + c_6 \text{IOD}(t) + c_7 \text{MJO}(t) + \epsilon(t). \quad (2)$$

More details on Trend-Run are available in Bencherif et al. (2006) and Bègue et al. (2010).

In order to investigate the lightning activity variability in the SWIO, the initial area was subdivided into 10° × 10° bins, and the WWLLN strokes were counted to get monthly time series for each box. Due to the limited index time series, our period of study only covers March 2005 to July 2010. In order to focus on the tropical forcings, we also restricted our study area to the 0°–30° S belt.

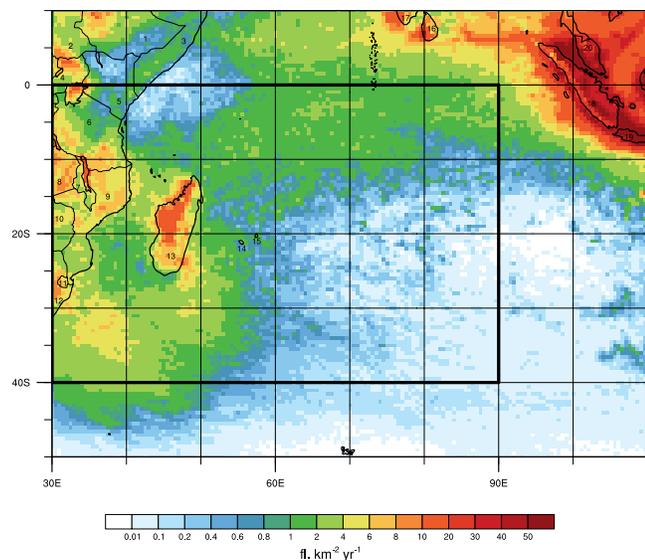


Fig. 1. Distribution of the annual mean flash density ($\text{fl km}^{-2} \text{yr}^{-1}$) over the SWIO. The black box corresponds to the area of responsibility of RSMC La Réunion. The different numbers stand for the country or region: 1-Ethiopia, 2-Sudan, 3-Somalia, 4-Uganda, 5-Kenya, 6-Tanzania, 7-Malawi, 8-Zambia, 9-Mozambique, 10-Zimbabwe, 11-Swaziland, 12-South Africa, 13-Madagascar, 14-La Réunion, 15-Mauritius, 16-Sri Lanka, 17-India, 18-Sumatra, 19-Java and 20-Malaysia.

3 Lightning activity in the SWIO region

3.1 Spatial distribution

The annual mean flash density over the SWIO is shown in Fig. 1. The lightning distribution over this region follows the main features of the 1995–2005 climatology developed by Christian et al. (2003) from OTD: the “hot spots” in the SWIO are found in Indonesia, Sri Lanka, South India and Madagascar. Moreover, the lightning activity in the Mozambique channel is quite similar in trend.

In the study area, the more electrically active regions are the Maritime Continent (especially Java island) and the southwest of Sri Lanka with more than $50 \text{ fl km}^{-2} \text{yr}^{-1}$. It is worth noting that the strait of Malacca exhibits the second highest flash density. Fujita et al. (2010) suggested that gravity currents generated by precipitation over the eastern and western coastal area of Sumatra and Malay Peninsula can converge and trigger convection over the strait. Teo et al. (2011) proposed that the strait of Malacca can be seen as a wave cavity. Lake Malawi (12.2°S ; 34.4°E) and Lake Victoria (1.0°S ; 33.1°E) also exhibit high flash densities, higher than $8 \text{ fl km}^{-2} \text{yr}^{-1}$. During the day, downdraft and dry air are present above these lakes, whereas convergence is associated with precipitation during the night. Convective instability is enhanced due to an increase of evaporation above lakes

which is a source of water vapor to the prevailing systems. Concerning Madagascar, lightning flashes are preferentially triggered over the low highlands and plains in the northwestern and western parts of the country ($10\text{--}20 \text{ fl km}^{-2} \text{yr}^{-1}$). The flash density is between 2 and $8 \text{ fl km}^{-2} \text{yr}^{-1}$ in the southern and eastern parts of the island.

In the southwestern part of the SWIO ($30^\circ \text{S}\text{--}45^\circ \text{S}$, $30^\circ \text{E}\text{--}50^\circ \text{E}$), the significant lightning activity ($4\text{--}8 \text{ fl km}^{-2} \text{yr}^{-1}$) could be caused by cold fronts and mid-latitudes storms.

Figure 1 also illustrates the land–ocean contrast in lightning activity with associated deep convection stronger over land than over ocean. Apart from the African continent, the islands of Madagascar, Java and Sri Lanka have the highest flash densities, in agreement with Williams and Stanfill (2002). They examined the annual thunder day counts for all islands included in the WMO worldwide compilation and concluded that the larger islands are associated with the higher annual number of thunder days.

In the SWIO, some areas exhibit very low or almost null lightning density. The region $20^\circ \text{S}\text{--}50^\circ \text{S}$, $70^\circ \text{E}\text{--}110^\circ \text{E}$ shows a gap in lightning activity that can be explained partly by the presence of the Mascarene anticyclone. Two other areas of low flash density ($< 2 \text{ fl km}^{-2} \text{yr}^{-1}$) are located south of the Mozambique channel and near Somalia shores. This may be caused by the presence of subsiding air from the Walker circulation and the Hadley cell. Lau and Yang (2003) proposed an annual mean position of the different ascending and descending branches of the Walker circulation using the NCEP-NCAR (National Centers for Environmental Prediction – National Center for Atmospheric Research) reanalysis for the period 1949–1999. They showed that in the Indian Ocean near East African coasts there is a narrow region of subsidence with maximum descent in the upper troposphere. Concerning the Mozambique channel area, the region of subsidence may be caused by the Hadley cell.

3.2 Impact of tropical storms and cyclones on lightning activity

In most tropical basins, deep convection can be separated into tropical cyclones and local convection. In the SWIO, the TC activity represents 10–12 % of the global total annual TC activity (Neumann, 1993) with a dozen depressions observed on average per season. More than 9 of these depressions reach the stage of moderate tropical storms (TSs), of which half become TCs (Caroff et al., 2008). As highlighted by more and more studies, tropical cyclones exhibit specific lightning activity (Black and Hallet, 1999; Squires and Businger, 2008; Price et al., 2009; Abarca et al., 2010; Fierro et al., 2011; DeMaria et al., 2012, among others).

Here, we focus on the impact of the tropical storms on the lightning climatology of the SWIO, and we try to quantify the proportion of lightning associated with TSs and TCs. Information concerning the tropical cyclone positions (latitude and longitude) is obtained from the RSMC La Réunion

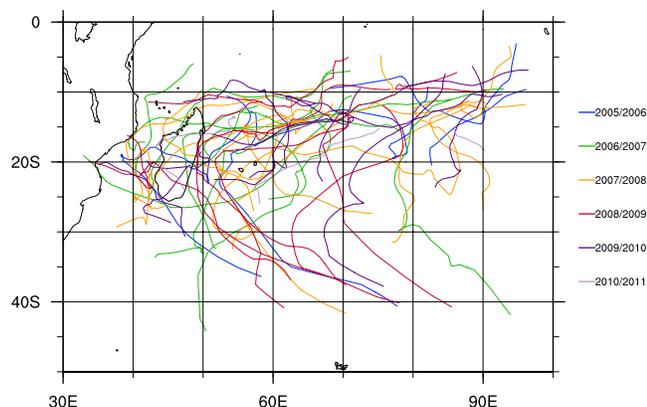


Fig. 2. Individual tracks of tropical storms from cyclonic seasons 2005/2006 to 2010/2011 in the SWIO. Source: RSMC La Réunion.

best-track database. The tracks of the 51 tropical storms and cyclones that developed in the basin between cyclonic seasons 2005/2006 and 2010/2011 are represented in Fig. 2. Lightning strokes associated with tropical storms are obtained as follows: the latitude and longitude of the storm center are linearly interpolated to the time of the lightning strike (from the WWLLN database) to calculate the distance between the storm center and the strike location. Only lightning flashes within a 600-km radius from the storm center are considered to be part of the system. Indeed, according to the Joint Typhoon Warning Center, the average size of a TC is about 300-to-600 km.

Figure 3a shows the cumulative flash density generated by TSs and TCs between cyclonic seasons 2005/2006 and 2010/2011. Lightning activity associated with TSs and TCs is mainly gathered south of 7° S, in a triangular area defined by these points: 10° S, 40° E; 10° S, 95° E; and 30° S, 45° E. These systems produce a large amount of lightning flashes between 10° S and 20° S. Two main regions with high flash densities ($> 10 \text{ fl km}^{-2}$) appear: north-east of the Mascarene archipelago and in the northern part of the Mozambique channel. However, since the Mozambique channel and Madagascar are regions with high lightning activity, lightning flashes associated with TSs and TCs represent less than 10% of the total lightning activity over Madagascar and Africa, and range between 10 and 30% in the Mozambique channel (Fig. 3b). On the contrary, over the oceanic region between 10° S and 20° S and between 55° E and 90° E, the proportion of lightning flashes associated with TSs and TCs can exceed 80% of the total lightning activity. Thus, lightning strokes associated with TSs and TCs represent the major source of lightning activity over some oceanic regions of the SWIO.

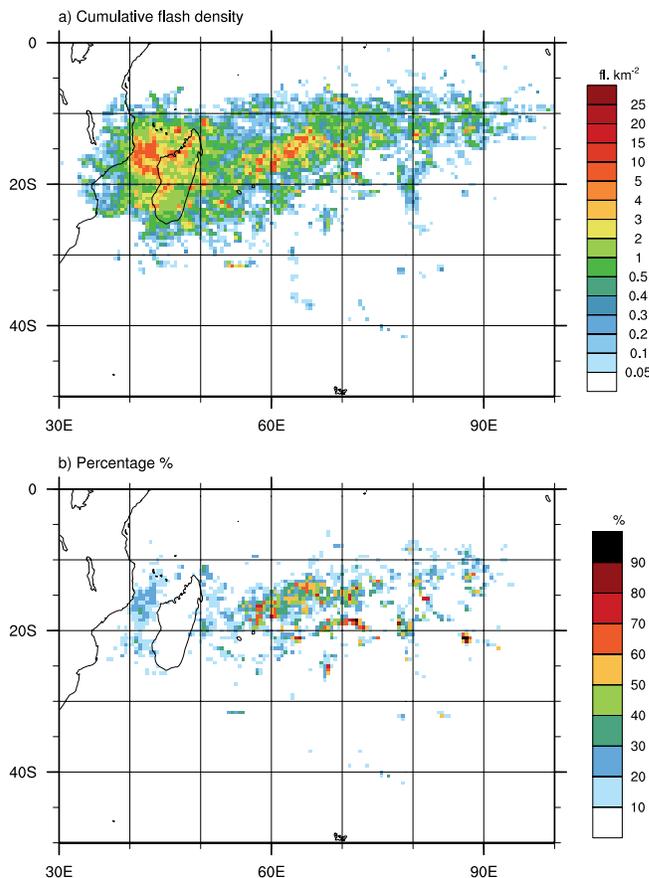


Fig. 3. Impact of tropical storms on the global lightning activity in the SWIO between cyclonic seasons 2005/2006 and 2010/2011. (a) Cumulative flash density (fl km^{-2}) associated with TSs, and (b) contribution (%) of lightning generated by TSs.

3.3 Seasonal variation

The SWIO is characterized by two seasons: the wet season is November to April, and the dry season is May to October. In order to study more precisely the evolution of lightning activity over the whole year, each 6-month period is split into two subsets (NDJ for November–December–January, FMA for February–March–April and MJJ for May–June–July, ASO for August–September–October).

Figure 4 represents the trimestrial distribution of the mean flash density over the SWIO superimposed with Outgoing Longwave Radiation (OLR) contours. The OLR data are monthly $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ gridded NOAA/ESRL/PSD (National Oceanic and Atmospheric Administration/Earth System Research Laboratory/Physical Sciences Division) (Liebmann and Smith, 1996) data and cover the same period as the WWLLN data (from January 2005 to December 2011). They have been averaged to get a trimestrial climatology.

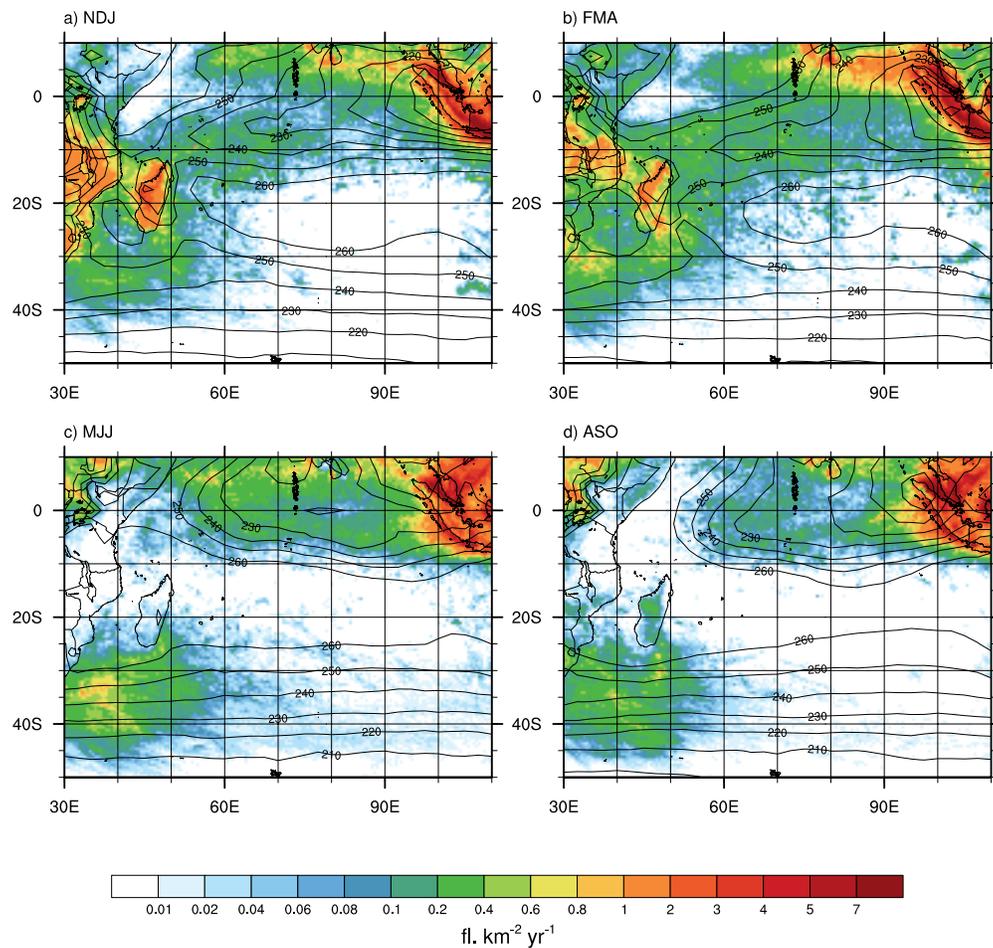


Fig. 4. The trimestrial distribution of lightning activity ($\text{fl km}^{-2} \text{yr}^{-1}$) for the period 2005–2011: (a) November, December and January, (b) February, March and April, (c) May, June and July and (d) August, September and October. Contours correspond to OLR values (W m^{-2}).

3.3.1 Wet season

The maximum lightning activity in the SWIO is found during the wet season (Fig. 4a–b). Flash densities are higher over land (African continent and Madagascar) with values $> 1 \text{ fl km}^{-2} \text{yr}^{-1}$. A band of moderate flash density ($0.1\text{--}0.6 \text{ fl km}^{-2} \text{yr}^{-1}$) extends through an important oceanic part of the basin, between 0°S and 25°S . These features are co-located with low values of OLR ($< 240 \text{ W m}^{-2}$) used to define the ITCZ. Oceanic lightning strokes tend to occur in these regions of intense convection (OLR contours $< 250 \text{ W m}^{-2}$ on Fig. 4). Collier and Hughes (2011) concluded from their study that lightning in the tropics would not be a good locator of the ITCZ, as lightning activity over Africa tends to occur south of the ITCZ. However, they analyzed lightning activity in relation with the ITCZ position only over continental Africa. The dynamics of the ITCZ over land and ocean are not dictated by the same processes, which could explain the different results.

The Near Equatorial Trough (NET) (Sikka and Gadgil, 1980) is a secondary trough present above the Indian Ocean during the whole year and defined as an area of equatorial westerly winds near 3°N in January and near 3°S in July. Lightning activity reaches $1 \text{ fl km}^{-2} \text{yr}^{-1}$ north of the equator during the wet season, in agreement with the NET location (Fig. 4a–b).

During NDJ (Fig. 4a), peaks of lightning activity are mainly found above land, $3\text{--}4 \text{ fl km}^{-2} \text{yr}^{-1}$ in Madagascar and $> 1\text{--}2 \text{ fl km}^{-2} \text{yr}^{-1}$ over the African continent. During these months, the most active phase of the East Africa monsoon takes place over East Africa and Madagascar (Verschuren et al., 2009). In this configuration, the western part of Madagascar is influenced by northwest winds which bring moist air (evaporation from hot Indian Ocean). Convergence with the southeast trade winds results in increased instability. Moreover, under some conditions, monsoon depressions can develop and affect the western part of the SWIO (Baray et al., 2010).

During the second part of the wet season (FMA), lightning activity tends to weaken over land. Indeed, flash density reaches up to $3 \text{ fl km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ in the western part of Madagascar and up to $2 \text{ fl km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ on the African continent (in Tanzania, Malawi, Zambia and Mozambique). However, over ocean near 10° S , a straight band of moderate flash density (between 0.1 and $0.6 \text{ fl km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) takes place, and it may be associated with the increase of SST (which mainly controls the position of the ITCZ over ocean). The number of lightning strokes in this same area seems to be greater than during NDJ. Two areas south-east of Madagascar and south-east of Africa exhibit an increase in lightning activity (between 0.6 and $2 \text{ fl km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$).

3.3.2 Dry season

The dry season is characterized by a low lightning activity in the central part of the SWIO (Fig. 4c–d). On the African continent, lightning activity is preferentially found north of the equator. A large area of lightning activity is present over ocean, east of South Africa and Madagascar. The ITCZ has moved northward and the NET is visible near 5° S .

During the MJJ period (Fig. 4c), lightning strokes are quite rare between 10° S and 25° S . As the Mascarene anticyclone moves westward, the altitude of the trade inversion lowers resulting in shallow convection. This high is climatologically located near 60° E in July (austral winter) and moves to 90° E in January (austral summer). Moreover, MJJ corresponds to the first 3 months of the winter season in the SWIO, so the thermal contrast (over land or ocean) is less pronounced leading to less intense convection. Lightning activity in the basin is concentrated over ocean east of Africa's shores and south of Madagascar. This feature is also visible in Christian et al. (2003), and also takes place south-east of Australia and South America. The year-round persistent presence of anticyclones (southern Atlantic, Indian Ocean and Australia) and the land–sea contrast in the Southern Hemisphere promote thunderstorm activity which extends eastward, up to thousands of kilometers from the coasts (Barnes and Newton, 1982).

During the ASO period (Fig. 4d), lightning activity tends to restart over land (Mozambique and Madagascar) even if the flash density remains moderate (up to $0.8 \text{ fl km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ over South Africa). Compared to the previous period (MJJ), the ASO has a more sustained lightning activity over land while lightning activity over ocean erodes more and more. There is nearly no flash east of 70° E and flash density over ocean east of South Africa is less important than in MJJ.

3.4 Modes of variability

3.4.1 High frequency modes

Trend-Run has been used on high-pass band filtered time series to focus on modes with temporal periods between 1 and

5 months (to avoid the effects of the SAC). One unexpected result is that the MJO does not have an important contribution in the lightning activity modulation. Indeed, Abatzoglou and Brown (2009) showed that MJO affects the lightning activity over the continental United States. MJO causes the amplification of the upper-level ridge over the western US and the development of mid-tropospheric instability leading to an enhancement of lightning activity. Recently, Virts et al. (2011) studied the relationships between lightning and NO_2 over the Maritime Continent using WWLLN data. They concluded that up to $\sim 50\%$ of the observed variations can be attributed to MJO.

In order to confirm or not confirm the results obtained with Trend-Run, Fast Fourier Transforms (FFTs) have been performed on the same time series. Results (not presented here) show peaks at 2.5–3 months, which seems to be associated with the MJO (period of 30–90 days). Trend-Run was then not able to reproduce the results given by the FFTs for the high frequency modes. Trend-Run is a linear regression fitting model. Then, if the relationship between lightning activity and MJO is non-linear, Trend-Run should not be able to emphasize it.

Recently, during the DYNAMO (DYNAMics of the Madden–Julian Oscillation; <http://www.eol.ucar.edu/projects/dynamo/>) campaign, and for the area 7° N – 11° S , 65° E – 83° E , observations have shown that lightning activity seemed to be not affected by the MJO in this region. The MJO variance ($\text{RMM1}^2 + \text{RMM2}^2$; see Wheeler and Hendon, 2004) is extracted from <http://cawcr.gov.au/staff/mwheeler/maproom/RMM/>. Figure 5 illustrates the daily evolution of lightning activity superimposed with the time series of MJO variance for the DYNAMO area. The three MJO events (18 October 2011, 28 November 2011 and 23 December 2011) were clearly not associated with enhanced lightning activity.

3.4.2 Low frequency modes

Figure 6 summarizes the results obtained with Trend-Run for the low frequency modes (temporal period higher than 12 months). The highest coefficient of determination ($R^2 = 0.77$) is located in the region 0° – 10° S , 60° E – 70° E . In this region, the lightning activity variability is mainly dominated by the IOD, contributing to 49% (± 11.8) of the signal. ENSO explains 18.1% (± 12.4) of the signal variation and the QBO 9.5% (± 8.6). Near the Maritime Continent (0° – 10° S , 90° E – 100° E), the coefficient of determination is also high ($R^2 = 0.72$) and, as expected, ENSO dominates the signal with a contribution of 42.3% (± 27.2). Most of the regions have correlations greater than 0.50, which confirms that the modes defined in Trend-Run can globally explain the variations of the signals.

The inter-annual variations of lightning activity in the SWIO are mostly driven by the ENSO. It is the main forcing in 12 regions (on 21), with values ranging from 24.7%

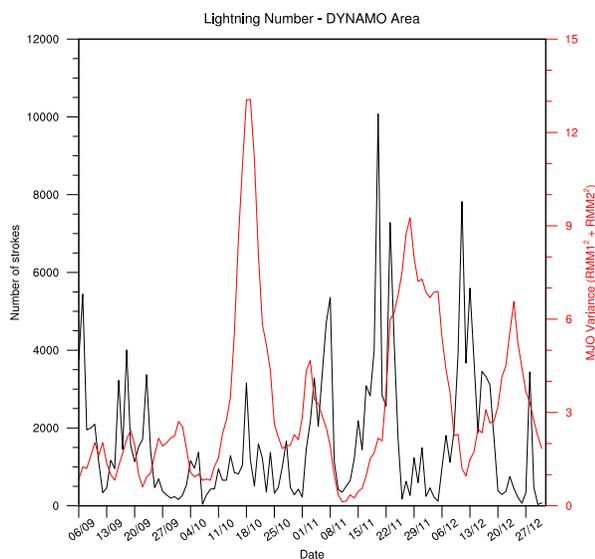


Fig. 5. Daily number of strokes from WWLLN (black) and MJO variance (red) for the period 6 September 2011 to 31 December 2011 and for the region 7° N–11° S, 65° E–83° E.

(± 12.3) to 56.8% (± 24.7) (Fig. 6). Lightning activity in the areas 20° S–30° S, 50° E–60° E and 20° S–30° S, 60° E–70° E is modulated at 56.8% (± 24.7) and 52.9% (± 22.8), respectively, by this forcing. Previous studies have shown the positive correlations between ENSO and lightning activity at global scale (Durden et al., 2004; Chronis et al., 2008; Wu et al., 2012) and at lower scale (Goodman et al., 2000, over the Southwestern United States; Hamid et al., 2001, over Indonesia; and Yoshida et al., 2007, in the Southeast Asia and western Pacific).

The IOD plays an important role in 4 regions, especially in the 0°–10° S region where its contribution reaches 49% (± 11.8) (Fig. 6). Lightning activity in the southern part of Madagascar is affected by the IOD up to 39.9% (± 25.4).

The QBO has a greater influence in the eastern part of the domain but its contribution (22.8% (± 15.4) and 16.7% (± 13), second row; Fig. 6) is still smaller than the IOD and ENSO. Seasonal modulation of lightning activity by the QBO was investigated by Hernandez (2008) for different regions (Africa, India, Indonesia/Australia and South America). The QBO was decomposed into zonally symmetric westerly (west phase) and easterly (east phase) wind regimes. Results showed a different behavior depending on the phase and the geographic region.

3.4.3 Discussion

In some parts of the domain (20° S–30° S, 80° E–100° E Mascarene high and the 70° E–80° E belt), the forcings defined above can not explain the lightning variability. These modes of variability are probably not the main responsible cause of changes in lightning activity. The Trend-Run model

only takes into account a limited number of forcings. Other phenomena like the Tropospheric Biennial Oscillation (Meehl et al., 2003) or convectively coupled equatorial waves (Kiladis et al., 2009) can enhance or dampen convection.

Another explanation is that lightning activity in the tropics is more dependent on dynamic forcing. It is assumed that important vertical velocities are required to carry relative humidity in altitude (generation of supercooled liquid water) and to separate charges thanks to the noninductive charging process (Reynolds et al., 1957; Williams and Lhermitte, 1983; Dye et al., 1989; Rutledge et al., 1992; Carey and Rutledge, 1996; Petersen et al., 1999; Latham et al., 2007). In the tropics, the troposphere has high value of relative humidity. When convection is triggered, the buoyancy term is not very important, leading to weak updrafts (Jorgensen and LeMone, 1989). Even if convection is enhanced by the MJO, ENSO or IOD, it does not mean that updrafts will be vigorous enough to generate supercooled liquid water and graupel, and then separate charges (Zipser and Lutz, 1994).

4 Summary and conclusions

Lightning activity over the South-West Indian Ocean has been explored. The dataset is composed by lightning flash records from the WWLLN from 2005 to 2011. A climatology in this region has been performed and is in agreement with the previous global study by Christian et al. (2003). The area of maximum lightning activity is the Maritime Continent (Java island) and the southwest of Sri Lanka with more than 50 fl km⁻² yr⁻¹. Madagascar also exhibits high flash density (up to 20 fl km⁻² yr⁻¹). In some oceanic areas, between 10° S and 20° S, TSs and TCs are the major source of lightning activity (ranging from 50% to 100%).

The austral summer is the most electrically active period in the SWIO as the ITCZ is present all over the basin and the northern part of the domain is influenced by the NET. During the winter season, as the Mascarene high moves northward, convection (and consequently lightning activity) is inhibited due to the presence of the trade inversion.

Lightning activity in the SWIO was found to be mainly modulated by ENSO (up to 56.8%). The IOD forcing is significant in some regions (up to $\sim 49\%$ in the northern central Indian Ocean). Inter-annual variability has a greater impact than intra-annual variability. It was expected that the MJO would play an important role in the modulation of lightning activity, but high frequency modes did not show significant results using Trend-Run model. However, we obtained the opposite results suggesting that the modulation of lightning activity by the MJO is quite complex and needs to be studied more precisely.

This study has shown some limitations, in particular concerning the WWLLN DE and the modes of variability. First of all, the WWLLN DE is quite low, which constrained us to scale up the data to obtain significative values. Secondly,

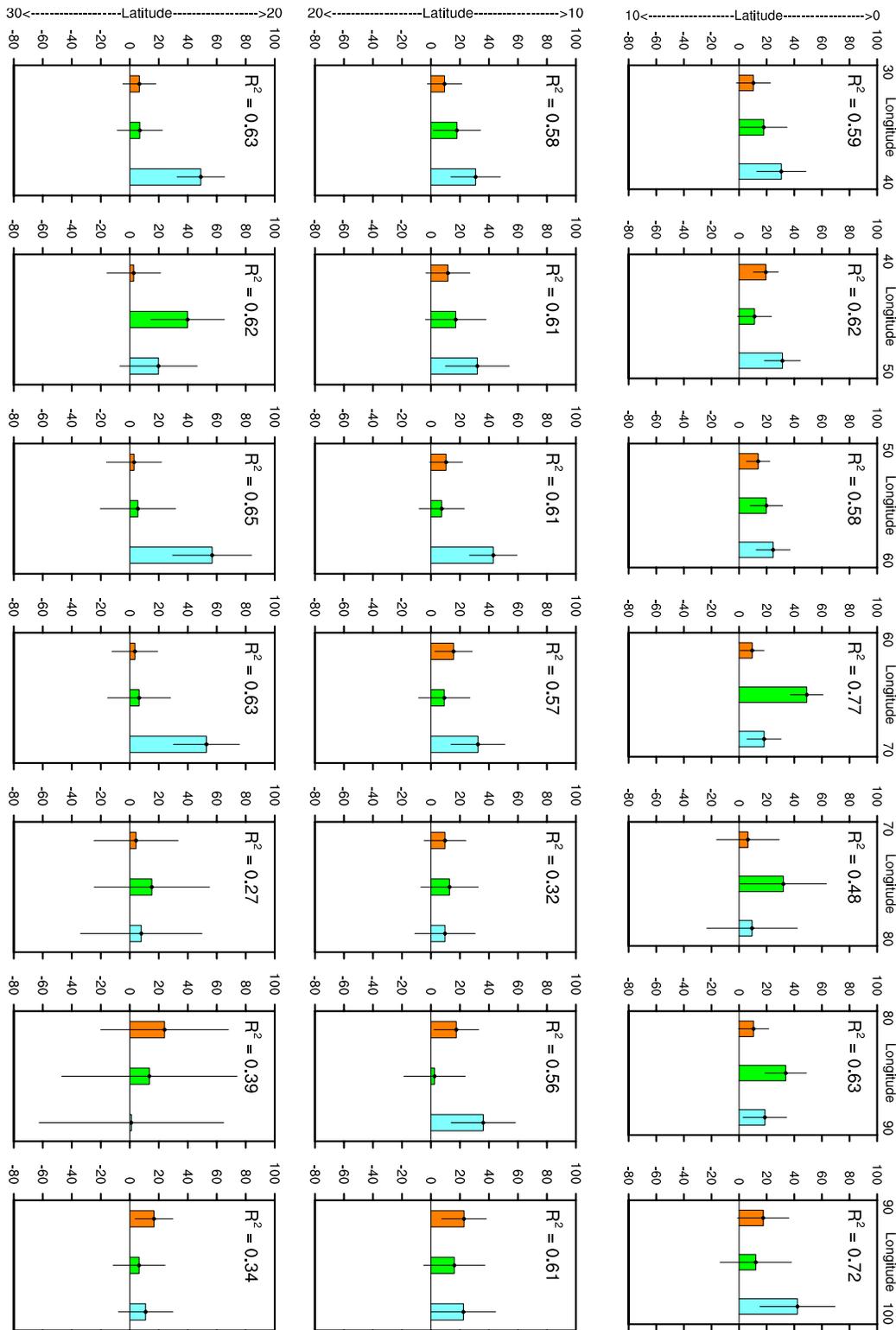


Fig. 6. Contributions (color boxes, in %) and standard deviations (black segments, in %) of the different forcings per $10^\circ \times 10^\circ$ bin. Orange, green and blue bars represent the QBO, the IOD and the ENSO, respectively. The coefficients of determination (R^2) are indicated on the top of each box.

the length of the dataset provided by the WWLLN is still too short to provide strong relationships between lightning activity and modes of variability.

However, the similarity between the different climatologies (global or regional) have confirmed the reliability of the WWLLN data. The present paper has highlighted that lightning activity within TSs and TCs is significant and needs to be more precisely studied. Moreover, this work can be helpful in determining regions and periods to observe TLEs in the SWIO.

Acknowledgements. This work was financially supported by La Région Réunion and the European Union, and by the Fondation MAIF through the PRECYP project. The authors wish to thank the World Wide Lightning Location Network (<http://www.wwlln.net/>), a collaboration among 40 universities and institutions, for providing the lightning location used in this study.

Edited by: A. Mugnai

Reviewed by: A. B. Collier and one anonymous referee



The publication of this article is financed by CNRS-INSU.

References

- Abarca, S. F., Corbosiero, K. L., and Galarneau Jr., T. J.: An evaluation of the World Wide Lightning Location Network (WWLLN) using the National Lightning Detection Network (NLDN) as ground truth, *J. Geophys. Res.*, 115, D18206, doi:10.1029/2009JD013411, 2010.
- Abarca, S. F., Corbosiero, K. L., and Vollaro, D.: The World Wide Lightning Location Network and convective activity in tropical cyclones, *Mon. Weather Rev.*, 139, 175–191, 2011.
- Abatzoglou, J. T. and Brown, T. J.: Influence of the Madden-Julian Oscillation on summertime cloud-to-ground lightning activity over the continental United States, *Mon. Weather Rev.*, 137, 3596–3601, 2009.
- Alexander, M. A., Bladé, I., Newman, M., Lanzante, J. R., Lau, N.-C., and Scott, J. D.: The atmospheric bridge: The influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans, *J. Climate*, 15, 2205–2231, 2002.
- Antonescu, B. and Burcea, S.: A cloud-to-ground lightning climatology for Romania, *Mon. Weather Rev.*, 138, 579–591, 2010.
- Baray, J.-L., Clain, G., Plu, M., Feld, E., and Caroff, P.: Occurrence of monsoon depressions in the southwest Indian Ocean: Synoptic descriptions and stratosphere to troposphere exchange investigations, *J. Geophys. Res.*, 115, D17108, doi:10.1029/2006JD007484, 2010.
- Barnes, S. L. and Newton, C. W.: in: *Thunderstorms: A Social, Scientific, and Technological Documentary*, Vol. 2, *Thunderstorm Morphology and Dynamics*, edited by: Kessler, E., chap. Thunderstorms in the synoptic setting, US Dept. of Commerce, Washington, DC, 109–171, 1982.
- Bègue, N., Bencherif, H., Sivakumar, V., Kirgis, G., Mze, N., and Leclair de Bellevue, J.: Temperature variability and trends in the UT-LS over a subtropical site: Reunion (20.8° S, 55.5° E), *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 8563–8574, doi:10.5194/acp-10-8563-2010, 2010.
- Behera, S. K. and Yamagata, T.: Influence of the Indian Ocean Dipole on the Southern Oscillation, *J. Meteorol. Soc. Jpn*, 81, 169–177, 2003.
- Beirle, S., Huntrieser, H., and Wagner, T.: Direct satellite observation of lightning-produced NO_x, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 10965–10986, doi:10.5194/acp-10-10965-2010, 2010.
- Bencherif, H., Diab, R. D., Portafaix, T., Morel, B., Keckhut, P., and Moorgawa, A.: Temperature climatology and trend estimates in the UTLS region as observed over a southern subtropical site, Durban, South Africa, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 5121–5128, doi:10.5194/acp-6-5121-2006, 2006.
- Black, R. A. and Hallet, J.: Electrification of the hurricane, *J. Atmos. Sci.*, 56, 2004–2028, 1999.
- Boccippio, D. J., Koshak, W. J., and Blakeslee, R. J.: Performance assessment of the Optical Transient Detector and Lightning Imaging Sensor, Part I: Predicted diurnal variability, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 19, 1318–1332, 2002.
- Bucsela, E. J. et al.: Lightning-generated NO_x seen by the Ozone Monitoring Instrument during NASA's Tropical Composition, Cloud and Climate Coupling Experiment (TC⁴), *J. Geophys. Res.*, 115, D00J10, doi:10.1029/2009JD013118, 2001.
- Carey, L. D. and Rutledge, S. A.: A multiparameter radar case study of the microphysical and kinematic evolution of a lightning producing storm, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 59, 33–64, 1996.
- Caroff, P., Bientz, C., and Dupont, O. C., Charlat, A., and Fontan, A.-C.: Cyclone season of south-west Indian Ocean 2006–2007, *Météo France – Direction Interrégionale de La Réunion, Sainte-Clotilde, La Réunion, France*, 2008.
- Christian, H. J., Blakeslee, R. J., Boccippio, D. J., Boeck, W. L., Buechler, D. E., Driscoll, K. T., Goodman, S. J., Hall, J. M., Koshak, W. J., Mach, D. M., and Stewart, M. F.: Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector, *J. Geophys. Res.*, 108, 4005, doi:10.1029/2002JD002347, 2003.
- Chronis, T. G., Goodman, S. J., Cecil, D., Buechler, D., Robertson, F. J., Pittman, J., and Blakeslee, R. J.: Global lightning activity from the ENSO perspective, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L19804, doi:10.1029/2008GL034321, 2008.
- Collier, A. B. and Hughes, A. R. W.: Lightning and the African ITCZ, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 73, 2392–2398, 2011.
- Collier, A. B., Hughes, A. R. W., Lichtenberger, J., and Steinbach, P.: Seasonal and diurnal variation of lightning activity over southern Africa and correlation with European whistler observations, *Ann. Geophys.*, 24, 529–542, doi:10.5194/angeo-24-529-2006, 2006.
- Collimore, C., Martin, D. W., Hitchman, M. H., Huesmann, A., and Waliser, D. E.: On the relationship between the QBO and tropical deep convection, *J. Climate*, 16, 2552–2568, 2003.
- DeMaria, M., DeMaria, R. T., Knaff, J. A., and Molenaar, D.: Tropical cyclone lightning and rapid intensity change, *Mon. Weather Rev.*, 140, 1828–1842, doi:10.1175/MWR-D-11-00236.1, 2012.

- Durden, S. L., Meagher, J. P., and Haddad, Z. S.: Satellite observations of spatial and interannual variability of lightning and radar reflectivity, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L18111, doi:10.1029/2004GL020384, 2004.
- Dye, J. E., Winn, W. P., Jones, J. J., and Breed, D. W.: The electrification of New Mexico thunderstorms 1. Relationship between precipitation development and the onset of electrification, *J. Geophys. Res.*, 94, 8643–8656, 1989.
- Fierro, A. O., Shao, X.-M., Hamlin, T., Reisner, J. M., and Harlin, J.: Evolution of eyewall convective events as indicated by intracloud and cloud-to-ground lightning activity during the rapid intensification of hurricanes Rita and Katrina, *Mon. Weather Rev.*, 139, 1492–1504, 2011.
- Fujita, M., Kimura, F., and Yoshizaki, M.: Morning precipitation peak over the Strait of Malacca under a calm condition, *Mon. Weather Rev.*, 138, 1474–1486, 2010.
- Goodman, S. J., Buechler, D. E., Knupp, K., Driscoll, K., and McCaul Jr, E. W.: The 1997–98 El Niño Event and related wintertime lightning variations in the southeastern United States, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 541–544, 2000.
- Hamid, E. Y., Kawasaki, Z.-I., and Mardiana, R.: Impact of the 1997–98 El Niño event on lightning activity over Indonesia, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 147–150, 2001.
- Hernandez, C. A.: The Quasi-Biennial Oscillation's influence on lightning production and deep convection in the tropics, Master's thesis, Texas A&M University, 2008.
- Hodanish, S., Sharp, D., Collins, W., Paxton, C., and Orville, R. E.: A 10-yr monthly lightning climatology of Florida: 1986–95, *Weather Forecast.*, 12, 439–448, 1997.
- Jorgensen, D. P. and LeMone, M. A.: Vertical velocity characteristics of oceanic convection, *J. Atmos. Sci.*, 46, 621–640, 1989.
- Kiladis, G. N., Wheeler, M. C., Haertel, P. T., Straub, K. H., and Roundy, P. E.: Convectively coupled equatorial waves, *Rev. Geophys.*, 47, RG2003, doi:10.1029/2008RG000266, 2009.
- Kucieńska, B., Raga, G. B., and Rodríguez, O.: Cloud-to-ground lightning over Mexico and adjacent oceanic regions: a preliminary climatology using the WLLN dataset, *Ann. Geophys.*, 28, 2047–2057, doi:10.5194/angeo-28-2047-2010, 2010.
- Kuleshov, Y., Mackerras, D., and Darveniza, M.: Spatial distribution and frequency of lightning activity and lightning flash density maps for Australia, *J. Geophys. Res.*, 111, D19105, doi:10.1029/2005JD006982, 2006.
- Latham, J., Petersen, W. A., Deierling, W., and Christian, H. J.: Field identification of a unique globally dominant mechanism of thunderstorm electrification, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 133, 1453–1457, 2007.
- Lau, K.-M. and Yang, S.: Walker Circulation, in: *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, 2505–2510, doi:10.1016/B0-12-227090-8/00450-4, 2003.
- Liebmann, B. and Smith, C. A.: Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 77, 1275–1277, 1996.
- Meehl, G. A., Arblaster, J. M., and Loschnigg, J.: Coupled ocean-atmosphere dynamical processes in the tropical Indian and Pacific Oceans and the TBO, *J. Climate*, 16, 2138–2158, 2003.
- Morioka, K., Tomoki, T., and Yamagata, T.: Climate variability in the southern Indian Ocean as revealed by self-organizing maps, *Clim. Dynam.*, 35, 1059–1072, 2010.
- Neumann, C.: Global guide to tropical cyclone forecasting, WMO Trop. Cyclone Program Rep. TCP-31, chap. Global Overview, World Meteorol. Organ., Geneva, Switzerland, 43 pp., 1993.
- Petersen, W. A., Rutledge, S. A., Cifelli, R. C., Ferrier, B. S., and Smull, B. F.: Shipborn dual-Doppler operations during TOGA COARE: Integrated observations of storm kinematics and electrification, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 80, 81–97, 1999.
- Price, C., Asfur, M., and Yair, Y.: Maximum hurricane intensity preceded by increase in lightning frequency, *Nat. Geosci.*, 2, 329–332, 2009.
- Reap, R. M. and Orville, R. E.: The relationships between network lightning surface and hourly observations of thunderstorms, *Mon. Weather Rev.*, 118, 94–108, 1990.
- Reynolds, S. E., Brook, M., and Gourley, M. F.: Thunderstorm charge separation, *J. Atmos. Sci.*, 14, 426–436, 1957.
- Rivas Soriano, L., de Pablo, F., and Tomas, C.: Ten-year study of cloud-to-ground lightning activity in the Iberian Peninsula, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 67, 1632–1639, 2005.
- Rodger, C. J., Brundell, J. B., Holzworth, R. H., and Lay, E. H.: Growing detection efficiency of the World Wide Lightning Location Network, in: *Coupling of thunderstorms and lightning discharges to near-Earth space*, Corte (France), 23–27 June 2008, 1118, 15–20, doi:10.1063/1.3137706, 2009.
- Rutledge, S. A., Williams, E. R., and Keenan, T. D.: The Down Under Doppler and Electricity Experiment (DUNDEE): Overview and preliminary results, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 73, 3–16, 1992.
- Saji, N. H., Goswami, B. N., Vinayachandran, P. N., and Yamagata, T.: Dipole mode in the tropical Indian Ocean, *Nature*, 401, 360–363, 1999.
- Schulz, W., Cummins, K., Diendorfer, G., and Doringner, M.: Cloud-to-ground lightning in Austria: A 10-year study using data from a lightning location system, *J. Geophys. Res.*, 110, D09101, doi:10.1029/2004JD005332, 2005.
- Sikka, D. R. and Gadgil, S.: On the maximum cloud zone and the ITCZ over Indian longitudes during the southwest monsoon, *Mon. Weather Rev.*, 108, 1840–1853, 1980.
- Solorzano, N. S., Thomas, J. N., and Holzworth, R. H.: Global studies of tropical cyclones using the World Wide Lightning Location Network, in: *Proceedings of the AMS 2008 meeting*, New Orleans, LA, USA, 2008.
- Soula, S., van der Velde, O., Montanya, J., Huet, P., Barthe, C., and Bór, J.: Gigantic jets produced by an isolated tropical thunderstorm near Réunion Island, *J. Geophys. Res.*, 116, D19103, doi:10.1029/2010JD015581, 2011.
- Squires, K. and Businger, S.: The morphology of eyewall lightning outbreak in two category 5 hurricanes, *Mon. Weather Rev.*, 136, 1706–1726, 2008.
- Teo, C.-K., Koh, T.-Y., Lo, J. C.-F., and Bhatt, B. C.: Principal component analysis of observed and modeled diurnal rainfall in the Maritime Continent, *J. Climate*, 24, 4662–4675, 2011.
- Thomas, J. N., Solorzano, N. N., Cummer, S. A., and Holzworth, R. H.: Polarity and energetics of inner core lightning in three intense North Atlantic hurricanes, *J. Geophys. Res.*, 115, A00E15, doi:10.1029/2009JA014777, 2010.
- Timm, O., Pfeiffer, M., and Dullo, W.-C.: Nonstationary ENSO-precipitation teleconnection over the equatorial Indian Ocean documented in a coral from the Chagos Archipelago, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L02701, doi:10.1029/2004GL021738, 2005.

- Tourre, Y. M. and White, W. B.: Patterns of coherent climate signals in the Indian Ocean during the 20th century, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 2224, doi:10.1029/2003GL018476, 2003.
- Verschuren, D., Sinninghe Damsté, J. S., Moernaut, J., Kristen, I., Blaauw, M., Fagot, M., Haug, G. H., and CHALLACEA project members: Half-precessional dynamics of monsoon rainfall near the East African equator, *Nature*, 462, 637–641, doi:10.1038/nature08520, 2009.
- Virts, K. S., Thornton, J. A., Wallace, J. M., Hutchins, M. L., Holzworth, R. H., and Jacobson, R. A.: Daily and intraseasonal relationships between lightning and NO₂ over the Maritime Continent, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L19803, 2011.
- Wescott, E. M., Sentman, D. D., Stenbæk-Nielsen, H. C., Huet, P., Heavner, M. J., and Moudry, D.: New evidence for the brightness of ionization of blue starters and blue jets, *J. Geophys. Res.*, 106, A10, doi:10.1029/2000JA000429, 2001.
- Wheeler, M. C. and Hendon, H. H.: An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction, *Mon. Weather Rev.*, 132, 1917–1932, 2004.
- Williams, E. R. and Lhermitte, R. M.: Radar tests of the precipitation hypothesis for thunderstorm electrification, *J. Geophys. Res.*, 88, 10984–10992, 1983.
- Williams, E. and Stanfill, S.: The physical origin of the land-ocean contrast in lightning activity, *C. R. Physique*, 3, 1277–1292, doi:10.1016/S1631-0705(02)01407-X, 2002.
- World Meteorological Organization: World distribution of thunderstorm days. Part 1: Tables, WMO Publ. 21, TP 6, Geneva, Switzerland, 1953.
- Wu, Y. J., Chen, A. B., Hsu, H. H., Chou, J. K., Chang, S. C., Lee, L. J., Lee, Y. J., Su, H. T., Kuo, C. L., Hsu, R. R., Frey, H. U., Mende, S. B., Takahashi, Y., and Lee, L. C.: Occurrence of elves and lightning during El Niño and La Niña, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L03106, doi:10.1029/2011GL04983, 2012.
- Yoshida, S., Morimoto, T., Ushio, T., and Kawasaki, Z.: ENSO and convective activities in southeast Asia and western Pacific, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L21806, doi:10.1029/2007GL030758, 2007.
- Zhang, C.: Large-scale variability of atmospheric deep convection in relation to sea surface temperature in the tropics, *J. Climate*, 6, 1898–1913, 1993.
- Zhang, C.: Madden-Julian Oscillation, *Rev. Geophys.*, 43, RG2003, doi:10.1029/2004RG000158, 2005.
- Zipser, E. J. and Lutz, K. R.: The vertical profile of radar reflectivity of convective cells: A strong indicator of storm intensity and lightning probability?, *Mon. Weather Rev.*, 122, 1751–1759, 1994.

4.3 Activité électrique aux abords de La Réunion

Williams et Stanfill (2002) ont étudié l'activité électrique d'îles de différentes tailles et élévations. Les données provenant du LIS/OTD ont permis de classer ces îles selon leur comportement : continental ou maritime. D'après cette étude, La Réunion, de par sa superficie et sa topographie, possède un caractère continental et donc favorable à la production d'éclairs mais l'activité électrique qui y règne reste toutefois relativement faible. La Réunion est un site assez particulier à cause de sa localisation : elle se trouve en milieu subtropical sous l'influence de l'anticyclone des Mascareignes et de divers phénomènes météorologiques tropicaux (cyclones tropicaux, dépressions de mousson, flux de mousson chargé en humidité...) ou des moyennes latitudes (systèmes frontaux). Même si Williams et Stanfill (2002) l'ont classé parmi les îles ayant un comportement continental du point de vue de sa taille, La Réunion garde un caractère très océanique du point de vue de l'activité électrique contrairement à d'autres îles comme Espiritu Santo (île de l'archipel des Vanuatu dans le Pacifique Sud) qui possède une superficie semblable à La Réunion mais une activité électrique plus importante.

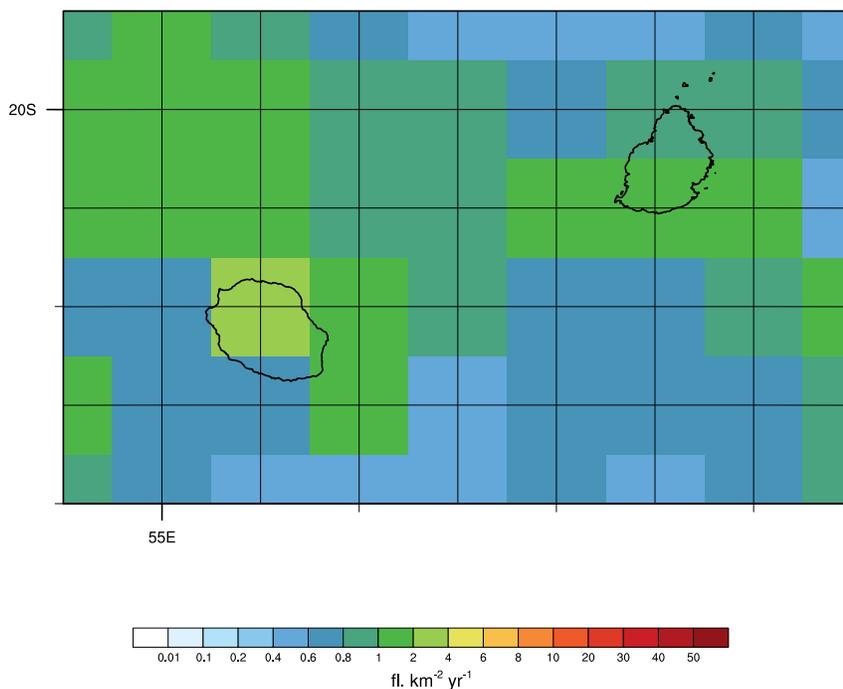


FIGURE 4.2 – Distribution moyenne de la densité d'éclairs pendant la période 2005–2011 pour la région [19,5° S–21,5° S ; 54,5° E–58,5° E] à une résolution de 0,5° .

Cette section décrit l'activité électrique dans une région englobant La Réunion et l'île Maurice. La Figure 4.2 est un zoom sur les îles La Réunion–Maurice. On constate que l'activité électrique semble plus intense au niveau de La Réunion qu'aux abords de l'île Maurice. Cependant, l'intensité de la densité d'éclairs est plus variable à La Réunion puisqu'elle est comprise entre 0,6–4 fl km⁻² an⁻¹ contre 0,8–2 fl km⁻² an⁻¹ à l'île Maurice. De par la faible résolution de cette climatologie, il est assez difficile de rendre compte des différents processus expliquant ces répartitions. En effet, lorsque l'on s'intéresse à la distribution spatiale des précipitations à La Réunion sur la période 2005–2011 (Figure

4.3), on observe que la côte est est la région où les pluies sont les plus intenses (cumul annuel moyen de précipitations de l'ordre de 4000 à 12000 mm an⁻¹ pour la période 2005–2011) alors que la région ouest est la région la plus sèche (< 2000 mm). Il aurait été attendu que les distributions soient plus ou moins colocalisées mais les cumuls de précipitations sont obtenus avec un réseau de pluviomètres d'une résolution beaucoup plus fine que les données du WWLLN. Cette résolution trop "lâche" pour l'étude d'une zone aussi restreinte nous a poussés à descendre en résolution sans pour autant toucher aux facteurs de corrections (inverse de l'efficacité de détection dépendant de la zone d'étude).

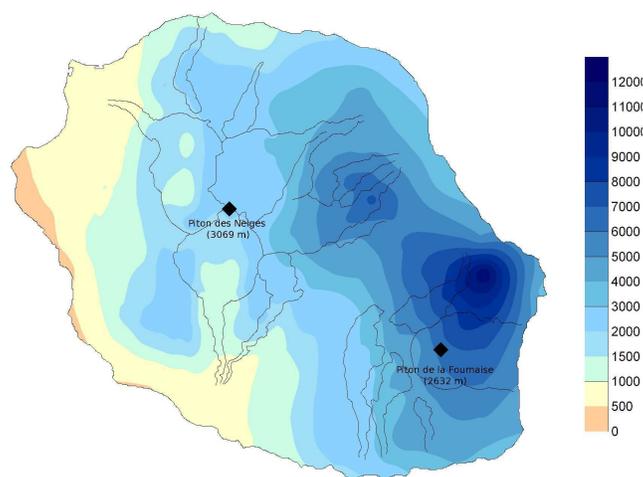


FIGURE 4.3 – Cumul annuel moyen des précipitations (en mm an⁻¹) à La Réunion de 2005 à 2011 (interpolation spatiale des données des pluviomètres). Source : Météo-France.

Nous avons donc réalisé, uniquement pour cette partie, une climatologie d'une résolution horizontale de 0,2°. Cette résolution n'a pas été choisie par hasard : l'erreur de localisation du WWLLN reste inférieure à 20 km (0,2° ≈ 22 km) dans cette partie du monde (Rodger et al., 2009). La Figure 4.4 illustre la densité d'éclairs pour le couple d'îles La Réunion–Maurice pour la période 2005–2011. La descente en résolution apporte des détails dans la répartition de l'activité électrique à la fois dans la zone d'étude mais aussi au niveau des îles. Remarquons qu'une large proportion d'éclairs se produisent suivant un axe nord-ouest/sud-est traversant La Réunion ainsi que Maurice. La côte Est de La Réunion présente des densités d'éclairs relativement importantes pour la région (> 2 fl km⁻² an⁻¹) alors que sur la côte ouest, elle est comprise entre 0,4 et 1 fl km⁻² an⁻¹.

Il y a une assez bonne corrélation spatiale entre la densité d'éclairs (Figure 4.4) et les précipitations (Figure 4.3) à La Réunion : la côte Est présente les maxima alors que la côte ouest est dépourvue de précipitations et d'éclairs. Cette asymétrie est/ouest est causée par le relief de l'île. En effet, La Réunion a été formée par deux volcans : le Piton des Neiges (3069 m) et le Piton de la Fournaise (2632 m), visibles sur la Figure 4.3. L'île peut être soumise à divers régimes de vent : alizés de sud/sud-est, flux de mousson de nord-ouest ou flux équatorial de nord-est. Ces flux interagissent avec un relief complexe conduisant à des conditions humides et pluvieuses dans la partie au vent (forçage orographique) et à des conditions plus sèches dans la partie sous le vent. D'autres phénomènes tels que les brises sont le résultat de la contrainte imposée par La Réunion sur l'écoulement du flux environnemental. Les brises résultent d'un contraste thermique entre la terre et la mer à différents

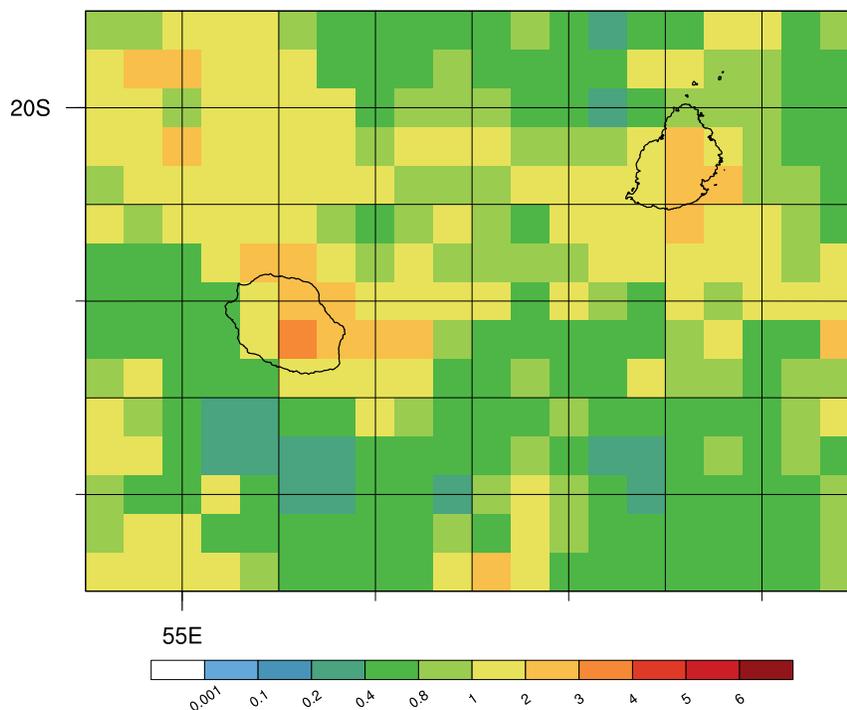


FIGURE 4.4 – *Idem que la Figure 4.2 mais à une résolution de $0,2^\circ$. L'échelle des couleurs a été modifiée mais les facteurs correctifs restent les mêmes.*

moments de la journée :

- brise de mer : au cours de la journée, le gradient de température entre la terre et l'océan devient de plus en plus important comme l'inertie thermique de l'océan est plus importante que celle des terres. L'air plus chaud sur terre se dilate et la convection se met en place. De par l'équation de continuité, un flux horizontal de l'océan vers la terre se met en place.
- brise de terre : la nuit, c'est le phénomène inverse qui est observé. Le sol se refroidit par rayonnement plus rapidement que l'océan. Cette fois-ci c'est sur océan que se développe la convection et le flux en basses couches provient de la terre. À La Réunion, la brise de mer est renforcée par le relief. L'air froid et dense qui se trouve en altitude va s'écouler par gravité le long des pentes et ainsi renforcer ce mécanisme.

Lorsque les conditions environnementales sont très instables et que l'inversion des alizés a disparu, les mécanismes précédemment cités sont accentués et augmentent la probabilité d'avoir de la convection profonde et de l'activité électrique associée.

Par la suite nous nous sommes intéressés plus en détail à la distribution temporelle de l'activité électrique à La Réunion [$20,75^\circ$ S– $21,5^\circ$ S ; $55,1^\circ$ E– 56° E] entre 2005 et 2011. Dans cette partie de l'étude, aucun facteur de calibration n'a été appliqué aux données du [WWLLN](#). Il ne s'agit que d'une analyse qualitative de l'activité électrique proche de La Réunion.

La Figure 4.5 présente le nombre d'éclairs par an ainsi que le nombre de jours avec orages par an à La Réunion. On s'aperçoit de l'augmentation continue de l'efficacité de détection du [WWLLN](#) puisqu'au cours de l'année 2005, environ 200 éclairs ont été détectés par ce réseau contre environ

1100 en 2011. Williams et Stanfill (2002) ont relevé une moyenne de 11 jours avec orage à La Réunion avec des données datant d'avant 1956 et les données de Météo France font état de 12 jours avec orage en moyenne mais ce résultat ne se base que sur une seule station sur l'île et uniquement lorsque le tonnerre est entendu par un prévisionniste. Le nombre de jours d'orages obtenus avec le WLLN est supérieur aux précédentes études. En effet, on peut voir sur la Figure 4.5b qu'une moyenne de 19 jours avec orage a été obtenue ce qui montre l'apport d'un tel système dans des régions où la densité d'observations est relativement faible.

4.3.1 Cycle saisonnier

En s'intéressant à la répartition mensuelle du nombre moyen d'éclairs sur la période 2005–2011 (Figure 4.6), nous obtenons des résultats similaires à la climatologie trimestrielle présentée dans l'article. L'activité électrique à La Réunion présente un cycle saisonnier bien marqué : d'un côté la saison humide et cyclonique s'étalant de novembre à avril et de l'autre la saison sèche couvrant la période mai–octobre. Durant cette dernière saison, très peu d'éclairs sont détectés avec aucune activité électrique de juin à septembre. L'influence de l'anticyclone des Mascareignes se fait ressentir pendant cette période de l'année, abaissant l'altitude de l'inversion des alizés. De plus, des eaux plus fraîches entourent l'île de La Réunion devenant également un facteur limitant la convection au dessus de l'océan adjacent. En effet, Zhang (1993) a montré qu'une température de surface de l'océan comprise entre 26 et 30 °C favorisait la fréquence et l'intensité de la convection profonde mais que, en dehors de cet intervalle, les mouvements convectifs intenses étaient beaucoup plus rares.

La saison humide, également caractérisée par la présence possible de cyclones tropicaux à proximité de l'île, présente un pic d'activité électrique en février avec environ 150 éclairs par mois. Sur la Figure 4.6b, on constate que le nombre moyen de jours avec orage est maximal en janvier.

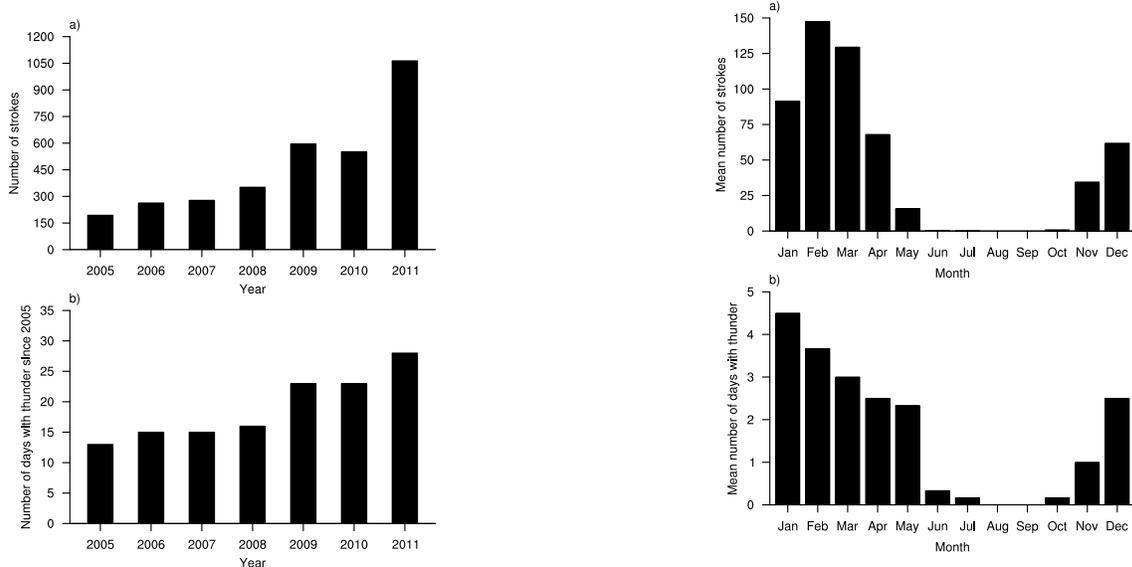


FIGURE 4.5 – a) Nombre d'éclairs par année et b) nombre de jours avec orage par année.

FIGURE 4.6 – a) Nombre moyen d'éclairs par mois et b) nombre moyen de jours avec orage par mois.

4.4 Conclusions

L'activité électrique dans le bassin sud-ouest de l'océan Indien ainsi qu'aux abords de La Réunion a été étudiée en utilisant les données provenant du WWLLN. En dépit d'une efficacité de détection relativement faible mais en constante augmentation, les résultats obtenus avec le WWLLN sont en accord avec l'étude de référence de Christian et al. (2003) au niveau de la localisation des éclairs sur le bassin. Le cycle saisonnier de l'activité électrique est également visible avec une saison active correspondant à la saison humide (novembre à avril) sur le bassin et une saison moins marquée électriquement correspondant à la saison sèche (mai à octobre). L'activité électrique permet également de suivre les mouvements de la ZCIT et du NET⁴, thalweg équatorial secondaire sur l'océan Indien. Dans la région du sud-ouest de l'océan Indien, on constate qu'un grand nombre d'éclairs sont produits par les cyclones tropicaux (entre 60 et 90 % dans certaines régions). Ce résultat justifie une étude plus approfondie sur l'activité électrique dans les cyclones tropicaux (cf. Chapitre 3).

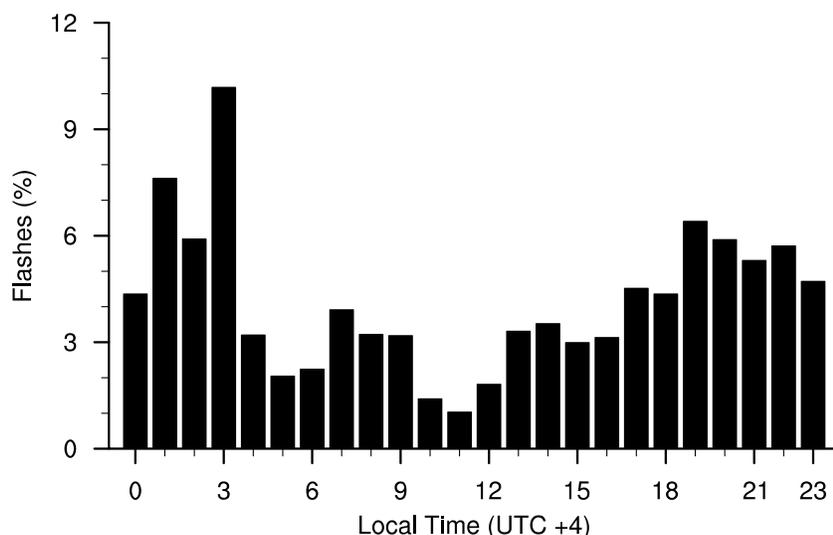


FIGURE 4.7 – Evolution diurne de l'activité électrique à La Réunion [20,75° S–21,5° S ; 55,1° E–56° E].

Au niveau local, l'activité électrique semble suivre globalement le comportement des précipitations à La Réunion. On note également un comportement saisonnier caractérisé par la présence plus ou moins proche de l'anticyclone des Mascareignes. Le cycle diurne de l'activité électrique (Figure 4.7) est principalement dominé par les événements se produisant en été austral. Ce cycle diurne semble correspondre également au cycle diurne de la convection profonde dans un environnement océanique soumis à un flux de nord tel qu'il est décrit par Pereira et Rutledge (2006). Ils montrent aussi qu'en flux de sud, la convection est de type peu profonde. Néanmoins, une récente étude interne du Bureau d'Étude Climatologique de la Direction Interrégionale de La Réunion a mis en évidence plusieurs régimes "types" en été austral (6 régimes) et en hiver austral (4 régimes). Il serait intéressant de caractériser l'activité électrique aux abords de l'île en fonction de ces différentes classes climatologiques afin de mettre en avant, si possible, des situations "types" conduisant à une activité convective favorable à la production d'éclairs.

4. Near Equatorial Trough.

Chapitre 5

Activité électrique des cyclones tropicaux du bassin sud-ouest de l’océan Indien

Sommaire

5.1 Synthèse de l'article	99
5.2 Lightning activity within tropical cyclones in the South West Indian Ocean	101

5.1 Synthèse de l'article

Plusieurs études ont montré que l'activité électrique pouvait être un marqueur de l'intensité ou de l'intensification des cyclones tropicaux (Molinari et al., 1999; Squires et Businger, 2008; Abarca et al., 2011). Comme nous l'avons vu dans le Chapitre 4, les cyclones tropicaux jouent un rôle important dans la production d'éclairs dans le bassin sud-ouest de l'océan Indien. Nous nous sommes donc intéressés à l'activité électrique dans les cyclones tropicaux en tentant de répondre à ces deux questions : i) quelle est la distribution spatiale moyenne de l'activité électrique dans les cyclones tropicaux et ii) peut-on anticiper un changement d'intensité (intensification ou affaiblissement) grâce aux éclairs produits ?

La méthodologie utilisée est décrite dans le Chapitre 3. Pour rappel, nous avons étudié l'activité électrique de 70 cyclones tropicaux du sud-ouest de l'océan Indien (saisons 2005/2006 à 2012/2013) en fonction de leur localisation (océan ouvert, proximité de la côte est de Madagascar et canal du Mozambique) car la présence des terres modifie le comportement de ces systèmes ce qui est visible lorsque l'on s'intéresse à leur structure via le rayon de vent maximum (Fig. 3.7). Les systèmes ne sont pas étudiés en fonction de leur intensité maximale : on classe plutôt les périodes de 6 h par intensité. Pour chaque zone, les distributions radiales et azimutales des éclairs sont étudiées mais le lien entre activité électrique et changements d'intensité des cyclones tropicaux n'est analysé que dans la région de l'océan ouvert et uniquement pour deux stades d'intensité (TT et CT).

Notons également qu'une des originalités de cet article est la discrétisation des cyclones tropicaux par rayons multiples du rayon de vent maximum (RVM). Cette approche diffère des précédentes études (Molinari et al., 1999; Squires et Businger, 2008; DeMaria et al., 2012) et permet de représenter un cyclone par un paramètre physique, utilisé par les prévisionnistes. De plus, une des approximations faite lors des études citées au-dessus est la taille des cyclones. En effet, tous les cyclones ne possèdent pas la même extension horizontale et c'est pour cela que nous avons introduit un nouveau paramètre : le rayon de la dernière isobare fermée (ROCI) pour borner le cyclone de manière réaliste.

Dans l'océan ouvert, l'activité électrique décroît en fonction de la distance au centre : les maxima d'activité électrique sont localisés dans la région du mur de l'œil quel que soit le stade d'intensité. Il est important de noter que, contrairement aux autres études, l'activité électrique est plus intense pendant les stades d'intensité les plus élevés (CT et CTI). De plus, l'activité électrique dans les bandes pluvieuses est assez constante d'un stade d'intensité à un autre mais est assez faible ($< 8 \text{ fl km}^{-2} \text{ an}^{-1}$). Pendant les phases FTT, le nombre d'éclairs produits dans le mur de l'œil est moins important que durant les autres phases ($28 \text{ fl km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ contre $54 \text{ fl km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ au stade CT). Côté distribution radiale, les quadrants avant et droit correspondent aux régions où l'activité électrique est privilégiée.

Ces résultats sont assez similaires à ceux de DeMaria et al. (2012) et Jiang et al. (2013) qui ont aussi montré que les éclairs étaient produits de préférence dans le mur de l'œil. Cependant, ils montrent que la région des bandes internes présente un "trou" d'activité électrique. Nous supposons que l'utilisation de différentes méthodologies et de différentes données ainsi que les configurations des bassins cycloniques peuvent expliquer la divergence des résultats. Néanmoins, l'étude de Jiang et al. (2013) semble plus rigoureuse dans la discrétisation des cyclones que celle de DeMaria et al. (2012).

La prévision des changements d'intensité, et en particulier les intensifications rapides, compte

parmi les plus grands défis des prévisionnistes. Comme nous l’avons expliqué dans le Chapitre 2, l’activité électrique est dépendante des conditions dynamiques et microphysiques au sein des cellules orageuses. Ces deux derniers paramètres influent donc directement sur l’intensité des cyclones tropicaux. Ainsi, il est envisageable que l’activité électrique puisse être un *proxy* des changements d’intensité des cyclones tropicaux. Nous avons donc étudié l’activité électrique sur l’ensemble de notre base de données en fonction de différents taux d’intensification ou d’affaiblissement. En s’intéressant au pourcentage de périodes avec activité électrique, nous nous sommes aperçus que les phases d’intensification ou d’affaiblissement rapide ($|\Delta v_{max}| > 6.6 \text{ kt (6h)}^{-1}$) sont accompagnées par une activité électrique plus importante que celles avec un taux d’intensification/affaiblissement plus faible ($|\Delta v_{max}| < 6.6 \text{ kt (6h)}^{-1}$). Pour les cyclones s’intensifiant ou s’affaiblissant rapidement, 20 à 50 % des périodes étudiées sont associées à de l’activité électrique. Au stade **TT**, on constate que, dans les bandes externes, la fréquence de l’activité électrique augmente en même temps que le système s’intensifie. Pendant le stade **CT**, lors des phases d’intensification lente, la fréquence de l’activité électrique décroît dans le mur de l’œil et dans les bandes internes. Lorsque les systèmes au stade **TT** s’affaiblissent rapidement, la proportion de périodes avec activité électrique tend à diminuer dans le mur de l’œil et dans les bandes internes. Cependant, on observe le comportement inverse dans la région des bandes externes.

Dans la région à proximité de la côte est de Madagascar, pendant les phases **TTM**, l’activité électrique est maximale dans le mur de l’œil ($36 \text{ fl km}^{-2} \text{ an}^{-1}$) et décroît en s’éloignant du centre. Aux autres stades d’intensité (**FTT**, **CT** et **CTI**), les éclairs sont produits majoritairement dans les bandes pluvieuses internes ($14\text{--}17 \text{ fl km}^{-2} \text{ an}^{-1}$). De plus, l’activité électrique des systèmes dépressionnaires à proximité de la côte est malgache est moins intense que dans ceux sur l’océan ouvert. D’après **Nagele (2010)**, ce phénomène s’explique par l’augmentation des frictions (de part l’augmentation de la rugosité de surface) ce qui entraîne une augmentation de la convergence sur terre. L’augmentation de l’activité électrique dans les bandes peut également être associée à la présence d’aérosols continentaux, plus nombreux et étant soit de meilleurs noyaux de condensation, *i.e.* plus de gouttelles et plus d’eau surfondue (**Khain et al., 2010**), soit de meilleurs noyaux glaçogènes, *i.e.* plus de glace en altitude (**DeMott et al., 2003**; **Jenkins et al., 2008**). En ce qui concerne la distribution radiale, pendant les phases **TTM**, l’activité électrique se concentre dans le mur de l’œil et particulièrement dans le quadrant droit (30-40 %). Pendant les phases intenses (**CT** et **CTI**), les éclairs sont produits de préférence dans les quadrants arrière et gauche du mur de l’œil et des bandes internes.

Les systèmes évoluant dans le Canal du Mozambique présentent un comportement électrique assez complexe. En effet, la distribution radiale des éclairs est différente à chaque stade d’intensité. Comme pour l’océan ouvert et la région à l’est de Madagascar, pendant le stade **TTM**, l’activité électrique est plus intense dans le mur de l’œil que dans les bandes périphériques. De plus, l’activité électrique est beaucoup plus faible que dans les autres régions. La distribution azimutale suit la même philosophie, à savoir une distribution plus complexe que dans les autres régions. Le Canal du Mozambique est une sous-région du bassin sud-ouest de l’océan Indien avec une configuration complexe. Les systèmes qui y évoluent peuvent avoir des trajectoires très diverses (Fig. 3.5) et être influencés de différentes manières par les terres immergées. Cette spécificité rend l’analyse de l’activité électrique plus compliquée à réaliser et demande une plus grande base de données.

L’article qui suit a été accepté avec révisions mineures dans le *Journal of Geophysical Research - Atmosphere*.

5.2 Lightning activity within tropical cyclones in the South West Indian Ocean

Lightning activity within tropical cyclones in the South West Indian Ocean

C. Bovalo,¹ C. Barthe,¹ N. Yu,¹ and N. Bègue,¹

Abstract. Lightning activity within 70 tropical cyclones in the South West Indian Ocean is studied using a large dataset (2005-2013) provided by the World Wide Lightning Location Network (WWLLN). The radial and azimuthal distributions of lightning flashes are analyzed in three different regions of the basin: the open ocean, the Mozambique Channel and the oceanic region 400 km offshore the eastern coast of Madagascar (ECM).

Over the open ocean, lightning activity detected by the WWLLN is mainly found in the eyewall and decreases outward, whatever the intensity stage. Lightning activity in the eyewall of tropical cyclones is higher than in the eyewall of tropical storms. The front and right quadrants relative to storm motion are the regions where lightning flashes are preferentially detected. Near the ECM, lightning density in the eyewall, the inner rainbands and the outer rainbands is quite similar. When the storm reaches the tropical cyclone intensity, lightning activity is mainly found in the left and rear quadrants relative to storm motion. In the Mozambique Channel, the radial and azimuthal distributions of lightning flashes are complex due to the geographical configuration of this subdomain.

The relationships between lightning activity and intensity change have also been investigated for systems over the open ocean. The proportion of periods with lightning activity is higher during rapid intensity change of tropical cyclones. For systems rapidly intensifying and weakening, 20 to 50 % of 6-h periods are associated with lightning activity.

1. Introduction

Analyzing and understanding the distribution of lightning flashes within tropical cyclones (TCs) and the potential of lightning activity in forecasting intensity change have been made possible thanks to the development and improvement of lightning detection networks.

The National Lightning Detection Network (NLDN) primarily detects cloud-to-ground (CG) lightning strokes within 400 km of the United States coasts. TCs in this region start interacting with land and usually undergo landfall. *Samsury and Orville* [1994] studied the lightning activity in two Atlantic hurricanes using the NLDN. Hurricane Hugo (1989) only produced 33 CG strokes over a 18 hours period with 17 flashes in and around the eyewall. Hurricane Jerry (1989) generated a larger amount of flashes (691). Lightning activity peaked when Jerry weakened, from hurricane strength to tropical storm. Most of the CG strokes were located in the rainbands. For both hurricanes, lightning activity was mainly located in the right front and right rear quadrants. *Lyons and Keen* [1994] focused on 4 tropical cyclones (from tropical storm to hurricane stage). They found that lightning activity is more frequent in supercells in the outer rainbands and quite rare near the storm center. They also noticed that bursts of lightning activity near the storm center preceded periods of intensification in hurricanes Diana (1984) and Florence (1988).

Molinari et al. [1999] studied lightning activity in nine hurricanes of the Atlantic basin using data from the NLDN. They showed that lightning activity within tropical storms

does not depend on the maximum intensity since hurricane Hugo (1989) had a very low flash rate while marginal hurricane Bob (1985) was the most electrically active hurricane with up to 5700 fl. day⁻¹. The main features of lightning distribution were: 1) maximum of lightning activity in the rainbands (more than 200 km from the center), 2) a second moderate maximum near the storm center (less than 60 km) and 3) a gap near 80–100 km. They also found that outbreaks of lightning flashes occurred before landfall, before the hurricane reaches its maximum intensity and during eyewall replacement cycles.

Corbosiero and Molinari [2003] studied the azimuthal distribution of lightning flashes, detected by the NLDN, relative to storm motion and wind shear in 35 named tropical cyclones within 400 km of US coasts. They showed that the maximum of lightning activity is found in the front or right side of tropical cyclones for the inner core (0–100-km) and the rainband region (100–300-km). This general distribution is attributed to the asymmetric frictional force in the tropical cyclone boundary layer [*Shapiro*, 1983]. Moreover, they showed that the location of lightning activity also depends on the angle between the wind shear and motion vectors.

More recently, *Nagele* [2010] studied lightning activity detected by the NLDN within TCs of the Atlantic basin. She focused on the spatial and temporal distribution of lightning flashes within TCs that made landfall. Her study showed that bursts of CG strokes occur when TCs are inland, within 20 km onshore, and are located in the right front quadrant relative to storm motion. Lightning flashes are mainly detected in the rainbands for stronger storms whereas weaker hurricanes generate more lightning flashes within the inner core region. Moreover, she found that, in 75 % of her dataset (12 on 16 TCs), a strong relationship exists between lightning activity within the inner core and the central pressure. *Zhang et al.* [2012] performed a similar study in the northwest Pacific basin. CG lightning activity within 33 landfalling TCs were investigated using the Guang-dong Lightning Location System [*Chen et al.*, 2004]. The radial distribution was found to depend on the intensity

¹Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones, UMR 8105 CNRS/Météo-France/Université de La Réunion, Sainte-Clotilde, France

of the systems. For tropical storms ($17.2 < v_{max} < 32.6$ m s^{-1}), the ratio of lightning density between the eyewall and the outer rainband is 1:0.5 while it decreases to 1:2.9 and 1:8.6 for typhoons ($32.7 < v_{max} < 41.4$ m s^{-1}) and severe typhoons ($41.5 < v_{max} < 50.9$ m s^{-1}). Eyewall outbreaks were found to occur during four periods: intensity change (15 % of outbreaks for intensification periods and 43 % in weakening periods), maximum intensity (15 %) and when TCs change direction (10 %).

Fierro et al. [2011] used lightning data from the Los Alamos Sferic Array (LASA ; *Shao et al.* [2005]), a limited-area lightning network that detected both CG and intense intracloud (IC) discharges during the rapid intensification of hurricanes Rita, Katrina and Charley. They observed an increase in the discharge heights of high energetic IC that were associated with convective bursts and the strengthening of updrafts.

As their spatial coverage is limited, the NLDN and the LASA only permit the study of TCs approaching coast or landfalling. Other systems such as the Long-Range Lightning Detection Network (LLDN) or the World Wide Lightning Location Network (WWLLN) allow a detailed analysis of lightning activity (primarily CG lightning strokes) during the entire lifetime of TCs and over large regions (especially the open ocean). *Squires and Businger* [2008] used the LLDN to examine the electrical signature of hurricanes Rita and Katrina (2005). They found that lightning flashes mainly occurred in the eyewall. Moreover, during the periods of intensification and maximum intensity, they observed a general increase in vertical velocities in the eyewall region which enhanced collisional charge separation process (non-inductive charging) [*Takahashi*, 1978; *Saunders and Peck*, 1998; *Mansell et al.*, 2005]. The rapid intensification period of Rita and Katrina was associated with an episodic lightning outbreak. This feature may be explained by the concentration of rimed ice particles: a sufficient amount of these mixed-phase particles and supercooled water in vigorous updrafts will provide locally favorable conditions for in situ charging to occur [*Black and Hallett*, 1999]. According to *Squires and Businger* [2008], the sudden increase of lightning activity during the rapid intensification period could not be used to predict an intensity change but this information could be used to confirm that the system is still intensifying.

Price et al. [2009] used the WWLLN data to investigate the relationship between lightning activity and TC intensity in 56 TCs from all cyclonic basins. The maximum sustained wind speed and the total flash rate were found to have a high correlation ($r = 0.82$). They showed that the maximum of lightning activity happened, in average, 30 hours before the maximum intensity. However, as pointed out by *DeMaria et al.* [2012], these results were obtained by choosing the lag (from 4 days before to 2 days after) that maximizes the correlation between maximum sustained wind speed and lightning for each storm. *Abarca et al.* [2011] were the first to study lightning activity of a large set of TCs (24 in total) in the Atlantic basin using the WWLLN. Results from the WWLLN were compared to data from the NLDN when systems came within 400 km of the coasts. They showed that tropical depressions and storms generate more flashes than hurricanes. The radial distribution was consistent with the results of *Molinari et al.* [1999]. An interesting result was also highlighted: lightning density in the inner core of intensifying systems is higher than in the non-intensifying ones, especially during the weaker storm stages. *DeMaria et al.* [2012] obtained different results in their analysis of 172 TCs from the Atlantic and East/Central Pacific basins using the WWLLN. First of all, they showed that lightning activity within TC is very sporadic, consistent with *Zhang et al.* [2012]. They found that lightning density decreases from the storm center to the rainbands, and hurricanes generate less

lightning flashes than weaker systems. Moreover, intensifying storms have a higher lightning density than weakening hurricanes. Bursts of lightning strokes within the inner core could be useful to forecast the end of a period of rapid intensification while heightened lightning activity within the outer rainbands are a surrogate for an imminent intensification of the system. They also showed that TCs in the Atlantic basin have higher lightning densities than those in the East/Central Pacific basin.

Total lightning activity (CG + IC) within TCs can also be investigated from satellite observations. *Cecil and Zipser* [1999] studied the relationship between lightning activity and storm intensity using the Optical Transient Detector (OTD) data while *Cecil et al.* [2002] studied 261 swaths over 45 hurricanes from the Lightning Imager Sensor (LIS). The radial distribution of lightning activity in these studies were consistent with *Molinari et al.* [1999]. *Cecil and Zipser* [1999] did not find a clear relationship between inner core lightning activity and TC intensification. More recently, the study by *Jiang et al.* [2013], using a large sample of TRMM TC overpasses (over 5000), proposed a bimodal distribution of lightning flashes with the inner core being the more electrically active region of TC. This result tends to confirm the distribution observed by *Squires and Businger* [2008]. However, because the OTD and LIS data do not provide a continuous coverage of lightning within TCs, they are by design not the most suitable tool to examine the relationship between lightning activity and intensity change.

TC activity in the South West Indian Ocean (SWIO) represents 10-12 % of the total annual TC activity [*Neumann*, 1993]. This basin spreads from 30°E to 90°E and from the equator to 40°S (Fig. 1). Two main areas of cyclogenesis are identified in the SWIO: one over the Mozambique Channel and the other one over the open ocean. Due to the particular basin configuration with the presence of Madagascar, TCs are expected to behave differently depending on their position: open ocean behavior and/or interaction with land. This led us to define three different regions in the SWIO to analyze the lightning activity detected by the WWLLN within 70 TCs. The paper is organized as follows: the data and analysis methods are given in Section 2. Section 3 presents the results for storms evolving over open waters followed by a comparison with storms interacting with land. The relationships between TC intensity change and lightning activity are presented in Section 4, followed by the conclusions in Section 5.

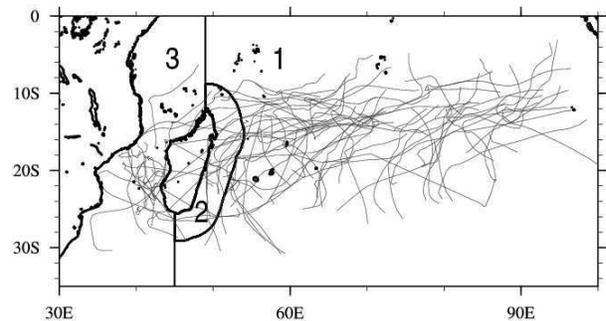


Figure 1. Tracks of the 70 systems from cyclonic seasons 2005/2006 to 2012/2013 at intensity MTS, STS, TC or ITC. The thick black lines delimit the three subregions considered: 1–open ocean, 2–region near the eastern coast of Madagascar (until 400 km) and 3–Mozambique Channel.

2. Data and Methodology

2.1. Lightning data

Lightning data from January 2005 to May 2013 have been extracted from the WWLLN database. The WWLLN (<http://www.wwlln.net/>) is a global coverage ground-based network that detects impulsive signals of very low frequency radiation (3-30 kHz) called “sferics”. The “time of group arrival” is used to determine the location of lightning strikes [Dowden and Rodger, 2002]. Rodger *et al.* [2009] and Abarca *et al.* [2010] have evaluated the location accuracy of the WWLLN: the former study showed a global spatial dependence (about 10-20 km in particular for the SWIO) and the latter showed that the WWLLN suffers a northward (4.03 km) and westward (4.98 km) bias for the US region. More recently, Soula *et al.* [2011] observed lightning flashes well collocated with coldest cloud top temperatures in an isolated storm near La Réunion (21°S ; 55.5°E), in the Indian Ocean. Lightning flash rates detected by the WWLLN were compared to those recorded by a video camera and showed the same trend.

IC and CG lightning flashes are both detected by the WWLLN but as the CG flashes have higher peak currents, the network mainly records CG flashes. Abarca *et al.* [2010] showed that the CG detection efficiency (DE) is about twice the IC DE. They also tried to quantify the DE using data from the NLDN. They showed that the WWLLN’s DE has improved from 3.88% in 2006 to 10.30% in 2010. When both IC and CG are considered, the WWLLN’s DE increased from 2.31% to 6.19% in their subject area (US territory and adjacent waters). DeMaria *et al.* [2012] computed the WWLLN’s DE in the Atlantic and East/Central Pacific basins as the ratio between the annual average flash density for each year and the average LIS/OTD flash density over the same domain. For the Atlantic (East Pacific) basin, the DEs range from 2.6% (0.9%) in 2005 to 20% (17.5%) in 2010. Bovalo *et al.* [2012] used the same method but found a slower evolution of the DE in the SWIO basin: from 2.0% in 2005 to 10.9% in 2013.

Even if the WWLLN’s DE increased during these past years, it still remains low. To get more “realistic” values, DeMaria *et al.* [2012] scaled up their results using the LIS/OTD annual mean lightning climatology. The WWLLN data were multiplied by the inverse of the DE in each region. In the present work, the WWLLN data have been calibrated following this procedure.

The WWLLN’s low DE brings some questions concerning the analysis of lightning activity within TC. Indeed, it has already been demonstrated that TC generate a few amount of flashes. So, a period without lightning activity could result from electrical conditions non conducive to lightning triggering or from a weak lightning activity not detected by the low DE network. Table 1 presents the percentage of 6-h periods without lightning activity over the open ocean. It is noteworthy that lightning activity within TC is sporadic, as pointed out by DeMaria *et al.* [2012]. Moreover, as the distance from the storm center increases, the proportion of 6-h periods without lightning activity increases too. It is obvious that taking into account or not the periods with no lightning data will modulate the results. To avoid any ambiguity,

Table 1. Percentage of 6-h periods without lightning activity over the open ocean for each intensity stage (MTS, STS, TC and ITC) for the eyewall (EW), inner rainbands (IR) and outer rainband (OR) regions.

	MTS	STS	TC	ITC
EW	66.6	63.7	75.1	61.7
IR	67.9	68.4	75.1	72.8
OR	81.8	81.3	78.5	77.8

the 6-h periods without lightning activity are not considered in this study and lightning activity will refer hereinafter to lightning activity detected by the WWLLN.

2.2. Best-Track

Information relative to tropical cyclones is obtained from the Regional Specialized Meteorological Centre (RSMC) La Réunion best-track dataset. In particular, this dataset includes the latitude and longitude of the storm center, the 10-min averaged maximum wind speed v_{max} (in kt where 1 kt = 0.514 m s⁻¹), the radius of maximum wind (RMW) and the radius of the outer closed isobar (ROCI) every 6 hours. Four categories of TC have been defined, based on the classification of the RSMC La Réunion and the presence of a RMW: moderate tropical storm ($34 < v_{max} < 47$ kt, MTS), strong tropical storm ($48 < v_{max} < 63$ kt, STS), tropical cyclone ($64 < v_{max} < 89$ kt, TC) and intense tropical cyclone ($v_{max} > 90$ kt, ITC). A total of 70 systems from MTS to ITC has been investigated, corresponding to 1281 6-h periods.

2.3. Methodology

Figure 1 shows the tracks of the systems that are analyzed in this paper. TCs are mainly located north of 25°S and propagate westward. Due to the configuration of the basin, three regions stand out where the tropical cyclones and the associated lightning activity are expected to behave differently. Systems can *i*) interact with the eastern coast of Madagascar (region 2 in Fig. 1), *ii*) develop and/or propagate in the Mozambique Channel (region 3 in Fig. 1) and *iii*) move over the open ocean (region 1 in Fig. 1).

Figure 2 displays the distribution of the radius of maximum wind (RMW) for TCs in these three regions according to the intensity stage. This figure highlights two characteristics: *i*) systems in the Mozambique Channel (Fig. 2c) tend to have smaller RMWs than those in the other regions (Fig. 2a) and *ii*) TCs near the ECM have the largest RMWs (Fig. 2b). These features are more noteworthy for ITC cases: the mean RMW is 24.3 km, 17.2 km and 36 km over the open ocean, near the ECM and in the Mozambique Channel, respectively. Lightning is then expected to behave differently in the open ocean, the Mozambique Channel and when approaching the eastern coast of Madagascar. Thus, lightning activity will be studied in each region separately. In the current study, systems interact with the eastern coast of Madagascar (ECM, region 2 in Fig. 1) during a total of 145 6-h periods (11.32% of our database). For 18.42% of the 6-h periods (236 6-h periods) systems develop and/or propagate in the Mozambique Channel. The remaining 70.26% of the 6-h periods deal with systems over the open ocean.

The radial distribution of lightning activity has already been studied in various ways. Molinari *et al.* [1999] discretized hurricanes into 20-km annular rings up to 300 km from the storm center. Abarca *et al.* [2010] used the same radial intervals and defined the inner core and the outer rainbands as the regions between 0 and 100 km and between 100 and 300 km, respectively. Squires and Businger [2008] studied the distribution of lightning activity within 300 km from the storm center, using 25-km annular rings. They distinguished between the eyewall (0–50 km from the storm center), the inner rainbands (75–175 km from the storm center), and the outer rainbands (region beyond 175 km from the storm center). DeMaria *et al.* [2012] used six radial intervals: 0–50, 50–100, 100–200, 200–300, 300–400, 400–500 km. They grouped some regions to form the eyewall (0–50 km), the inner core (0–100 km) and the rainbands (200–300 km).

Jiang and Ramirez [2013] pointed out that the arbitrary radial intervals used in the previous studies may not be the

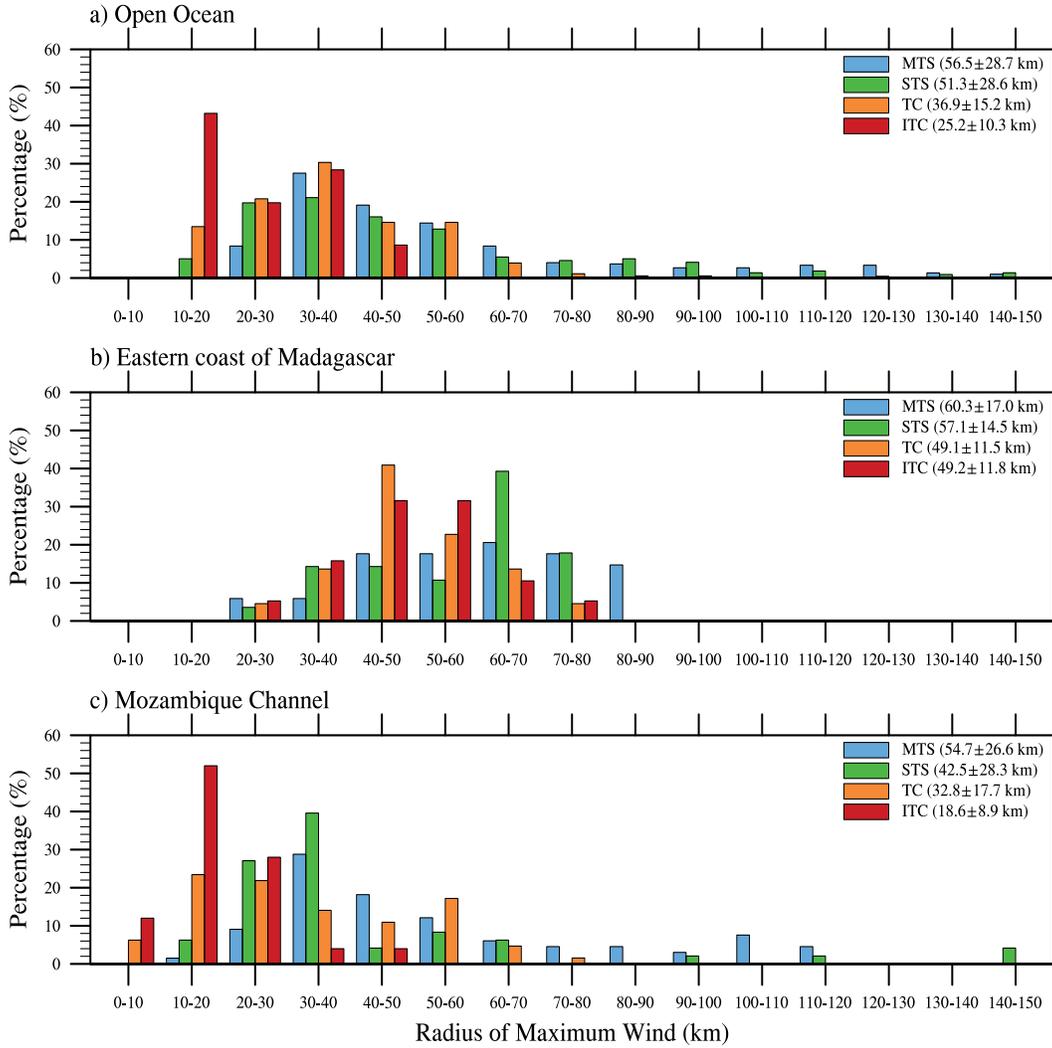


Figure 2. Distribution of the radius of maximum wind (RMW) for systems in the SWIO as a function of intensity stage (MTS, STS, TC and ITC) for systems a) over the open ocean, b) within 400 km of the eastern coast of Madagascar and c) in the Mozambique Channel. The numbers in parenthesis corresponds to the mean and standard deviation for each stage and each subdomain.

most fitting intervals. In order to better represent the different regions of each TC, two parameters of the RSMC La Réunion best-tracks have been used: the RMW to delimit the eyewall and the ROCI for the TC size [Merill, 1984; Kimball and Mulekar, 2004; Chan and Chan, 2012; Drake, 2012]. In the same way as the RMW, the ROCI is dependent on the intensity ranging from 406 km for MTS to 484 km for ITC. As shown in the aforementioned studies, lightning activity is mainly located in the eyewall and the rainbands. Based on this radial distribution and preliminary results, only three regions have been used to define a TC, similar to Jiang [2012]. In the present work, the eyewall is defined as the region between the storm center and $1.5 \times \text{RMW}$ to consider eyewall tilting. The inner rainbands are located between $1.5 \times \text{RMW}$ and $3 \times \text{RMW}$. Finally, the outer rainband region is the region between $3 \times \text{RMW}$ and ROCI.

The motion direction was estimated from the angle between two successive positions. Then, the position of each lightning strike was computed relative to the motion direction (0° being the motion direction).

The intensity change was obtained using the difference in v_{max} (called Δv_{max}) between two consecutive 6-h pe-

riods: if this difference is positive (negative), the system is intensifying (weakening). Four different thresholds have been defined: $0 < \Delta v_{max} < 6.6 \text{ kt (6-h)}^{-1}$ (low intensification), $\Delta v_{max} \geq 6.6 \text{ kt (6-h)}^{-1}$ (rapid intensification), $0 > \Delta v_{max} > -6.6 \text{ kt (6-h)}^{-1}$ (low weakening) and $\Delta v_{max} \leq -6.6 \text{ kt (6-h)}^{-1}$ (rapid weakening). These thresholds are based on the definition of the rapid intensification ($\Delta v_{max} \geq 30 \text{ kt in 24-h}$) proposed by Kaplan and DeMaria [2003] and Kaplan et al. [2010] but extended to weakening phase. In the Atlantic basin, maximum winds are referred to 1-min sustained winds while in the SWIO, 10-min averaged winds are used to define the maximum wind. Thus, a conversion factor of 0.88 has been applied to get a rapid intensification definition fit for this basin [Caroff et al., 2010].

3. Radial and azimuthal distributions

Results presented in this section have been statistically tested and each sample is normally distributed at the 99 % level.

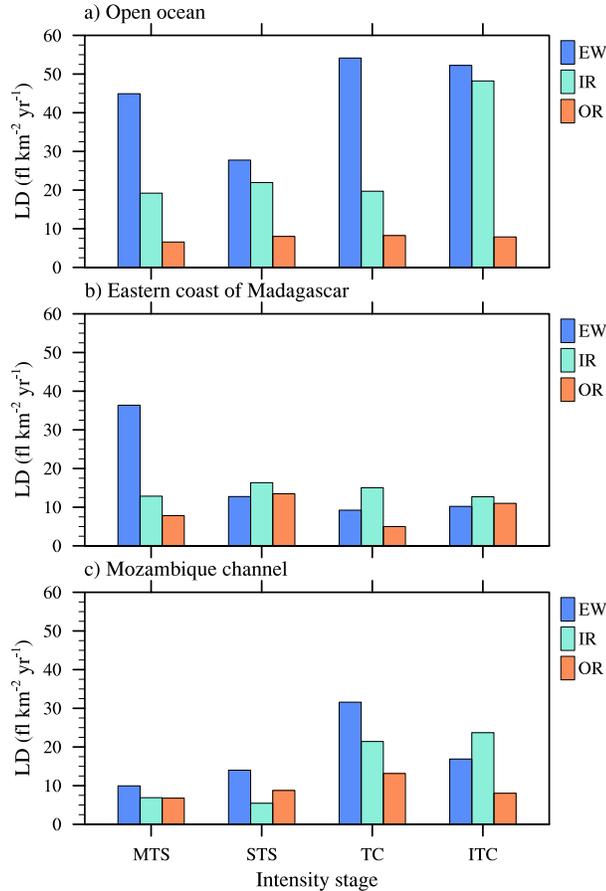


Figure 3. Radial distribution of lightning density ($\text{fl km}^{-2} \text{yr}^{-1}$) as a function of intensity stage (MTS, STS, TC and ITC) for a) the open ocean, b) the eastern coast of Madagascar and c) the Mozambique Channel. The blue, green and orange bars stand for the eyewall (EW), the inner rainbands (IR) and the outer rainband (OR), respectively.

3.1. Radial distribution

Figure 3a displays the geometric mean of radial distribution of lightning activity for TC over open ocean and stratified by intensity: MTS, STS, TC and ITC stages. Due to the high variability of the lightning density (see Fig 2 in *DeMaria et al.* [2012]), the geometric mean is chosen because it is less sensitive to extreme values than the arithmetic mean. As the distance from the storm center increases, lightning activity decreases; flashes are mainly detected in the eyewall region whatever the storm intensity. Lightning activity in the eyewall is less intense at STS stage ($28 \text{ fl km}^{-2} \text{yr}^{-1}$) but increases at higher intensities ($54 \text{ fl km}^{-2} \text{yr}^{-1}$ for TC stage and $52 \text{ fl km}^{-2} \text{yr}^{-1}$ for ITC stage). Lightning activity within the inner rainbands is quite similar for MTS, STS and TC stages ($\sim 20 \text{ fl km}^{-2} \text{yr}^{-1}$) while for the ITC stage, it reaches $48 \text{ fl km}^{-2} \text{yr}^{-1}$. Moreover the lightning activity in the outer rainbands is relatively low, not exceeding $8 \text{ fl km}^{-2} \text{yr}^{-1}$ whatever the intensity stage.

The radial distribution of lightning activity over the open ocean is somehow consistent with the studies of *DeMaria et al.* [2012] and *Jiang et al.* [2013]. Indeed, lightning activity is mainly located in the eyewall. The most noticeable difference stands in the inner rainbands in which the two previous studies found small lightning activity. The different methodologies used in each study might be responsible of these differences. Indeed, different instruments with different characteristics are used. *DeMaria et al.* [2012] used the

same network but no distinction was made between hurricanes approaching land and hurricanes over the open ocean. Moreover, they used fixed arbitrary thresholds to define the different regions of the systems while TCs in the Eastern Pacific are shown to be smaller than those in the Atlantic (*Knaff et al.*, 2007; *DeMaria et al.*, 2012). *Jiang et al.* [2013] used more than 5000 TC overpasses from the TRMM mission to perform a subjective analysis. Thus, the specificity of each system is taken into account and the discretization of each TC is more accurate compared to *DeMaria et al.* [2012]. However, the monitoring of TC with satellites is not continuous, even if the DE is important, and may introduce some bias in the results. Moreover, not the whole TC may be seen by the satellite sensors and convection in TCs can be asymmetric and dependent on the shear (*Frank and Ritchie* [2001]; *Corbosiero and Molinari* [2003]; *Braun et al.* [2006]; *Hence and Houze* [2012], among others).

The main distribution of lightning activity within the eyewall can be explained by the schematic representation of cloud microphysical distribution in the eyewall and the inner core proposed by *Houze* [2010]. As the most vigorous updrafts are found in the eyewall [*Black et al.*, 1996], the ice particles are generated in this region and grow by riming. Graupel particles usually fall to form precipitation while snow and pristine ice are ejected outward by the divergence in the upper layers.

The principal rainband is composed by several convective cells at different development stages [*Houze*, 2010]. The

strength of the updraft and its vertical extension depend of the distance from the storm center [Didlake and Houze, 2013]. As the cell is located in the inner edge of the principal rainband, its updraft will be shallower (due to the eyewall outflow), weaker and more tilted than another cell in the outer edge. Within this region, downdrafts have a more important role than in the eyewall. As pointed out by Didlake and Houze [2009], downdrafts help to create buoyant updraft core upwind while at the same time, it can help the downwind updraft to strengthen. Even if the vertical extension of the newly created cells are limited, ice particles originated from the eyewall can also seed these cells [Houze, 2010] and can aid in creating or strengthening charge pockets.

One of the hypothesis explaining the propagation mechanism of rainbands is that they act like a squall line. During the Tropical Ocean Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment (TOGA COARE), several squall lines have been observed. Among them, the 9 February 1993 squall line did not produce any CG and only one IC was observed [Petersen et al., 1999] and the 22 February 1993 squall line produced low lightning activity [Orville et al., 1997]. During the operations of the NASA aircraft (117 flights), lightning activity was observed only in 19 storms with overall low flash rates [Orville et al., 1997]. The low lightning activity in the outer rainbands is thus consistent with these observations of low electrified maritime squall lines.

Fierro et al. [2007] first attempted to simulate lightning activity within an idealized tropical cyclone. Even if the number of flashes was not realistic, their results demonstrated that the most electrically active region is the eyewall. Graupel and supercooled liquid water were found in the eyewall as the strongest updrafts were located in this region. Poor hydrometeor contents and thus electric charges populated the rainbands. More recently, Fierro and Reisner [2011] obtained similar results when simulating the rapid intensification of hurricane Rita but using a simplified lightning scheme.

The geometric mean of the radial distribution of lightning activity in the ECM is displayed on Figure 3b. When TCs are within 400 km of the eastern coast of Madagascar, lightning activity in MTSs is maximum in the eyewall region ($36 \text{ fl km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$), and then decreases with the distance from the storm center. For STS, TC and ITC, lightning density is maximum in the inner rainbands ($\sim 14\text{-}17 \text{ fl km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$). Furthermore, lightning density in the eyewall of systems close to Madagascar is much less intense than for systems over the open ocean.

Molinari et al. [1999] used data from the NLDN to study lightning activity in 9 hurricanes (from “marginal” hurricanes to strong hurricanes) within 400 km of the U.S. coastlines. They grouped the systems by lightning activity intensity: those generating more than $250 \text{ fl (100 km)}^{-2} \text{ day}^{-1}$ and those with maximum flash density less than $150 \text{ fl (100 km)}^{-2} \text{ day}^{-1}$. They showed that the radial distribution of lightning activity presents a local maximum in the eyewall region, a gap between 80 and 100 km and a global maximum in the rainbands for both kind of systems. Abarca et al. [2011] showed that the structure described in Molinari et al. [1999] is also observed for both non-hurricane and hurricane cases when they come into 400 km offshore. Results presented in this study are different from those of Molinari et al. [1999] and Abarca et al. [2011]. This could be due to the different investigated regions (Atlantic vs. South West Indian Ocean), to the sample size (9, 24 and 70 systems for Molinari et al. [1999], Abarca et al. [2011] and here, respectively), or to the difference in the storm discretization.

As the rainbands move over land, the surface roughness length is increased leading to an increase in friction and an enhancement of convergence onshore [Tuleya and Kurihara, 1978]. Updrafts are thus more intense allowing the existence

of a higher supercooled water content which promotes electric charge separation by the non-inductive process. Miniature supercells with relatively strong updrafts (up to 10 m s^{-1} , measured by airborne radar) in outer rainbands of hurricane Ivan (2004 - Atlantic basin) have been documented by Baker et al. [2009] and Eastin and Link [2009]. Favorable environmental conditions and a midlevel dry air intrusion led to these supercells 100 km offshore. Results from Bogner et al. [2000] suggest that values of bulk Richardson numbers needed for the occurrence of supercells are found within 75-250 km from the storm center. A modeling study by Morin and Parker [2011] showed that surface temperature variations and surface friction are beneficial conditions to the development of supercells in the rainbands. Moreover, as pointed out by Houze [2010], when the storm comes close to the coast, the environment might get drier resulting in stronger downdrafts and also higher collision efficiency. These downdrafts may force convection which takes an arc-line shape or form squall lines.

Another reason why lightning activity is more important in the rainbands when approaching land might be the enhancement of continental aerosol particles. Over the open ocean, cloud condensation nuclei (CCN) come mainly from sea-sprays. As the storm approaches land, new types of aerosols, like anthropogenic emissions, act as CCN and aerosol particles are more numerous. The larger aerosol particle concentration is, the smaller cloud droplets are, leading to a delay in the formation of warm rain (slow-down of the coalescence process). Liquid water brought by updrafts may thus be found above the freezing level as only a fraction of cloud droplets precipitates. In their modeling study, Khain et al. [2008b] observed the increase of continental aerosol particles at the tropical cyclone periphery causes a greater amount of supercooled water and ice particles, and more intense updrafts. They also found that aerosol particles invigorate convection in the rainbands and reduce the convective activity in the inner core.

These studies have shown that intense convection in the rainbands (inner + outer) is enhanced by the presence of land. Consequently, lightning activity in the rainbands is more intense than in the eyewall.

In the Mozambique Channel (Fig. 3c), the radial distribution of lightning flashes is different at each intensity stage. As in the two other regions, during MTS stage, lightning activity is more intense in the eyewall than in the rainbands. However, unlike the open ocean and the ECM, lightning activity is rather low ($> 10 \text{ fl km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ in each region). For systems at the STS stage, the lightning density shows a maximum in the eyewall and a gap in the inner rainbands. Lightning flashes in TCs are distributed in the same way as in the open ocean with a maximum in the eyewall region. However, during the ITC stage, the lightning density is higher in the inner rainbands region.

TCs in the Mozambique Channel are surrounded by land, which can explain the great variability in function of the intensity and the difference in lightning behavior with the ECM. As seen in Fig. 1, systems moving through the Mozambique Channel can have different kind of trajectories and can land over the eastern coast of Africa or over the western coast of Madagascar. The complexity of the trajectories in this region makes the analysis of lightning activity more difficult than in the other regions. Moreover, the size of TCs can influence the behavior of lightning activity as, for example, “midgets” would have a more oceanic pattern. The understanding of lightning activity distribution in this region requires a better knowledge of the trajectory and TC size. As pointed out by Abarca et al. [2011], when considering interactions with land, the angle between the storm motion and the coast is also important.

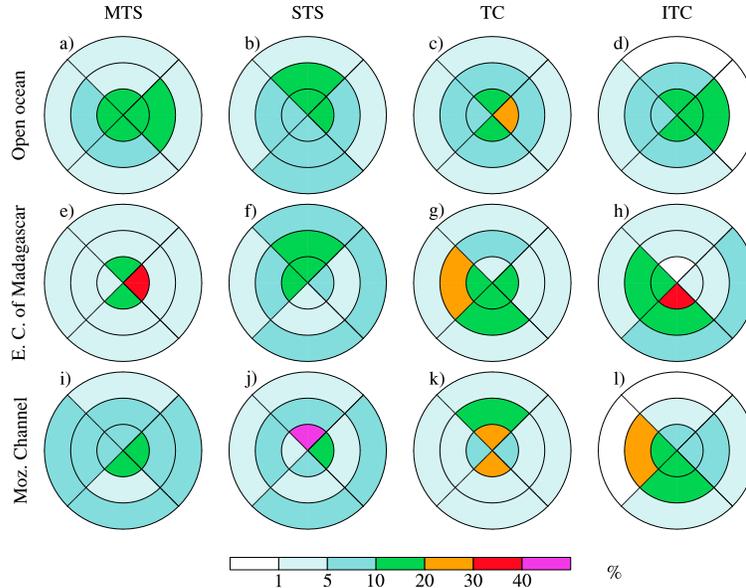


Figure 4. Azimuthal distribution of lightning density (%) relative to storm motion. The top, middle and bottom rows are for the open ocean, the ECM and the Mozambique Channel, respectively.

3.2. Azimuthal distribution relative to storm motion

Figure 4 illustrates the azimuthal distribution of lightning activity relative to storm motion in the three regions. This kind of representation permits to highlight the asymmetries in the location of lightning activity.

Over the open ocean (Fig. 4a-d), as shown in Fig. 3a, lightning activity is concentrated in the eyewall, and decreases outward. In the outer rainband, at each intensity stage, lightning activity is low ($< 10\%$). During MTS stages, lightning flashes are produced uniformly in the eyewall (10–20% per quadrant) while in the inner rainbands, lightning activity is mainly located in the right quadrant (10–20%). At STS intensity, the preferred quadrants are the front and the right ones in the eyewall (10–20%) and the front quadrant in the inner rainbands (10–20%). When the storm intensifies to TC, lightning activity within the eyewall concentrates in the right quadrant as 20 to 30% of the overall lightning flashes occur in this region. During ITC intensity, lightning activity is quite uniform in the eyewall and presents a maximum in the right quadrant of the inner rainbands.

In the ECM (Fig. 4e-h), at MTS intensity, lightning flashes in the eyewall are primarily found in the right quadrant (30–40%) while lightning activity in the inner and outer rainbands regions is quite uniform ($< 5\%$). For STS stage, the eyewall front and left quadrants are the regions where lightning flashes are preferentially detected (10–20%). In the inner rainbands, this trend also appears but lightning activity dominates in the front quadrant. At TC and ITC intensities, lightning flashes are mainly produced in the left and rear quadrants. During TC stage, lightning activity is located in the right side of the inner rainbands (20–30%) while during the ITC, it is found in the rear quadrant of the eyewall (30–40%).

For systems at the MTS stage in the Mozambique Channel (Fig. 4i), lightning activity dominates in the rear and right quadrants (10–20%). Outward, lightning activity is rather similar between the inner and outer rainbands. At STS stage (Fig. 4j), lightning flashes are mainly detected in the front quadrant of the eyewall ($> 40\%$). At TC intensity, the front and rear quadrants gather up more than 40% of all lightning activity. During ITC stage, the left quadrant of the inner rainbands is the preferred region (20–30%) for

the triggering of lightning activity. In the eyewall and inner rainbands, the right and rear quadrants contain more than 50% of the whole lightning activity at ITC intensity.

Abarca et al. [2011] studied the azimuthal distribution of lightning flashes relative to storm motion in 24 tropical cyclones in the Atlantic basin when they were over the open ocean. They stratified their dataset according to storm motion (slow, moderate and fast motion). They showed that, for slow motion storms, lightning activity in the eyewall can be found in a large proportion in the front quadrants or in the right-rear quadrant. For moderate to fast motion storms, lightning flashes are generated in the right quadrants, with a preference for the right-rear quadrant. In the present study, the dataset was not stratified in function of the speed of motion. However, the basin configuration and the intensity stage are important factors in explaining the azimuthal distribution of lightning activity in the ECM and in the Mozambique Channel. In particular, the location of lightning flashes can be influenced by several parameters such as the storm motion, the TC speed, the angle between the storm center and the shore or the wind shear.

4. Relationships between intensity change and lightning activity over the open ocean

Latent heating or cooling produced by hydrometeor conversions feed back dynamics and storm intensity. Since cloud electrification and thus lightning triggering is highly linked to the cloud microphysics, variations in lightning activity may be linked to intensity changes.

In this part, some categories have been grouped to enhance the sample size and for simplicity's sake. Finally, only TS (MTS + STS) and TC (TC + ITC) intensities remain. Moreover, only lightning activity over the open ocean is examined and results are presented in a qualitative point-of-view. Hereinafter, 6-h period will be referred to as individual time period (ITP), as in *Abarca et al.* [2011]. To focus on the lightning activity frequency, the percentage of ITPs with lightning activity is computed.

Figures 5 and 6 represent the percentage of ITPs with lightning activity during each intensity change: low or rapid

intensification/weakening. When TSs intensify (Fig. 5a-c), there is no obvious signal in the eyewall and the inner rainbands regions both for low and rapid intensifications. In these regions, $\sim 40\%$ of the ITPs have lightning activity. In the outer rainbands, the percentage of ITPs with lightning activity is multiplied by 4 between -18h and 0h, ranging from 5% to 20% when TSs rapidly intensify.

When the systems reach the TC intensity (Fig. 5d-f), there is a significant difference between systems rapidly and slowly intensifying. Lightning activity is more likely to occur during periods of rapid intensification. For TCs rapidly intensifying, as for TSs, $\sim 40\%$ of the ITPs exhibit lightning activity in the eyewall. The same trend is observed in the inner and outer rainbands regions: the percentage of electrically active ITPs is significantly larger for TCs that intensify rapidly than for TCs with low intensification rate. For TCs with low intensification rates, the percentage of ITPs with lightning activity in the eyewall (inner rainbands) is divided by 3, ranging from 30% (24 %) at -24 h to 10% (8 %) at the time of the intensity change.

During the weakening phases (Fig. 6), the differences in lightning activity are more pronounced between storms experiencing low and high weakening rates. Lightning activity is more frequent during rapid weakening than during slow weakening in the three regions.

Concerning the rapid weakening of TS cases, the proportion of ITPs with lightning activity decreases between -24h and -6h (50% to 45%) and from -6h the slope of the curve is higher. A similar feature is observed in the inner rainbands region but the change in the slope is less important and occurs at the time of the rapid weakening. In the outer

rainbands, the percentage of ITPs with lightning activity increases from 35% at -18h to 50% at -6h and decreases afterwards.

As for TCs undergoing rapid intensification, TCs that weaken rapidly have a greater proportion of ITPs with lightning activity (nearly three times more) than those that weaken slowly. Even if this difference is rather significant, the percentage of ITPs with lightning activity near or during weakening periods does not exhibit remarkable features.

The main results exposed here have some similarities with those proposed by *DeMaria et al.* [2012] and *Jiang and Ramirez* [2013]. Even if these studies focused on the lightning density, instead of the frequency of lightning activity, they showed that a negative relationship exists between lightning activity and storm intensification. Results displayed on Fig. 5d-e are analogous. More details are provided here: this decrease of lightning activity happens at TC intensity and for slow intensifications. In the outer rainbands of TSs rapidly intensifying, the proportion of ITPs with lightning activity increases as the storms deepen. The outer rainbands are far from the potential vorticity core and are thus unconstrained by the dynamics of the inner core [Houze, 2010]. This increase of the frequency of lightning activity in the outer rainbands is then consistent with the results from *Jiang and Ramirez* [2013]: during rapid intensification, convection in the outer rainbands is enhanced due to the favorable environmental conditions instead of internal processes. Moreover, as in *DeMaria et al.* [2012], a strong signal in lightning activity in the eyewall is also visible during periods of rapid weakening of TSs.

According to *DeMaria et al.* [2012], lightning activity in the inner core during a period of rapid intensification should be linked to the environment in particular with the vertical shear. The storm can intensify due to an interaction between the environmental shear and the inner core potential vorticity. The vertical shear may tilt the vortex resulting in intense asymmetric convection in the eyewall/inner

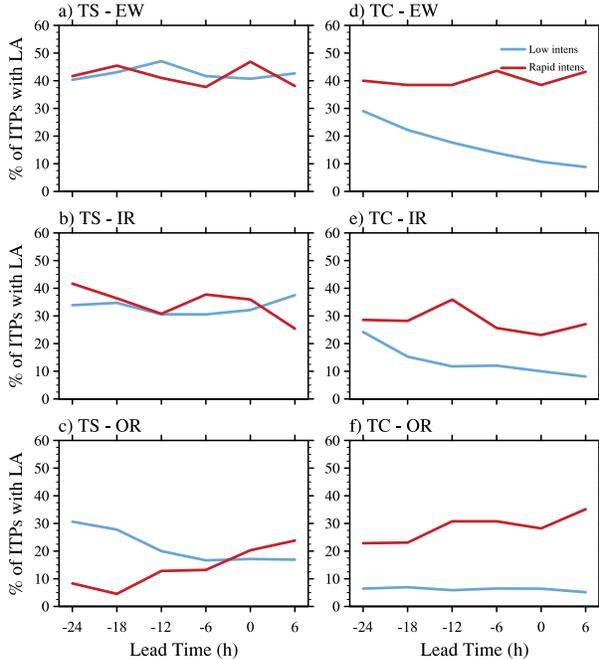


Figure 5. Percentage of ITPs with lightning activity relative to the lead time from intensification (-24h, ..., 0, ..., +6h) for a-c) TS cases and b-d) TC cases over the open ocean. The top row corresponds to the eyewall region (EW), the middle row to the inner rainbands region (IR) and the bottom row to the outer rainband region (OR). Two thresholds are used for the rate of intensification: $0 < \Delta v_{max} < 6.6 \text{ kt (6-h)}^{-1}$ (blue curves) and $\Delta v_{max} \geq 6.6 \text{ kt (6-h)}^{-1}$ (red curves).

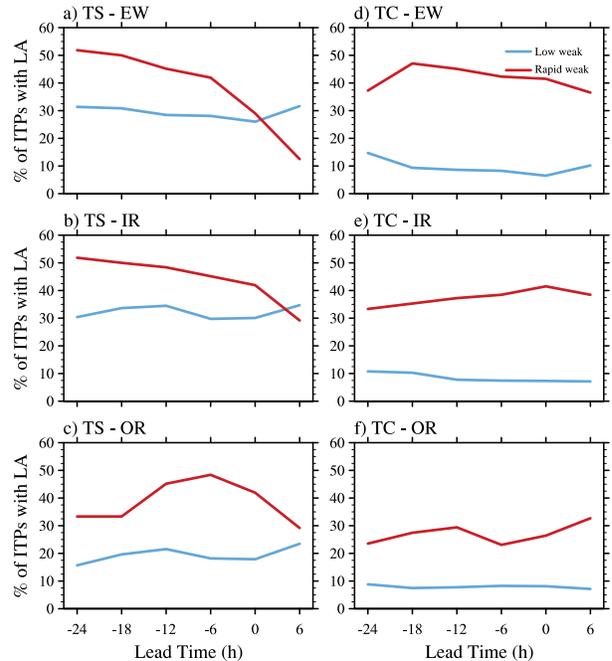


Figure 6. Same as Fig. 5 but for weakening cases. Two thresholds are used for the rate of weakening: $0 > \Delta v_{max} > -6.6 \text{ kt (6-h)}^{-1}$ (blue curves) and $\Delta v_{max} \leq -6.6 \text{ kt (6-h)}^{-1}$ (red curves).

core. These convective bursts are favorable to the production of lightning activity. However, the vertical wind shear can also suppress the existing convection and put an end to the short-term intensification. Other studies also showed that short-lived convective bursts participate in the rapid intensification process. For example, *Rogers* [2010] simulated hurricane Dennis (2005, Atlantic basin) and observed convective bursts inside the radius of maximum wind 6 hours prior to rapid intensification. They concluded that there is a “synergistic relationship between convective bursts and the background secondary circulation” before rapid intensification. The reason of the rapid intensification would also be an increase in updraft mass flux. Based on the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) data, *Kelley and Halverson* [2011] found that in strong (weak respectively) tropical cyclones, 12-h-living convective bursts in the eyewall can cause an intensification of 16 (9 respectively) m s^{-1} . They argue that convective bursts permit to release extra latent heat from the boundary layer in the free troposphere. The tropical cyclone vortex converts this latent heat into kinetic energy of the primary circulation through “a special case of the general geostrophic adjustment problem” [Nolan *et al.*, 2007]. More recently, *Fierro and Reisner* [2011] analyzed the lightning activity within hurricane Rita (2005) using a simplified electrical scheme. The results showed that lightning bursts within the eyewall are associated with convective bursts lasting nearly 3 hours, during the period of rapid intensification.

These results may explain the reasons why the frequency of lightning activity exhibit some small surges in terms of amplitude and duration and not a pronounced behavior.

5. Conclusions

Lightning data from the WWLLN have been used to study lightning activity within TCs of the SWIO for cyclonic seasons 2005/2006 to 2012/2013. The radial and azimuthal distributions according to intensity stages (MTS, STS, TC or ITC) have been investigated. Based on the basin configuration, lightning activity within tropical cyclones has been studied for three different regions: over the open ocean, near the ECM (until 400 km) and in the Mozambique Channel. The relationship between intensity change and lightning activity has also been studied over the open ocean.

The radial distribution of lightning activity is affected by several factors: the location and the storm intensity. Lightning activity depends on intensity stage but, unlike previous studies, lightning density in the eyewall is higher at higher intensity (TC and ITC) over the open ocean. It was also found that lightning activity in the rainbands is less important than in the eyewall. In the ECM, lightning flashes are mainly produced in the inner rainbands while, in the Mozambique Channel, the eyewall is the main region where lightning activity is detected.

The azimuthal distribution brings more information. In particular, the front and right quadrants are the most preferred regions where lightning flashes are produced over the open ocean. In the two other regions, due to the interaction with land, the distribution is more complex to explain. However, in all regions, no obvious distribution was observed according to the intensity but the works by *Corbosiero and Molinari* [2003] and *Abarca et al.* [2011] suggest that vertical wind shear is also a key component to explain the distribution of lightning activity.

The relationship between lightning activity and intensity change have been studied using different thresholds of intensification and weakening. Only two types of intensity were kept to simplify the analysis. For TS cases, the main result comes from the outer rainbands. Indeed, in this part of

the storm, an increase in the proportion of ITPs with lightning activity is observed. At TC intensity, whatever the region, there are more periods with lightning activity prior to a rapid intensification. For low intensification rates, the frequency of lightning activity decreases in the eyewall and in the inner rainbands. When TSs rapidly weaken, the proportion of ITPs with lightning activity in the eyewall and in the inner rainbands decreases. The opposite is observed in the outer rainbands.

We tried throughout this paper to explain the lightning activity behavior by region. However, in the present study, some weaknesses have to be pointed out. Even if the RMW give a better representation of TC structure, the definition of the inner rainband ($1.5\text{--}3\times\text{RMW}$) may not be applied to all systems at each intensity. A new method to determine the TC size has recently been proposed by *Knaff et al.* [2014] and will be tested in a future work. Moreover, the radial distribution of lightning activity displayed here is the one detected by the WWLLN. Studying the proportion of ITPs with lightning activity is favored to limit the sporadic feature of lightning activity within tropical cyclones.

New insights of lightning activity within tropical cyclones will be possible with the deployment of future satellites. The lightning optical instruments Geostationary Lightning Mapper (GLM) and Lightning Imager (LI) will be on-board the next-generation Geostationary Operational Environmental Satellites (GOES) and Meteosat Third Generation (MTG), respectively. The Atlantic basin and a fraction of the SWIO will be covered by these satellites. The monitoring of lightning activity in these regions will be continuous with a high DE of total lightning activity (CG + IC). From now on, better understanding and use of lightning activity within tropical cyclone can be considered.

The SWIO lacks in observations so it is difficult to determine the physical processes involved in tropical cyclone electrification. A better understanding of what happens in tropical cyclones in term of microphysics and electric charge is now possible thanks to modeling studies. The radial and azimuthal distributions and the potential of lightning activity in forecasting intensity change will be examined in ongoing simulations of electrified tropical cyclones in the SWIO.

Acknowledgments. The authors wish to thank the World Wide Lightning Location Network, a collaboration among 40 universities and institutions, for providing the lightning location used in this study. As the University of La Réunion is a part of this network, the dataset used in this study was freely provided. Data concerning tropical cyclones are available on the website of the RSMC La Réunion. Funding for this work is provided by the Fondation MAIF through the PRECYP project. C. Bovalo’s PhD was financially supported by La Région Réunion and the European Union Council.

References

- Abarca, S. F., K. L. Corbosiero, and T. J. Galarneau Jr. (2010), An evaluation of the World Wide Lightning Location Network (WWLLN) using the National Lightning Detection Network (NLDN) as ground truth., *J. Geophys. Res.*, *115*, D18,206, doi:10.1029/2009JD013411.
- Abarca, S. F., K. L. Corbosiero, and D. Vollaro (2011), The World Wide Lightning Location Network and convective activity in tropical cyclones., *Mon. Wea. Rev.*, *139*, 175–191.
- Baker, A. K., M. D. Parker, and M. D. Eastin (2009), Environmental ingredients for supercells and tornadoes within hurricane Ivan., *Wea. Forecasting*, *24*, 223–244.
- Black, M. L., R. W. Burpee, and F. D. M. Jr. (1996), Vertical motions characteristics of tropical cyclones determined with airborne doppler radial velocities., *J. Atmos. Sci.*, *53*, 1887–1909.
- Black, R. A., and J. Hallett (1999), Electrification of the hurricanes., *J. Atmos. Sci.*, *56*, 2004–2028.

- Bogner, P. B., G. M. Barnes, and J. L. Franklin (2000), Conditional instability and shear for six hurricanes over the Atlantic ocean., *Wea. Forecasting*, *15*, 192–207.
- Bovalo, C., C. Barthe, and N. Bègue (2012), A lightning climatology of the South West Indian Ocean., *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, *12*, 2659–2670, doi:10.5194/nhess-12-2659-2012.
- Braun, S., M. T. Montgomery, and Z. Pu (2006), High-resolution simulation of hurricane Bonnie (1998). Part I: The organization of eyewall vertical motion., *J. Atmos. Sci.*, *63*, 19–42.
- Caroff, P., C. Bientz, T. Dupont, S. Langlade, H. Quetelard, and G. Rayot (2010), *Cyclone season of South-West Indian Ocean 2009-2010*, Météo France – Direction Interrégionale de La Réunion, Sainte-Clotilde, La Réunion, France.
- Cecil, D. J., and E. J. Zipser (1999), Relationships between tropical cyclone intensity and satellite-based indicators of inner core convection: 85-GHz ice-scattering signature and lightning., *Mon. Wea. Rev.*, *127*, 103–123.
- Cecil, D. J., E. J. Zipser, and S. W. Nesbitt (2002), Reflectivity, ice scattering, and lightning characteristics of hurricane eyewalls and rainbands. Part I: Quantitative description., *Mon. Wea. Rev.*, *130*, 769–784.
- Chan, K. T. F., and J. C. L. Chan (2012), Size and strength of tropical cyclones as inferred from QuickSCAT data., *Mon. Wea. Rev.*, *140*, 811–824.
- Chen, S. M., Y. Du, and L. M. Fan (2004), Lightning data observed with lightning location system in Guang-dong province, China., *IEEE Trans. Power Deliv.*, *19* (3), 1148–1153.
- Corbosiero, K. L., and J. Molinari (2003), The relationship between storm motion, vertical wind shear, and convective asymmetries in tropical cyclones., *J. Atmos. Sci.*, *60*, 366–376.
- DeMaria, M., R. T. DeMaria, J. A. Knaff, and D. Molenaar (2012), Tropical cyclone lightning and rapid intensity change., *Mon. Wea. Rev.*, *140*, 1828–1842, doi:10.1175/MWR-D-11-00236.1.
- Didlake, A. C., and R. A. Houze (2009), Convective-scale downdrafts in the principal rainband of hurricane Katrina (2005)., *Mon. Wea. Rev.*, *137*, 3269–3293.
- Didlake, A. C., and R. A. Houze (2013), Convective-scale variations in the inner-core rainbands of a tropical cyclone., *J. Atmos. Sci.*, *70*, 504–523.
- Dowden, R. L., and C. J. Rodger (2002), VLF lightning location by time of group arrival (TOGA)., *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, *64*, 817–830.
- Drake, L. (2012), Scientific prerequisites to comprehension of the tropical cyclones forecast: intensity, track and size., *Wea. Forecasting*, *27*, 462–472.
- Eastin, M. D., and M. C. Link (2009), Miniature supercells in an offshore outer rainband of hurricane Ivan (2004)., *Mon. Wea. Rev.*, *137*, 2081–2104.
- Fierro, A. O., and J. M. Reisner (2011), High-resolution simulation of the electrification and lightning of hurricane Rita during the period of rapid intensification., *J. Atmos. Sci.*, *68*, 477–494.
- Fierro, A. O., L. Leslie, E. Mansell, J. Straka, D. MacGorman, and C. Ziegler (2007), A high-resolution simulation of microphysics and electrification in an idealized hurricane-like vortex., *Meteorol. Atmos. Phys.*, *98*, 13–33.
- Fierro, A. O., X.-M. Shao, T. Hamlin, J. M. Reisner, and J. Harlin (2011), Evolution of eyewall convective events as indicated by intracloud and cloud-to-ground lightning activity during the rapid intensification of hurricanes Rita and Katrina., *Mon. Wea. Rev.*, *139*, 1492–1504.
- Frank, W., and E. Ritchie (2001), Effects of vertical wind shear on the intensity and structure of numerically simulated hurricanes., *Mon. Wea. Rev.*, *129*, 2249–2269.
- Hence, D. A., and R. A. Houze (2012), Vertical structure of tropical cyclone rainbands as seen by the TRMM Precipitation Radar., *J. Atmos. Sci.*, *69*, 2644–2661.
- Houze, R. A. (2010), Clouds in tropical cyclones., *Mon. Wea. Rev.*, *138*, 293–344.
- Jiang, H. (2012), The relationship between tropical cyclone intensity change and the strength of inner-core convection., *Mon. Wea. Rev.*, *140*, 1164–1176.
- Jiang, H., and E. M. Ramirez (2013), Necessary conditions for tropical cyclone rapid intensification as derived from 11 years of TRMM data., *J. Climate*, *26*, 6459–6470.
- Jiang, H., E. M. Ramirez, and D. J. Cecil (2013), Convective and rainfall properties of tropical cyclone inner core and rainbands from 11 years of TRMM data., *Mon. Wea. Rev.*, *141*, 431–450.
- Kaplan, J., and M. DeMaria (2003), Large-scale characteristics of rapidly intensifying tropical cyclones in the North Atlantic basin., *Wea. Forecasting*, *18*, 1093–1108.
- Kaplan, J., M. DeMaria, and J. A. Knaff (2010), A revised tropical cyclone rapid intensification index for the Atlantic and Eastern North Pacific basins., *Wea. Forecasting*, *25*, 220–241.
- Kelley, O. A., and J. B. Halverson (2011), How much tropical cyclone intensification can result from the energy released inside of a convective burst?, *J. Geophys. Res.*, *116*, D20,118, doi:10.1029/2011JD015954.
- Khain, A., N. Cohen, B. Lynn, and A. Pokrovsky (2008b), Possible aerosol effects on lightning activity and structure of hurricanes., *J. Atmos. Sci.*, *65*, 3652–3677.
- Kimball, S. K., and M. S. Mulekar (2004), A 15-year climatology of North Atlantic tropical cyclones. Part I: Size parameters., *J. Climate*, *17*, 3555–3575.
- Knaff, J. A., S. P. Longmore, and D. A. Molenaar (2014), An objective satellite-based tropical cyclone size climatology., *J. Climate*, *27*, 455–476.
- Lyons, W. A., and C. S. Keen (1994), Observations of lightning in convective supercells within tropical storms and hurricanes., *Mon. Wea. Rev.*, *122*, 1897–1916.
- Mansell, E. R., D. R. MacGorman, C. L. Ziegler, and J. M. Straka (2005), Charge structure and lightning sensitivity in a simulated multicell thunderstorm., *J. Geophys. Res.*, *110*, doi:10.1029/2004JD005287.
- Merill, R. T. (1984), A comparison of large and small tropical cyclones., *Mon. Wea. Rev.*, *112*, 1408–1418.
- Molinari, J., P. Moore, and V. Idone (1999), Convective structure of hurricanes as revealed by lightning locations., *Mon. Wea. Rev.*, *127*, 520–534.
- Morin, M. J., and M. D. Parker (2011), A numerical investigation of supercells in landfalling tropical cyclone., *Geophys. Res. Lett.*, *38*, L10,801, doi:10.1029/2011GL047448.
- Nagele, D. (2010), Analysis of cloud-to-ground lightning within tropical cyclones., M. S. Thesis, Texas Tech University, 89 pp.
- Neumann, C. (1993), in *Global Guide to Tropical Cyclone Forecasting*, WMO Trop. Cyclone Program Rep. TCP-31, chap. Global Overview, p. 43 pp., World Meteorol. Organ., Geneva, Switzerland.
- Nolan, D. S., Y. Moon, and D. P. Stern (2007), Tropical cyclone intensification from asymmetric convection: Energetics and efficiency., *J. Atmos. Sci.*, *64*, 3377–3405.
- Orville, R. E., E. J. Zipser, M. Brook, C. Weidman, G. Aulich, E. P. Krider, H. Christian, S. Goodman, R. Blakeslee, and K. Cummins (1997), Lightning in the region of the TOGA COARE., *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *78*, 1055–1067.
- Petersen, W. A., S. A. Rutledge, R. C. Cifelli, B. S. Ferrier, and B. F. Smull (1999), Shipborn Dual-Doppler operations during TOGA COARE: Integrated observations of storm kinematics and electrification., *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *80*, 81–97.
- Price, C., M. Asfur, and Y. Yair (2009), Maximum hurricane intensity preceded by increase in lightning frequency., *Nature Geosci.*, *2*, 329–332.
- Rodger, C. J., J. B. Brundell, R. H. Holzworth, and E. H. Lay (2009), Growing detection efficiency of the World Wide Lightning Location Network., in *Coupling of thunderstorms and lightning discharges to near-Earth space*, vol. 1118, pp. 15–20, Corte (France), 23–27 June 2008, doi:10.1063/1.3137706.
- Rogers, R. (2010), Convective-scale structure and evolution during a high-resolution simulation of tropical cyclone rapid intensification., *J. Atmos. Sci.*, *67*, 44–69.
- Samsury, C. E., and R. E. Orville (1994), Cloud-to-ground lightning in tropical cyclones: A study of hurricanes Hugo (1998) and Jerry (1989)., *Mon. Wea. Rev.*, *122*, 1887–1896.
- Saunders, C. P. R., and S. L. Peck (1998), Laboratory studies of the influence of the rime accretion rate on charge transfer during crystal/graupel collisions., *J. Geophys. Res.*, *103*, 13,949–13,956.
- Shao, X.-M., J. Harlin, M. Stock, M. Stanley, A. Regan, K. Wiens, T. Hamlin, M. Pongratz, D. Suszcynsky, and T. Light (2005), Katrina and Rita were lit up with lightning., *Eos, Trans. Amer. Geophys. Union*, *86*, 398, doi:10.1029/2005EO420004.
- Shapiro, L. J. (1983), Asymmetric boundary layer flow under a translating hurricane., *J. Atmos. Sci.*, *40*, 1984–1998.
- Soula, S., O. van der Velde, J. Montanya, P. Huet, C. Barthe, and J. Bór (2011), Gigantic jets produced by an isolated tropical thunderstorm near Réunion Island., *J. Geophys. Res.*, *116*, D19,103, doi:10.1029/2010JD015581.

- Squires, K., and S. Businger (2008), The morphology of eyewall lightning outbreak in two category 5 hurricanes., *Mon. Wea. Rev.*, *136*, 1706–1726.
- Takahashi, T. (1978), Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms., *J. Atmos. Sci.*, *35*, 1536–1548.
- Tuleya, R. E., and Y. Kurihara (1978), A numerical simulation of the landfall of tropical cyclones., *J. Atmos. Sci.*, *35*, 242–257.
- Zhang, W., Y. Zhang, D. Zheng, and X. Zhou (2012), Lightning distribution and eyewall outbreaks in tropical cyclones during landfall., *Mon. Wea. Rev.*, *140*, 3573–3586.
-

Chapitre 6

Modélisation de l'activité électrique d'un cyclone tropical idéalisé à l'aide de Meso-NH

Sommaire

6.1	Configuration de l'expérience	115
6.1.1	Configuration générale	115
6.1.2	Initialisation à l'aide d'un bogus de vent	116
6.2	Description générale	116
6.2.1	Intensité et taux d'éclairs	116
6.2.2	Vent vertical et charge totale	117
6.3	Bilans	122
6.3.1	Par anneau	122
6.3.2	Par masque microphysique	125
6.4	Conclusions et Perspectives	127

Malgré une activité cyclonique relativement soutenue (10–12% de l'activité cyclonique mondiale), le bassin sud-ouest de l'océan Indien est peu étudié. Jusqu'à présent, la majorité des études se concentrent sur le bassin Atlantique nord en raison des atterrissages fréquents et médiatisés sur les côtes exposées des Etats-Unis notamment. Ce bassin est aussi le mieux instrumenté que ce soit avec des moyens au sol (radar, réseaux régionaux de détection des éclairs...) ou des vols instrumentés au cœur de ces systèmes. Dans le bassin Indien Sud-Ouest, le manque d'observations rend difficile l'étude de processus au sein des cyclones tropicaux.

Dans le chapitre précédent, nous avons montré qu'il existait une relation entre activité électrique, intensité et changements d'intensité. Pour comprendre l'interaction entre dynamique et microphysique menant à la production d'éclairs, nous nous sommes tournés vers d'autres techniques d'analyse et en particulier la modélisation. Le modèle **Meso-NH** est adapté aux études de cyclones tropicaux comme l'ont montré **Nuissier et al. (2005)**, **Jolivet (2008)**, **Samson (2009)** et **Ibrahim (2011)**. En activant le schéma électrique **CELLS**, **Meso-NH** a donc le potentiel pour simuler l'activité électrique des cyclones tropicaux. L'objectif de cette première étude de modélisation d'un cyclone tropical électrisé avec **Meso-NH** est d'étudier les mécanismes physiques qui conduisent à la production d'éclairs dans un cyclone tropical mature. Cette première étude est réalisée dans un cadre idéalisé.

6.1 Configuration de l'expérience

6.1.1 Configuration générale

Dans le but d'étudier les processus à l'origine de l'électrification et de la production d'éclairs dans un cyclone tropical, nous avons réalisé des simulations numériques dans un cadre idéalisé : les paramètres environnementaux et les flux de grande échelle sont connus et maîtrisés. Un des paramètres importants et qui gouverne l'intensification d'un cyclone est la température de surface de la mer (**TSM**). La configuration choisie impose une **TSM** homogène et uniforme de 28,6° C sur tout le domaine. L'interaction océan-atmosphère n'est pas prise en compte ici. Les profils de température et d'humidité sont issus d'un radio-sondage composite donné par **McBride et Zehr (1981)**. Le domaine de simulation s'étend sur 320 × 320 × 70 points avec une résolution horizontale de 2 km. **Samson (2006)** a montré que le choix de l'échelle verticale est important si l'on veut reproduire correctement la structure et les changements d'intensité des cyclones tropicaux. Nous avons choisi une échelle verticale comprenant 70 niveaux verticaux avec une résolution très fine dans les basses couches (de 25 m à 150 m entre la surface et 2 km), une résolution qui décroît dans la moyenne troposphère (entre 200 et 800 m) et une résolution constante de 800 m à partir de 11 km d'altitude. Le pas de temps est de 4 s. Le cyclone se déplace très lentement, proche d'un état stationnaire. La turbulence est unidimensionnelle et est paramétrée par le schéma de **Bougeault et Lacarrere (1989)**. Le schéma de convection peu profonde (**Pergaud et al., 2009**) est activé alors que la convection profonde est explicitement résolue à 2 km. Le schéma microphysique **ICE3** est utilisé (voir Chapitre 3).

Une première simulation de 48 heures, sans **CELLS**, a été réalisée puis nous avons activé le schéma électrique pour la période 15–33 h : pendant cette phase, le *spin-up* est terminé et au-delà de 33 h, le cyclone s'affaiblit.

La paramétrisation des processus non-inductifs employée est celle de **Saunders et al. (1991)**. La

configuration du schéma électrique a été adaptée à la résolution. Nous avons donc opté pour une longueur caractéristique des segments $L_\chi = 1000$ m et une dimension fractale $\chi = 2,1$.

6.1.2 Initialisation à l'aide d'un bogus de vent

Dans le cadre de l'étude d'un cyclone tropical idéalisé, il est difficile d'initialiser correctement un vortex cyclonique. Même si le sondage fournit des profils de température et d'humidité, cela ne suffit pas pour représenter les caractéristiques d'un cyclone tropical (circulations primaire et secondaire). Pour pallier cette difficulté, Meso-NH intègre une technique d'initiation qui consiste à incorporer dans l'environnement, défini par le radio-sondage, un vortex cyclonique analytique tridimensionnel, ou *bogus*, ayant les mêmes caractéristiques que le système que l'on souhaite étudier. Compte tenu du cadre idéalisé, ce *bogus* ne découle pas d'observations radar, comme dans Nuissier et al. (2005), ou satellite et présente donc une structure symétrique et lisse. Les profils verticaux et radiaux de vent et de température sont issus du modèle analytique développé par Holland (1980). Ce modèle conceptuel est toujours utilisé dans les modèles de recherche et de prévision numérique. La formulation proposée dans Meso-NH (Nuissier et al., 2005), qui diffère légèrement de celle donnée par Holland (1980), permet de décrire le vent analytique de la manière suivante :

$$V_{T,max}(r, z) = V_{T,max}(z) \times \sqrt{\frac{\exp\left(1 - \frac{1}{\left[\frac{r}{RMW(z)}\right]^{B(z)}}\right)}{\left[\frac{r}{RMW(z)}\right]^{B(z)}}} \quad (6.1)$$

avec $V_{T,max}(z)$: vent tangentiel maximum, $RMW(z)$: rayon de vent maximum, $B(z)$: paramètre de variation radiale du vent, r : distance au centre du système.

Afin d'obtenir une structure de cyclone tropical mature assez rapidement, nous avons défini un champ de vent analytique avec un vent maximal de 45 m s^{-1} situé à 50 km du centre du système. Le *bogus* introduit dans l'environnement est équilibré en vent et en température via la relation du vent thermique (Eq. 2.13).

6.2 Description générale

6.2.1 Intensité et taux d'éclairs

La Figure 6.1 représente l'évolution de la pression minimale au niveau de la mer P_{mer} du cyclone tropical (courbe bleue) et du nombre d'éclairs sur 20 minutes (courbe rouge) pendant les 18 heures de simulation où CELLS est activé. La P_{mer} chute pendant environ 100 minutes puis fluctue légèrement pendant le reste de la simulation. Le système atteint le stade de cyclone tropical (CT) avec un minimum de P_{mer} d'environ 956 hPa. Le taux d'éclairs obtenu est très sporadique, ce qui est en accord avec les observations. Le maximum d'activité électrique est de 210 éclairs en 20 minutes. Les éclairs sont produits en début et en fin de simulation, même si le système reste au stade CT. Au moment du maximum d'intensité, vers 660 minutes, l'activité électrique est nulle mais 3 éclairs sont générés à 580 minutes, soit 80 min avant le maximum d'intensité.

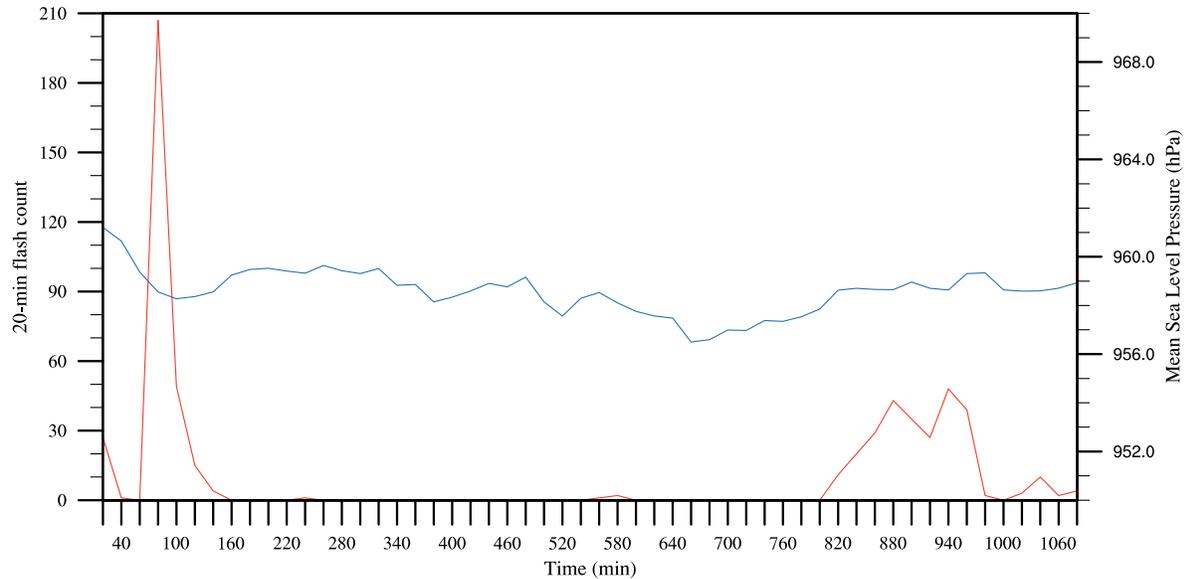


FIGURE 6.1 – Évolution temporelle de la pression minimale au niveau de la mer (courbe bleue) et du nombre d'éclairs sur 20 minutes (courbe rouge) pendant les 18 h où le schéma électrique est activé.

6.2.2 Vent vertical et charge totale

La Figure 6.2 représente des coupes horizontale et verticales du vent vertical à 80 minutes, au moment où l'activité électrique est maximale. Les impacts d'éclairs sont superposés à la coupe horizontale. À cet instant, les vitesses verticales ascendantes maximales, supérieures à 4 m s^{-1} , s'organisent en bandes et se trouvent dans le mur de l'œil, en accord avec les travaux de Black et al. (1996). Cet anneau incomplet indique également que l'œil n'est pas totalement fermé. Lorsque les vitesses verticales sont moyennées entre 7 et 11 km, les ascendances dominent la région du mur de l'œil et les subsidences se trouvent plus en périphérie. Cette couche de l'atmosphère a été choisie car la présence d'updrafts vigoureux à ces altitudes peut suggérer la présence de bouffées convectives. Dans leur simulation de l'ouragan Katrina, Fierro et Reisner (2011) ont également montré que la région du mur de l'œil est dominée par des updrafts d'intensité supérieure à 5 m s^{-1} en moyenne entre 7 et 9 km d'altitude. Les régions où les vitesses verticales sont supérieures à 10 m s^{-1} correspondent à des bouffées (ou *bursts* en anglais) convectives colocalisées avec les zones de production d'éclairs. Les coupes verticales (Figure 6.2a,c) montrent cependant que les vitesses verticales négatives peuvent se trouver dans le mur de l'œil mais à des altitudes plus élevées (au dessus de 11 km). On voit que les updrafts dominent la colonne d'atmosphère entre la surface et environ 11 km d'altitude. On remarque également que dans la partie ouest/nord-ouest, un downdraft se situe au dessus d'un updraft et tend à le dissocier. Des courants de densité peuvent se former en altitude lors de la sublimation des cristaux de glace qui nécessite un apport d'énergie. Ainsi, l'environnement se refroidit localement et peut former des subsidences. Cette colocalisation de courants ascendants et subsidents est favorable aux échanges de charges grâce aux collisions élastiques entre particules de dimension et de vitesse différentes.

Les coupes horizontale et verticales de la charge totale à 80 minutes sont visibles sur la Figure

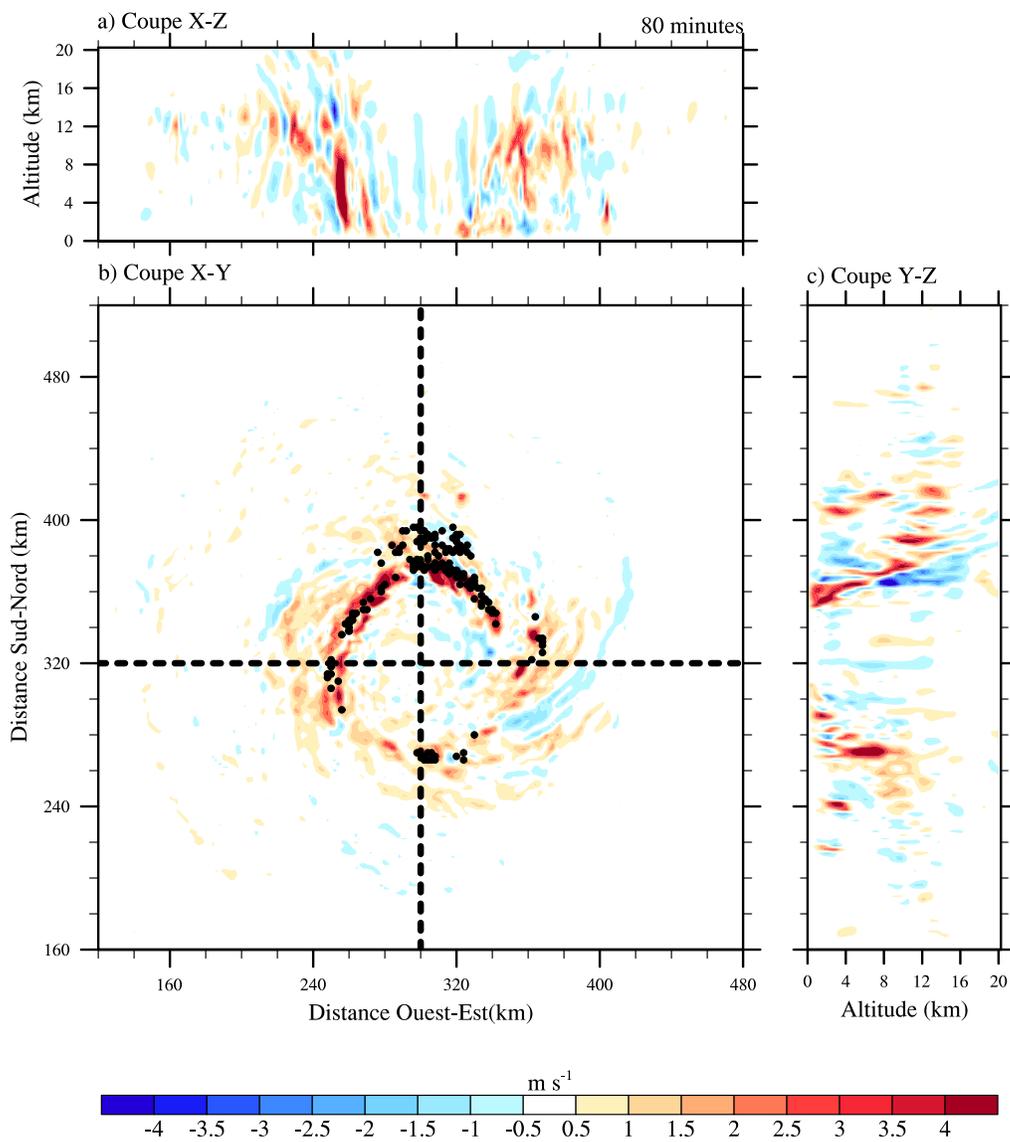


FIGURE 6.2 – Différentes coupes du vent vertical (en m s^{-1}) à 80 minutes avec les impacts d'éclairs (●) dans un intervalle de 5 min autour de l'échéance. a) Coupe verticale X-Z à $Y = 160$ km, b) coupe horizontale du vent vertical moyenné entre $Z = 7$ et 11 km et c) coupe verticale Y-Z à $X = 150$ km. Les traits tiretés représentent les axes des coupes verticales.

6.3. La couche d'atmosphère comprise entre 7 et 11 km est en moyenne dominée par des charges positives. Seules quelques régions très réduites présentent des charges négatives. Les coupes verticales permettent d'apprécier la structure de charges d'un cyclone tropical lorsque l'on utilise la paramétrisation de [Saunders et al. \(1991\)](#). Le mur de l'œil arbore une configuration en tripôle inversé (pour rappel, une couche de charges positives est située entre deux couches de charges négatives). Ainsi, le champ électrique est maximal dans les régions à l'interface entre deux régions de charge opposée (entre 4 et 8 km d'altitude et autour de 12 km) qui correspondent aux altitudes de déclenchement des éclairs. Notons que [Fierro et Reisner \(2011\)](#) obtiennent des valeurs de densité de charge électrique plus importantes, ce qui pourrait expliquer le nombre irréaliste d'éclairs obtenus. À l'extérieur du mur

de l'œil, les charges s'organisent de manière plus complexe. Aussi, les particules chargées semblent être éjectées du centre du système ($X < 220$ km et $X > 380$ km). L'œil quant à lui est dominé par des charges positives mais de faible intensité ($0,025 \text{ nC m}^{-3}$) portées de préférence par les ions.

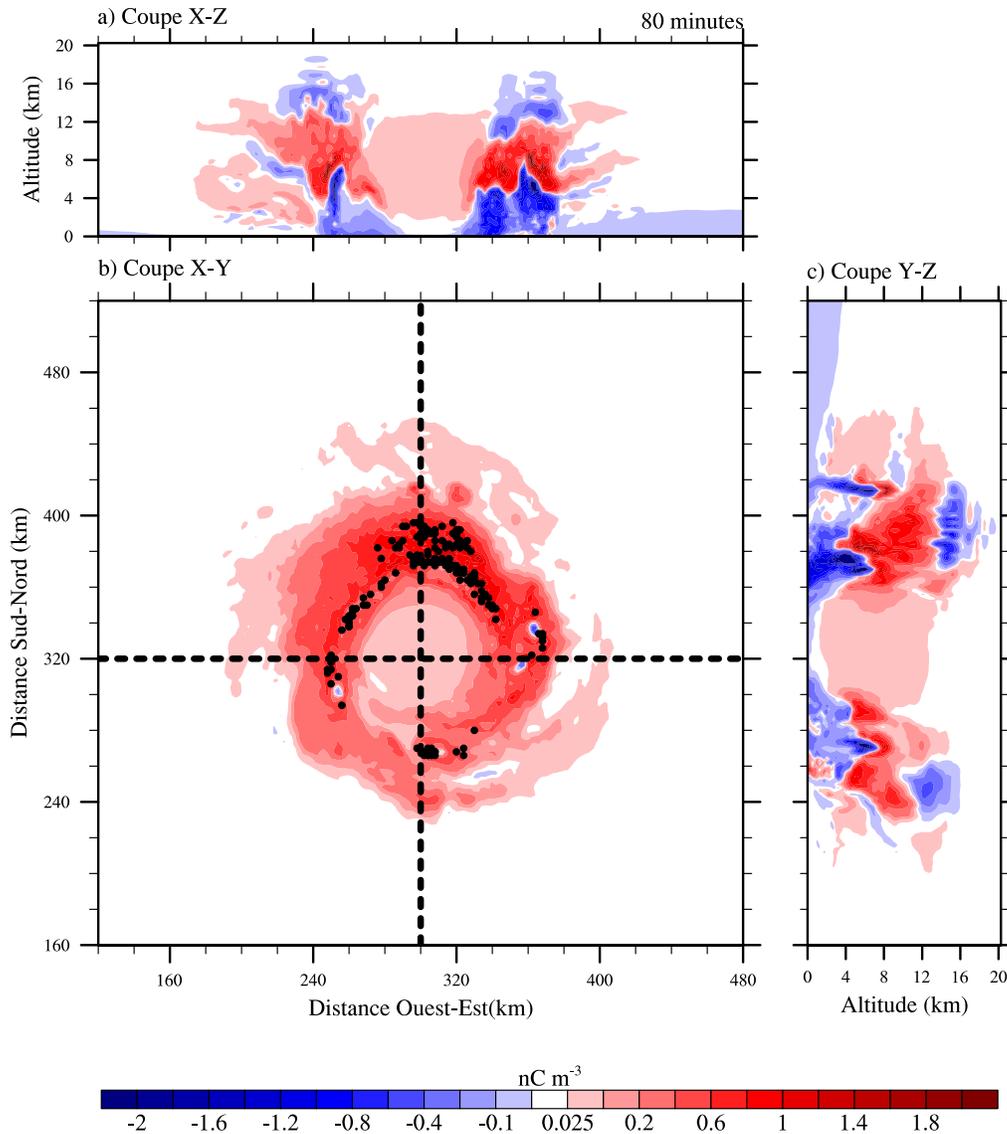


FIGURE 6.3 – *Idem que Figure 6.2 mais pour la charge totale (en nC m^{-3}).*

Après 80 minutes de simulation, les éclairs se situent de préférence dans la moitié nord du cyclone (Figures 6.2 et 6.3). Ils s'organisent sous forme de double bande dans le plan X–Y et sont colocalisés avec la bande de vitesses verticales positives. Cependant, cette distribution n'est qu'un artefact causé par l'inclinaison du mur de l'œil. On a vu précédemment qu'en raison de la distribution verticale des charges selon un tripole, on avait deux régions préférentielles de déclenchement des éclairs : autour de 6 km et de 12 km d'altitude. Les éclairs qui sont déclenchés en altitude se retrouvent plus loin du centre, lors de la projection, même s'ils font partie de la même tour convective que les éclairs déclenchés à plus basse altitude. Cet effet d'inclinaison peut aussi moduler l'activité électrique. Comme l'ont précisé [Squires et Businger \(2008\)](#), l'inclinaison du mur de l'œil peut être un élément

important dans la génération d'éclairs : plus le mur de l'œil est vertical, plus les charges se superposent et plus la composante verticale du champ électrique est élevée. Ainsi, un mur de l'œil soumis à un cisaillement vertical de vent, et donc incliné, aura une plus faible probabilité de produire des éclairs.

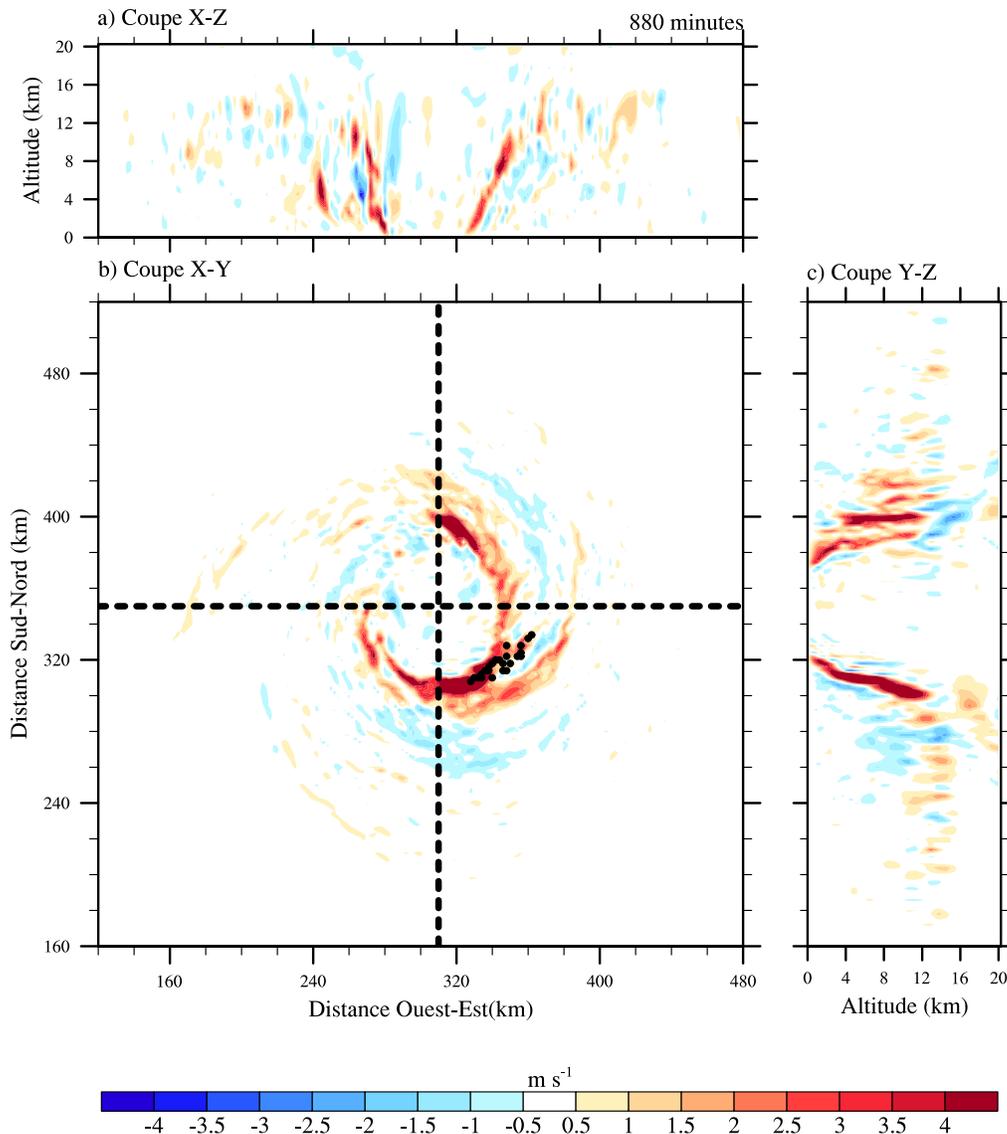


FIGURE 6.4 – Différentes coupes du vent vertical (en $m s^{-1}$) à 880 minutes avec les impacts d'éclairs dans un intervalle de 5 minutes autour de l'échéance. a) Coupe verticale X-Z à $Y = 175$ km, b) coupe horizontale moyennée entre $Z = 7$ et 11 km et c) coupe verticale Y-Z à $X = 155$ km.

Les Figures 6.4 et 6.5 sont identiques aux deux précédentes figures mais après 880 minutes de simulation avec le schéma électrique, au moment où l'activité électrique redémarre. Les vitesses verticales sur la Figure 6.4 s'organisent à nouveau en bande mais les valeurs du vent vertical sont moins uniformes qu'à 80 minutes. En effet, on peut voir deux noyaux intenses ($> 4 m s^{-1}$) au nord et au sud-est. Contrairement à sa structure après 80 minutes de simulation avec **CELLS**, le cyclone est plus compact et le rayon de vent maximum est plus petit, passant d'environ 50 km à 30 km de rayon. Les subsidences se trouvent toujours en périphérie et une bande pluvieuse, caractérisée par des vitesses

positives, se dessine également dans la partie est du cyclone. Sur les coupes verticales (Figures 6.4a,c), l'inclinaison du mur de l'œil est beaucoup plus visible. L'angle qu'il forme avec le sol est d'environ 50° . Seule la partie est/sud-est semble connaître ce phénomène. Comme au début de la simulation, les vitesses verticales positives moyennées entre 7 et 11 km paraissent être un bon indicateur de la localisation des éclairs. Comme nous l'avons précisé plus haut, Fierro et Reisner (2011) ont montré que les vitesses verticales moyennées entre 7 et 9 km permettaient de cartographier les éclairs dans le mur de l'œil ainsi que dans les bandes périphériques. Dans le mur de l'œil, ces updrafts sont associés à des *bursts* convectifs pouvant être responsables des intensifications rapides (Kelley et Halverson, 2011).

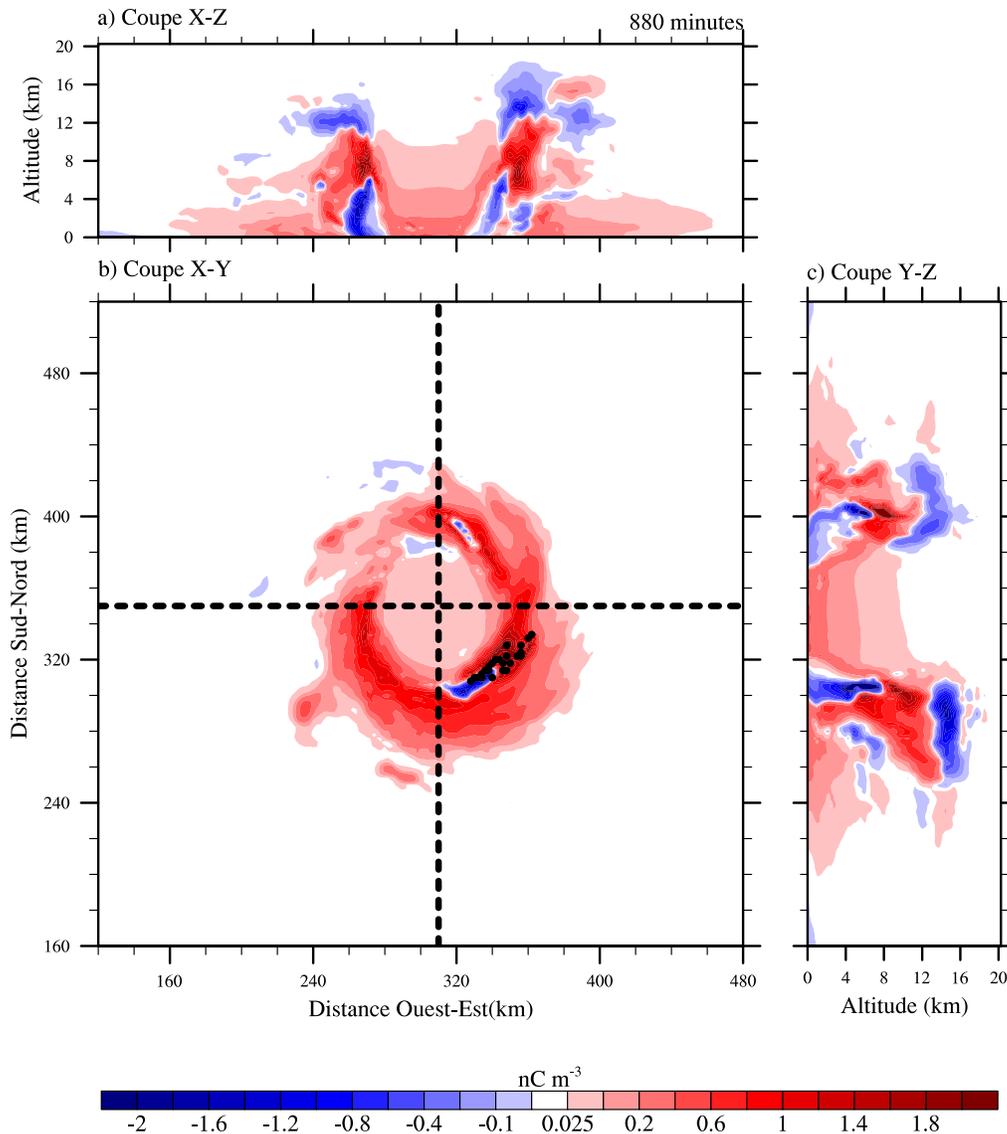


FIGURE 6.5 – Idem que Figure 6.4 mais pour la charge totale (en nC m^{-3}).

La charge totale à 880 minutes présente des caractéristiques semblables à celles de 80 minutes. En moyenne, entre 7 et 11 km, ce sont les charges positives qui dominent le cyclone. Des charges positives sont toujours présentes dans l'œil, mais en plus faible quantité. On se rend bien compte sur

cette figure que le cyclone est plus compact qu'à 80 minutes. La structure verticale de la charge électrique garde sa configuration tripôle inversé. Notons que vers $X = 380$ km (Fig. 6.5a), on observe au contraire un tripôle normal. Les charges échangées étant fonction du contenu effectif en eau liquide, pour des particules de même classe (graupel, neige ou cristal de glace), les polarités peuvent s'inverser en fonction du contenu en eau surfondue et de la température (cf Chapitre 2). Divers processus peuvent affecter le signe et l'amplitude de la charge portée par les hydrométéores une fois électrisés par processus non-inductif : transfert de charge associé au transfert de masse lors des processus microphysiques, neutralisation par les éclairs...

Ces différentes coupes permettent d'avoir une idée de la structure horizontale et verticale du cyclone à un moment donné. Elles ne permettent cependant pas d'expliquer les raisons amenant à la production d'éclairs ni les raisons pour lesquelles l'activité électrique cesse pendant une longue période puis reprend. Dans ce but, nous avons réalisé des bilans dans différentes régions et selon différents critères.

6.3 Bilans

Dans cette partie, des bilans ont été réalisés dans différentes régions. Dans un premier temps, nous considérons des régions semblables aux anneaux définis dans le Chapitre 5 (0–50, 50–100 et 100–150 km) puis nous nous intéressons à des zones où le contenu en glace par colonne (ou *ice water content*) est supérieur à un seuil de 40 g kg^{-1} . Les bilans obtenus ont été moyennés horizontalement dans chaque région et sur chaque niveau du modèle pour construire des profils verticaux. Nous avons ainsi un profil vertical par paramètre présenté toutes les 20 minutes ce qui nous permet d'obtenir une évolution temporelle des profils verticaux tout au long de la simulation avec le schéma électrique.

6.3.1 Par anneau

Le choix des anneaux s'appuie largement sur les résultats du Chapitre 5 mais nous nous sommes restreints à trois régions (0–50, 50–100 et 100–150 km) du fait de la compacité du cyclone idéalisé due à la mauvaise représentation des bandes pluvieuses dans le cadre idéalisé. Cette partie s'attachera à décrire les bilans du vent horizontal et du vent vertical, du contenu en eau liquide et du contenu en glace.

La Figure 6.6 décrit l'évolution temporelle des profils verticaux du vent horizontal et vertical dans les trois différents anneaux. Cette figure montre que c'est dans la région 0–50 km (Figure 6.6a) que l'on trouve les valeurs les plus élevées du vent (horizontal et vertical). Le vent horizontal varie sur toute la colonne troposphérique : le maximum se situe dans les basses couches ($> 47,5 \text{ m s}^{-1}$) puis le module du vent horizontal décroît avec l'altitude. L'extension verticale reste néanmoins assez réduite puisque les valeurs de vent supérieures à 45 m s^{-1} reste confinées dans les basses couches. Cette configuration se conserve dans le temps même si le système semble se renforcer par moment : les vents forts se retrouvent un peu plus haut en altitude, signe que les circulations primaires et secondaires se renforcent. Étant donné que l'on moyenne sur toute la région 0–50 km, ces résultats prennent en compte ce qui se passe dans l'œil du cyclone, caractérisé par un minimum de pression associé à un minimum de vent horizontal. Les Figures 6.6b,c montrent le champ de vent pour des distances

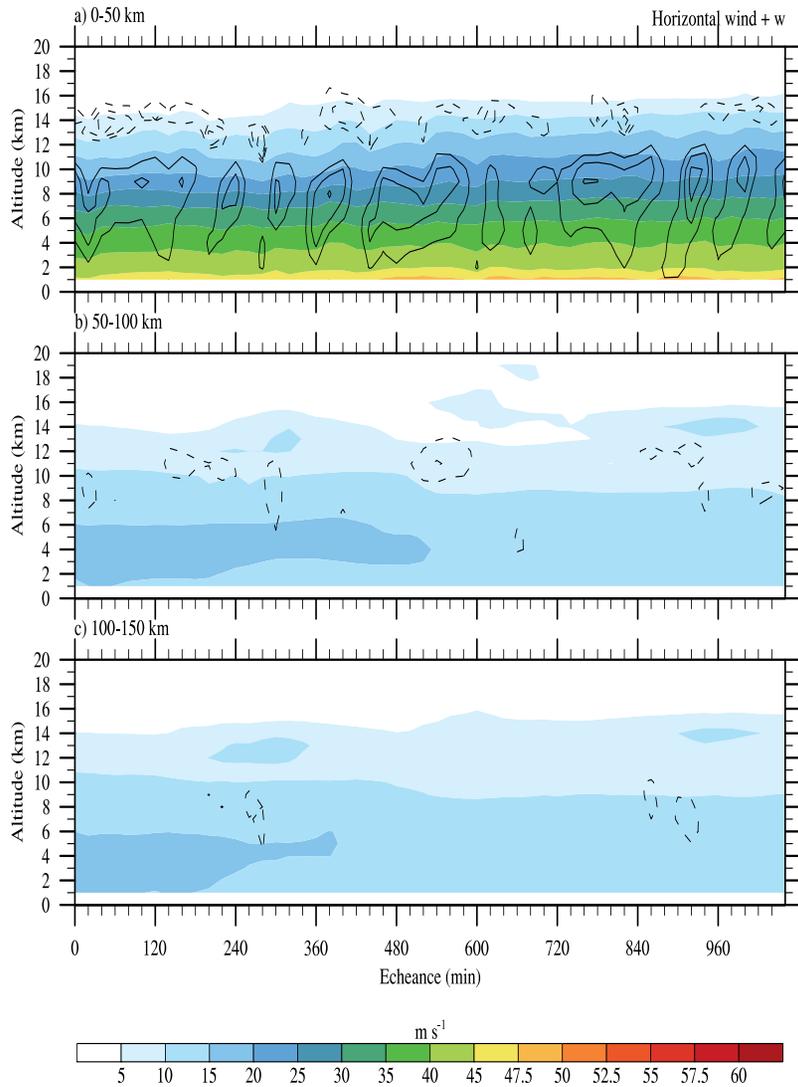


FIGURE 6.6 – Évolution temporelle des profils verticaux du vent horizontal (couleurs, $m s^{-1}$) et du vent vertical (contours, $m s^{-1}$). Les traits pleins (tiretés) correspondent aux isocontours 0,6, 0,8, 1,0 et 1,2 $m s^{-1}$ (-0,15, -0,10 et -0,05 $m s^{-1}$).

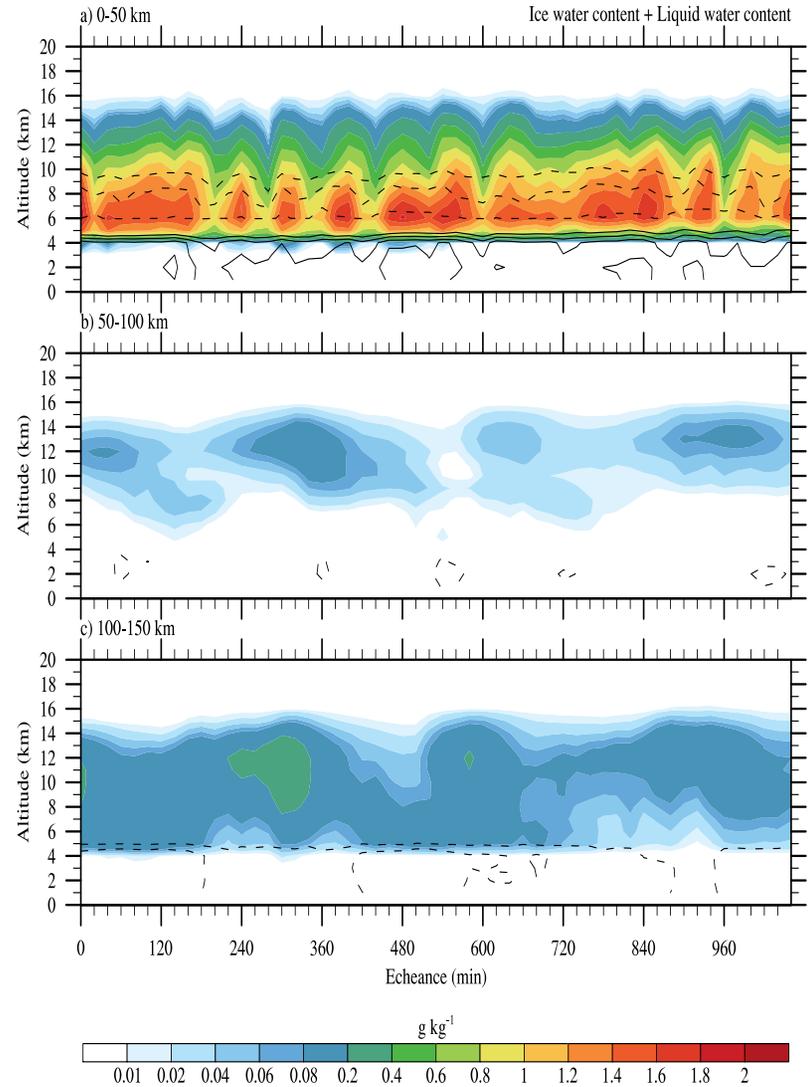


FIGURE 6.7 – Évolution temporelle des profils verticaux du contenu en glace (couleurs, $g kg^{-1}$) et le contenu en eau liquide (contours, $g kg^{-1}$). Les contours valent 0,01, 0,02 et 0,04 $g kg^{-1}$ (lignes tiretées) et 0,6, 0,8, 1,0 et 1,2 $g kg^{-1}$ (lignes solides).

supérieures à 50 km du centre du système. Les valeurs du vent horizontal dans cette région sont beaucoup plus faibles que dans la région précédente. Ces résultats s'expliquent à cause de la compacité du cyclone. On se trouve dans des zones où le vent horizontal est quasiment constant sur la verticale. En ce qui concerne le vent vertical, la partie du cyclone la plus active est aussi la région œil/mur de l'œil où le vent vertical présente un comportement pulsatoire avec des maxima ($1,2 \text{ m s}^{-1}$) entre 8 et 10 km d'altitude. Les valeurs obtenues ayant été moyennées sur l'horizontale, on peut penser que dans la région du mur de l'œil, les updrafts sont plus vigoureux comme l'ont montré Black et al. (1996).

En comparant les Figures 6.1 et 6.6a, on constate que les périodes d'activité électrique (0-40, 60-160, 220-260, 540-600 et 800-1080 minutes) sont associées à des noyaux de vitesse verticale moyenne positive sur la couche 2–11 km et un noyau de $w > 0,8 \text{ m s}^{-1}$ au dessus de 9 km d'altitude. Ces noyaux de vitesse verticale plus intense en altitude pourraient être la cause de la production d'éclairs. En effet, un updraft plus vigoureux favoriserait la présence d'eau surfondue en altitude et donc la croissance de particules par givrage, mettant en place des conditions plus favorables pour la séparation de charge par processus non-inductif.

Le contenu intégré en eau est représenté sur la Figure 6.7. Dans la région 0–50 km (Figure 6.7a), la glace se trouve préférentiellement entre 4 et 15 km d'altitude. La base de la zone mixte du cyclone varie légèrement allant jusqu'à 3 km d'altitude. Des particules plus denses avec des vitesses de chute plus importantes ou des updrafts moins vigoureux peuvent être à l'origine de cette présence de glace en dessous de la couche de fonte. En dessous de cette altitude, les particules de glace fondent, augmentant le rapport de mélange de la pluie et donc le contenu en eau liquide à cette altitude. Le maximum de glace se trouve en moyenne vers 6 km d'altitude durant toute la simulation et à ces noyaux de glace ($> 1 \text{ g kg}^{-1}$) sont associés des contenus relativement plus importants d'eau surfondue. En comparant avec la figure précédente, on peut voir qu'à chaque noyau de vitesse verticale correspond un noyau de glace. On s'aperçoit que les éclairs sont présents aux moments où la masse de glace est assez importante ($\geq 1,6 \text{ g kg}^{-1}$) et sa présence continue sur une période relativement longue (> 60 minutes). L'arrêt de l'activité électrique survient lorsque l'épaisseur de la couche de glace définie par l'isocontour $0,8 \text{ g kg}^{-1}$ devient inférieure à 3–4 km. En phase chaude, le contenu en eau liquide est assez variable. Toutefois, l'isocontour $0,06 \text{ g kg}^{-1}$ reste à une altitude relativement constante, à 4,5 km. Les Figures 6.7b,c représentent bien la partie stratiforme du cyclone puisque très peu de glace est présente dans la région 50–100 km. Cette glace est composée principalement de cristaux de glace et de neige non précipitante, éjectés de l'updraft et redistribués au-delà de la région du mur de l'œil par la divergence d'altitude (Marks et Houze, 1987; Houze et al., 1992; Houze, 2010). La région 100–150 km (Figure 6.7c) présente une quantité plus importante d'eau sous forme liquide et glace car des bandes pluvieuses de convection plus "classique" peuvent s'être formées en périphérie du centre mais aussi parce que les particules de glace peuvent sédimenter, loin de toutes contraintes dynamiques imposées par le coeur du cyclone.

Ces figures permettent de comprendre avant tout la localisation de l'activité électrique. Étant donné que ce sont les hydrométéores qui portent les charges électriques, les couches de charges se situent donc dans la région 0–50 km riche en eau sous forme liquide et solide, confirmant ainsi les observations du Chapitre 5. Le champ de vent horizontal dans cette même région reste bien stratifié sur la verticale avec de fortes valeurs dans les basses couches et les vitesses verticales sont maximales entre 7 et 9 km d'altitude. La masse de glace apporte des détails supplémentaires sur le comportement du cyclone : elle varie aussi bien en fonction de l'altitude que dans le temps. On comprend ainsi mieux

le côté sporadique de l'activité électrique. Les caractéristiques de la masse de glace dans le mur de l'œil sont gouvernées par le champ de vitesse verticale.

6.3.2 Par masque microphysique

On a vu que l'anneau 0–50 km concentre la grande majorité de l'activité convective et donc électrique. Cependant, en réalisant des bilans sur la totalité de cet anneau, on prend aussi en compte l'œil du cyclone et une partie des nuages stratiformes à l'arrière du mur de l'œil. En analysant les coupes horizontales de divers paramètres sur lesquelles sont superposés les éclairs à toutes les échéances, on s'est aperçu que les éclairs étaient systématiquement colocalisés avec des contenus en glace intégrés supérieurs à 40 g kg^{-1} . Dans cette partie, de nouveaux bilans sont réalisés dans les régions de l'anneau 0–50 km où le contenu en glace intégré est supérieur ou égal à 40 g kg^{-1} .

La Figure 6.8 présente les résultats obtenus avec ce masque microphysique pour le vent horizontal, la vitesse verticale et la température potentielle équivalente. Au vu de la Figure 6.8, il semble que trois périodes se distinguent : 0–200, 200–720 et 720–1080 minutes.

La première partie de la simulation s'étend de 0 à 200 minutes. Vers 80 minutes, le pic principal d'éclairs (environ 70 éclairs) se produit environ 40 à 60 minutes avant une augmentation du module du vent horizontal (vent maximum de $52,5 \text{ m s}^{-1}$ à 1 km). Sur la Figure 6.8a,b, θ_e reste relativement faible et le contenu en eau liquide est relativement important dans les basses couches. Durant cette période, une grande quantité d'éclairs est générée à des altitudes comprises entre 5 et 9 km.

Dans la seconde partie de la simulation, entre 600 et 780 minutes, de fortes valeurs du vent horizontal de l'ordre de 45 à $52,5 \text{ m s}^{-1}$ (Figure 6.8a) se retrouvent plus haut en altitude, jusqu'à 6 km. Cependant, au moment où le module du vent horizontal est maximum, l'activité électrique reste quasi nulle. On note également la présence de subsidences plus intenses qui se trouvent à la base des updrafts (vers 5 km) sauf vers 640 minutes où cette absence semble coïncider avec une augmentation de la convergence des flux humides de basses couches (augmentation de θ_e dans les basses couches, Fig. 6.8b) ainsi qu'une augmentation du vent horizontal. La présence de courants subsidents correspond aussi à la présence d'air moins humide dans les basses couches. Les vitesses verticales s'étirent sur une plus grande épaisseur lorsque le système s'intensifie. Ainsi, l'augmentation de w permettrait un transport plus important de chaleur latente dans la moyenne troposphère qui serait convertie en énergie cinétique. Cette augmentation d'énergie cinétique se traduirait par des vents de surface plus importants et donc par une intensification (Kelley et Halverson, 2011). Entre 200 et 480 minutes, les maxima de glace varient de $3,6$ à 5 g kg^{-1} alors que le contenu en eau liquide est relativement peu élevé ($< 1,58 \text{ g kg}^{-1}$). À 300 minutes, il y a très peu d'eau liquide en dessous de l'isotherme 0° C alors que la quantité de glace est assez importante. 20 minutes avant cette date, on note la présence d'un updraft assez vigoureux qui a pu transporter de l'eau surfondue en altitude et participer à la formation de graupel. Durant toute la période de simulation, une faible proportion d'eau liquide ($0,04$ – $0,18 \text{ g kg}^{-1}$) se trouve entre 5 et 8 km. Cette présence assure la formation de graupel et de neige mais aussi la séparation de charges selon le mécanisme non-inductif. Enfin, en ce qui concerne la charge totale et le champ électrique, on remarque deux comportements assez particuliers. Tout d'abord, après 360 minutes, le champ électrique passe en dessous de 25 kV m^{-1} et peu de charges négatives sont présentes entre 1 et 7 km d'altitude. Un peu plus tard, vers 720 minutes, on remarque un affaissement de la couche négative d'altitude, également visible sur les Figures 6.8c et 6.8d. Cet abaissement s'accom-

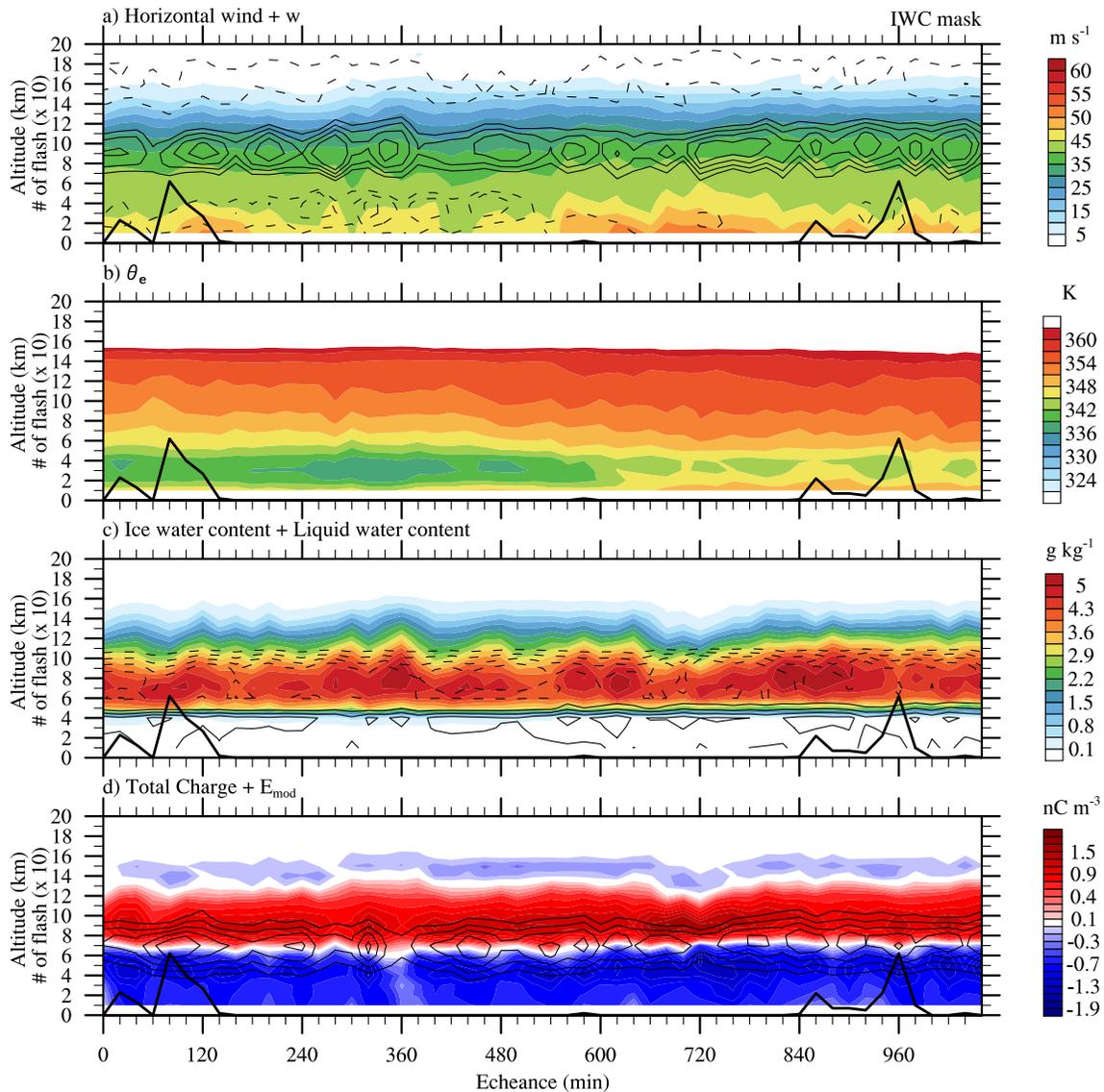


FIGURE 6.8 – Évolution temporelle des profils verticaux pour a) le vent horizontal (couleurs, $m s^{-1}$) et le vent vertical (contours, $m s^{-1}$) et b) de la température potentielle équivalente (K). Les isolignes valent $-0,8$, $-0,4$ et $-0,1 m s^{-1}$ (lignes tiretées) et $2,0$, $2,5$, $3,0$ et $3,5 m s^{-1}$ (ligne solides). c) le contenu en glace (couleur, $g kg^{-1}$) et en eau liquide en traits tiretés ($0,5$, $1,0$, $1,5$ et $2,0 g kg^{-1}$). d) la charge totale (couleur, $nC m^{-3}$) et champ électrique (tirets, 25 , 30 , 35 et $40 kV m^{-1}$). Les bilans sont obtenus en moyennant les données dans la région où le contenu en glace est supérieur à $40 g kg^{-1}$. La ligne épaisse correspond au nombre d'éclairs sur 20 minutes qui est divisé par 10 pour avoir la même échelle que l'altitude.

page d'une augmentation des charges positives et négatives sous-jacentes, et d'un amincissement du profil vertical du module de champ électrique. Deux heures plus tard, le champ électrique atteint des valeurs suffisamment élevées pour qu'il y ait déclenchement d'un éclair.

La troisième période caractéristique est marquée par une reprise de l'activité électrique. Le module du vent horizontal augmente près du sol. Au même moment, θ_e augmente dans les basses couches

(environ 351 K) ce qui peut expliquer la diminution des subsidences dans les basses couches ($< -0,1 \text{ m s}^{-1}$) et l'augmentation du vent vertical vers 9 km (jusqu'à $3,5 \text{ m s}^{-1}$ en moyenne). Une augmentation de θ_e traduit en partie une humidification des couches inférieures de l'atmosphère lors de la convergence des alizés. De par la conservation de la masse, une particule se dirigeant vers le centre adoptera une trajectoire verticale dans le mur de l'œil. La libération de chaleur latente lors de la condensation liquide réchauffe l'atmosphère ce qui détruit les subsidences. Dès lors que ces subsidences s'affaiblissent, le contenu en eau liquide augmente de nouveau dans les basses couches. Tout comme dans les deux premières parties de la simulation, les charges s'organisent en tripôle inversé. L'élément principal ici est une augmentation de l'altitude de déclenchement. Même si une grande majorité des éclairs est déclenchée entre 5 et 9 km d'altitude, ceux qui sont générés entre 9 et 15 km sont en moyenne plus nombreux que dans la première partie. On note aussi une période vers 900 minutes où l'altitude des IC augmente ce qui est semblable aux IC très énergétiques décrits par [Fierro et al. \(2011\)](#). Ils avaient observé un comportement similaire lors de la période d'intensification rapide de l'ouragan Rita.

6.4 Conclusions et Perspectives

Dans cette partie, nous avons réalisé une simulation d'un cyclone tropical mature dans un cadre idéalisé. Ces conditions environnementales connues favorisent l'étude des processus physiques. Pour bien représenter les circulations primaire et secondaire, nous avons introduit un vortex cyclonique tridimensionnel analytique dont le vent maximum et le rayon de vent maximum peuvent être modifiés. Pour cette simulation, le vortex initial présente un vent maximum de 45 m s^{-1} à 50 km du centre du vortex. L'activité électrique est résolue par le schéma [CELLS](#).

Les résultats montrent que l'activité électrique est assez sporadique. L'amplitude du taux d'éclairs atteint 210 éclairs en 20 minutes ce qui est relativement peu élevé par rapport aux orages continentaux. Pendant les 18 heures où le schéma électrique était actif, les éclairs sont produits essentiellement en début et fin de simulation.

Nous avons également montré que l'activité convective et donc électrique est majoritairement localisée dans la région du mur de l'œil. Ce résultat est consistant avec ce que nous avons présenté dans le Chapitre 5. La structure électrique du cyclone adopte une configuration en "tripôle inversé".

L'analyse des profils verticaux a permis de définir trois phases ou régimes de fonctionnement du cyclone. La première partie (0–200 minutes) est marquée par une activité électrique relativement soutenue, un pic de vent horizontal dans les basses couches, des valeurs relativement basses de θ_e et un contenu en eau liquide à basse altitude assez important. La structure électrique, comme dans toute la simulation, s'organise en tripôle inversé et les éclairs sont déclenchés de préférence entre 5 et 9 km. Durant le second régime de fonctionnement (200–720 minutes), il n'y a quasiment pas d'activité électrique. Le module du vent horizontal décroît, de même que les valeurs de θ_e (en dessous de 5 km) et le contenu en eau liquide. Au même moment, les subsidences s'intensifient dans la basse troposphère ($< 5 \text{ km}$). À la fin de cette période, le module du vent augmente de nouveau pour atteindre son maximum juste avant 720 minutes. Enfin, entre 720 et 1080 minutes, on observe à nouveau une augmentation du module du vent horizontal, de θ_e dans les basses couches, du contenu en eau liquide à basse altitude et des ascendances autour de 9 km. La reprise de l'activité électrique semble être

également liée à l'augmentation de ces paramètres. De plus, les éclairs sont générés plus haut en altitude, synonyme d'une augmentation de la charge totale en altitude.

On constate que les champs de contenu en glace et de la charge totale présentent un affaissement après 720 minutes de simulation. Quelques heures plus tard, on note une reprise de l'activité électrique. Les Figures 6.9 et 6.10 représentent l'évolution temporelle du taux d'éclairs ainsi que certains paramètres dynamiques et microphysiques : altitude du sommet du nuage, w_{max} , volume d'updraft, masse de glace précipitante, produit des flux de masse de glace précipitante et non-précipitante, *Ice Water Path (IWP)*, volume de l'écho radar 40 dBZ et produit des masses de glace par w . La courbe orange correspond au taux d'éclairs moyenné sur 5 minutes. Sur ces graphes, trois régimes semblables aux précédents se dessinent : 0–200 minutes, 200–750 minutes et 750–1080 minutes.

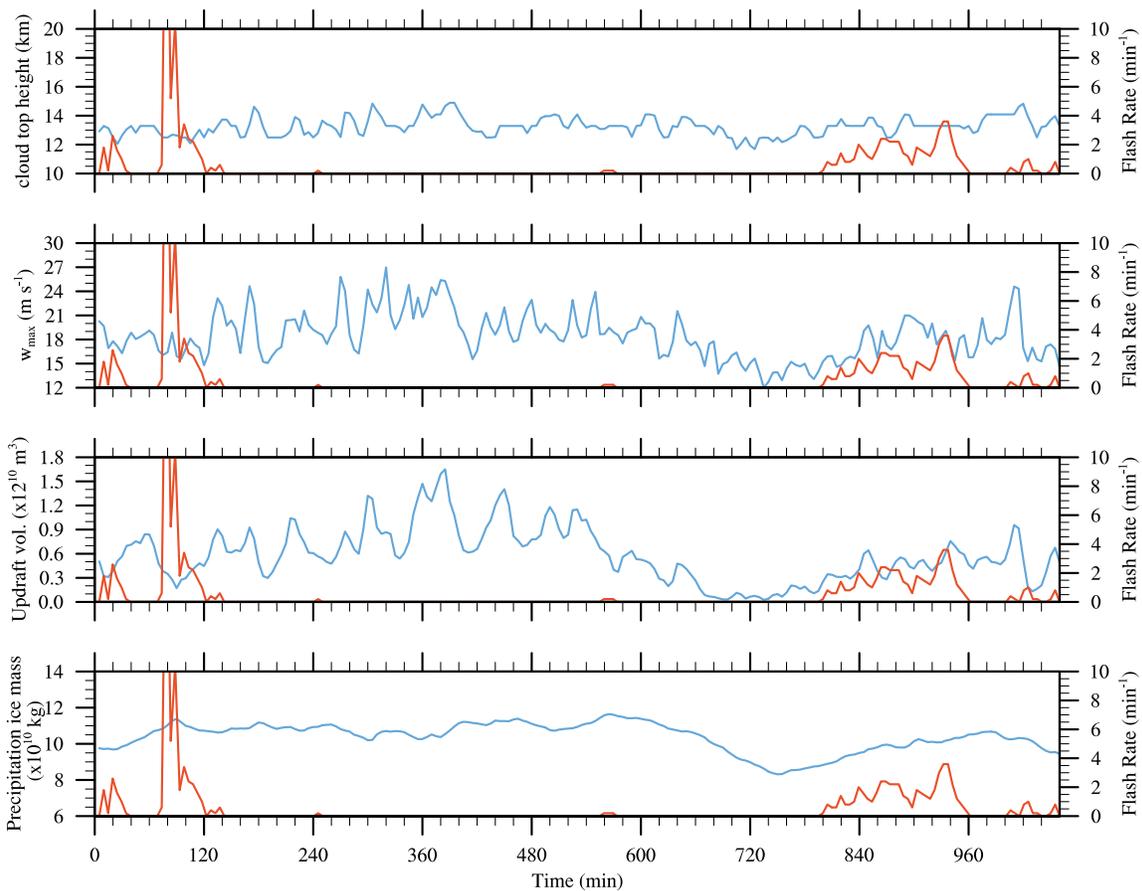


FIGURE 6.9 – Évolution temporelle de a) l'altitude du sommet du nuage (km), b) w_{max} ($m s^{-1}$), c) volume d'updraft pour $w > 10 m s^{-1}$ (m^3) et d) masse de glace précipitante (kg). La courbe orange correspond au taux d'éclairs (min^{-1}) moyenné sur 5 minutes.

Entre 0 et 200 minutes, l'activité électrique est assez soutenue. Le taux d'éclairs atteint environ 20 éclairs min^{-1} avant 100 minutes. Ce phénomène se produit lors de l'intensification du cyclone. Concernant les paramètres du cyclone, ils présentent des comportements assez différents. Pendant la période allant de 200 à 750 minutes, l'activité électrique est presque nulle mis à part un ou deux éclairs générés ponctuellement. Cette phase se caractérise par un comportement similaire pour tous

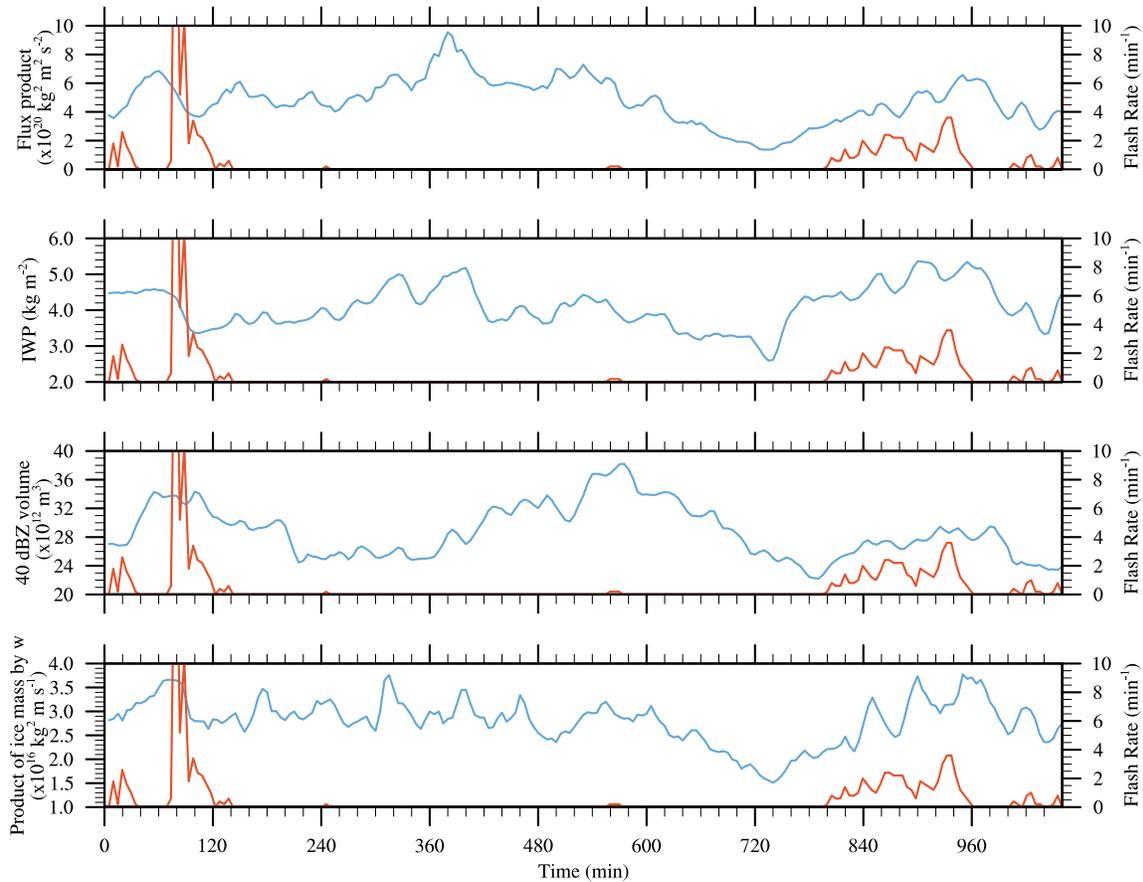


FIGURE 6.10 – Identique à la Figure 6.9 mais pour a) le produit des flux de masse de glace précipitante et non-précipitante ($\text{kg}^2 \text{m}^2 \text{s}^{-2}$), b) l’Ice Water Path (kg m^{-2}), c) le volume de l’écho radar 40 dBZ (m^3) et d) le produit des masses de glace par w ($\text{kg}^2 \text{m s}^{-1}$).

les paramètres : une décroissance très marquée de 550 à 750 minutes, où les paramètres atteignent leur niveau le plus bas. Par exemple, le volume d’updraft est presque nul et w_{max} passe sous le seuil des 15 m s^{-1} . La dernière période (750–1080 minutes) correspond au moment où les paramètres augmentent de nouveau. L’activité électrique, elle aussi, redémarre mais son amplitude reste inférieure à $5 \text{ éclairs min}^{-1}$.

Il est intéressant de noter que l’augmentation des paramètres ne suffit pas à remettre en route l’activité électrique (seconde période). De plus, l’augmentation des paramètres est aussi associée à une baisse de θ_e dans les basses couches (336 K) et surtout les paramètres des Figures 6.9 et 6.10 sont intégrés sur tout le domaine. Ainsi, leur comportement peut être différent selon la région du cyclone étudiée.

Au vue de ces résultats, d’autres simulations vont être réalisées afin de produire des diagnostics différents dans le but d’expliquer les phases de production d’éclairs mais aussi le lien entre l’affaissement du nuage et la reprise de l’activité électrique.

Chapitre 7

Relations entre activité électrique et paramètres dynamiques et microphysiques dans le modèle Meso-NH

Sommaire

7.1	Présentation générale	133
7.2	Méthodologie	134
7.2.1	Présentation des paramètres	137
7.2.2	Approches adoptées	141
7.3	Analyse globale	142
7.3.1	Impact de la régression	143
7.3.2	Taux d'éclairs sur 1, 5 et 10 minutes	144
7.3.3	Influence de la paramétrisation des processus non-inductifs	146
7.4	Analyse par cellule	148
7.4.1	Influence de la paramétrisation des processus non-inductifs	150
7.4.2	Choix de l'intervalle de temps pour calculer le nombre d'éclairs	150
7.5	Conclusions	153

7.1 Présentation générale

À l'heure actuelle, il n'existe que deux schémas électriques simulant explicitement les éclairs (Mansell et al., 2002; Barthe et al., 2012). Cependant, la complexité et le coût numérique de tels schémas mais surtout les impératifs du milieu opérationnel font qu'il n'est pas envisageable de les utiliser dans des modèles de prévision numérique (MPN).

Le taux d'éclairs est néanmoins indispensable pour modéliser la production de NO_x par les éclairs (appelés LiNO_x) dans les modèles méso-échelles (CRM pour *Cloud Resolving Model*), de chimie-transport (CTM pour *Chemical and Transport Model*) ou de climat (GCM pour *Global Climate Model*). En effet, lorsqu'un éclair se propage, le canal ionisé atteint une température proche de 30000°C et les molécules d'air se dissocient et se recombinent pour former les NO_x . Les oxydes d'azote sont des gaz importants dans le système climatique puisque ce sont des précurseurs de l'ozone troposphérique qui est un gaz à effet de serre. Outre l'intérêt pour déterminer la quantité d'oxydes d'azote produits par les éclairs, de telles relations pourraient être utilisées pour estimer la quantité de glace dans les orages convectifs ou déterminer le stade et la sévérité des orages pour la prévision immédiate. On assiste aussi à un intérêt croissant pour l'assimilation des données d'éclairs dans les modèles (Mansell et al., 2007; Pessi et Businger, 2009; Fierro et al., 2013). Dans la majorité des cas, la convection profonde est simplement déclenchée ou inhibée en modifiant le profil d'humidité. Si des *proxies* fiables sont mis en évidence, il serait peut-être plus judicieux d'ajuster ces paramètres en fonction de la détection ou non d'éclairs dans la région.

Une alternative aux schémas électriques explicites consiste donc à déterminer des estimateurs ou *proxies*, paramètres dynamiques et/ou microphysiques mesurables, de l'activité électrique. De nombreuses études basées sur des observations ont montré des relations entre taux d'éclairs et paramètres de l'orage tels que la vitesse verticale maximale (Price et Rind, 1992), le volume d'updraft (Wiens et al., 2005; Deierling et Petersen, 2008), la masse de glace précipitante (Petersen et Rutledge, 2001; Deierling et al., 2005; Latham et al., 2007) ou le taux de précipitation convective (Petersen et Rutledge, 1998; Soula et Chauzy, 2001).

Récemment, Deierling et al. (2008) ont étudié les relations entre activité électrique et flux de masse de glace dans onze orages des Grandes Plaines du Colorado/Kansas et dans le Nord de l'Alabama en utilisant des radars polarimétriques au sol et des réseaux de détection d'éclairs. La régression linéaire a permis d'obtenir de très bonnes corrélations entre l'activité électrique et la masse de glace précipitante ($r = 0,94$), la masse de glace non précipitante ($r = 0,93$) et le produit des flux de masse de glace précipitante et non précipitante ($r = 0,96$). Ils ont ainsi confirmé l'hypothèse de Blyth et al. (2001), Petersen et Rutledge (2001) et Latham et al. (2007) qui avaient montré théoriquement l'existence d'une relation linéaire entre activité électrique et masse de glace précipitante pour différent cas de convection.

Barthe et al. (2010) ont mené une étude "hybride" puisque, en utilisant le modèle WRF (pour *Weather Research and Forecasting*) pour simuler deux orages, elles ont essayé de reconstituer les taux d'éclairs observés à partir des paramètres du modèle et les diverses relations de la littérature. Elles se sont intéressées à six paramètres dynamiques et microphysiques et ont montré que les meilleurs estimateurs variaient d'un orage à un autre avec des différences en terme de tendance et d'amplitude. Comme elles l'ont précisé, ces différences peuvent être causées à la fois par des erreurs dans le modèle mais aussi dans les observations. En effet, les CRMs utilisent des paramétrisations, en particulier

les schémas microphysiques, qui induisent des différences comparées aux observations. Les données d’observation comportent elles aussi des incertitudes que ce soit au niveau des algorithmes de restitution des hydrométéores ou au niveau des approximations faites pour calculer les divers estimateurs.

La présente étude s’affranchit d’une partie de ces contraintes. L’utilisation d’un schéma électrique capable de simuler explicitement les charges électriques et les éclairs combiné à un modèle atmosphérique de méso-échelle permet d’avoir les mêmes résolutions horizontale et verticale et ainsi obtenir des relations plus consistantes. De plus, ce travail purement “modélisation” offre la possibilité d’étudier un nombre relativement important d’orages (moyennes latitudes, tropiques, continentaux, côtiers ...).

7.2 Méthodologie

Cette étude purement numérique s’appuie sur le modèle [Meso-NH](#) et son schéma électrique [CELLS](#) que l’on a décrits dans le Chapitre 3. Dans le but d’obtenir des résultats les plus homogènes possibles, nous avons réalisé les simulations avec certains paramètres de base. Ainsi, la résolution horizontale a été fixée à $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$, le pas de temps à 2,5 s et les processus microphysiques sont décrits par le schéma [ICE3](#). Le schéma [CELLS](#) a été utilisé pour simuler l’activité électrique avec comme configuration $\chi = 2, 3$ et $L_\chi = 2500 \text{ m}$.

Le Tableau 7.1 présente les différents orages simulés (date, lieu et type d’orage) ainsi que les configurations propres à chaque cas. Nous avons principalement simulé des orages continentaux des moyennes latitudes ([CCOPE](#)¹, [EULINOX](#)², KW78, [STEPS](#)³, [STERAO](#)⁴ et WK84). Les cas [CRYSTAL-FACE](#)⁵ et HECTOR sont des cas “hybrides” puisque, bien que se produisant sur terre, ces orages connaissent une influence maritime très importante qui les différencie des cas purement continentaux. Notons enfin que l’orage HECTOR est le seul cas réel simulé, initialisé et couplé aux bords avec des analyses du [CEPMMT](#)⁶.

Nous pouvons également classer les orages en deux catégories : les orages “simples” n’ayant qu’une seule cellule (cellule isolée ou supercellule), et les orages “complexes” ayant une structure multicellulaire.

Orages “monocellulaires”

Ce type d’orages représente 50% de notre base de données. Il s’agit des orages [CCOPE](#), [CRYSTAL-FACE](#), KW78 et [STEPS](#) (Figure 7.1).

Le cas [CCOPE](#) (Figure 7.1a) est une cellule isolée qui s’est développée dans le Montana (US) le 19 Juillet 1981, dans un environnement relativement instable caractérisé par un cisaillement de vent

-
1. Cooperative COnvective Precipitation Experiment.
 2. EUropean LIghtning Nitrogen OXides project.
 3. Severe Thunderstorm Electrification and Precipitation Study.
 4. Stratospheric-Tropospheric Experiment : Radiation, Aerosols and Ozone.
 5. Cirrus Regional Study of Tropical Anvils and Cirrus Layers-Florida Area Cirrus Experiment.
 6. Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme.

Orages	Date	Lieu	Type	Domaine (km ²)	Échelle verticale
CCOPE	19/07/1981	Montana, US	cellule isolée	64 × 64	50 pts (var.)
CRYSTAL-FACE	18/07/2002	Floride, US	cellule isolée	128 × 128	80 pts (var.)
EULINOX	21/07/1998	Munich, All.	multicellule	180 × 180	50 pts (var.)
HECTOR	30/11/2005	îles Tiwi , Aust.	multicellule	192 × 96	70 pts (var.)
KW78	-	-	supercellule	64 × 64	40 pts (cst.)
STEPS	29/06/2000	Colorado, US	supercellule	360 × 360	55 pts (var.)
STERAO	10/07/1996	Colorado, US	supercellule	160 × 160	50 pts (var.)
WK84	-	-	multicellule	64 × 64	36 pts (cst.)

TABLE 7.1 – Liste des orages simulés pour cette étude ainsi que leur configuration.

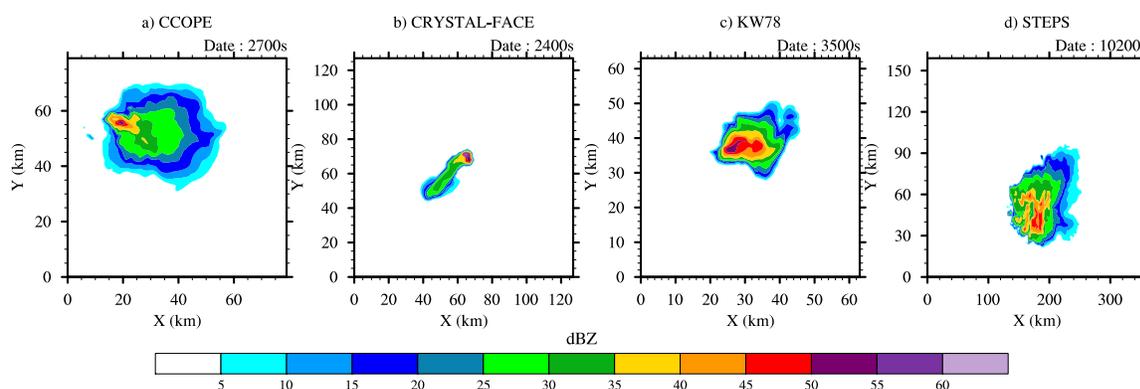


FIGURE 7.1 – Réflectivité radar maximale pour les cas a) CCOPE, b) CRYSTAL-FACE, c) KW78 et d) STEPS.

faible (Dye et al., 1986). Le sondage utilisé pour initialiser le modèle provient de Helsdon et Farley (1987a). Helsdon et Farley (1987a,b) et Miller et al. (2001) ont réalisé des simulations afin d'étudier les caractéristiques dynamiques, microphysiques et électriques de cet orage.

L'orage CRYSTAL-FACE (Figure 7.1b) s'est développé le 18 Juillet 2002 au sud de la Floride (US). L'environnement a été initialisé avec le sondage de Miami à 15 UTC (Leroy et al., 2009). Cette orage unicellulaire a atteint une altitude de 14 km et a développé une enclume importante qui s'est étendue au sud-ouest de l'updraft (Heymsfield et al., 2005).

La supercellule KW78 (Figure 7.1c) est initialisé dans un environnement homogène en utilisant le sondage synthétique de Klemp et Wilhelmson (1978). Ce cas est caractérisé par une forte instabilité convective, un cisaillement de vent 2D et une atmosphère très sèche qui conduit à un phénomène de *storm splitting*.

Une supercellule (Figure 7.1d) qui s'est développée durant la campagne STEPS, le 29 Juin 2000 dans les Grandes Plaines des États-Unis a aussi été simulée. Les aspects dynamiques, microphysiques et électriques sont décrits par Tessendorf et al. (2005) et Wiens et al. (2005). L'étude de modélisation réalisée par Kuhlman et al. (2006) s'est intéressée à la structure de charges de cette supercellule en

fonction des différentes paramétrisations des processus non-inductifs. Une partie de cette étude a porté sur la relation entre activité électrique et paramètres de l'orage (volume de graupel, volume d'updraft, vitesse verticale maximale ...).

Orages "multicellulaires"

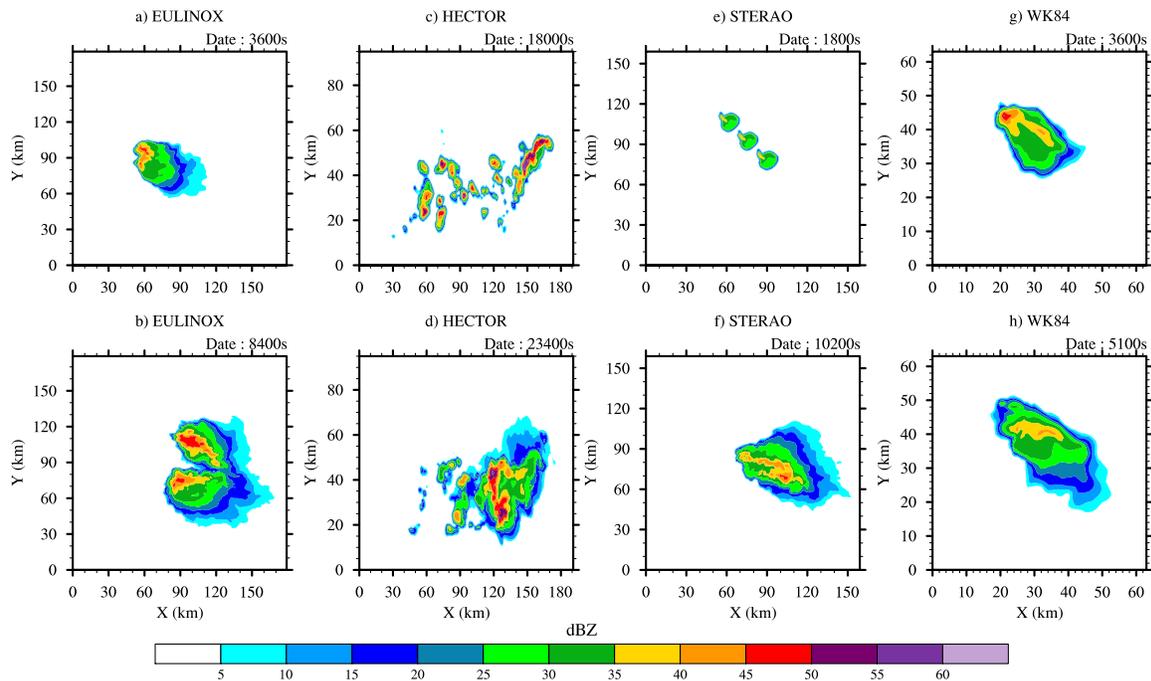


FIGURE 7.2 – Réflectivité radar maximale pour les cas a–b) *EULINOX* (3600 et 8400 s), c–d) *HECTOR* (18000 et 23400 s), e–f) *STERAO* (1800 et 10200 s) et g–h) *WK84* (3600 et 5100 s). Cette figure illustre les changements de structure de ces orages.

L'orage *EULINOX* s'est développé le 21 Juillet 1998 dans la région de Munich (Allemagne). La structure de départ est une cellule simple (Fig. 7.2a) mais après une période d'intensification, l'orage s'est scindé en deux (*storm splitting*) et s'est transformé en orage multicellulaire (Fig. 7.2b) (Höller et al., 2000). L'activité électrique et les LiNOx ont été étudiée aux moyens d'observation (Dotzek et al., 2001) et de modélisation (Fehr et al., 2004; Ott et al., 2007).

L'orage *HECTOR* (Figures 7.2c–d) du 30 Novembre 2005 est le seul cas réel simulé dans cette étude. Ce système convectif se forme en début d'après-midi sur les îles Tiwi (au nord-ouest de Darwin, Australie) durant la période de pré-mousson. L'orage se caractérise par une structure multicellulaire avec de multiples petites cellules. Il a été simulé par Ferretti et Gentile (2009) and Zhu et al. (2012).

On peut voir sur les Figures 7.2e–f différents stades d'évolution du cas *STERAO* du 10 Juillet 1996. L'orage arbore initialement une structure multicellulaire mais au bout de deux heures, il se réorganise en supercellule (Dye et al., 2000). Les conditions thermodynamiques sont données par le sondage issu de Skamarock et al. (2000). Comme pour l'orage *EULINOX*, ce cas a fait l'objet de

nombreuses études d'observations et de modélisation (Defer et al., 2001; Skamarock et al., 2003; Deierling et al., 2008; Barthe et al., 2007, 2010).

Le dernier orage de cette catégorie est une multicellule qui a été initialisée par le sondage de Weisman et Klemp (1982). L'environnement est caractérisé par des conditions dynamiques favorables au développement de plusieurs cellules (Figures 7.2g–h).

7.2.1 Présentation des paramètres

Dans notre étude, nous nous sommes uniquement intéressés à neuf paramètres qui interviennent plus ou moins directement dans l'électrification d'un nuage : l'altitude du sommet du nuage H , le maximum d'updraft w_{max} , le volume d'updraft pour $w > 10 \text{ m s}^{-1}$, la masse totale de graupel m_g , le produit des flux de masse de glace précipitante et non-précipitante $F_p \times F_{np}$, le volume du nuage V_{cld} , le volume de l'écho radar 40 dBZ V_{40dBZ} , l'Ice Water Path IWP , l'épaisseur du nuage glacé Th_{froz} et l'updraft moyen à la base de la zone de chargement w_{meanZC} . Un paramètre assez similaire au produit des flux de glace a été rajouté (le produit des masses de glace par w) et provient de la récente étude de Buguet (2012).

Altitude du sommet du nuage H

En se basant sur la théorie de Vonnegut (1953), Williams (1985) et Price et Rind (1992) ont montré que l'altitude du sommet du nuage pouvait être utilisée comme prédicteur de l'activité électrique. Dans ces deux études, les résultats aboutissent à une loi de type puissance entre activité électrique et altitude du sommet du nuage. En adaptant l'étude de Williams (1985), Price et Rind (1992) ont obtenu la relation suivante :

$$f = 3,44 \times 10^{-6} H^{4,9} \quad (7.1)$$

où f est le taux d'éclairs en éclairs min^{-1} et H est l'altitude du sommet du nuage obtenue à partir de données satellite. Dans notre cas, nous avons utilisé l'altitude maximale de l'écho 20 dBZ afin de caractériser le sommet du nuage (Yoshida et al., 2009).

Price et Rind (1992) ont dissocié les cas continentaux des cas maritimes, conduisant à deux relations. La relation 7.1 est valable pour les orages continentaux qui correspondent à environ 80% de nos orages simulés. La relation pour les régions maritimes n'est pas étudiée car en utilisant les données de TRMM, Boccippio et al. (2002) a montré que les vitesses verticales sur océan étaient irréalistes avec cette relation.

Vitesse verticale maximale w_{max}

Price et Rind (1992) ont également proposé une relation entre vitesse verticale maximale et sommet du nuage. Ainsi, une paramétrisation du taux d'éclairs peut être obtenue à partir de w_{max} . Cette relation a été utilisée pour quantifier la quantité d'oxydes d'azote (NO_x) produits par les éclairs (Pickering et al., 1998; Fehr et al., 2004; Salzmann et al., 2008; Barthe et Barth, 2008) :

$$f = 5 \times 10^{-6} w_{max}^k \quad (7.2)$$

avec f le taux d'éclairs en éclairs min^{-1} et w_{max} en m s^{-1} .

La valeur de k est une valeur empirique, issue de données satellitaires. Elle vaut 4,5 pour des cas de convection profonde continentale (Price et Rind, 1992). Afin d'obtenir des taux d'éclairs dans le modèle en accord avec les observations, un certain nombre d'études ont dû multiplier l'équation 7.2 par un facteur d'ajustement. Fehr et al. (2004), Salzmann et al. (2008) et Barthe et Barth (2008) ont multiplié l'équation 7.2 par 0,26, 0,06 et 0,19, respectivement, dans leurs travaux.

Deierling et Petersen (2008) ont analysé le lien entre taux d'éclairs f et vitesse verticale maximale w_{max} . En faisant une régression linéaire, ils obtiennent la fonction suivante :

$$f = 5,73w_{max} - 71,3 \quad (7.3)$$

et un coefficient de corrélation 0,8.

Volume d'updraft

Nous avons vu précédemment que les processus non-inductifs nécessitent la présence simultanée de graupel, de cristaux de glace et d'eau surfondue. La présence d'un fort courant ascendant permet d'avoir un grand nombre de particules glacées dans la zone de chargement et donc un plus grand nombre de collisions entre graupel et cristaux de glace. De plus, des updrafts importants au-dessus de l'isotherme 0°C permettent de transporter plus d'humidité issue des basses couches et d'augmenter la quantité d'eau surfondue dans la zone de chargement ce qui va favoriser la croissance des cristaux de glace et celle du graupel par givrage. De plus, le relâchement de chaleur latente provenant de la condensation ou de la congélation peut aussi renforcer l'updraft et ainsi participer de manière indirecte à la séparation des charges.

Deierling et Petersen (2008) se sont intéressés au lien entre taux d'éclairs et volume d'updraft pour différents seuils de vitesse verticale ($w > 0, 5, 10, 20 \text{ m s}^{-1}$) entre les isothermes -5°C et -20°C (correspondant à la zone de chargement). Ils ont obtenu les meilleures corrélations pour des vitesses de 5 m s^{-1} ($r = 0,93$). La relation linéaire entre taux d'éclairs f (éclairs min^{-1}) et volume d'updraft pour des vitesses verticales supérieures à 5 m s^{-1} et au-dessus de l'isotherme -5°C (w_5 en m^3) est donnée par :

$$f = 6,75 \times 10^{-11}w_5 - 13,9 \quad (7.4)$$

Ces résultats confirment les travaux de Wiens et al. (2005) qui ont trouvé une bonne corrélation entre taux d'éclairs et volume d'updraft pour $w > 10 \text{ m s}^{-1}$ dans le cas de la supercellule du 29 Juin 2000 observée lors de la campagne STEPS.

Masse totale de graupel m_g

Le graupel est un hydrométéore important dans le processus de génération des charges. On est donc amené à penser qu'il existe une forte relation entre taux d'éclairs (f en éclairs min^{-1}) et masse totale de graupel (en kg). Deierling et al. (2008) ont montré une bonne corrélation ($r = 0,94$) entre masse de graupel au dessus de l'isotherme -5°C et activité électrique. Une fois de plus, cette relation peut être décrite par une fonction linéaire :

$$f = 3,6 \times 10^{-8}m_g - 16,2 \quad (7.5)$$

Deierling et al. (2008) se sont également penchés sur le lien entre activité électrique et masse de glace précipitante (définie comme la masse totale de graupel et de neige ayant des vitesses de chute en valeur absolue plus importantes que les updrafts). La régression linéaire est mieux adaptée pour décrire le lien entre ces deux paramètres et l'équation obtenue est très similaire à l'équation 7.5 ce qui suggère que le graupel est la particule précipitante prédominante dans leur étude. Ce résultat nous a motivés à ne garder que la masse totale de graupel dans la partie finale de cette étude.

Produit des flux de masse de glace précipitante et non-précipitante $F_p \times F_{np}$

Cette relation s'appuie sur des calculs analytiques de Blyth et al. (2001) en faisant l'hypothèse que les processus non-inductifs sont le seul mécanisme d'électrification. Blyth et al. (2001) puis Latham et al. (2004) ont proposé une relation analytique qui permet de prévoir le taux d'éclairs (f , en éclairs min^{-1}) en fonction du produit du flux de graupel précipitant (F_p , en kg m s^{-1}) et du flux de cristaux de glace non-précipitant (F_{np} , en kg m s^{-1}). L'équation qui décrit cette relation s'écrit :

$$f = C \times F_p \times F_{np} \quad (7.6)$$

où C est une constante.

Cette relation n'est valide que dans la zone de chargement c'est-à-dire dans la zone où coexistent le graupel, les cristaux de glace et l'eau surfondue.

Deierling et al. (2008) ont testé la relation proposée par Blyth et al. (2001). Comme prédit par Blyth et al. (2001), la régression linéaire représente le mieux la relation entre produit des flux de glace et activité électrique (pour un coefficient de corrélation de 0,96) :

$$f = 9,0 \times 10^{-15} (F_{np_div} \times F_p) + 13,4 \quad (7.7)$$

F_{np_div} (kg s^{-1}) est le flux de masse de glace non-précipitante calculé à partir de la méthode de la divergence. F_p ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) est le flux de masse de glace précipitante. Les flux de masse de glace précipitante (non-précipitante) sont obtenus en multipliant la masse de glace précipitante (non-précipitante) par la vitesse terminale de chute (la vitesse verticale).

Dans Meso-NH, $F_p = m_p \times (w - v_t)$ où v_t correspond à la vitesse de chute terminale du graupel et de la neige, et $F_{np} = m_i \times w + m_{snp} \times (w - v_t)$ avec m_i la masse de cristaux de glace, w la vitesse verticale et m_{snp} la masse de neige non-précipitante. La vitesse relative de la particule a été préférée à la vitesse de chute ou la vitesse d'updraft car elle représente la vitesse "efficace" intervenant dans la séparation des charges.

Ice Water Path IWP

L'utilisation de données satellite a également permis d'aboutir à des relations entre activité électrique et paramètres dynamiques et microphysiques. En combinant les données du PR et du LIS à bord de TRMM, Petersen et al. (2005a) ont montré une relation linéaire entre densité d'éclairs et l'Ice Water Path (IWP, en g m^{-2}). Dans leur étude, ce paramètre est obtenu en intégrant sur la verticale le contenu en glace au dessus de l'isotherme -10°C et pour des réflectivités radar supérieures à 18 dBZ pour chaque pixel de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Ainsi, la densité d'éclairs f_d (en éclairs $\text{km}^{-2} \text{jr}^{-1}$) s'écrit :

$$f_d = 33,33 \times IWP - 0,17 \quad (7.8)$$

Notons que, dans notre étude, l'activité électrique est donnée en éclairs min^{-1} puisque les orages simulés ont une durée de vie maximale de quelques heures.

Volume de l'écho radar 40 dBZ V_{40dBZ}

De récentes études ont montré que le volume de forte réflectivité radar était corrélé à l'activité électrique (en particulier les CGs). Yang et King (2010) ont obtenu de meilleurs résultats en utilisant la valeur 40 dBZ afin d'estimer l'activité des CGs. De plus, la présence d'un écho radar 40 dBZ au dessus du niveau de congélation semblerait être un critère suffisant pour qu'il y ait production de CGs (Lang et Rutledge, 2011). En effet, une augmentation du volume de réflectivité 40 dBZ peut être associée à une quantité plus importante de graupel et d'eau surfondue en altitude ce qui favorise la formation de particules de glace ainsi que l'électrification du nuage. Plus récemment, Buguet (2012) a montré qu'une régression linéaire représentait correctement la relation entre taux de CGs (f_{CG}) et volume de l'écho radar 40 dBZ (V_{40dBZ}) ($r = 0,81$) :

$$f_{CG} = 8,37 \times 10^{-3} \times V_{40dBZ} + 4,45 \quad (7.9)$$

et V_{40dBZ} étant donné en 10^4 km^3 .

Updraft moyen à la base de la zone de chargement V_{meanZC}

Un des inconvénients en utilisant w_{max} est que l'on ignore la localisation précise de ce maximum. Est-ce dans la zone de chargement ou à l'extérieur ? La zone de chargement (Saunders, 2008) correspond à la région de phase mixte. Ainsi, des vitesses verticales suffisamment importantes à la base de cette zone transportent l'humidité au dessus de l'isotherme 0°C et favorisent la formation d'eau surfondue. De plus, ces updrafts permettent également de garder les particules de graupel dans la zone de chargement, tant que le graupel possède une vitesse de chute inférieure à l'updraft moyen à la base de cette régions. Récemment, Formenton et al. (2013) ont développé un modèle unidimensionnel intégrant des processus microphysiques et électriques explicites. Ils ont déterminé un seuil minimal de production d'éclairs à travers l'étude de deux orages continentaux (à Munich et à Rome). Ils ont ainsi montré que ce seuil minimal d'updraft à la base de la zone de chargement (V_{meanZC} , en m s^{-1}) pouvait être représenté comme suit :

$$V_{meanZC} = 0,0023 \times f^2 + 0,031 \times f \quad (7.10)$$

où f est le taux d'éclairs par minute.

Produit des flux de masse de glace F_i

Buguet (2012) a mis en avant que le produit des flux de masse de glace précipitant et non précipitant était relativement compliqué à déterminer à partir de données radar. C'est pourquoi elle a décidé de développer un autre *proxy* mais en gardant la philosophie de Blyth et al. (2001) et Latham et al. (2004). Au lieu de travailler sur les quantités de mouvement ou les flux, elle s'est orientée vers le produit des masses de glace par la vitesse verticale. Les masses de glace sont calculées pour les régions

où $w > 0$ et sous certaines conditions de vitesse de chute (positive pour la masse de glace précipitante et négative pour celle non précipitante). Buguet (2012) multiplie d’abord ces masses entre elles puis avec l’updraft. L’électrisation d’un nuage requiert des collisions élastiques entre particules de glace à des niveaux de givrage différents. Des particules de glace ascendantes rencontrent des particules de glace descendantes lorsqu’elles sont dans la zone de chargement. Ce proxy rend compte de la présence simultanée de graupel et de cristaux de glace ($m_g \times m_i$) dans la zone de chargement ($w > 0$ et $T < -5^\circ \text{C}$) et de l’électrisation suite aux chocs entre particules ayant des vitesses de chute différentes.

Buguet (2012) a ainsi montré que le taux de CG f_{CG} était corrélé à 82% au produit des masses de glace par la vitesse verticale (en $\text{kg}^2 \text{m s}^{-1}$) dans les parties convectives d’un cas HyMeX⁷ et que l’équation associée est :

$$f_{CG} = 4 \times 10^{-15} F_i + 3, 59 \quad (7.11)$$

7.2.2 Approches adoptées

Deux approches ont été adoptées pour réaliser cette étude. La première a consisté à considérer l’orage dans sa globalité et à se référer au fichier de sortie contenant les paramètres calculés par Meso-NH. Les paramètres sont calculés à chaque pas de temps puis moyennés sur une minute. On s’affranchit de la période de mise en place de l’orage où aucun éclair n’est produit et qui peut biaiser les coefficients de corrélation. Les orages sont étudiés tous ensemble afin de dégager une relation la plus générale possible. C’est l’approche de base de cette étude et la plus simple à mettre en œuvre.

La seconde méthode se rapproche en grande partie des travaux réalisés par Buguet (2012). En effet, cette étude a tenté d’expliquer un lien entre activité électrique et paramètres issus d’observations radar mais en se focalisant sur des cellules convectives au lieu de l’orage complet. En effet, dans la réalité, un orage est rarement composé d’une unique cellule. Comme nous l’avons vu sur la Figure 7.2, les orages ont des structures plus complexes, avec des cellules à des stades d’évolution et d’électrisation différents. Considérer l’orage dans sa globalité peut faire perdre cette information qui est très importante. De plus, des cellules qui ne produisent pas d’éclairs peuvent être prises en compte sans pour autant participer à l’activité électrique, faussant de ce fait les relations éclairs/paramètres. Ainsi, nous avons adopté la démarche de Buguet (2012) pour identifier les cellules orageuses. Cette méthode est aussi assez similaire à celle utilisée par Barthe et al. (2012) pour détecter les cellules électrisées. L’algorithme utilise ici Z_{max} afin de définir une cellule orageuse. Z_{max} est tout d’abord obtenu en projetant le maximum de réflectivité radar de chaque colonne sur un plan X-Y et ainsi une cellule est détectée si $Z_{max} > 40 \text{ dBZ}$. Tous les points au voisinage de ce maximum ayant un $Z_{max} > 30 \text{ dBZ}$ composent la cellule. On répète ce processus tant que des cellules sont détectées. L’extension verticale est déterminée par $r_{tot} > 10^{-5} \text{ kg kg}^{-1}$ (r_{tot} étant la somme des rapports de mélange des espèces microphysiques).

7.3 Analyse globale

Dans cette section, nous exposons les résultats obtenus en considérant chaque orage dans sa globalité. Une analyse de sensibilité sur le calcul du taux d'éclairs ainsi que sur le choix de la paramétrisation des processus non inductifs a également été menée.

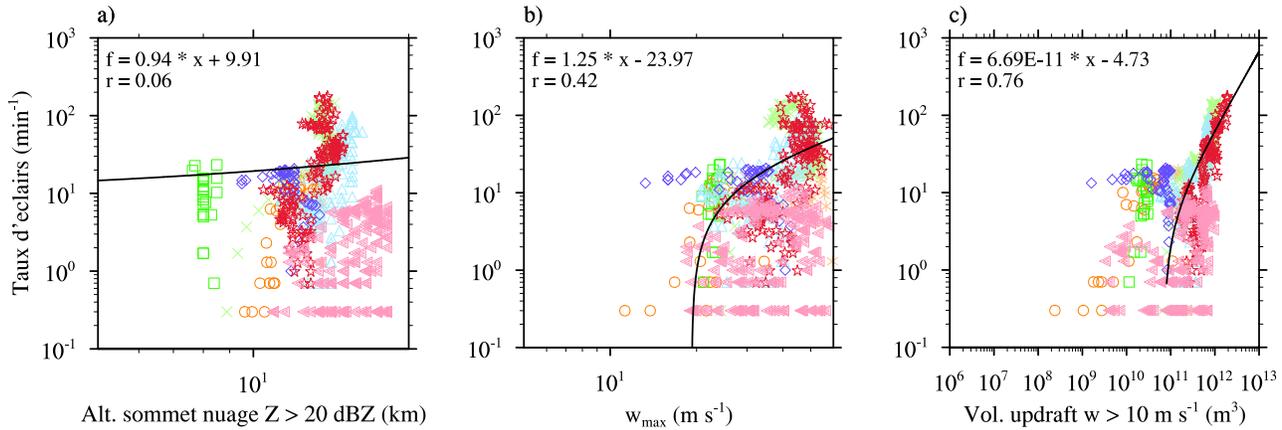


FIGURE 7.3 – Relations entre le taux d'éclairs et a) l'altitude du sommet du nuage (m), b) w_{max} ($m s^{-1}$) et c) le volume d'updraft calculé pour $w > 10 m s^{-1}$ (m^3). Les \circ oranges, $*$ oranges, \times verts, \triangleright allongés roses, \square verts, $*$ rouges, \triangle bleus et \diamond violets représentent les orages *CCOPE*, *CRYSTAL-FACE*, *EULINOX*, *HECTOR*, *KW78*, *STEPS*, *STERAO* et *WK84*. Pour chaque paramètre, on a ajouté l'équation linéaire de régression et le coefficient de corrélation (r). La courbe noire correspond à la droite de régression. Ces résultats ont été obtenus en utilisant la paramétrisation de *Takahashi (1978)* lors de l'analyse globale.

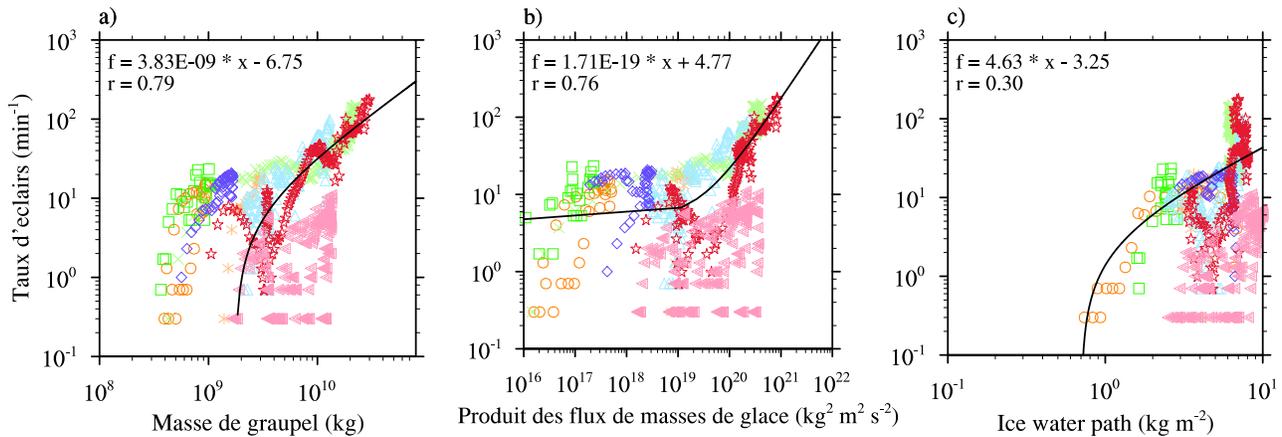


FIGURE 7.4 – Idem que Figure 7.3 mais pour a) la masse totale de graupel (kg), b) le produit des flux de masse de glace ($kg^2 m^2 s^{-2}$) et c) l'Ice Water Path ($g m^{-2}$).

Les Figures 7.3, 7.4 et 7.5 illustrent les relations entre taux d'éclairs et paramètres étudiés. On remarque tout d'abord la gamme variée d'orages puisque l'ordre de grandeur entre la plus petite et la plus grande donnée varie de $\sim 10 m s^{-1}$ à $\sim 50 m s^{-1}$ pour w_{max} ou de $\sim 10^8 m^3$ à $10^{12} m^3$ pour le volume de l'écho radar 40 dBZ. Les taux d'éclairs varient de 0 à 200 fl min^{-1} . Ces importantes

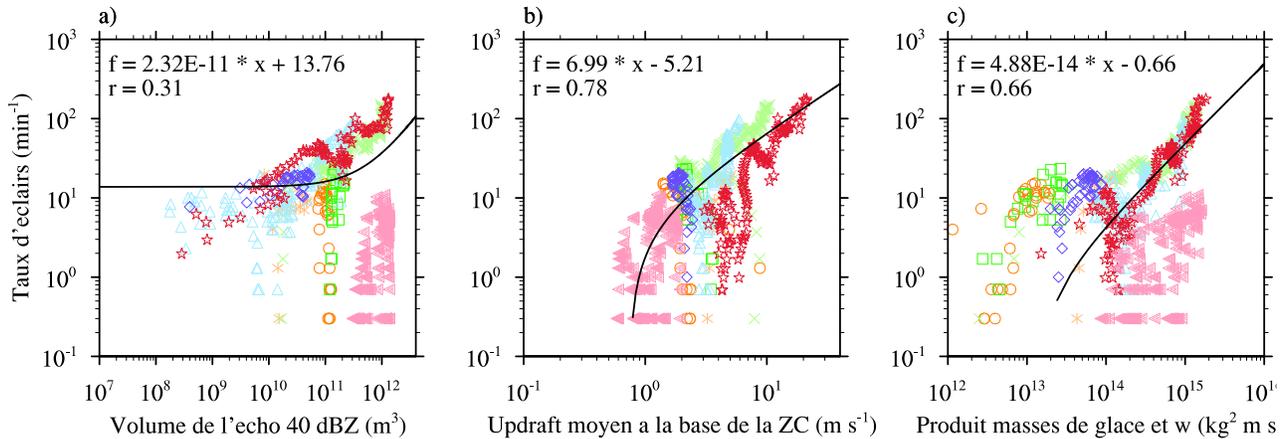


FIGURE 7.5 – *Idem que Figure 7.3 mais pour a) le volume de l'écho radar 40 dBZ (m^3), b) l'updraft moyen à la base de la zone de chargement ($m s^{-1}$) et c) le produit des masse de glace par la vitesse verticale ($kg^2 m s^{-1}$).*

différences d'ordre de grandeur (visibles sur tous les paramètres) nous assurent ainsi une assez large représentativité des orages en général.

On constate également que ce sont en grande majorité les orages les plus violents, ou “gros” orages, qui produisent les taux d'éclairs les plus élevés (les orages [EULINOX](#), [STEPS](#) et [STERA0](#)). L'orage HECTOR (triangles roses sur les Figs. 7.3, 7.4 et 7.5) fait figure d'exception car les valeurs de ses paramètres sont assez importantes mais son taux d'éclairs dépasse difficilement le seuil des 10 fl min^{-1} . On peut faire le constat inverse pour l'orage KW78 puisqu'il fait partie des “petits” orages qui produisent une vingtaine d'éclairs (carrés verts sur les Figs. 7.3, 7.4 et 7.5).

Les meilleurs “proxies” de l'activité électrique sont la masse totale de graupel ($r = 0,79$), l'updraft moyen à la base de la zone de chargement ($r = 0,78$), le volume d'updraft ($r = 0,76$) et le produit des flux ($r = 0,76$). Les “gros” orages présentent un comportement linéaire en fonction du taux d'éclairs et influencent fortement les relations obtenues dans la partie des forts taux d'éclairs/paramètres élevés. L'orage HECTOR quant à lui amène une plus grande dispersion de par sa faible activité électrique. De plus, même si les vitesses d'updraft semblent être importantes (en moyenne $w_{max} > 10 \text{ m s}^{-1}$), les quantités intégrées de graupel restent relativement faibles ce qui pourrait rendre les processus non-inductifs moins efficaces. Une des possibles raisons de cette faible valeur de m_g serait un contenu en eau surfondue limité causé probablement par une prédominance des processus chauds. Contrairement à [Buguet \(2012\)](#), le produit des masses de glace par la vitesse verticale ne donne pas de résultats satisfaisants ($r = 0,66$) mais il faut préciser qu'un unique orage a été étudié pour obtenir la relation entre f_{CG} et F_i ce qui limite la robustesse de la relation, sans oublier également que nous considérons le taux d'éclairs total ([IC](#) + [CG](#)).

7.3.1 Impact de la régression

Le Tableau 7.2 permet de comparer les différentes régressions (linéaire, logarithmique, puissance et exponentielle) que nous avons testées. Il apparaît que la régression linéaire est en général

la meilleure régression des quatre même si dans certains cas, elles sont relativement similaires (cas de w_{max} ou de l'*Ice Water Path*, par exemple). Cela n'est guère surprenant puisque les relations présentées plus haut sont généralement décrites par des fonctions affines à l'exception des relations pour l'altitude du sommet du nuage et w_{max} qui sont définies à partir de fonctions puissance. Notre étude s'inscrit donc dans la logique des précédentes études et confirme le caractère linéaire des relations entre activité électrique et paramètres dynamiques et microphysiques.

Paramètres	Régressions			
	Linéaire	Log.	Puissance	Exp.
Altitude du sommet du nuage	0,06	0,1	0,0	0,0
w_{max}	0,42	0,41	0,45	0,45
Volume d'updraft	0,76	0,52	0,53	0,63
Masse totale de graupel	0,79	0,59	0,46	0,58
Produit des flux de masse de glace	0,76	0,52	0,41	0,53
<i>Ice Water Path</i>	0,30	0,32	0,35	0,32
Volume de l'écho radar 40 dBZ	0,31	0,28	0,0	0,0
Updraft moyen	0,78	0,70	0,73	0,65
Produit des masses de glace par w	0,66	0,49	0,37	0,47

TABLE 7.2 – Régressions linéaire, logarithmique, puissance et exponentielle entre taux d'éclairs et paramètres étudiés dans le cas de la paramétrisation de *Takahashi (1978)* lors de l'analyse globale.

Ces résultats confirment l'intérêt porté sur ces différents paramètres et leur implication dans les processus d'électrification des nuages. Il est courant d'essayer de relier l'activité électrique à w_{max} et H . En effet, comme nous l'avons déjà précisé, l'estimation des LiNOx se base sur des paramétrisations du taux d'éclairs qui utilisent ces paramètres. Or, nous montrons ici que w_{max} et H ne sont pas les meilleurs *proxies* de l'activité électrique. L'updraft à la base de la zone mixte semble plus pertinent de par son rôle dans le transport d'eau surfondue ainsi que son rôle dans le maintien des particules de glace dans la zone de chargement ($r = 0,78$ pour la relation linéaire). Le volume de particules transportées, à travers le volume d'updraft, est un paramètre qu'il faut considérer ($r = 0,76$) car plus ce volume est important, plus les collisions sont probables et efficaces pour séparer des charges. Du point de vue de la microphysique, la masse de graupel reste un élément essentiel ($r = 0,79$). Les produits mixtes, comme le produit des flux de masse de glace et le produit des masses de glace par w possèdent également un lien étroit avec l'activité électrique ($r = 0,76$ et $r = 0,66$).

7.3.2 Taux d'éclairs sur 1, 5 et 10 minutes

Bien que ces résultats soient satisfaisants, ils restent sensibles à plusieurs paramètres. Tout d'abord, le taux d'éclairs dans cette étude est calculé par minute (Figure 7.6a) ce qui est une résolution temporelle très fine comparée à celle des radars. De plus, le taux d'éclairs varie plus rapidement que la majorité des paramètres testés (sauf w_{max} qui présente un signal assez bruité). Le taux d'éclairs de chaque orage et moyenné sur des périodes de 5 minutes et 10 minutes autour de l'instant t . Cela a

pour effet de lisser les taux d'éclairs que l'on peut observer dans certains orages (Fig. 7.6). Même si nous perdons des informations à cause du lissage, nous observons toujours les mêmes tendances et les ordres de grandeur sont respectés.

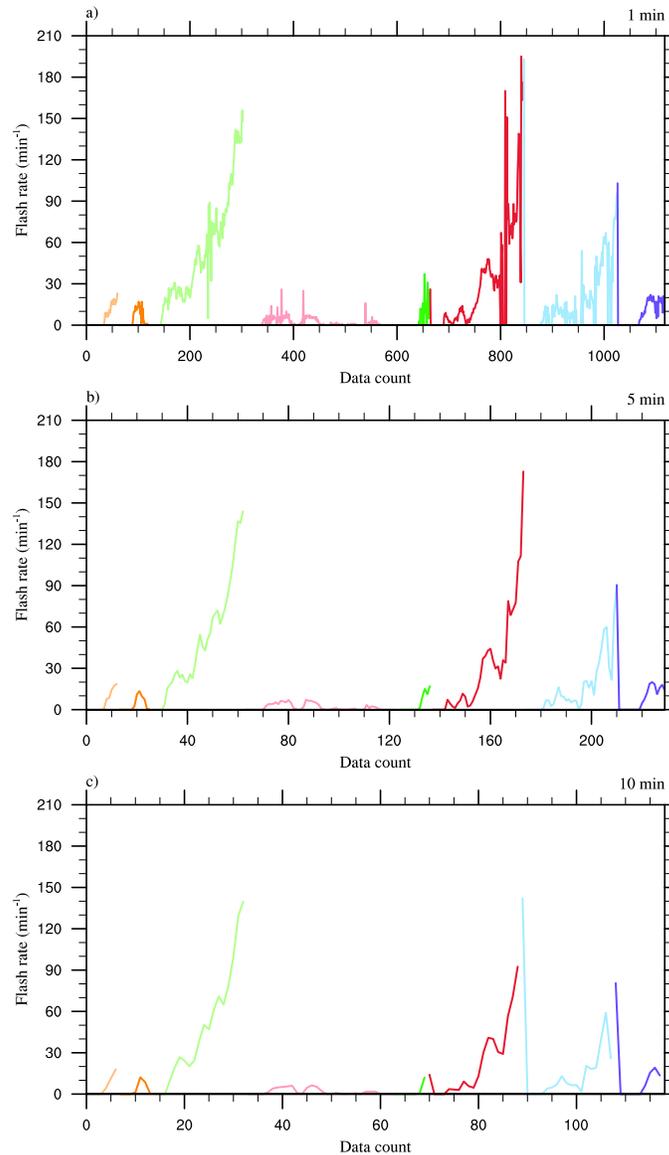


FIGURE 7.6 – Taux d'éclairs globaux de chaque orage calculés sur a) 1 min, b) 5 min et c) 10 min. Le code couleur est le même que pour la Figure 7.3. L'axe des abscisses est sans unité.

Le Tableau 7.3 présente les coefficients de corrélation obtenus avec des taux d'éclairs calculés et moyennés sur des périodes de 1, 5 et 10 minutes. Les relations entre l'activité électrique et la majorité des paramètres varient très peu en fonction de la période de calculs. Seul l'*IWP* présente une amélioration en moyennant le taux d'éclairs sur 5 ou 10 min. Ce résultat montre que ces relations sont peu sensibles à la manière de calculer le taux d'éclairs.

Paramètres	Taux d'éclairs moyenné sur		
	1 min	5 min	10 min
Altitude du sommet du nuage	0,06	0,07	0,09
w_{max}	0,42	0,43	0,46
Volume d'updraft	0,76	0,78	0,79
Masse totale de graupel	0,79	0,80	0,81
Produit des flux de masse de glace	0,76	0,79	0,80
<i>Ice Water Path</i>	0,10	0,31	0,31
Volume de l'écho radar 40 dBZ	0,31	0,33	0,33
Updraft moyen	0,78	0,79	0,76
Produit des masses de glace par w	0,66	0,68	0,69

TABLE 7.3 – Coefficients de corrélation lorsque le taux d'éclairs est moyenné sur 1 min, 5 min ou 10 min avec la paramétrisation de [Takahashi \(1978\)](#).

7.3.3 Influence de la paramétrisation des processus non-inductifs

[Barthe et Pinty \(2007\)](#) ont montré que la paramétrisation des processus non-inductifs était un élément important à prendre en compte dans la modélisation de l'activité électrique. En effet, en simulant le cas de [Weisman et Klemp \(1984\)](#), ils ont montré qu'une simulation avec la paramétrisation de [Takahashi \(1978\)](#) générait 819 éclairs en un peu plus d'1h30 de simulation (pour un rapport IC/CG de 10,4) alors que la paramétrisation de [Saunders et al. \(1991\)](#) produisait moins d'éclairs (494 au total avec un rapport IC/CG de 97,8). D'autres études ont également simulé un même orage avec des paramétrisations différentes ([Mansell et al., 2005](#)). Citons par exemple l'étude de [Kuhlman et al. \(2006\)](#) sur l'orage du 29 Juin 2000 lors de la campagne [STEPS](#). Ils ont montré qu'en changeant la paramétrisation des processus non-inductifs, les structures de charges sont différentes. De plus, le nombre d'éclairs varie suivant la paramétrisation des processus non-inductifs même si la tendance du taux d'éclairs reste la même.

L'étude de référence a été menée en utilisant la paramétrisation de [Takahashi \(1978\)](#). Nous avons vu qu'il existe plusieurs paramétrisations pour les processus non-inductifs. Ces paramétrisations diffèrent dans la polarité et l'amplitude des charges échangées. Ainsi, les structures de charges et par conséquent le taux d'éclairs varient suivant l'utilisation de telles paramétrisations. Suite à ces différentes études, il est donc légitime de se demander si les relations obtenues précédemment vont être modifiées si les processus non-inductifs sont décrits différemment.

Dans le but de comparer qualitativement les résultats obtenus avec une autre paramétrisation, nous avons tracé le taux d'éclairs obtenu avec la paramétrisation de [Takahashi \(1978\)](#) (f_{Takah}) en fonction du taux d'éclairs obtenu avec la paramétrisation de [Saunders et al. \(1991\)](#) (f_{Saun}) pour tous les orages. Nous obtenons ainsi une relation linéaire

$$f_{Takah} = 2,40 \times f_{Saun} + 12,14 \quad (7.12)$$

avec un coefficient de corrélation de 0,80 (Figure 7.7). La paramétrisation de [Takahashi \(1978\)](#) génère

donc environ deux fois plus d'éclairs que la paramétrisation de [Saunders et al. \(1991\)](#).

Dans le cas de la paramétrisation de [Takahashi \(1978\)](#), la charge échangée est fonction du contenu en eau liquide alors que celle de [Saunders et al. \(1991\)](#) utilise le contenu en eau effectif (contenu en eau liquide multiplié par l'efficacité de collection des gouttelettes d'eau surfondue par le graupel) ce qui implique moins d'eau surfondue. La paramétrisation de [Takahashi \(1978\)](#) possède une limite plus basse et permet de charger plus facilement à faible LWC qu'avec la paramétrisation de [Saunders et al. \(1991\)](#).

Cette relation peut également expliquer pourquoi l'orage HECTOR n'a pas produit d'éclairs avec la paramétrisation de [Saunders et al. \(1991\)](#). En effet, le taux d'éclairs de cet orage obtenu dans la sous-section précédente est d'environ 10 fl. min^{-1} ce qui se traduirait par un taux d'éclairs nul en utilisant la paramétrisation de [Saunders et al. \(1991\)](#) avec l'équation 7.12.

Le Tableau 7.4 résume les résultats obtenus avec la paramétrisation de [Saunders et al. \(1991\)](#). On note que les paramètres altitude du sommet du nuage, *Ice Water Path* (0,34 contre 0,06), volume de l'écho 40 dBZ (0,77 contre 0,31) et produit des masses de glace par w (0,74 contre 0,66) sont meilleurs que si la paramétrisation de [Takahashi \(1978\)](#) est utilisée. On constate également que les bons estimateurs avec la paramétrisation de [Takahashi \(1978\)](#) restent relativement bons même si les coefficients de corrélation sont plus faibles. On peut citer la masse de graupel ($r = 0,65$), le volume d'updraft ($r = 0,71$) ou le produit des flux de masse de glace ($r = 0,62$). Ce dernier résultat nous permet d'avoir une confiance dans ces paramètres puisqu'ils donnent de bons résultats avec les deux paramétrisations.

Paramètres	Régressions			
	Linéaire	Log.	Exp.	Puissance
Altitude du sommet du nuage	0,34	0,30	0,30	0,26
w_{max}	0,31	0,14	0,14	0,0
Volume d'updraft	0,65	0,28	0,62	0,37
Masse totale de graupel	0,71	0,54	0,69	0,64
Produit des flux de masse de glace	0,62	0,40	0,53	0,40
<i>Ice Water Path</i>	0,39	0,26	0,37	0,24
Volume de l'écho radar 40 dBZ	0,77	0,57	0,68	0,66
Updraft moyen	0,01	0,0	0,0	0,0
Produit des masses de glace par w	0,74	0,49	0,74	0,63

TABLE 7.4 – *Idem que Tableau 7.2 mais pour la paramétrisation de [Saunders et al. \(1991\)](#) et pour l'analyse globale.*

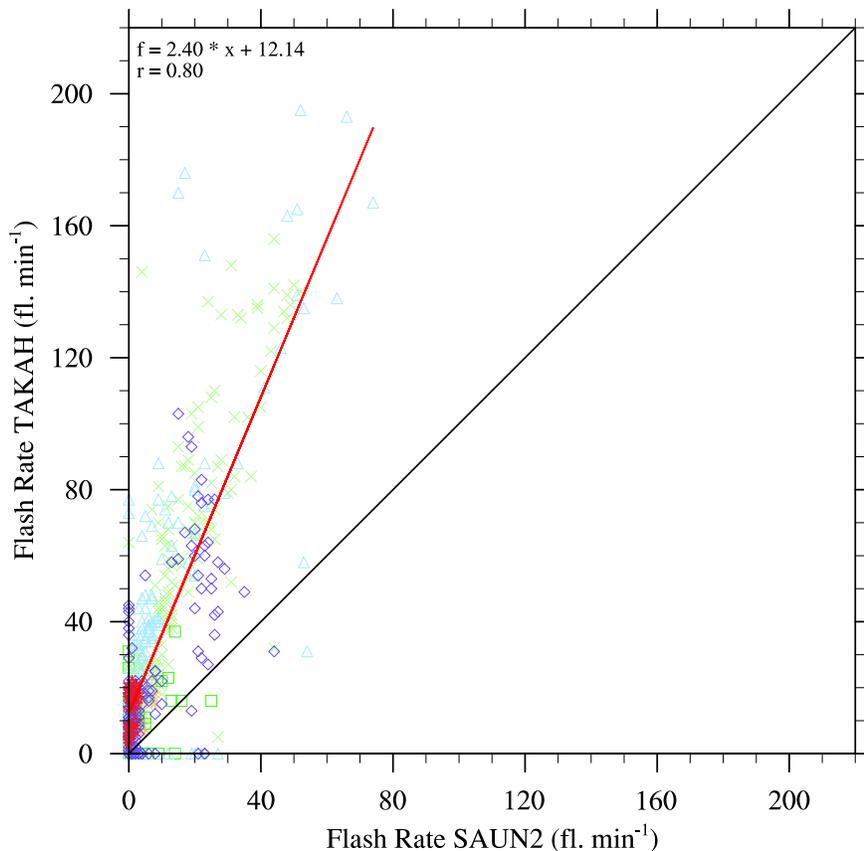


FIGURE 7.7 – Taux d'éclairs avec la paramétrisation de Takahashi (1978) en fonction du taux d'éclairs obtenu avec la paramétrisation de Saunders et al. (1991). Les différents marqueurs correspondent aux marqueurs utilisés dans la Figure 7.3. La courbe rouge représente la droite de régression linéaire alors que la courbe noire correspond à la droite $y = x$.

7.4 Analyse par cellule

Cependant, comme nous l'avons vu précédemment, les orages étudiés ne sont pas tous composés d'une cellule unique. Au même instant, il peut y avoir dans le domaine des cellules convectives à des stades différents d'évolution. Il est donc important de calculer les *proxies* non pas de façon globale dans tout le domaine mais en isolant chaque cellule de l'orage. Pour chaque cellule, on calcule les neuf paramètres et le taux d'éclairs.

De façon générale, on constate sur les Figures 7.8, 7.9 et 7.10 que les résultats obtenus avec cette méthode sont meilleurs que ceux liés à l'analyse globale. En effet, la quasi totalité des paramètres testés montrent des coefficients de corrélation plus élevés (0,93 contre 0,31 pour le volume de l'écho 40 dBZ ou 0,81 contre 0,76 pour le volume d'updraft), à l'exception de l'updraft moyen et du produit des masses de glace par w . Le volume de l'écho radar 40 dBZ se démarque des autres paramètres et affiche une corrélation de 93 % contre 31 % dans l'analyse globale.

Les valeurs des paramètres présentées lors de l'analyse globale ne sont donc pas représentatives de l'activité électrique des orages. En effet, les valeurs de volume d'updraft et de volume de l'écho 40 dBZ dans l'orage HECTOR sont plus faibles par cellule tandis que pour les autres orages, les ordres de grandeur sont assez équivalents. Les orages complexes de type "multicellule", "supercellules" ou *mesoscale convective system* (non étudiés ici) arborent des structures convectives plus variées que les autres orages. Ces systèmes peuvent présenter des zones convectives moins développées que les

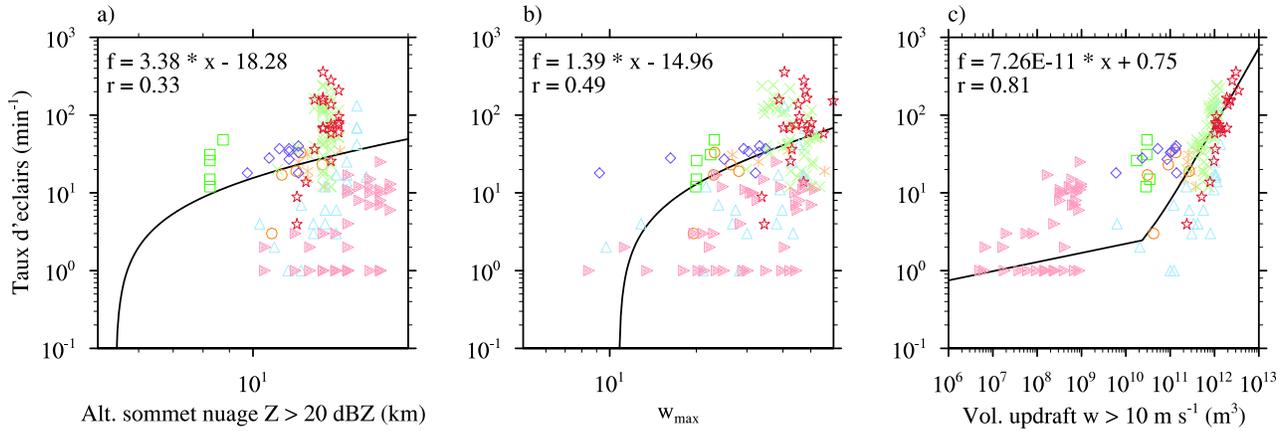


FIGURE 7.8 – Idem que Figure 7.3 mais pour l'analyse par cellule.

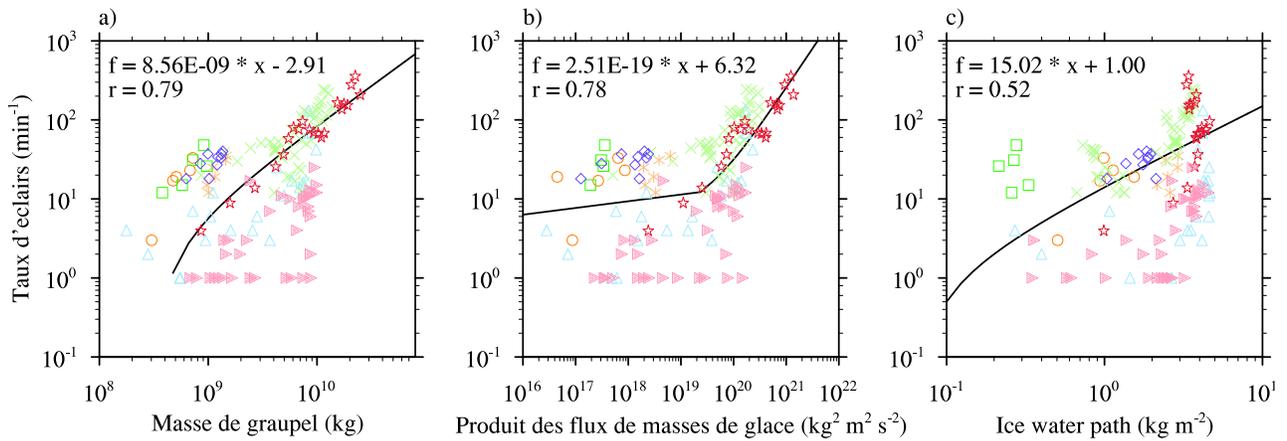


FIGURE 7.9 – Idem que Figure 7.4 mais pour l'analyse par cellule.

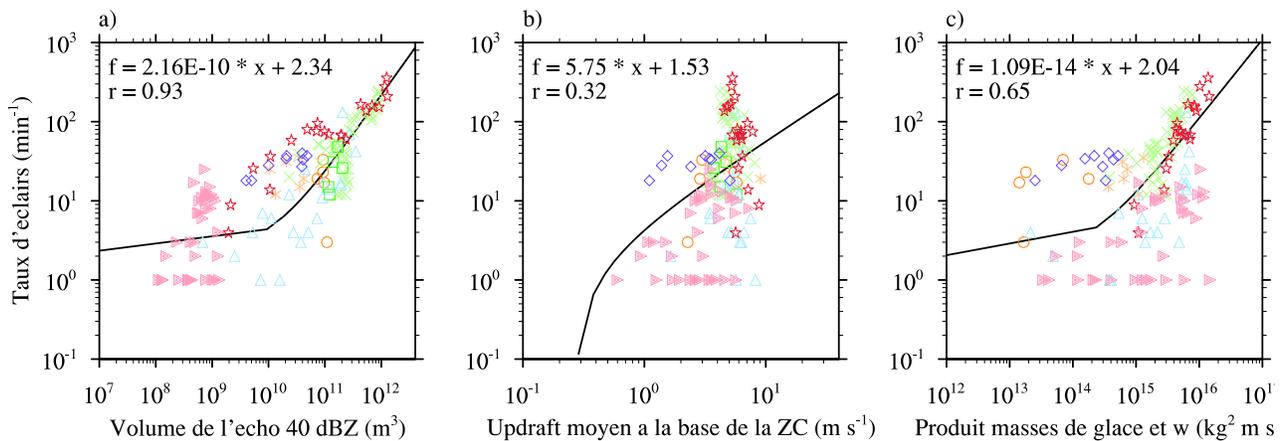


FIGURE 7.10 – Idem que Figure 7.5 mais pour l'analyse par cellule.

régions stratiformes ce qui peut engendrer les différences obtenues. De plus, le cas HECTOR est un cas “réel” *i.e.* la simulation est réalisée à partir de champs météorologiques plus réalistes et plus étendus qu’un radiosondage. Les caractéristiques de sol (topographie, type de végétation, ...) sont également prises en compte ce qui conduit à une atmosphère non homogène (à l’inverse des cas “idéalisés”). Plusieurs cellules peuvent se former et se développer à des stades différents tout au long de la simulation. En prenant chaque cellule individuellement, nous prenons en considération ce phénomène qui peut biaiser l’analyse globale.

7.4.1 Influence de la paramétrisation des processus non-inductifs

Tout comme dans l’analyse globale, nous nous sommes intéressés à l’impact de la paramétrisation des processus non-inductifs (Tableau 7.5). Les relations linéaires restent les meilleures régressions avec la paramétrisation de [Saunders et al. \(1991\)](#). Seuls les résultats obtenus avec cette relation sont donc présentés ici. L’apport de l’analyse par cellule n’est pas aussi flagrante que dans le cas de la paramétrisation de [Takahashi \(1978\)](#). En effet, les coefficients de corrélation évoluent peu, seul l’*Ice Water Path* voit sa relation avec l’activité électrique améliorée (0,39 → 0,45). Une fois de plus, les bons estimateurs restent le volume de l’écho radar 40 dBZ ($r = 0,75$), la masse totale de graupel ($r = 0,71$) et le produit des masses de glace par w ($r = 0,73$).

Paramètres	Coefficients de corrélation
Altitude du sommet du nuage	0,34
w_{max}	0,32
Volume d’updraft	0,67
Masse totale de graupel	0,71
Produit des flux de masse de glace	0,63
<i>Ice Water Path</i>	0,45
Volume de l’écho radar 40 dBZ	0,75
Updraft moyen	0,04
Produit des masses de glace par w	0,73

TABLE 7.5 – Coefficients de corrélation obtenus lors de l’analyse par cellule, avec la paramétrisation de [Saunders et al. \(1991\)](#).

7.4.2 Choix de l’intervalle de temps pour calculer le nombre d’éclairs

Tout comme la sous-section 7.3.2, le calcul du nombre d’éclairs peut modifier les résultats obtenus. Le nombre d’éclairs peut donc être déterminé de différentes façons : centré sur l’échéance ou décentré à droite ou à gauche avec des intervalles plus ou moins longs. Ainsi, la méthode utilisée pourra faire varier les corrélations puisque, théoriquement, il faut un certain délai entre séparation des charges et déclenchement d’un éclair (Fig. 1 de [Barthe et Pinty \(2007\)](#)). [Kuhlman et al. \(2006\)](#) a montré que les corrélations entre taux d’éclairs et paramètres étudiés (après avoir retiré la tendance

de chaque paramètre) pouvaient être maximales lorsqu’il existait un délai entre les deux séries temporelles. Ils montrent que le volume de graupel est mieux corrélé à l’activité électrique sans aucun délai entre les deux séries ($r = 0,75$ en moyenne) tandis que la corrélation entre le volume d’updraft et le taux d’éclairs est maximale ($r = 0,72$ en moyenne) pour un délai de 4 min (le volume d’updraft précède le taux d’éclairs).

Les Figures 7.11 et 7.12 représentent l’évolution du coefficient de corrélation en fonction de l’intervalle de temps choisi pour calculer le nombre d’éclairs. L’axe des abscisses pour les graphes de gauche correspond à des intervalles centrés sur chaque minute entre deux “mesures”. Par exemple, les corrélations obtenues à $x = 120$ correspondent aux corrélations obtenues en calculant le taux d’éclairs 120 s après la date de l’échéance. Les courbes de droite représentent le coefficient de corrélation obtenu lorsque le nombre d’éclairs est calculé dans un intervalle centré sur le lag 0 (le lag correspond à la différence temporelle entre deux séries temporelles). Ainsi, “30” correspond à un intervalle de ± 30 s autour de l’échéance.

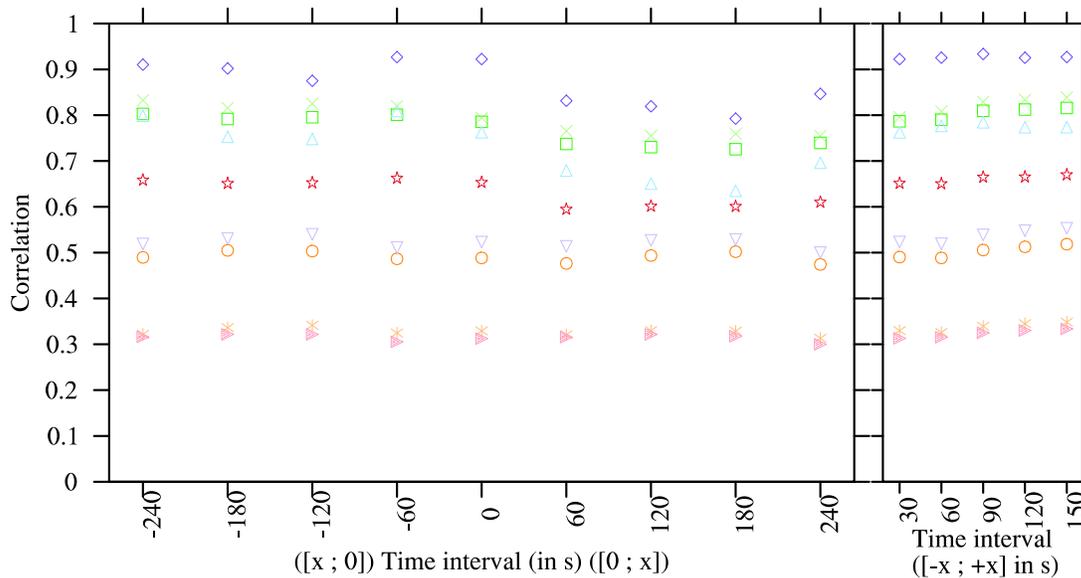


FIGURE 7.11 – Évolution du coefficient de corrélation de chaque paramètre en fonction de l’intervalle de temps utilisé pour le calcul du nombre d’éclairs pour la paramétrisation de [Takahashi \(1978\)](#). Les * oranges, les ◦ oranges, les × verts, les □ verts, les △ bleus, les ▽ mauves, les ◇ violets, les ▷ roses et les ★ rouges correspondent à l’altitude du sommet du nuage, w_{max} , le volume d’updraft, la masse totale de graupel, le produit des flux, l’Ice Water Path, le volume de l’écho 40 dBZ, l’updraft moyen et le produit des masses de glace par w , respectivement.

La Figure 7.11 regroupe les résultats obtenus avec la paramétrisation de [Takahashi \(1978\)](#). On peut noter que les corrélations ont toujours une valeur au dessus de 0,3 et peuvent même dépasser 0,9 pour le volume de l’écho 40 dBZ. Pour quatre paramètres (volume d’updraft, masse de graupel, produit des flux et volume de l’écho 40 dBZ), le maximum de corrélation intervient au lag -60 s ce qui traduit que l’activité électrique précède l’activité dynamique et/ou microphysique. Ce résultat est assez surprenant puisque l’inverse serait attendu. En effet, l’activité électrique est vue comme la conséquence des conditions dynamiques et microphysiques régnant dans un orage. Néanmoins,

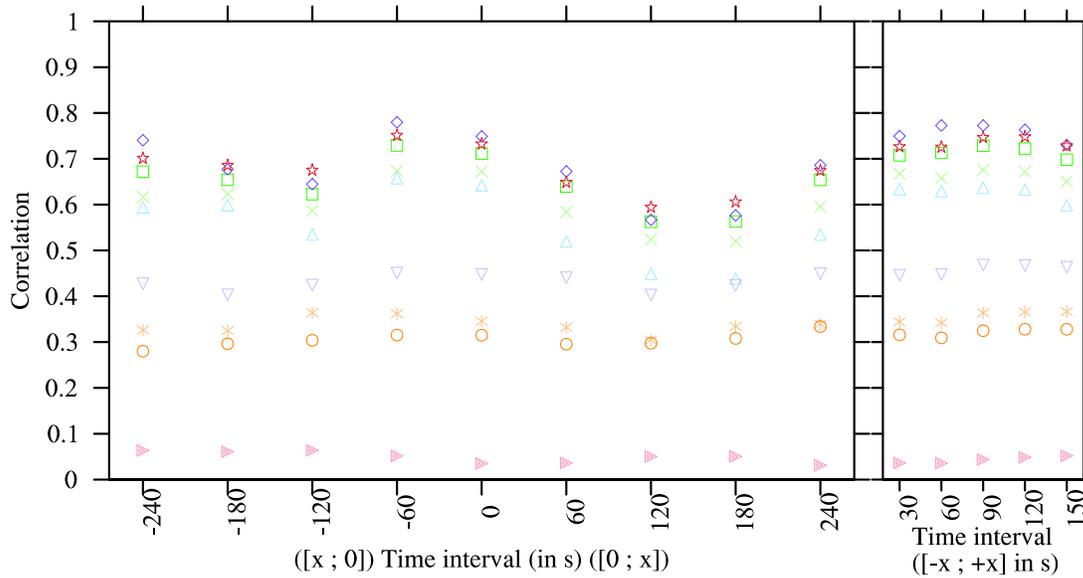


FIGURE 7.12 – Idem que la Figure 7.11 mais pour la paramétrisation de *Saunders et al. (1991)*.

les coefficients de corrélation présentent peu de variabilité, prouvant qu’ici aussi, la méthode pour calculer le taux d’éclairs impacte peu les résultats. Hormis le volume de l’écho 40 dBZ, lorsque l’intervalle de temps augmente, les corrélations des paramètres augmentent aussi (Fig. 7.11, graphe de droite).

En utilisant des intervalles centrés sur le *lag* 0, on observe un maximum de corrélation pour un intervalle de ± 90 s. De plus, avec cette méthode de calcul, trois groupes de *proxies* semblent se dessiner : un groupe de bons estimateurs avec des corrélations supérieures à 0,75 (volume d’updraft, masse de graupel, produit des flux et volume de l’écho 40 dBZ), un second groupe d’estimateurs corrects où $0,7 > r > 0,45$ (IWP, w_{max} et le produit des masses de glace par w) et enfin un groupe de “mauvais” *proxies* (altitude du sommet du nuage et updraft moyen). Il est à noter que w_{max} et H , qui sont couramment utilisés dans les modèles pour diagnostiquer le taux d’éclairs ne peuvent être considérés dans notre étude comme des *proxies* du taux d’éclairs.

Quel que soit le choix de l’intervalle de temps utilisé (décentré ou centré), les coefficients de corrélation restent relativement constants. Ainsi, le choix de l’intervalle de temps n’est pas un élément critique dans l’estimation du taux d’éclairs par des paramètres dynamique et microphysiques.

La Figure 7.12 rassemble les résultats obtenus avec la paramétrisation de *Saunders et al. (1991)*. Les coefficients de corrélation sont plus faibles dans le cas présent. Sans surprise, les meilleures corrélations proviennent des mêmes estimateurs (volume d’updraft, masse de graupel, produit des flux et volume de l’écho 40 dBZ) auxquels s’est rajouté le produit des masses de glace par w . La figure de droite est quant à elle très comparable à celle pour la paramétrisation de *Takahashi (1978)*, avec cette faible variabilité des coefficients de corrélation.

Comme avec la paramétrisation de *Takahashi (1978)*, on observe également trois groupes de paramètres mais différents de ceux de la Figure 7.11. Le groupe des bons estimateurs est le même (volume

d'updraft, masse de graupel, produit des flux et volume de l'écho 40 dBZ), le groupe des estimateurs corrects se compose cette fois-ci de 3 paramètres (l'altitude du sommet du nuage, w_{max} et l' IWP) et le dernier groupe correspond à l'updraft moyen avec des coefficients de corrélation inférieurs à 0,1. Les résultats obtenus avec la paramétrisation de [Saunders et al. \(1991\)](#) présentent cependant une plus grande variabilité. Dans les deux cas, le maximum de corrélation pour les bons *proxies* est obtenu lorsque le taux d'éclairs est calculé 1 minute avant l'échéance. Ce résultat diffère des travaux de [Wiens et al. \(2005\)](#) et [Kuhlman et al. \(2006\)](#). Les premiers ont montré au moyen d'observations que le *lag* 0 donnait les meilleures corrélations entre le taux d'éclairs total et le volume d'updraft calculé pour $w > 10 \text{ m s}^{-1}$ ($r = 0,95$), le volume de graupel ($r = 0,95$) et le volume de grêle ($r = 0,90$). Pour mieux se rendre compte du lien entre le taux d'éclairs et ces paramètres, ils ont enlevé la tendance par rapport au volume du nuage de chaque série et obtiennent ainsi une série résiduelle. Les corrélations sont moins bonnes : $r = 0,68$ pour le volume d'updraft, $r = 0,84$ pour le volume de graupel et $r = 0,58$ pour le volume de grêle) au *lag* 0. Le volume de grêle est le seul paramètre présenté qui est mieux corrélé au taux d'éclairs pour un *lag* différent de 0. Ainsi, la meilleure corrélation est obtenue lorsque le taux d'éclairs précède d'environ 10–15 min le volume de grêle. D'après eux, ce résultat confirme l'idée que la grêle ne joue pas un rôle dominant dans le processus de séparation des charge. [Kuhlman et al. \(2006\)](#) ont adopté une approche similaire mais dans le cadre de la modélisation. Ils montrent ainsi, après avoir enlevé la tendance de chaque paramètre, que le *lag* 0 (4–5 min) permet d'avoir une corrélation maximale entre le taux d'éclairs total et le volume de graupel (volume d'updraft et flux de masse d'updraft).

7.5 Conclusions

Dans cette partie, nous avons montré que les meilleurs estimateurs de l'activité électrique étaient la masse de graupel, le volume d'updraft pour $w > 10 \text{ m s}^{-1}$ et le produit des flux de masse de glace, quel que soit l'approche utilisée. Lorsque l'on modifie la paramétrisation des processus non-inductifs, les corrélations sont modifiées. En particulier, la paramétrisation de [Takahashi \(1978\)](#) permet d'avoir des relations plus fortes. Il apparaît néanmoins que certains paramètres tels que la masse de graupel reste un bon estimateur quel que soit la paramétrisation utilisée. De plus, il s'est avéré qu'une régression linéaire était, en général, le meilleur moyen de représenter l'activité électrique en fonction dudit paramètre.

Dans l'optique d'appliquer ces résultats à des cas réels et en se basant sur l'étude de [Buguet \(2012\)](#), nous avons procédé à une étude par cellule, l'orage n'étant plus considéré dans son ensemble mais uniquement par cellule convective. Lorsque l'on considère des orages assez complexes, comme l'orage HECTOR, on montre que les relations sont meilleures que lors de l'analyse globale. En effet, la présence de plusieurs cellules à des niveaux de développement et d'électrification différents va influencer les résultats globaux alors qu'elles ne seront pas systématiquement prises en compte lors de l'analyse par cellule. Avec cette approche, le volume de l'écho 40 dBZ s'est avéré être un bon estimateur du taux d'éclairs contrairement aux résultats avec l'approche globale.

Dans les études de [Wiens et al. \(2005\)](#) et [Kuhlman et al. \(2006\)](#), les corrélations entre l'activité électrique et les paramètres étudiés sont maximales au *lag* 0 ou en considérant un retard pour le taux d'éclairs. Nous obtenons des résultats quelque peu différents et il serait intéressant de savoir pourquoi dans [Meso-NH](#) les corrélations sont meilleures lorsque le taux d'éclairs précède l'évolution

des paramètres.

Cette étude montre également quelques limitations dans les perspectives d'utilisation de ces relations. En effet, il semble peu probable que ces relations soient directement utilisables dans d'autres modèles puisque la dynamique et la microphysique sont spécifiques à chaque modèle. Ainsi, la même étude réalisée avec un CRM différent donnera des résultats différents. Une autre remarque concerne le schéma électrique puisque, même s'il essaie de reproduire le plus physiquement possible la nature des éclairs, ce schéma nécessite d'être "calibré" aux moyens d'observations. Ce travail fait partie des missions de la campagne HyMeX dans le sud-est de la France.

Chapitre 8

Conclusions et Perspectives

L'objectif principal de cette thèse était d'étudier l'activité électrique des cyclones tropicaux du bassin sud-ouest Indien en couplant observations et modélisation.

Notre étude a débuté par la première climatologie de l'activité électrique dans le bassin sud-ouest Indien. L'un des objectifs de ce travail était de valider les données du [WVLLN](#) en comparant la climatologie obtenue avec celle de [Christian et al. \(2003\)](#) obtenue en utilisant les données du capteur satellitaire [OTD](#). Nous avons montré que le [WVLLN](#) était capable de rendre compte des grandes tendances de l'activité électrique dans le bassin. En effet, les éclairs sont produits principalement en Indonésie, au sud du Sri Lanka, à Madagascar et au dessus des lacs de l'Afrique de l'Est. Les zones où l'activité électrique est moins active, voire inexistante, correspondent aux zones de subsidence de grande échelle comme la branche subsidente de la cellule de Hadley ou celle de la cellule de Walker. Nous montrons également que l'activité électrique dans le sud-ouest de l'océan Indien connaît un cycle saisonnier : saison active en été austral (saison humide) et saison calme en hiver austral (saison sèche). La production d'éclairs est régie par la présence de la [ZCIT](#) qui s'étend sur tout le bassin durant la saison humide. Durant la saison sèche, l'anticyclone des Mascareignes inhibe la convection. L'été austral est aussi la période au cours de laquelle les cyclones tropicaux se développent dans le bassin sud-ouest Indien. Dans une certaine région océanique, entre 10° S et 20° S, les cyclones tropicaux sont la source majeure d'éclairs, contribuant de 50 à 100% de l'activité totale. Ce travail a eu donc un double intérêt puisque nous avons montré que les données du [WVLLN](#) restituaient correctement l'activité électrique dans le bassin et que les cyclones tropicaux pouvaient contribuer de façon significative à la production d'éclairs dans le bassin.

À partir de ce résultat, nous nous sommes intéressés plus spécifiquement à l'activité électrique des cyclones tropicaux du sud-ouest de l'océan Indien pendant les saisons cycloniques 2005/2006 à 2012/2013. De par la configuration du bassin, notre étude a été réalisée dans 3 régions différentes : l'océan ouvert, une région proche de la côte est de Madagascar et le Canal du Mozambique. Dans chaque région, nous observons un comportement différent en fonction de l'intensité. Dans l'océan ouvert, l'activité électrique est maximale dans la région du mur de l'œil et décroît en s'éloignant du centre. Contrairement aux autres études, nous avons montré que les stades les plus intenses ([CT](#) et [CTI](#)) produisaient le plus d'éclairs. Dans les bandes externes, l'activité électrique est constante mais relativement faible. Globalement, les éclairs sont déclenchés de préférence dans les quadrants avant et droit (relatifs au déplacement) des systèmes. Du côté des changements d'intensité, les phases d'inten-

sification/affaiblissement rapide sont plus fréquemment accompagnées par des éclairs, contrairement aux phases d'intensification/affaiblissement plus faibles. Lorsqu'un système au stade **CT** s'intensifie rapidement, le nombre de périodes avec activité électrique augmente dans les bandes externes. Concernant la région près de la côte est de Madagascar (jusqu'à 400 km), nous observons deux distributions. Pendant les phases **TTM**, les éclairs sont situés près du centre, surtout dans le quadrant droit, alors que pendant les autres phases (**FTT**, **CT** et **CTI**), ils sont localisés principalement dans les bandes pluvieuses internes (quadrants gauche et arrière). Enfin, le Canal du Mozambique peut être vu comme un intermédiaire entre les deux précédentes régions mais avec un comportement beaucoup plus complexe. Cependant, un plus grand nombre de cas d'étude est nécessaire afin d'aboutir à des résultats significatifs.

La troisième partie de ce travail a porté sur l'aspect modélisation de l'activité électrique dans les cyclones tropicaux. Pour cela nous avons utilisé le modèle communautaire **Meso-NH**. L'originalité et l'intérêt de ce modèle est qu'il intègre un schéma électrique explicite capable de reproduire la structure tridimensionnelle d'un éclair et de neutraliser les charges à l'intérieur du nuage. Une première étape vers la compréhension entre activité électrique et changements d'intensité des cyclones tropicaux a été de réaliser une simulation idéalisée, c'est-à-dire dans des conditions où l'environnement et les flux synoptiques sont imposés. Cette démarche permet donc de s'affranchir des effets de l'environnement et de se focaliser pleinement sur les processus internes responsables du déclenchement d'un éclair. La première simulation de l'activité électrique d'un cyclone tropical mature a reproduit les principales caractéristiques de ce qui a été observé avec les données du **WVLLN** : production d'éclairs principalement dans la région du mur de l'œil et caractère épisodique de l'activité électrique. L'activité électrique se produit en début et en fin de simulation, lorsque le système amorce son affaiblissement. Trois stades d'évolution du système sont distingués. De 0 à 200 min, l'activité électrique et le vent vertical dans les basses couches sont soutenus, le contenu en eau liquide dans les basses couches est relativement important malgré des valeurs assez basses de θ_e . La structure de charges est un tripôle inversé (couche de charges positives entre deux couches de charges négatives) et les éclairs sont de préférence générés entre 5 et 9 km d'altitude. La deuxième phase correspond à la période 200–720 min qui voit l'activité électrique devenir quasi nulle. Le module du vent horizontal décroît jusqu'à 600 min où on observe un renforcement des vents dans les basses couches. θ_e présente le même comportement que le vent horizontal : faibles valeurs au début de cette période puis augmentation synonyme d'une humidification des basses couches. Cette période est aussi caractérisée par des subsidences plus marquées dans les basses couches (< 5 km). Enfin, dans la dernière partie de la simulation, les subsidences s'affaiblissent, les ascendances se renforcent autour de 9 km et l'activité électrique reprend. Contrairement au début de la simulation, l'altitude de déclenchement des éclairs est en moyenne plus élevée, se trouvant entre 9 et 15 km.

La dernière partie de cette thèse s'est concentrée sur le lien entre activité électrique et paramètres dynamiques et microphysiques simulés dans **Meso-NH**. Le but de cette étude était d'obtenir des relations simples qui permettent d'estimer le taux d'éclairs à partir de paramètres du modèle. Les éclairs produisant des NO_x qui sont des précurseurs de l'ozone troposphérique, gaz à effet de serre, l'activité électrique est un élément qui doit être pris en compte dans les modèles de chimie-transport. Huit orages ont été simulés et analysés conjointement afin d'obtenir des résultats qui puissent s'appliquer sur un grand nombre de cas. Ce travail s'est intéressé à neuf paramètres qui se rencontrent souvent dans la littérature : l'altitude du sommet du nuage, le maximum d'updraft, le volume d'updraft pour $w > 10 \text{ m s}^{-1}$, la masse totale de graupel, le produit des flux de masse de glace précipitante et non-précipitante, le volume du nuage, le volume de l'écho radar 40 dBZ, l'*Ice Water Path*, l'épaisseur du

nuage glacé, l'updraft moyen à la base de la zone de chargement et un paramètre récemment développé, le produit des masses de glace et de w . Dans un premier temps, nous avons considéré l'orage dans sa totalité. Nous avons montré que les meilleurs *proxies* étaient la masse de graupel, le volume d'updraft pour $w > 10 \text{ m s}^{-1}$ et le produit des flux de masse de glace. Les bons estimateurs restent les mêmes, que l'on utilise la paramétrisation de [Takahashi \(1978\)](#) ou celle de [Saunders et al. \(1991\)](#). En général, la relation entre paramètres et taux d'éclairs est une relation linéaire. Dans un second temps, l'étude s'est restreinte aux zones convectives de l'orage définies par un maximum de réflectivité radar supérieure à 40 dBZ et dont l'extension horizontale est donnée par l'écho 30 dBZ. Cette démarche a été choisie car les orages possèdent, en général, une structure plus complexe qu'une simple cellule convective. La présence de plusieurs cellules à des niveaux de développement et d'électrification différents va influencer les résultats globaux alors qu'elles ne seront pas systématiquement prises en compte lors de l'analyse par cellule. Lorsque les processus non inductifs sont décrits par la paramétrisation de [Takahashi \(1978\)](#), l'analyse par cellule présente de meilleurs résultats que l'analyse globale. Nous avons également montré que les relations étaient peu sensibles à la manière de calculer le taux d'éclairs. Les corrélations entre paramètres et activité électrique restent relativement constantes malgré le centrage ou décentrage et la longueur de l'intervalle de temps utilisé.

Plusieurs perspectives à ces différents travaux sont envisageables. Du point de vue de l'activité électrique aux abords de La Réunion, il serait intéressant d'utiliser les différentes classes de temps définies par le Bureau d'Étude Climatique de la Direction InterRégionale de La Réunion. Au total, 10 classes ont été recensées : 4 classes pour la saison sèche (classe HIVER) et 6 classes pour la saison humide (classe ÉTÉ). La distribution spatio-temporelle de l'activité électrique aux abords de l'île pourrait être analysée dans chaque classe afin de déterminer les conditions dans lesquelles sont produits de préférence les éclairs. Selon les résultats, l'étude sur les *proxies* pourrait être étendue aux observations issues du [WVLLN](#), des données radar et des données de Météo-France.

Concernant l'activité électrique des cyclones tropicaux du sud-ouest de l'océan Indien, l'analyse devra être reprise dans le Canal du Mozambique et près de la côte est de Madagascar avec des saisons cycloniques supplémentaires. Cela permettra d'avoir une base de données plus importante dans ces deux régions et d'obtenir des résultats statistiquement significatifs. Une autre perspective porterait sur l'étude des outbreaks. De façon similaire à ce qui a été fait dans le Chapitre 5, nous étudierions les pics d'activité électrique en fonction des phases d'intensité. Durant toute cette thèse, nous avons utilisé les données du [WVLLN](#) car c'est le seul réseau de détection global d'éclairs à fournir des données sur une aussi longue période. Depuis peu, les données du GLD360 sont accessibles gratuitement à la communauté scientifique. Bien que ce réseau global ne détecte que les CG, il possède une efficacité de détection assez élevée (70% et plus). Il serait donc intéressant d'analyser l'apport d'un tel système sur l'étude des systèmes dépressionnaires tropicaux.

La partie modélisation de l'activité électrique des cyclones tropicaux offre également un certain nombre de perspectives. Tout d'abord, de nouvelles simulations du cyclone idéalisé vont être réalisées afin de tester la paramétrisation de [Takahashi \(1978\)](#). Le but serait de vérifier si le taux d'éclairs est similaire (en tendance) à celui présenté dans cette thèse. Les cyclones tropicaux peuvent s'intensifier de plusieurs manières : interaction avec l'environnement, contenu thermique océanique plus important, dynamique interne ... Si le cadre idéalisé offre certains avantages pour la compréhension des processus internes, l'effet de l'environnement ne doit pas être délaissé. Ainsi, il est utile, afin d'avoir une compréhension globale de l'activité électrique, de simuler un cyclone dans des conditions réelles. On pourra s'intéresser plus en détails à l'activité électrique d'un cyclone tropical ayant connu un (ou

des) phase(s) d'intensification rapide et/ou cycle(s) de remplacement du mur de l'œil. Durant cette thèse, nous avons tenté de simuler des cas "réels" (cyclones tropicaux *Giovanna* et *Felleng*). La principale difficulté fut un problème d'initialisation. *Meso-NH* peut utiliser des analyses provenant de modèles français comme *ARPEGE*, *ALADIN* ou *AROME*, ou des analyses du *CEPMMT* comme champs d'initialisation. Cependant, ces données sont importantes et vont gouverner l'évolution du système et la qualité de ces analyses va se répercuter sur les résultats. Une bonne représentation de la trajectoire ainsi que la structure s'est montrée nécessaire pour réussir à reproduire correctement le cycle de vie des cyclone. Dans le cas de *Giovanna* (2012), les analyses fournissaient à *Meso-NH* un vortex cyclonique trop dilaté alors que dans le cas *Felleng* (2013), le problème venait de la trajectoire. Ces deux échecs montrent bien qu'il faut trouver des méthodes d'initialisation performantes. Différentes méthodes existent et l'assimilation de données d'éclairs pourrait être un bon compromis. Pour cela, deux techniques sont envisageables selon la résolution choisie. Pour des résolutions horizontales assez importantes (> 8 km), la convection profonde est paramétrée. Les données d'éclairs serviraient tout d'abord à activer ou inhiber la convection dans les régions où des éclairs sont présents ou absents en rajoutant ou supprimant de la vapeur d'eau dans la colonne atmosphérique (*Mansell et al., 2007; Fierro et al., 2012*). L'autre technique utiliserait directement les résultats obtenus dans l'étude des *proxies*. Pour des résolutions assez fines où la convection est résolue de manière explicite, les relations taux d'éclairs/paramètres permettraient de modifier directement les champs dynamiques et/ou microphysiques du modèle. Par exemple, nous avons obtenu de bons résultats avec la masse de graupel. En assimilant les données d'éclairs et grâce à la relation existante, les régions où de l'activité électrique est détectée pourraient voir leur masse de graupel augmenter. Quant aux données à utiliser, les réseaux de détection globaux (*WWLLN* et *GLD360*) pourraient être utilisés mais n'oublions pas les données issues des capteurs satellitaires déjà existants (comme ceux fournies par *LIS*) mais aussi ceux qui vont être lancés, en particulier la troisième génération des satellites Météosat *MTG-LI* avec son détecteur optique d'éclairs qui couvrira une partie du bassin sud-ouest de l'océan Indien.

Une étape importante dans la modélisation de l'activité électrique va être l'étape de validation liée à la campagne de mesures *HyMeX* dans le sud-est de la France. La richesse des données (*LMA*, réseaux régionaux de détection des éclairs, moulins à champ, radars polarimétriques...) sera un cadre idéal pour évaluer le schéma électrique de *Meso-NH*.

Liste des acronymes

ALADIN	Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNationale
ARPEGE	Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle
AROME	Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Echelle
CAPE	Convective Available Potential Energy
CCN	Cloud Condensation Nuclei
CCOPE	Cooperative CONvective Precipitation Experiment
CDO	Central Dense Overcast
CELLS	Cloud ELEctrification and Lightning Scheme
CEPMMT	Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme
CEW	Critical Effective Water
CG	Cloud-to-Ground
CISK	Conditional (or Convergence) Instability of the Second Kind
CLDN	Canadian Lightning Detection Network
CMRS	Centre Météorologique Régional Spécialisé
CNRM	Centre National de Recherche Météorologique
CRM	Cloud Resolving Model
CRYSTAL-FACE	Cirrus Regional Study of Tropical Anvils and Cirrus Layers-Florida Area Cirrus Experiment
CT	Cyclone Tropical
CTI	Cyclone Tropical Intense
CTM	Chemical and Transport Model
CTTI	Cyclone Tropical Très Intense
DC3	Deep Convective Clouds and Chemistry Projet
DT	Dépression Tropicale
ENSO	El-Niño-Southern Oscillation
EULINOX	EUropean LIghtning Nitrogen OXides project

EW	Effective Water content
FTT	Forte Tempête Tropicale
GCM	Global Climate Model
GLM	Geostationary Lightning Mapper
GOES-R	Geostationary Operational Environmental Satellite-R series
GPS	Global Positioning System
HyMeX	Hydrological cycle in Mediterranean EXperiment
IC	Intra-Cloud
IOD	Indian Ocean Dipole
JET	Jet d'Est Tropical
JOST	Jet d'Ouest SubTropical
LA	Laboratoire d'Aérodynamique
LASA	Los Alamos Sferic Array
LI	Lightning Imager
LINET	LIghtning NETwork
LiNOx	Lightning NOx
LIS	Lightning Imaging Sensor
LLDN	Long range Lightning Detection Network
LMA	Lightning Mapping Array
LWC	Liquid Water Content
MCS	Mesoscale Convective System
Meso-NH	Modèle méso-échelle Non-Hydrostatique
MJO	Oscillation de Madden-Julian
MPN	Modèle de Prévision Numérique
MTG-LI	Meteosat Third Generation-Lightning Imager
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCEP/NCAR	National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research
NET	Near Equatorial Trough
NLDN	National Lightning Detection Network
OMM	Organisation Mondiale de la Météorologie
OTD	Optical Transient Detector
PPM	Piecewise Parabolic Method
PR	PrecipitationRadar

PT	Perturbation Tropicale
QBO	Oscillation Quasi-Biennale
RAR	Rime Accretion Rate
ROCI	Radius of the Outer Closed Isobar
RVM	Rayon de Vent Maximum
STEPS	Severe Thunderstorm Electrification and Precipitation Study
STERAO	Stratospheric-Tropospheric Experiment : Radiation, Aerosols and Ozone
TOA	Time Of Arrival
TOGA	Time Of Group Arrival
TRMM	Tropical Rainfall Measurement Mission
TSM	Température de Surface de la Mer
TT	Tempête Tropicale
TTM	Tempête Tropicale Modérée
VHF	Very High Frequency
VLF	Very Low Frequency
WISHE	Wind-Induced Surface Heat Exchange
WLLN	World Wide Lightning Location Network
WRF	Weather Research and Forecasting
ZCIT	Zone de Convergence InterTropicale
ZCPS	Zone de Convergence du Pacifique Sud

Bibliographie

- Abarca, S. F., K. L. Corbosiero, et T. J. Galarneau Jr., 2010 : An evaluation of the World Wide Lightning Location Network (WWLLN) using the National Lightning Detection Network (NLDN) as ground truth. *J. Geophys. Res.*, **115**, D18 206, doi :10.1029/2009JD013411.
- Abarca, S. F., K. L. Corbosiero, et D. Vollaro, 2011 : The World Wide Lightning Location Network and convective activity in tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 175–191.
- Abatzoglou, J. T. et T. J. Brown, 2009 : Influence of the Madden-Julian Oscillation on summertime cloud-to-ground lightning activity over the continental United States. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 3596–3601.
- Antonescu, B. et S. Burcea, 2010 : A cloud-to-ground lightning climatology for Romania. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 579–591.
- Atkinson, G. D. et C. R. Holliday, 1977 : Tropical cyclone minimum sea level pressure/maximum sustained wind relationship for the western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 421–427.
- Balaguru, K., P. Chang, R. Saravanan, L. R. Leung, Z. Xu, M. Li, et J.-S. Hsieh, 2012 : Ocean barrier layers' effect on tropical cyclone intensification. *Proc. Natl. Acad. Sci. (USA)*, **109(36)**, 14 343–14 347.
- Barnes, S. L. et C. W. Newton, 1982 : *Thunderstorms : A Social, Scientific, and Technological Documentary, Vol. 2, Thunderstorm Morphology and Dynamics*, E. Kessler, Ed., U.S. Dept. of Commerc., Washington, D. C., chap. Thunderstorms in the synoptic setting, 109–171.
- Barthe, C., 2005 : Etude de l'activité électrique des systèmes orageux à l'aide du modèle Méso-NH. Ph.D Thesis, Université Toulouse III – Paul Sabatier.
- Barthe, C. et M. C. Barth, 2008 : Evaluation of a new lightning-produced NO_x parameterization for cloud resolving models and its associated uncertainties. *Atmos. Chem. Phys.*, **8**, 4691–4710.
- Barthe, C., M. Chong, J.-P. Pinty, C. Bovalo, et J. Escobar, 2012 : CELLS v1.0 : updated and parallelized version of an electrical scheme to simulate multiple electrified clouds and flashes over large domains. *Geosci. Model Dev.*, **5**, 167–184.
- Barthe, C., W. Deierling, et M. Barth, 2010 : The estimations of total lightning from various storm parameters : A cloud-resolving model study. *J. Geophys. Res.*, **115 (D24202)**, doi :10.1029/2010JD014405.

- Barthe, C., G. Molinié, et J.-P. Pinty, 2005 : Description and first results of an explicit electrical scheme in a 3D cloud resolving model. *Atmospheric Research*, **76**, 95–113.
- Barthe, C. et J.-P. Pinty, 2007 : Simulation of a supercellular storm using a three-dimensional mesoscale model with an explicit lightning flash scheme. *J. Geophys. Res.*, **112 (D06210)**, doi : 10.1029/2006JD007484.
- Barthe, C., J.-P. Pinty, et C. Mari, 2007 : Lightning-produced NO_x in an explicit electrical scheme : a STERAO case study. *J. Geophys. Res.*, **112 (D04302)**, doi :10.1029/2006JD007402.
- Bechtold, P., E. Bazile, F. Guichard, P. Mascart, et E. Richard, 2001 : A mass-flux convection scheme for regional and global models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 869–886.
- Bègue, N., H. Bencherif, V. Sivakumar, G. Kirgis, N. Mze, et J. L. de Bellevue, 2010 : Temperature variability and trends in the UT-LS over a subtropical site : Reunion (20.8° S, 55.5° E). *Atmos. Chem. Phys.*, **10 (17)**, 8563–8574, doi :10.5194/acp-10-8563-2010.
- Beirle, S., H. Huntrieser, et T. Wagner, 2010 : Direct satellite observation of lightning-produced NO_x. *Atmos. Chem. Phys.*, **10 (22)**, 10 965–10 986, doi :10.5194/acp-10-10965-2010.
- Bencherif, H., R. D. Diab, T. Portafaix, B. Morel, P. Keckhut, et A. Moorgawa, 2006 : Temperature climatology and trend estimates in the UTLS region as observed over a southern subtropical site, Durban, South Africa. *Atmos. Chem. Phys.*, **6 (12)**, 5121–5128, doi :10.5194/acp-6-5121-2006.
- Betz, H.-D., K. Schmidt, P. Oettinger, et M. Wirz, 2004 : Lightning detection with 3D discrimination of intracloud and cloud-to-ground discharges. *Geophys. Res. Lett.*, **31**.
- Beucher, F., 2010 : *Manuel de météorologie tropicale : des alizés au cyclone, Tome 1 et 2*. Météo France.
- Biggerstaff, M. I. et R. A. Houze, Jr., 1991 : Kinematic and precipitation structure of the 10–11 June 1985 squall line. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 3034–3065.
- Black, M. L., R. W. Burpee, et F. D. Marks Jr., 1996 : Vertical motions characteristics of tropical cyclones determined with airborne Doppler radial velocities. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 1887–1909.
- Black, R. A. et J. Hallett, 1986 : Observations of the distribution of ice in hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 802–822.
- Black, R. A. et J. Hallett, 1999 : Electrification of the hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 2004–2028.
- Blyth, A. M., H. J. Christian, K. Driscoll, A. M. Gadian, et J. Latham, 2001 : Determination of ice precipitation rates and thunderstorm anvil ice contents from satellite observations of lightning. *Atmospheric Research*, **59-60**, 217–229.
- Boccippio, D. J., W. J. Koshak, et R. J. Blakeslee, 2002 : Performance assessment of the Optical Transient Detector and Lightning Imaging Sensor. Part I : Predicted diurnal variability. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19**, 1318–1332.
- Bougeault, P. et P. Lacarrere, 1989 : Parameterization of orography-induced turbulence in a meso-beta scale model. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1872–1890.

- Bucsela, E. J. et al., 2001 : Lightning-generated NO_x seen by the Ozone Monitoring Instrument during NASA's Tropical Composition, Cloud and Climate Coupling Experiment (TC⁴). *J. Geophys. Res.*, **115**, D00J10, doi :10.1029/2009JD013118.
- Buguet, M., 2012 : Activité d'éclairs et paramètres physiques issus de l'observations radar dans les orages : Application au projet HyMeX. Ph.D Thesis, Université Toulouse III – Paul Sabatier.
- Caroff, P., C. Bientz, T. Dupont, S. Langlade, H. Quetelard, et G. Rayot, 2010 : *Cyclone season of South-West Indian Ocean 2009-2010*. Météo France – Direction Interrégionale de La Réunion, Sainte-Clotilde, La Réunion, France.
- Cecil, D. J., E. J. Zipser, et S. W. Nesbitt, 2002 : Reflectivity, ice scattering, and lightning characteristics of hurricane eyewalls and rainbands. Part I : Quantitative description. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 769–784.
- Charney, J. G. et A. Eliassen, 1964 : On the growth of the hurricane depression, a summary. *Geofis. Int.*, 223–230.
- Chauzy, S. et S. Soula, 1999 : Contribution of the ground corona ions to the convective charging mechanism. *Atmospheric Research*, **51**, 279–300.
- Christian, H. J. et al., 2003 : Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector. *J. Geophys. Res.*, **108 (4005)**, doi :10.1029/2002JD002347.
- Collier, A. B., A. R. W. Hughes, J. Lichtenberger, et P. Steinbach, 2006 : Seasonal and diurnal variation of lightning activity over southern Africa and correlation with European whistler observations. **24**, 529–542.
- Cummins, K. L., M. J. Murphy, E. A. Bardo, W. L. Hiscox, R. B. Pyle, et A. E. Pifer, 1998 : A combined TOA/MDF technology upgrade of the U.S. National Lightning Detection Network. *J. Geophys. Res.*, **103 (D8)**, 9035–9044, doi :10.1029/98JD00153.
- Cuxart, J., P. Bougeault, et J.-L. Redelsperger, 2000 : A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126 (562)**, 1–30.
- Defer, E., P. Blanchet, C. Théry, P. Laroche, J. Dye, M. Venticinque, et K. Cummins, 2001 : Lightning activity for the July 10, 1996, storm during the Stratosphere-Troposphere Experiment : Radiation, Aerosol, and Ozone-A (STERA0-A) experiment. *J. Geophys. Res.*, **106**, 10 151–10 172.
- Deierling, W. et W. A. Petersen, 2008 : Total lightning activity as an indicator of updraft characteristics. *J. Geophys. Res.*, **113 (D16210)**, doi :10.1029/2007JD009598.
- Deierling, W., W. A. Petersen, J. Latham, S. Ellis, et H. J. Christian, 2008 : The relationship between lightning activity and ice fluxes in thunderstorms. *J. Geophys. Res.*, **113 (D16210)**, doi :10.1029/2007JD009598.
- Deierling, W., W. A. Petersen, J. Latham, S. M. Ellis, et H. J. Christian, 2005 : On the relationship of thunderstorm ice hydrometeor characteristics and total lightning measurements. *Atmospheric Research*, **76**, 114–126.

- DeMaria, M., R. T. DeMaria, J. A. Knaff, et D. Molenaar, 2012 : Tropical cyclone lightning and rapid intensity change. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 1828–1842, doi :10.1175/MWR-D-11-00236.1.
- DeMott, P. J., K. Sassen, M. R. Poellot, D. Baumgardner, D. C. Rogers, S. D. Brooks, A. J. Prenni, et S. M. Kreidenweis, 2003 : African dust aerosols as atmospheric ice nuclei. *Geophys. Res. Lett.*, **30(14)**, 1732, doi :10.1029/2003GL017410.
- Dotzek, N., H. Höller, C. Théry, et T. Fehr, 2001 : Lightning evolution related to radar-derived microphysics in the 21 July 1998 EULINOX supercell storm. *Atmospheric Research*, **56 (1-4)**, 335–354, doi :10.1016/S0169-8095(00)00085-5.
- Dowden, R. L. et C. J. Rodger, 2002 : VLF lightning location by time of group arrival (TOGA). *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, **64**, 817–830.
- Dvorak, V. F., 1975 : Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from satellite imagery. *Mon. Wea. Rev.*, **103**, 420–430.
- Dye, J. E. et al., 1986 : Early Electrification and Precipitation Development in a Small, Isolated Montana Cumulonimbus. *J. Geophys. Res.*, **91**, 1231–1247.
- Dye, J. E. et al., 2000 : An overview of the Stratospheric-Tropospheric Experiment : Radiation, Aerosols, and Ozone (STERAO)-Deep Convection experiment with results for the July 10, 1996 storm. *J. Geophys. Res.*, **105**, 10 023–10 045.
- Emanuel, K. A., 1986 : An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I : Steady-state maintenance. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 585–605.
- Emanuel, K. A., 1988 : The maximum intensity of hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1143–1155.
- Emanuel, K. A., J. D. Neelin, et C. S. Bretherton, 1994 : On large-scale circulation in convecting atmospheres. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **120**, 1111–1143.
- Fehr, T., H. Höller, et H. Huntrieser, 2004 : Model study on production and transport of lightning-produced NO_x in a EULINOX supercell storm. *J. Geophys. Res.*, **109**, 1–17, doi :10.1029/2003JD003935.
- Ferretti, R. et S. Gentile, 2009 : A study of the triggering mechanisms for deep convection in the Tropics using a Mesoscale Model : Hector events during SCOUT-O₃ and TWP-ICE campaigns. (3.10). *Atmospheric Research*, **93**, 247–269, doi :10.1016/j.atmosres.2008.11.004.
- Fierro, A. E., E. Mansell, D. MacGorman, et C. Ziegler, 2013 : The implementation of an explicit charging and discharge lightning scheme within the WRF-ARW model : Benchmark simulations of a continental squall line, a tropical cyclone and a winter storm. *Mon. Wea. Rev.*, doi :10.1175/MWR-D-12-00278.1, in press.
- Fierro, A. O., L. Leslie, E. Mansell, J. Straka, D. MacGorman, et C. Ziegler, 2007 : A high-resolution simulation of microphysics and electrification in an idealized hurricane-like vortex. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **98**, 13–33.

- Fierro, A. O., E. R. Mansell, C. L. Ziegler, et D. R. MacGorman, 2012 : Application of a lightning data assimilation technique in the WRF-ARW model at cloud-resolving scales for the tornado outbreak of 24 May 2011. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 2609–2627.
- Fierro, A. O. et J. M. Reisner, 2011 : High-resolution simulation of the electrification and lightning of hurricane Rita during the period of rapid intensification. *J. Atmos. Sci.*, **68**, 477–494.
- Fierro, A. O., X.-M. Shao, T. Hamlin, J. M. Reisner, et J. Harlin, 2011 : Evolution of eyewall convective events as indicated by intracloud and cloud-to-ground lightning activity during the rapid intensification of hurricanes Rita and Katrina. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 1492–1504.
- Filippi, J.-B., et al., 2009 : Coupled atmosphere-wildland fire modelling. *J. Adv. Model Earth Syst.*, **1**, Art. #11.
- Formenton, M., et al., 2013 : Using a cloud electrification model to study relationships between lightning activity and cloud microphysical structure. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **13**, 1085–1104.
- Fouquart, Y. et B. Bonnel, 1980 : Computations of solar heating of the earth's atmosphere : A new parametrization. *Beitr. Phys. Atmos.*, **53**, 35–62.
- Frank, W. M., 1977 : The structure and energetics of the tropical cyclone. Part I : Storm structure. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1119–1135.
- Gardiner, B. A., D. Lamb, R. Pitter, J. Hallandt, et C. P. R. Saunders, 1985 : Measurements of initial potential gradient and particle charge in a Montana summer thunderstorm. *J. Geophys. Res.*, **90**, 6079–6086.
- Grenet, G., 1947 : Essai d'explication de la charge électrique des nuages d'orages. *Annales Geophysicae*, **3**, 306–307.
- Grini, A., P. Tulet, et L. Gomes, 2006 : Dusty weather forecasts using the MesoNH mesoscale atmospheric model. *J. Geophys. Res.*, **111**, D19 205, doi :10.1029/2005JD007007.
- Hallett, J. et S. C. Mossop, 1974 : Production of secondary ice particles during the riming process. *Nature*, **249**, 26–86.
- Hawkins, H. F. et S. M. Imbembo, 1976 : The structure of a small, intense hurricane Inez. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 418–442.
- Helsdon, J. H. et R. D. Farley, 1987a : A numerical modeling study of a Montana thunderstorm : 1. Model results versus observations involving nonelectrical aspects. *J. Geophys. Res.*, **92 (D5)**, 5645–5659.
- Helsdon, J. H. et R. D. Farley, 1987b : A numerical modeling study of a Montana thunderstorm : 2. Model results versus observations involving electrical aspects. *J. Geophys. Res.*, **92 (D5)**, 5661–5675.
- Helsdon, J. H., S. Gattaleeradapan, R. D. Farley, et C. C. Waits, 2002 : An examination of the convective charging hypothesis : Charge structure, electric fields, and Maxwell currents. *J. Geophys. Res.*, **107**, doi :10.1029/2001JD001495.

- Hendricks, E. A., M. T. Montgomery, et C. A. Davis, 2004 : The role of Vortical Hot Towers in the formation of tropical cyclone Diana (1984). *J. Atmos. Sci.*, **61**, 1209–1232.
- Hendricks, E. A., W. H. Schubert, R. K. Taft, , H. Wang, et J. P. Kossin, 2009 : Life cycles of hurricane-like voricity rings. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 705–722.
- Heymsfield, A. J., A. Bansemer, S. L. Durden, R. L. Herman, et T. P. Bui, 2006 : Ice microphysics observations in Hurricane Humberto : Comparison with non-hurricane-generated ice cloud layers. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 288–308.
- Heymsfield, A. J., L. M. Miloshevich, C. Schmitt, A. Bansemer, C. Twohy, M. R. Poellot, A. Fridlind, et H. Gerber, 2005 : Homogeneous ice nucleation in subtropical and tropical convection and its influence on cirrus anvil microphysics. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 41–64, doi :10.1175/JAS-3360.1.
- Hodanish, S., D. Sharp, W. Collins, C. Paxton, et R. E. Orville, 1997 : A 10-yr monthly lightning climatology of Florida : 1986–95. *Wea. Forecasting*, **12**, 439–448.
- Holland, G. J., 1980 : An analytical model of wind and pressure profile in hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1212–1218.
- Höller, H., T. Fehr, C. Théry, H. Seltmann, et H. Huntrieser, 2000 : Radar, lightning, airborne observations and modelling of a supercell storm during EULINOX. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B : Hydrology, Oceans and Atmosphere*, **25 (10-12)**, 1281 – 1284, doi :10.1016/S1464-1909(00)00194-5.
- Houze, R. A., Jr., 2010 : Clouds in tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 293–344.
- Houze, R. A., Jr., F. D. Marks, et R. A. Black, 1992 : Dual-aircraft investigation in the inner core of Hurricane Norbert. Part II : Mesoscale distribution of ice particles. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 943–962.
- Hutchins, M. L., R. H. Holzworth, J. B. Brundell, et C. J. Rodger, 2012 : Relative detection efficiency of the World Wide Lightning Location Network. *Radio Science*, accepted.
- Ibrahim, C., 2011 : Analyse des ondes de gravité générées par les cyclones tropicaux dans le bassin sud-ouest de l’océan Indien. Ph.D. Thesis, Université de La Réunion.
- Illingworth, A. J. et J. Caranti, 1985 : Ice conductivity restraints on the inductive theory of thunderstorm electrification. *J. Geophys. Res.*, **90 (D4)**, 6033–6039.
- Jayarathne, R., C. P. R. Saunders, et J. Halland, 1983 : Laboratory studies of the charging of soft hail during ice crystal interactions. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **103**, 609–630.
- Jenkins, G. S., A. S. Pratt, et A. Heymsfield, 2008 : Possible linkage between Saharan dust and tropical cyclone rain band invigoration in the eastern Atlantic during NAMMA-06. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L08 815, doi :10.1029/2008GL034072.
- Jiang, H., E. M. Ramirez, et D. J. Cecil, 2013 : Convective and rainfall properties of tropical cyclone inner core and rainbands from 11 years of TRMM data. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 431–450.
- Jolivet, S., 2008 : Modélisation mésoéchelle des cyclones tropicaux dans le sud-ouest de l’océan Indien. Cas d’étude DINA. Ph.D. Thesis, Université de La Réunion.

- Kaplan, J. et M. DeMaria, 2003 : Large-scale characteristics of rapidly intensifying tropical cyclones in the North Atlantic basin. *Wea. Forecasting*, **18**, 1093–1108.
- Kaplan, J., M. DeMaria, et J. A. Knaff, 2010 : A revised tropical cyclone rapid intensification index for the Atlantic and Eastern North Pacific basins. *Wea. Forecasting*, **25**, 220–241.
- Kasemir, H. W., 1960 : A contribution to the electrostatic theory of a lightning discharge. *J. Geophys. Res.*, **65**, 1873–1878.
- Kelley, O. A. et J. B. Halverson, 2011 : How much tropical cyclone intensification can result from the energy released inside of a convective burst ? *J. Geophys. Res.*, **116**, D20 118, doi :10.1029/2011JD015954.
- Kessler, E., 1969 : On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations. *Meteor. Monogr.*, **32**, 84 pp.
- Khain, A., B. Lynn, et J. Dudhia, 2010 : Aerosol effects on intensity of landfalling hurricanes as seen from simulations with the WRF model with spectral bin microphysics. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 365–384.
- Klemp, J. B. et R. B. Wilhelmson, 1978 : The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1070–1096.
- Kossin, J. P. et W. H. Schubert, 2001 : Mesovortices, polygonal flow patterns, and rapid pressure falls in hurricane-like vortices. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 2196–2209.
- Krehbiel, P., R. J. Thomas, W. Rison, T. Hamlin, J. Harlin, et M. Davis, 2000 : Lightning mapping observations in Central Oklahoma. *Eos*, 21–25.
- Kuhlman, K. M., C. L. Ziegler, E. R. Mansell, D. R. MacGorman, et J. M. Straka, 2006 : Numerically simulated electrification and lightning of the 29 June 2000 STEPS supercell storm. *Mon. Wea. Rev.*, **134**(10), 2734–2757.
- Lang, T. J. et S. A. Rutledge, 2011 : A framework for the statistical analysis of large radar and lightning datasets : results from STEPS 2000. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 2536–2551.
- Latham, J., A. M. Blyth, H. J. Christian, W. Deierling, et A. M. Gadian, 2004 : Determination of precipitation rates and yields from lightning measurements. *J. Hydrology*, **288**, 13–19.
- Latham, J., W. A. Petersen, W. Deierling, et H. J. Christian, 2007 : Field identification of a unique globally dominant mechanism of thunderstorm electrification. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133** (627), 1453–1457.
- Lau, K.-M. et S. Yang, 2003 : Walker Circulation. *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, 2505 – 2510, doi :10.1016/B0-12-227090-8/00450-4.
- Lay, E. H., R. H. Holzworth, C. J. Rodger, J. N. Thomas, O. Pinto Jr., et R. L. Dowden, 2004 : WWLL global lightning detection network system : Regional validation study in Brazil. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L03 102.
- Leroux, M.-D., 2012 : Intensification rapide des cyclones tropicaux du sud-ouest de l’Océan Indien : dynamique interne et influences externes. Ph.D. Thesis, Université de La Réunion.

- Leroy, D., W. Wobrock, et A. I. Flossmann, 2009 : The role of boundary layer aerosol particles for the development of deep convective clouds : A high-resolution 3D model with detailed (bin) microphysics applied to CRYSTAL-FACE. *Atmospheric Research*, **91** (1), 62 – 78, doi :10.1016/j.atmosres.2008.06.001.
- Lewis, E. A., R. B. Harvey, et J. E. Rasmussen, 1960 : Hyperbolic direction finding with sferics of transatlantic origin. *J. Geophys. Res.*, **65**, 1879–1905.
- Liu, C., D. Cecil, et E. J. Zipser, 2011 : Relationships between lightning flash rates and passive microwave brightness temperatures at 85 and 37 GHz over the tropics and subtropics. *J. Geophys. Res.*, **116**, D23 108, doi :10/1029/2011JD016463.
- Lyons, W. A. et C. S. Keen, 1994 : Observations of lightning in convective supercells within tropical storms and hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1897–1916.
- MacGorman, D. R. et W. Rust, 1998 : *The electrical nature of storms*. Oxford Univ. Press, 422 pp. pp.
- Mansell, E. R., 2000 : Electrification and lightning in simulated supercell and non-supercell thunderstorms. Ph.D. Thesis, University of Oklahoma.
- Mansell, E. R., D. MacGorman, C. L. Ziegler, et J. M. Straka, 2002 : Simulated three-dimensional branched lightning in a numerical thunderstorm model. *J. Geophys. Res.*, **107**, doi :10.1029/2000JD000244.
- Mansell, E. R., D. R. MacGorman, C. L. Ziegler, et J. M. Straka, 2005 : Charge structure and lightning sensitivity in a simulated multicell thunderstorm. *J. Geophys. Res.*, **110**, doi :10.1029/2004JD005287.
- Mansell, E. R., C. L. Ziegler, et D. R. MacGorman, 2007 : A lightning data assimilation technique for mesoscale forecast models. *Mon. Wea. Rev.*, **135** (5), 1732–1748.
- Marks, F. D., Jr. et R. A. Houze, Jr., 1987 : Inner-core structure of Hurricane Alicia from airborne Doppler-radar observations. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1296–1317.
- Marshall, T. C., M. P. MacCarthy, et W. D. Rust, 1995 : Electric field magnitudes and lightning initiation in thunderstorms. *J. Geophys. Res.*, **100**, 7097–7103.
- McBride, J. L. et R. Zehr, 1981 : Observational analysis of tropical cyclone formation. Part II : Comparison of non-developing versus developing systems. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1132–1151.
- Miller, K., A. Gadian, C. Saunders, J. Latham, et H. Christian, 2001 : Modelling and observations of thundercloud electrification and lightning. *Atmospheric Research*, **58** (2), 89–115, doi :10.1016/S0169-8095(01)00089-8.
- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, et S. A. Clough, 1997 : Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres : RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, **102D**, 16 663–16 682.
- Molinari, J., P. Moore, et V. Idone, 1999 : Convective structure of hurricanes as revealed by lightning locations. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 520–534.

- Montgomery, M. T. et R. J. Kallenbach, 1997 : A theory of vortex Rossby waves and its application to spiral bands and intensity changes in hurricanes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 435–465.
- Montgomery, M. T., M. E. Nicholls, T. A. Cram, et A. B. Saunders, 2006 : A Vortical Hot Tower route to tropical cyclogenesis. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 355–386.
- Nagele, D., 2010 : Analysis of cloud-to-ground lightning within tropical cyclones. M. S. Thesis, Texas Tech University, 89 pp.
- Neumann, C., 1993 : *Global Guide to Tropical Cyclone Forecasting*, WMO Trop. Cyclone Program Rep. TCP-31, World Meteorol. Organ., Geneva, Switzerland, chap. Global Overview, 43 pp.
- Nguyen, L. et J. Molinari, 2012 : Rapid intensification of a sheared, fast-moving hurricane over the Gulf Stream. *Extended abstracts, 30th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, 16–20 Apris, Ponte Vedra Beach, Florida, USA, CD-ROM, 7B.5.
- Niemeyer, L., L. Pietronero, et H. J. Wiesmann, 1984 : Fractal dimension of dielectric breakdown. *Phys. Rev. Lett.*, **52** (12), 1033–1036.
- Nuissier, O., R. F. Rogers, et F. Roux, 2005 : A numerical simulation of Hurricane Bret on 22–23 August 1999 initialized with airborne Doppler radar and dropsonde data. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 155–194.
- Ooyama, K., 1969 : Numerical simulation of the cycle of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 3–40.
- Ott, L. E., K. E. Pickering, G. L. Stenchikov, H. Huntrieser, et U. Schumann, 2007 : Effects of lightning NO_x production during the 21 July European Lightning Nitrogen Oxides Project storm studied with a three-dimensional cloud-scale chemical transport model. *J. Geophys. Res.*, **112**, D05 307.
- Pereira, L. G. et S. A. Rutledge, 2006 : Diurnal cycle of shallow and deep convection for a tropical land and an ocean environment and its relationship to synoptic wind regimes. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2688–2701.
- Pergaud, J., V. Masson, S. Malardel, et F. Couvreur, 2009 : A parameterization of dry thermals and shallow cumuli for mesoscale numerical weather prediction. *Bound.-Layer Meteor.*, **132**, 83–106.
- Pessi, A. T. et S. Businger, 2009 : The impact of lightning data assimilation on a winter storm simulation over the North Pacific Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 3177–3195.
- Pessi, A. T., S. Businger, K. L. Cummins, N. W. S. Demetriades, M. Murphy, et B. Pifer, 2009 : Development of a Long-Range Lightning Detection Network for the Pacific : Construction, calibration, and performance. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **26**, 145–166.
- Petersen, W. A., H. J. Christian, et A. Rutledge, 2005a : TRMM observations of the global relationship between ice water content and lightning. *Geophys. Res. Lett.*, **32**.
- Petersen, W. A. et S. A. Rutledge, 1998 : On the relationship between cloud-to-ground lightning and convective rainfall. *J. Geophys. Res.*, **103**, 14 025–14 040.
- Petersen, W. A. et S. A. Rutledge, 2001 : Regional variability in tropical convection : Observations from TRMM. *J. Climate*, **14**, 3566–3586.

- Petrov, N. I. et G. N. Petrova, 1993 : Physical mechanisms for intracloud lightning discharges. *Technical Physics*, **44**, 472–475.
- Pickering, K. E., Y. Wang, W. K. Tao, C. Price, et J.-F. Müller, 1998 : Vertical distributions of lightning NO_x for use in regional and global chemical transport models. *J. Geophys. Res.*, **103 (D23)**, 31 203–31 216.
- Pinty, J.-P. et P. Jabouille, 1998 : A mixed-phase cloud parameterization for use in mesoscale non hydrostatic model : simulations of a squall line and of orographic precipitations, paper presented at Conference of Cloud Physics, Everett, WA, USA.
- Price, C., M. Asfur, et Y. Yair, 2009 : Maximum hurricane intensity preceded by increase in lightning frequency. *Nature Geosci*, **2**, 329–332.
- Price, C. et D. Rind, 1992 : A simple lightning parametrization for calculating global lightning distributions. *J. Geophys. Res.*, **97 (D9)**, 9919–9933.
- Rison, W., P. Krehbiel, R. Thomas, G. Aulich, et H. Edens, 2009 : Lightning Mapping Arrays : Technical Status and Developments, presentation done at The Southern Thunder Workshop, Cocoa Beach, FL, USA.
- Rison, W., R. J. Thomas, P. R. Krehbiel, T. Hamlin, et J. Harlin, 1999 : A GPS-based three-dimensional lightning mapping system : initial observations in Central New-Mexico. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3573–3576.
- Ritchie, E. A. et R. L. Elsberry, 2003 : Simulations of the extratropical transition of tropical cyclones : Contributions by the midlatitude upper-level trough to reintensification. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2112–2128.
- Ritchie, E. A. et R. L. Elsberry, 2007 : Simulations of the extratropical transition of tropical cyclones : Phasing between the upper-trough and tropical systems. *Mon. Wea. Rev.*, 862–876.
- Rodger, C. J., J. B. Brundell, R. H. Holzworth, et E. H. Lay, 2009 : Growing detection efficiency of the World Wide Lightning Location Network. *Coupling of thunderstorms and lightning discharges to near-Earth space*, Corte (France), 23-27 June 2008, Vol. 1118, 15–20, doi :10.1063/1.3137706.
- Rogers, R. F., M. L. Black, S. S. Chen, et R. A. Black, 2007 : An evaluation of microphysics fields from mesoscale model simulations of tropical cyclones. Part I : Comparisons with observations. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 1811–1834.
- Salzmann, M., M. G. Lawrence, V. T. J. Phillips, et L. J. Donner, 2008 : Cloud system resolving model study of the roles of deep convection for photo-chemistry in the TOGA COARE/CEPEX region. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **8**, 403–452.
- Samson, G., 2006 : Simulations idéalisées d'intensification d'un système dépressionnaire tropical à l'aide de Méso-NH. Master's Thesis, Université Paul Sabatier – Toulouse III.
- Samson, G., 2009 : Modélisation de la réponse océanique à un cyclone tropical et de sa rétroaction sur l'atmosphère. Ph.D. Thesis, Université Paul Sabatier – Toulouse III.

- Samsury, C. E. et R. E. Orville, 1994 : Cloud-to-ground lightning in tropical cyclones : A study of hurricanes Hugo (1998) and Jerry (1989). *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1887–1896.
- Saunders, C. P. R., 2008 : Charge separation mechanisms in clouds. *Space Sci. Rev.*, **137**, 335–353.
- Saunders, C. P. R., W. D. Keith, et R. P. Mitzeva, 1991 : The effect of liquid water on thunderstorm charging. *J. Geophys. Res.*, **96**, 11 007–11 017.
- Saunders, C. P. R. et S. L. Peck, 1998 : Laboratory studies of the influence of the rime accretion rate on charge transfer during crystal/graupel collisions. *J. Geophys. Res.*, **103**, 13 949–13 956.
- Schubert, W. H., M. T. Montgomery, R. K. Taft, T. A. Guinn, S. R. Fulton, J. P. Kossin, et J. P. Edwards, 1999 : Polygonal eyewalls, asymmetric eye contraction, and potential vorticity mixing in hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1197–1223.
- Skamarock, W. C., J. E. Dye, E. Defer, M. C. Barth, J. L. Stith, et B. A. Ridley, 2003 : Observational- and modeling-based budget of lightning produced NO_x in a continental thunderstorm. **108**, doi : 10.1029/2002JD002163.
- Skamarock, W. C. et al., 2000 : Numerical simulations of the July 10 Stratospheric-Tropospheric Experiment : Radiation, Aerosol, and Ozone/Deep Convection Experiment convective system : Kinematics and transport. *J. Geophys. Res.*, **105**, 19,973–19,990.
- Solorzano, N. S., J. N. Thomas, et R. H. Holzworth, 2008 : Global studies of tropical cyclones using the World Wide Lightning Location Network. *Proceedings of the AMS 2008 meeting*, New Orleans, LA, USA.
- Soula, S. et S. Chauzy, 2001 : Some aspects of the correlation between lightning and rain activities in thunderstorms. *Atmospheric Research*, **56**, 355–373.
- Soula, S., O. van der Velde, J. Montanya, P. Huet, C. Barthe, et J. Bór, 2011 : Gigantic jets produced by an isolated tropical thunderstorm near Réunion Island. *J. Geophys. Res.*, **116**, D19 103, doi : 10.1029/2010JD015581.
- Squires, K. et S. Businger, 2008 : The morphology of eyewall lightning outbreak in two category 5 hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 1706–1726.
- Stolzenburg, M., W. D. Rust, et T. C. Marshall, 1998c : Electrical structure in thunderstorm convective regions - 3. Synthesis. *J. Geophys. Res.*, **103**, 14,097–14,108.
- Straka, J. M. et E. R. Mansell, 2005 : A bulk microphysics parameterization with multiple ice precipitation categories. *J. Appl. Meteor.*, **44**, 445–466.
- Takahashi, T., 1978 : Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1536–1548.
- Takahashi, T., 1984 : Thunderstorm electrification - A numerical study. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2541–2558.
- Tessendorf, S. A., L. J. Miller, K. C. Wiens, et S. A. Rutledge, 2005 : The 29 June 2000 supercell observed during STEPS. part i : Kinematics and microphysics. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4127–4150.

- Thomas, J. N., N. N. Solorzano, S. A. Cummer, et R. H. Holzworth, 2010 : Polarity and energetics of inner core lightning in three intense North Atlantic hurricanes. *J. Geophys. Res.*, **115**, A00E15.
- Tsenova, B., C. Barthe, R. Mitzeva, et J.-P. Pinty, 2013 : Impact of parameterization of ice particle charging based on rime accretion rate and effective water content on simulated with Méso-NH thunderstorm charge distributions. *Atmospheric Research*, **128**, 85–97.
- Tulet, P., V. Crassier, F. Cousin, K. Shure, et R. Rosset, 2005 : ORILAM, A three moment lognormal aerosol scheme for mesoscale atmospheric model. On-line coupling into the Meso-NH-C model and validation on the Escompte campaign. *J. Geophys. Res.*, **110**, D18 201, doi : 10.1029/2004JD005716.
- Ushio, T., S. J. Heckman, D. J. Boccippio, et H. J. Christian, 2001 : A survey of thunderstorm flash rates compared to cloud top height using TRMM satellite data. *J. Geophys. Res.*, **106(D20)**, 24,089–24,095.
- Virts, K. S. et al., 2011 : Daily and intraseasonal relationships between lightning and NO₂ over the maritime continent. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L19 803.
- Vonnegut, B., 1953 : Possible mechanism for the formation of thunderstorm electricity. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **34**, 378.
- Wang, Y., 2002b : Vortex Rossby waves in a numerically simulated tropical cyclone. Part II : The role in tropical cyclone structure and intensity changes. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 1239–1262.
- Weisman, M. L. et J. B. Klemp, 1982 : The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 504–520.
- Weisman, M. L. et J. B. Klemp, 1984 : The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shear. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2479–2498.
- Wiens, K. C., S. A. Rutledge, et S. A. Tessendorf, 2005 : The 29 June 2000 supercell observed during STEPS. Part II : Lightning and charge structure. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4151–4177.
- Williams, E. et S. Stanfill, 2002 : The physical origin of the land-ocean contrast in lightning activity. *C. R. Physique*, **3 (10)**, 1277 – 1292, doi :10.1016/S1631-0705(02)01407-X.
- Williams, E. R., 1985 : Large-scale charge separation in thunderclouds. *J. Geophys. Res.*, **90**, 6013–6025, doi :10.1029/JD090iD04p06013.
- Wojcik, W. A., 1994 : An examination of thunderstorm charging mechanisms using the IAS 2D storm electrification model. Master's thesis, So. Dakota Schl. Mines. Technol., Rapid City, SD.
- Wong, M. L. et J. C. L. Chan, 2004 : Tropical cyclone intensity in vertical wind shear. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 1859–1876.
- Xu, K. et K. A. Emanuel, 1989 : Is the tropical atmosphere conditionnaly unstable ? *Mon. Wea. Rev.*, **56**, 642–651.
- Yang, Y. H. et P. King, 2010 : Investigating the potential of using radar echo reflectivity to nowcast cloud-to-ground initiation over southern Ontario. *Wea. Forecasting*, **25**, 1235–1248.

- Yoshida, S., T. Morimoto, T. Ushio, et Z. Kawazaki, 2009 : A fifth-power relationship for lightning activity from Tropical Rainfall Measurement Mission satellite observations. *J. Geophys. Res.*, **114**, D09 104.
- Zhang, C., 1993 : Large-scale variability of atmospheric deep convection in relation to sea surface temperature in the tropics. *J. Climate*, **6**, 1898–1913.
- Zhang, W., Y. Zhang, D. Zheng, et X. Zhou, 2012 : Lightning distribution and eyewall outbreaks in tropical cyclones during landfall. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 3573–3586.
- Zhu, M., P. Connolly, G. Vaughan, T. Choullarton, et P. T. May, 2012 : Numerical simulation of tropical island thunderstorm (Hectors) during the ACTIVE campaign. *Met. Apps.*, doi :10.1002/met.1295.

Annexe A

Article :

CELLS v1.0 : updated and parallelized version of an electrical scheme to simulate multiple electrified clouds and flashes over large domains, *Barthe et al., 2012.*

Barthe, C., Chong, M., Pinty, J.-P., Bovalo, C., Escobar, J., 2012 : CELLS v1.0 : updated and parallelized version of an electrical scheme to simulate multiple electrified clouds and flashes over large domains. *Geosci. Model Dev.*,**5**, 167–184, doi : 10.5194/gmd-5-167-2012.

Article disponible à l'adresse suivante : <http://www.geosci-model-dev.net/5/167/2012/gmd-5-167-2012.html>.

Author : Christophe BOVALO

Title : Lightning activity and intensity changes of tropical convective systems in the southwest Indian ocean : Observations and modeling

Supervisors : Serge SOULA and Christelle BARTHE

Date and place of the thesis defence : September 20, 2013 at the University of La Réunion

Abstract

Tropical cyclone track forecast has improved over the past two decades but little improvement have been done in intensity changes forecast. This thesis focuses on the intensity changes of tropical cyclones in the southwest Indian ocean through the original aspect of lightning activity.

A climatology of lightning activity in the southwest Indian ocean using data from the *World Wide Lightning Location Network* (WWLLN) is first proposed. Results showed that the WWLLN was able to locate and capture the lightning activity in the basin and that tropical cyclones can be considered as a major source of lightning flashes in some oceanic parts of this region. From this result, study of lightning activity in tropical cyclones of the southwest Indian ocean has been done considering the basin configuration. Thus, three regions were defined : open ocean, region near the eastern coast of Madagascar and the Mozambique Channel. The location and intensity of lightning activity depend on the region and the intensity stage. Lightning flashes seem to be a proxy of intensification or weakening under some conditions. The third step of this thesis was to simulate in an idealized framework a mature tropical cyclone. The model was first able to reproduce the sporadic behavior of lightning activity as observed. Budgets have shown that the presence of three distinctive phases characterized by different dynamical, microphysical and electrical behaviors. Finally, another purely numerical work tried to identify some proxies of lightning activity according two approaches : a global analysis and a per-cell analysis. In both cases, the best proxies are the total graupel mass, the updraft volume and the product of precipitating and non-precipitating ice mass fluxes.

Keywords : lightning activity, tropical cyclone, lightning flashes, World Wide Lightning Location Network (WWLLN), modeling, southwest Indian ocean, intensity changes.

Address of the laboratory : Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones, UMR 8105 CNRS/Météo-France/Université de La Réunion, 15 avenue René Cassin – CS 92003, 97744 Saint-Denis Cedex 9, France.

Auteur : Christophe BOVALO

Titre : Activité électrique et changements d'intensité des systèmes convectifs tropicaux dans le sud-ouest de l'océan Indien : Observations et modélisation

Directeurs de thèse : Serge SOULA et Christelle BARTHE

Date et lieu de soutenance : le 20 septembre 2013 à l'Université de La Réunion

Résumé

Depuis une vingtaine d'années, la qualité de la prévision de la trajectoire des cyclones tropicaux a fortement progressé mais peu d'améliorations ont été apportées à la prévision de l'intensité. Cette thèse s'intéresse aux changements d'intensité des cyclones tropicaux du sud-ouest de l'océan Indien sous l'angle original de l'activité électrique.

Une première étude climatologique s'appuyant sur les données du réseau de détection d'éclairs *World Wide Lightning Location Network* (WWLLN) a permis de valider la qualité de ces données et de montrer que les cyclones tropicaux pouvaient être une source importante de production d'éclairs à l'échelle du bassin. À partir de ce résultat, une étude ciblée a été menée en considérant la spécificité du bassin et trois régions ont été définies (océan ouvert, région à proximité de la côte est de Madagascar et Canal du Mozambique). L'activité électrique des cyclones tropicaux dépend de la région où ils se trouvent ainsi que de leur stade d'intensité. Les éclairs semblent être un marqueur des phases d'intensification et d'affaiblissement dans certaines situations. La troisième étape de cette thèse a consisté à simuler de manière idéalisée un cyclone tropical mature et a tenté d'expliquer les processus physiques à l'origine de l'activité électrique. Le modèle reproduit bien le comportement sporadique des éclairs habituellement observé. Des bilans montrent que ce cyclone présente trois phases caractéristiques, chacune associée à un comportement dynamique, microphysique et électrique différent. Enfin, une deuxième étude purement numérique a tenté d'identifier des estimateurs de l'activité électrique. Pour cela deux approches ont été adoptées : une étude globale et une étude par cellule. Dans les deux cas, les meilleurs estimateurs sont la masse totale de graupel, le volume d'updraft et le produit des flux des masses de glace précipitante et non précipitante.

Mots-clés : Activité électrique, cyclones tropicaux, éclairs, World Wide Lightning Location Network (WWLLN), modélisation, sud-ouest de l'océan Indien, changements d'intensité.

Adresse du laboratoire : Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones, UMR 8105 CNRS/Météo-France/Université de La Réunion, 15 avenue René Cassin – CS 92003, 97744 Saint-Denis Cedex 9, France.
