



HAL
open science

Couplage aérosols-microphysique pour la simulation des cyclones tropicaux : Cas du cyclone Dumile (2013)

Thomas Hoarau

► **To cite this version:**

Thomas Hoarau. Couplage aérosols-microphysique pour la simulation des cyclones tropicaux : Cas du cyclone Dumile (2013). Physique [physics]. Université de la Réunion, 2018. Français. NNT : 2018LARE0012 . tel-01879641

HAL Id: tel-01879641

<https://theses.hal.science/tel-01879641>

Submitted on 24 Sep 2018

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

Thomas HOARAU

Titre

**Couplage aérosols-microphysique pour la simulation des
cyclones tropicaux : Cas du cyclone tropical Dumile (2013)**

Soutenue publiquement le 15 mai 2018 devant le jury composé de :

Laurent MICHON	Professeur, Université de La Réunion	Président
Evelyne RICHARD	Directrice de recherche, Université Paul Sabatier	Rapporteur
Cyrille FLAMANT	Directeur de recherche, Université Pierre et Marie Curie	Rapporteur
Jean-Philippe DUVEL	Directeur de recherche, Université Pierre et Marie Curie	Examineur
Christelle BARTHE	Chargée de recherche, Université de La Réunion	Directrice de thèse
Olivier BOUSQUET	Directeur de recherche, Université de La Réunion	Co-directeur de thèse

École doctorale : Sciences et Technologies Santé

Unité de recherche : Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones (UMR 8105)

« [...] scientific research was much like prospecting : you went out and you hunted, armed with your maps and your instruments, but in the end your preparations did not matter, or even your intuition. You needed your luck, and whatever benefits accrued to the diligent, through sheer, grinding hard work. »

Michael Chrichton, *The Andromeda Strain*

Remerciements

Bien que le doctorat soit une épreuve personnelle, il est parfois difficile, hors contexte, de saisir l'importance des personnes gravitant autour du doctorant dans le déroulé d'une thèse. Avec du recul, je sais aujourd'hui que j'ai eu de la chance.

Je remercie en premier lieu les membres de mon jury de thèse (Evelyne Richard, Cyrille Flamant, Jean-Philippe Duvel et Laurent Michon) pour l'évaluation de mon manuscrit et de mon exposé.

Je remercie ma directrice de thèse Christelle Barthe pour une multitude de raisons que je devrai ici synthétiser, car son investissement aurait mérité plusieurs pages. Tout d'abord, merci de m'avoir permis de faire mon stage de Master 2 au LACy en 2014 car c'est le début de cette aventure, et surtout de m'avoir fait confiance alors que je n'étais qu'un apprenti géologue. Merci de m'avoir proposé de continuer en thèse sur un sujet qui me passionne. Enfin, merci pour ton soutien indéfectible tout au long du projet, dans les bons et les mauvais moments, condition *sine qua non* à l'aboutissement de cette thèse.

Je remercie ensuite Olivier Bousquet, co-directeur de thèse, et Pierre Tulet, co-encadrant. Merci Olivier pour ton soutien sur la partie « observations », mais aussi pour avoir su apporter une vision généraliste des cyclones tropicaux alors que j'étais très focalisé sur l'aspect « microphysique ». Merci également pour le soutien financier, c'est appréciable de savoir que la formation des doctorants est une priorité dans les choix des budgets d'équipe. Merci Pierre pour ton soutien sur la partie « aérosols » et ton implication dans le codage du couplage aérosols-microphysique.

Si je devais qualifier ma mission d'un mois au Laboratoire d'Aérodynamique avec Jean-Pierre Pinty, je dirais que c'est le tournant de ma thèse. Dans ce laps de temps réduit, j'ai énormément appris sur la microphysique nuageuse et sur le développement numérique au sein de Meso-NH. Merci Jean-Pierre pour ton soutien tant sur le plan professionnel que personnel. Je regrette n'avoir pas pu consacrer plus de temps aux travaux sur les cristaux de glace dans la suite de la thèse car ils méritent qu'on s'y attarde. Ce séjour au « LA » m'a également permis de rencontrer Eric Defer à qui j'adresse mes remerciements pour son aide précieuse quant au traitement des données satellitaires, un des blocages de ma thèse.

C'est ici que je remercie les collègues de l'équipe Cyclones (ou « Cellule Recherche Cyclone », selon d'où l'on vient) du LACy : Rémy, Marie-Do, Dominique, David, Soline, Quoc Phi, Sylvie. Ils ont su fournir un cadre de travail agréable à travers la pause café du matin et leur soutien dans leur expertise respective : l'informatique (Rémy), les cyclones tropicaux (David, Marie-Do, Sylvie), le développement numérique (Soline, Dominique). Cet assemblage de compétences diverses a été très bénéfique pour mes travaux et j'espère que cela sera maintenu par la suite, ainsi que la bonne humeur qui règne au sein de cette équipe.

Merci aux doctorants et post-doc du LACy et d'ailleurs qui ont embarqué sur le même bateau et, même si on a plusieurs fois pensé qu'il allait sombrer, ont fini par arriver à bon port. Je pense à Farid, Kévin, Pauline, Marine, Brice, Alicia, Edouard, Jonathan, Christophe... et bien d'autres.

Lors d'une école d'été, la chercheuse sud-africaine Caradee Wright disait qu'il fallait trouver sa muse pour pouvoir s'affranchir des pensées négatives de la thèse. La mienne a été mon neveu Mahé, 3 ans, et à travers lui ma famille sans qui je ne serai pas allé aussi loin. Je me suis aussi lancé corps et âme dans le rugby (merci au club du chaudron et à la sélection étudiante de rugby à 7), la Préparation Physique Généralisée ou PPG à l'université de La Réunion (merci Eric Lacroix), et le trail. C'est dans le dépassement de soi que j'ai pu trouver un équilibre entre le sport et les études.

Enfin, « last but not least », merci à Samila d'avoir été là dans les moments les plus durs.

Table des matières

Table des matières	7
Table des illustrations	9
Liste des tableaux	15
Introduction	16
Chapitre 1 : Contexte scientifique	22
1.1. Les cyclones tropicaux	22
1.1.1. Cyclogénèse.....	23
1.1.2. Évolution d'un cyclone tropical.....	30
1.2. La microphysique nuageuse	38
1.2.1 Nucléation des gouttelettes nuageuses.....	38
1.2.2 Processus microphysiques en phase chaude	39
1.2.3 Processus microphysiques en phases mixte et froide	41
1.2.4 Structure microphysique d'un cyclone tropical.....	45
1.2.5 Les schémas microphysiques dans les modèles numériques	47
1.2.6 Impact de la microphysique sur l'évolution des cyclones tropicaux	48
1.3. Les aérosols	52
1.3.1. Effet radiatif & microphysique.....	53
1.3.2. Distribution granulométrique	54
1.3.3 Focus sur les aérosols marins	55
1.3.4. Impact des aérosols sur les cyclones tropicaux	57
Chapitre 2 : Méthodologie	62
2.1. Le modèle Meso-NH	62
2.1.1. La microphysique nuageuse dans Meso-NH	63
2.1.2. Le schéma d'aérosols ORILAM.....	69
2.2. Données pour l'initialisation et la validation des simulations	71
2.2.1. Best-Track	71
2.2.2. Analyses ECMWF et MACC	72
2.2.3. Produits satellitaires.....	72
Chapitre 3 : Effet microphysique des sels marins sur le cyclone tropical Dumile	76
3.1. Contexte synoptique	76
3.1.1. Cyclogénèse & évolution.....	76

3.1.2. Atterrissage sur La Réunion	78
3.1.3. Classification des aérosols dans le bassin SOOI lors de l'épisode Dumile	80
3.2 Impact de l'émission et de l'activation des sels marins sur le développement du cyclone Dumile	82
3.2.1. Synthèse de l'article.....	82
3.2.2. Impact of the Generation and Activation of Sea Salt Aerosols on the Evolution of Tropical Cyclone Dumile	84
3.3. Méthodologie du couplage LIMA-ORILAM.....	112
3.3.1. Initialisation des champs d'aérosols par MACC	112
3.3.2. Transfert des aérosols dans le schéma microphysique et activation.....	114
Chapitre 4 : Impact de la production secondaire des cristaux de glace sur la convection profonde	117
4.1. Synthèse de l'article	118
4.2. A representation of the collisional ice break-up process in the two-moment microphysics scheme LIMA v1.0 of Meso-NH.....	119
4.3. Effet de CIBU sur le développement du cyclone tropical Dumile	142
4.3.1 Impact sur la trajectoire et l'intensité	142
4.3.2 Impact sur les précipitations	143
4.3.3 Impact sur la structure microphysique.....	146
4.3.4 Conclusion.....	151
Conclusions et perspectives	152
Bibliographie.....	155
Annexes.....	173

Table des illustrations

Figure 1. Aléas associés à un cyclone tropical. Les extrêmes indiqués concernent les DOM. Source : <https://www.futura-sciences.com/planete/dossiers/climatologie-cyclone-ouragan-typhon-sont-ils-573/page/5/> 16

Figure 2. (a) Moyennes glissantes sur 5 ans de l'erreur de positionnement ou DPE (km) en fonction de l'échéance (en couleur) depuis la saison 1990-1991. (b) Moyennes glissantes sur 5 ans de l'erreur absolue de prévision d'intensité (vent moyen sur 10 mn, kt) Source : CMRS Réunion (Météo France)18

Figure 3. Épaisseur optique d'extinction de différents types d'aérosols à travers le globe simulée par le modèle GOCART. Orange : poussières désertiques ; vert : composés organiques; blanc : sulfates; bleu : sels marins. Source : NASA (<https://gmao.gsfc.nasa.gov/research/aerosol/>) 19

Figure 4. Schéma conceptuel de la circulation secondaire du cyclone tropical et de la convection (a) en contexte maritime (non pollué) et (b) en contexte pollué. (b) En périphérie, l'injection d'aérosols (pollution, poussières désertiques) tend à supprimer les processus microphysiques de phase chaude au profit de ceux de phase mixte, et favorise ainsi la convection profonde associée à de fortes ascendances et subsidences. Dans le centre du système, les embruns marins ont l'effet opposé et participent aux processus de phase chaude. L'augmentation de la convection dans les bandes précipitantes entraîne la diminution du flux radial de basses couches alimentant le cœur du cyclone, ce qui a pour effet d'affaiblir la convection dans le mur de l'œil, et in fine, le cyclone. Tiré de Rosenfeld et al. (2012). 20

Figure 5. Zones de responsabilité des différents CMRS et TCWC (<http://www.wmo.int/pages/prog/www/tcp/Advisories-RSMCs.html>) 22

Figure 6. (a) Composante zonale du vent à 850 hPa (contours tous les 1 m.s^{-1} en traits pleins et tous les -1 m.s^{-1} en traits pointillés). (b) Gradient méridional du tourbillon absolu (contours tous les 2.10^{-5} s^{-1}). Tiré de Fukutomi et Yasunari (2013). 25

Figure 7. Représentation schématique du cycle de vie des MCV et des tours convectives lors de la formation d'un cyclone. Tiré de Houze (2010)..... 26

Figure 8. Représentation schématique de la structure (du niveau 850 hPa et en haute troposphère) d'une phase positive de la MJO dans l'océan Indien et négative dans l'océan Pacifique Ouest. L'ensemble du système se déplace au cours du temps vers l'Est. (F. Martin ; <https://www.climate.gov/news-features/blogs/enso/what-mjo-and-why-do-we-care>)..... 27

Figure 9. Représentation schématique des conditions de la phase El Niño avec les anomalies de TSM chaudes en orange et les anomalies froides en bleu. Au cours de cette phase, les TSM sont plus chaudes dans l'océan Indien Sud-Ouest. (NOAA Climate.gov; http://ggweather.com/enso/enso_myths.htm) . 28

Figure 10. Cartographie des anomalies de TSM lors des mois de septembre, octobre et novembre. Les contours pleins (pointillés) représentent les anomalies positives (négatives) ($\pm 0.2, \pm 0.4, \pm 0.6$ °C, ...). Tiré de Saji et Yamagata (2002).....	29
Figure 11. Représentation schématique de la structure d'un cyclone (en réflectivité radar) de l'hémisphère Nord. Tiré de Houze et al. (2010) et adapté de Willoughby et al. (1988).	30
Figure 12. (a) Température potentielle équivalente (θ_e , K) le long d'une coupe verticale passant par l'œil de l'ouragan Inez (1966). (b) Illustration de la circulation secondaire (à gauche) représentée par les transports de masse et la θ_e dont les isolignes sont en pointillés rouges. A droite, les vents tangentiels (traits pleins) composent la circulation primaire. La température (°C) est en traits pointillés. Tiré de Hawkins et Imbembo (1976).....	31
Figure 13. Représentation schématique de (a) l'équilibre du vent de gradient et (b) l'équilibre cyclostrophique. Tiré de Beucher (2010)	33
Figure 14. Moyennes azimutales(a) du vent tangential (contours tous les 5 m.s ⁻¹), (b) du vent radial (contours tous les 2.5 m. s ⁻¹), et (c) du vent vertical (contours tous les 0.5 m. s ⁻¹) d'un cyclone tropical modélisé. Tiré de Wang (2007)	33
Figure 15. Coupe verticale schématique de la dynamique d'un cyclone. Extrait du projet STORMFURY et adapté par F. Beucher (2010).	34
Figure 16. Représentation schématique des Beta-gyres avec la rotation cyclonique notée L, la rotation anticyclonique notée H, et le déplacement résultant noté v_p . (Programme COMET, http://www.comet.ucar.edu/)	35
Figure 17. Température de surface de la mer (°C) après le passage du cyclone Bejisa le 02/01/2013 à 18 UTC (a) et anomalies de TSM (°C) entre le 02/01/2013 à 18 UTC et le 01/01/2013 à 00 UTC. Le flux de moment moyen est représenté par des contours noirs (0.2, 0.4 et 0.8 kg m ⁻¹ s ⁻²) (b). Tiré de Pianezze et al. (2018).....	36
Figure 18. Moyenne azimutale de θ_e (couleurs), des vitesses de vent tangential (contours pleins), et des vitesses verticales (contours en pointillés) si le cisaillement vertical est nul (haut) et s'il est de 20 m.s ⁻¹ (bas). La flèche blanche représente l'intrusion d'une masse d'air de faible θ_e au sein de la couche limite du mur de l'œil. Tiré de Riemer et al. (2010).....	37
Figure 19 Croissance et activation d'une particule selon la courbe de Köhler en fonction du taux de saturation S et du rayon r de la gouttelette. r_{dry} fait référence au rayon de l'aérosol sec. Tiré de Lohmann et Luond (2012).....	39
Figure 20 Profil vertical de diverses propriétés à la base d'un nuage pour des vitesses verticales ascendantes égales à 0.5 m.s ⁻¹ (traits pointillés) et 2 m.s ⁻¹ (traits pleins) : la sursaturation, la concentration des gouttelettes nuageuses, le rayon moyen, l'écart-type, et le contenu en eau liquide. Tiré de Rogers et Yau (1989).....	40

Figure 21. Représentation schématique de l'évolution temporelle des processus de condensation (courbe bleue) et de coalescence (courbe rouge) en fonction du rayon des gouttelettes. Tiré de Wallace et Hobbs (2006)	41
Figure 22. Diagramme schématique (a) des processus de nucléation de la glace en fonction de la température et de la sursaturation par rapport à la glace S_i (la sursaturation par rapport à l'eau liquide est indiquée par un trait plein). La ligne en pointillés tracée à partir de -35°C représente la nucléation homogène selon Koop et al. (2000). Tiré de Löhmann et Lüönd (2012).	42
Figure 23. Représentation schématique des différents processus de multiplication des cristaux de glace : a) Hallett-Mossop, b) rupture collisionnelle, c) fragmentation par congélation, d) fragmentation par sublimation. Tiré de Field et al. (2017).	43
Figure 24. Représentation schématique des processus microphysiques dans un nuage à phase mixte. Tiré de Lohmann et Lüönd (2012).	45
Figure 25. Représentation schématique de la distribution spatiale des hydrométéores dans le mur de l'œil. La température de la base des nuages est d'environ 22°C . Pour un cyclone mature, les vitesses verticales aux alentours de l'isotherme 0°C sont comprises entre 5 et 8 m.s^{-1} et la convection s'étend jusqu'à l'isotherme -40°C . Les points blancs représentent les hydrométéores solides et les points noirs représentent les gouttes de pluie. Les flèches noires circulaires (rectilignes) montrent la circulation primaire (secondaire). Tiré de Houze (2010)	46
Figure 26. (a) Coupe altitude-rayon schématique de l'Ouragan Alicia (1983) montrant la réflectivité radar (contours gris à 5, 30, 35 dBZ). Sont également représentés la circulation primaire (traits pointillés fins), la circulation secondaire (flèches grises tiretées), les subsidences dues à la convection (flèches pleines), et les mouvements verticaux de méso-échelle (flèches blanches). Les numéros (0,1,1',2,2',3,4) correspondent à la trajectoire des hydrométéores visible sur la coupe horizontale de la réflectivité radar (contours à 20 et 35 dBZ) représentée en (b). Tiré de Houze, (2010).	46
Figure 27. Exemples de lois de distribution Gamma pour plusieurs valeurs de N_0 , v , μ . Extrait de Nopple et al. (2010a) et annoté par Khain et al. (2015).	47
Figure 28. Evolution temporelle des vitesses de vent tangentiel en m.s^{-1} en surface (a) et du minimum de pression de surface en hPa (b) pour différents schémas microphysiques. La ligne horizontale représente la MPI calculée à partir des conditions initiales en se basant sur l'algorithme de Holland (1997). Tiré de Wang et al. (2002).	49
Figure 29. Précipitations accumulées (couleurs) le long de la trajectoire du cyclone simulé (courbe noire) pour deux simulations : CTL (référence) et NICE (absence des hydrométéores froids). Tiré de Zhu et Zhang (2006).	50
Figure 30. Profil de flux de chaleur latente ($^\circ\text{C.h}^{-1}$) du typhon Hagupit global (noir) et par classe de processus (bleu : congélation et fonte ; cyan : déposition et sublimation ; rouge : condensation et évaporation). Tiré de Li et al. (2013a).....	51
Figure 31. Trajectoires d'un cyclone idéalisé simulé pour une durée de 72 h avec différents schémas microphysiques : K (Kessler), L (Purdue-Lin), W (WSM3), W_6 (WSM6), S_1 (Seifert-Beheng, version 1)	

et S_2 (Seifert-Beheng, version 2). Les symboles montrent les positions successives à 12 h d'intervalle. Tiré de Fovell et al. (2016).....	52
Figure 32. Schéma conceptuel des différents effets (directs, semi-direct, indirects) des aérosols. Extrait du quatrième rapport d'évaluation du GIEC et adapté de Haywood et Boucher (2000).....	53
Figure 33. Illustration de l'effet indirect des aérosols sur différents stades de nuages dans un contexte non pollué (haut) et pollué (bas). Tiré de Tao et al. (2012) et adapté de Rosenfeld et al. (2008).	54
Figure 34. Présentation schématique des processus liés aux aérosols en fonction de leur taille. AP : Particules d'aérosols ; BC : Carbone suie ; POM : Composés organiques. Tiré de Lohmann et Lüönd (2012).	55
Figure 35. Représentation schématique des mécanismes de production de gouttelettes : l'éclatement de bulles en surface et l'arrachement par le vent. Tiré de Veron et al. (2015) et adapté de Andreas et al. (1995).	56
Figure 36. Fonctions d'émissions d'embruns marins pour une vitesse de vent à 10 m de 15 m.s^{-1} . Tiré de Veron et al. (2015).....	57
Figure 37. Illustration de l'hypothèse scientifique du projet STORMFURY : favoriser la convection dans les bandes précipitantes au détriment de la convection dans le mur de l'œil afin d'affaiblir le cyclone (http://www.aoml.noaa.gov/general/WWW000/text/sfury.html)	58
Figure 38. Évolution de l'intensité de l'ouragan Erin (2001) en termes de vent maximum (kt ; courbe noire) dans le bassin Atlantique Nord sous l'influence (rouge) ou non (vert) de la SAL. Tiré de Dunion et Velden (2004).....	59
Figure 39. Représentation schématique de l'effet d'un panache d'aérosols sur l'intensité de la convection dans le mur de l'œil. Les flèches horizontales et verticales représentent le flux radial de basses couches et les ascendances, respectivement. Leur couleur indique le contexte en termes d'aérosols et les effets pris en compte. Rouge : contexte maritime. Jaune : contexte pollué avec l'effet microphysique. Orange : contexte pollué avec l'effet microphysique et l'effet radiatif. Le flux radial entrant et la convection dans le mur de l'œil sont les plus importants en contexte maritime (flèches rouges). En contexte pollué, l'effet microphysique des aérosols réduit les précipitations issues de processus microphysiques de phase chaude, mais favorise les processus microphysiques de phase mixte, ce qui entraîne l'augmentation de la convection dans les bandes précipitantes au détriment du flux radial entrant et de la convection dans le mur de l'œil (flèches jaunes). L'effet radiatif des aérosols induit le réchauffement des masses d'air en basses couches et favorise également le développement des bandes précipitantes. Le couplage entre l'effet microphysique et l'effet radiatif renforce par conséquent l'effet précédemment cité (flèches oranges). Tiré de Wang et al. (2014).	61
Figure 40. Diagramme illustrant les processus microphysiques dans le schéma microphysique ICE3. Tiré de Pinty et Jabouille (1998).	65
Figure 41. Spectre d'activation des CCN (a) en contexte pollué ou (b) en contexte non pollué défini par Hudson et Li (1995). Les croix représentent les données expérimentales, les lignes pointillées la loi de Twomey et les lignes pleines la loi de Twomey ajustée. Tiré de Cohard et Pinty (1998).	66

Figure 42. Représentation du paramètre H_X en fonction de la température et de la sursaturation par rapport à la glace. Tiré de Philips et al. (2008).	67
Figure 43. Diagramme des processus microphysiques du schéma LIMA entre les différents hydrométéores représentés par leur rapport de mélange r et leur concentration N . (a) Totalité des processus excepté les processus de collection. (b) Processus de collection uniquement. Les flèches bleues représentent les processus présents dans ICE3 et modifiés dans LIMA, les flèches rouges font référence aux nouveaux processus propres à LIMA, et les flèches noires sont les processus identiques dans ICE3 et LIMA. Les processus liés à la grêle sont représentées en couleurs plus claires. Tiré de Lac et al. (2018).....	68
Figure 44. Flux d'émission d'aérosols marins pour un nombre de Reynolds Re_{HW} égal à 3.1×10^6 . Les marqueurs gris représentent les données mesurées. La courbe noire (épaisse) est la fonction d'émission OVA complète, et les courbes colorées (fines) correspondent à chacun des modes lognormaux. Tiré de Ovadnevaite et al. (2014).	71
Figure 45. Les vents de surface dans l'océan Indien issues de réanalyses sont représentés par des vecteurs et des isotaques (tous les 2 m s^{-2}). La rencontre entre le flux de mousson et les alizés est symbolisée par les flèches rouges. Extrait de Hastenrath et Lamb, 2004 et annoté par S. Langlade (CMRS Réunion).76	
Figure 46. Image visible du satellite Meteosat 7 le 31/12/12 à 09 UTC. Le système a une structure très large et une convection éloignée du centre dépressionnaire.....	77
Figure 47. Cisaillement vertical (kts) en contours colorés le 01/12/13 à 09 UTC. Les lignes blanches (bleues) pleines (pointillées) font référence à une tendance positive (négative) pendant les précédentes 24 heures. La dorsale d'altitude est représentée par un trait en pointillés bleu, le système par un rond rouge, et son déplacement est symbolisé par une flèche noire (adapté du produit du CIMMS : http://tropic.ssec.wisc.edu/).....	78
Figure 48. (a) Cumul de précipitations (en mm) sur 2 jours (2,3 et 4 Janvier 2013) et (b) rafales de vent maximales (en km h^{-1}) enregistrés lors du passage du cyclone Dumile à proximité de l'île de La Réunion. (Source : Météo-France).....	79
Figure 49. (a-c) Trajectoires du satellite CALIPSO représentant le type d'objets observés à une altitude de 1000 m, et (b-d) profils verticaux des types d'aérosols déterminés par l'algorithme VFM, (haut) le 30 décembre 2013 à 20 UTC avec une orientation nord-sud et (c-d) le 2 janvier 2013 à 10 UTC avec une orientation sud-nord.....	81
Figure 50. Distribution des épaisseurs optiques par couche d'aérosols sur le profil du 02/01/2013 12 UTC.....	81
Figure 51. Distribution en taille de la masse des modes 3,4 et 5 des sels marins selon la paramétrisation OVA, superposés aux gammes de diamètres MACC. Les concentrations totales notées N sont ici ajustées afin d'obtenir la même échelle de valeurs en ordonnée. Les propriétés des modes OVA sont décrites par Ovadnevaite et al., 2014 (tableau 3).....	113

Figure 52. Distribution en taille des modes de poussières désertiques selon les propriétés AMMA superposés aux gammes de diamètre MACC. Les propriétés des trois modes AMMA sont décrites dans Crumeyrolles et al., (2008).....	114
Figure 53. (a) Distribution en taille des modes OVA et du mode LIMA correspondant aux sels marins ;(b) Distribution en taille des modes AMMA définis selon Crumeyrolle et al. (2008) et du mode LIMA correspondant aux poussières désertiques. La valeur de la concentration totale notée N (équation 1.10) est $1,5 \text{ cm}^{-3}$	115
Figure 54. Représentation schématique du couplage interactif LIMA-ORILAM comprenant les étapes propres à ORILAM et LIMA. Les sels marins sont initialisés à t_0 dans ORILAM, émis puis transférés à chaque instant t à LIMA. Les rapports de mélange issus de LIMA r_c et r_r sont utilisés pour le calcul du lessivage dans ORILAM.	116
Figure 55. Evolution de (a) la trajectoire et de (b) la pression minimale au niveau de la mer (hPa) de Dumile dans la best-track (BT) et dans les quatre configurations testées (REF, CIH, CIL, RAN ; voir tableau 1).....	143
Figure 56. Précipitations instantanées le 02/01/2013 à 03 UTC observées par Windsat (a) et simulées par Meso-NH dans les configurations (b) REF, (c) CIL et (d) CIH.	144
Figure 57. Précipitations accumulées (mm) entre 27 h et 54 h de simulation pour les simulations REF, CIL et CIH.....	144
Figure 58. Histogramme de la répartition des cumuls de précipitations (par bin de 10 mm) des simulations REF (bleu) et CIH (zones hachurées).	145
Figure 59. Coupes horizontales à 17 km d'altitude, le 02/01/13 à 21 UTC, (haut) des concentrations en nombre n_i (m^{-3}) et (bas) des rapports de mélange r_i (g kg^{-1}) des cristaux de glace pour les simulations REF, CIL et CIH.	146
Figure 60. CFAD des rapports de mélange (répartis par « bin ») pour les six espèces considérées : les gouttelettes nuageuses (0.2 g kg^{-1}), les gouttes de pluie (0.5 g kg^{-1}), les cristaux de glace (0.2 g kg^{-1}), la neige (0.2 g kg^{-1}), et le graupel (0.5 g kg^{-1}). La concentration en nombre des cristaux de glace (bins de 0.2 cm^{-3}) est représentée sur la dernière ligne. Les anomalies de fréquence (CIH – REF) sont représentées sur la colonne de droite. Ces points sont compris dans un rayon inférieur à 120 km par rapport à l'œil.	148
Figure 61. Diagramme de Hövmoller représentant la moyenne azimutale de la concentration en cristaux de glace notée n_i (contours colorés), du rapport de mélange des cristaux de glace (contours pleins tous les $1.4 \cdot 10^{-2} \text{ g kg}^{-1}$, à partir de 0.02 g kg^{-1}), et de la neige (contours pointillés tous les $2 \cdot 10^{-2} \text{ g kg}^{-1}$ à partir de 0.3 et 0.4 g kg^{-1}) à une altitude de 6 km pour les simulations (a) REF et (b) CIH.	150
Figure 62. Evolution de la trajectoire et de l'intensité d'une simulation de référence du cyclone Dumile (rouge) et d'une simulation sans activation des poussières désertiques en tant qu'IFN (orange).	173

Figure 63. Evolution de l'intensité simulée selon les concentrations initiales en aérosols marins au centre du domaine et celles advectées à chaque pas de temps aux bordures du domaine. La simulation de référence avec couplage LIMA-ORILAM (LO) est basée sur un champ initial comprenant des concentrations entre 100 et 200 cm^{-3} dans le cœur du système, alors que la simulation LO_500 débute avec des concentrations initiales comprises entre 400 et 500 cm^{-3} 173

Liste des tableaux

Tableau 1. Classification des systèmes dépressionnaires tropicaux adoptée par le CMRS Réunion	23
Tableau 2. Formulation analytique des lois de distribution (Tripoli et al., 1988)	47
Tableau 3. Définition des paramètres pour chacune des catégories d'hydrométéores. Tiré de Pinty et Jabouille (1998).....	63
Tableau 4. Classification et propriétés des aérosols (σ : écart-type ; r_m : rayon médian) dans le schéma microphysique LIMA.	65
Tableau 5. Paramètres lognormaux de la fonction d'émission par mode i : l'écart type σ_i , le diamètre médian CMD_i et le flux total F_i fonction du nombre de Reynolds RE_{Hw} . Tiré de Ovadnevaite et al. (2014)	70
Tableau 6. Nombre de débris produits par collision dans le processus CIBU pour chaque simulation.	142

Introduction

Parmi les phénomènes météorologiques extrêmes, les cyclones tropicaux sont les plus connus car plusieurs aléas se combinent sur une zone pouvant atteindre plusieurs milliers de kilomètres (figure 1) : fortes précipitations, vents, submersion marine (ou marée de tempête), aléas géologiques associés (glissements de terrain, par exemple), etc. La marée de tempête est l'aléa le plus dévastateur. Par exemple, il causa la mort de 138 000 personnes lors de l'atterrissage d'un cyclone au Bangladesh en 1991. Cette élévation du niveau de la mer résulte de l'action combinée du vent et de la baisse de pression associée au passage du cyclone. Selon la topographie et la configuration du cyclone (trajectoire et direction des flux), la combinaison de la marée de tempête et de l'élévation du niveau des fleuves engendre d'importantes inondations dans les plaines (Lin et Jeng, 2000). Les pluies extrêmes sont responsables des glissements de terrains lorsque le relief est accidenté, voire de coulées de débris (La Réunion, Taïwan). Le potentiel destructeur est conditionné par deux facteurs majeurs : la région du système qui impacte les terres (mur de l'oeil, bandes précipitantes internes ou externes) et le relief pouvant favoriser les précipitations orographiques. La houle cyclonique générée par les vents forts est distante du cœur du système. De ce fait, elle peut également impacter les littoraux qui ne se situent pas sur la trajectoire du cyclone. Lors du passage du cœur du phénomène sur des terres habitées, l'aléa "vents forts" contribue essentiellement aux dégâts matériels bien qu'il y ait un risque réel de projection de personnes ou d'objets.

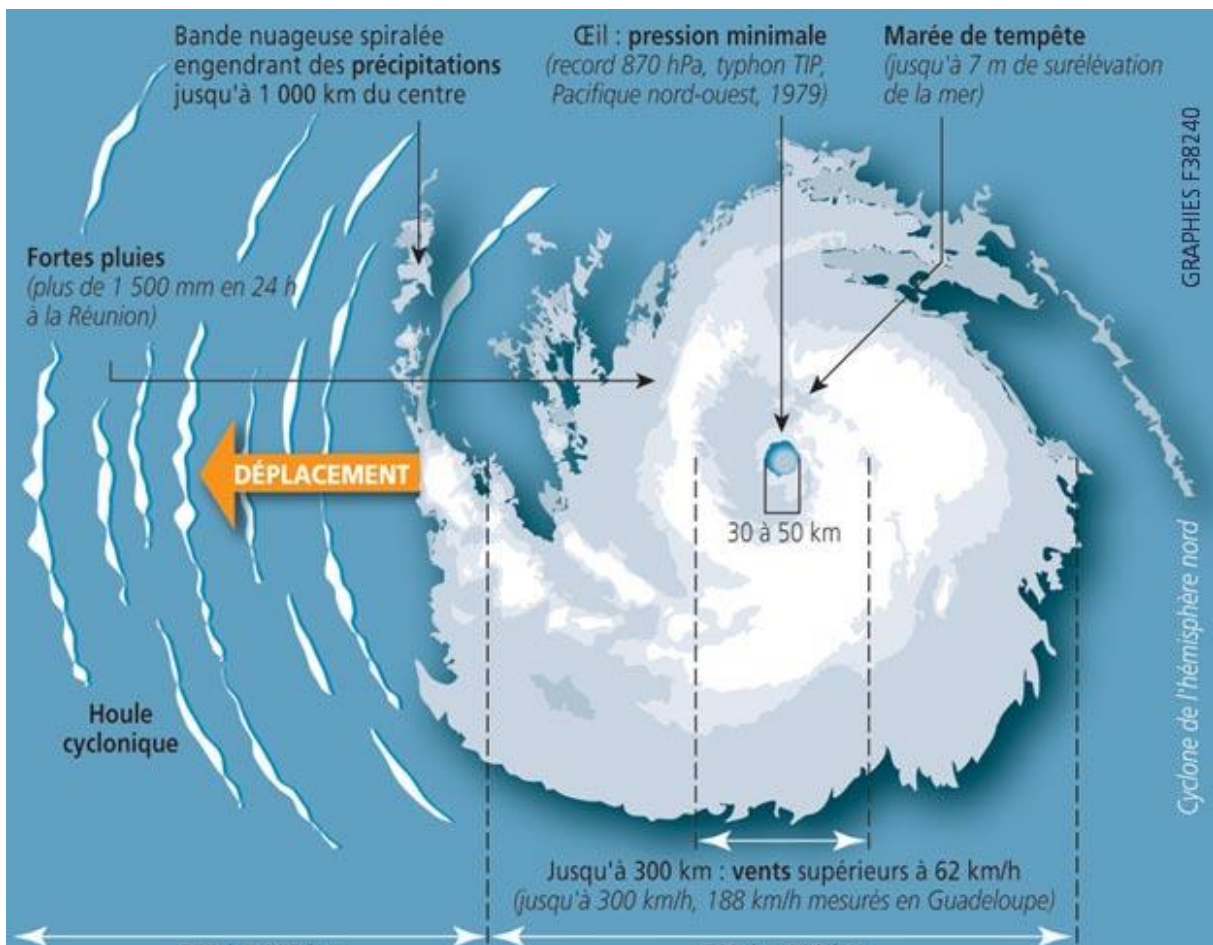


Figure 1. Aléas associés à un cyclone tropical. Les extrêmes indiqués concernent les DOM. Source : <https://www.futura-sciences.com/planete/dossiers/climatologie-cyclone-ouragan-typhon-sont-ils-573/page/5/>

En raison de son relief marqué et de son exposition aux phénomènes cycloniques, La Réunion détient quasiment tous les records mondiaux de pluviométrie pour des durées comprises entre 12 heures et 15 jours (http://www.nws.noaa.gov/oh/hdsc/record_precip/record_precip_world.html). En moyenne, 47 systèmes atteignent le stade de cyclone tropical pendant une saison cyclonique dans le monde, dont 5 dans le bassin sud-ouest de l’océan Indien (SOOI). Au cours des trente dernières années, cinq cyclones majeurs ont impacté La Réunion : Hyacinthe (1980), Clotilda (1987), Firinga (1989), Dina (2002), et Gamède (2007). Le bilan matériel et économique demeure conséquent (dix millions d’euros de dégâts dus au passage de Dina, par exemple). Si le bilan humain se réduit au fil des ans à La Réunion, ce n’est pas le cas de populations plus vulnérables du bassin SOOI telles que celles de Madagascar. A titre d’exemple, les cyclones Enawo (mars 2017) et Ava (janvier 2018) ont causé la mort de 78 et 51 personnes respectivement sur la grande île. La surveillance météorologique est un volet majeur de la mitigation du risque cyclonique, d’où l’intérêt d’améliorer constamment les modèles de prévision numérique.

La qualité des modèles numériques de prévision du temps s’est nettement améliorée au cours des dernières décennies (puissance de calcul, augmentation de la résolution, assimilation de données), ce qui a conduit à l’amélioration des prévisions de la trajectoire des cyclones tropicaux. La figure 2a montre que l’erreur de positionnement (DPE) des cyclones tropicaux dans le bassin Indien sud-ouest faite par le CMRS de La Réunion s’est fortement réduite depuis les années 2000, notamment pour les échéances supérieures à 36 h. Bien que DeMaria et al. (2014) observent une légère amélioration de la prévision d’intensité à une échelle globale, celle-ci n’a pas connu le même essor que la prévision de trajectoire. La figure 2b montre bien que la prévision de l’intensité pour les courtes échéances de prévision (de 00h à 24h) a stagné depuis le début des années 2000 malgré l’évolution des modèles numériques.

Des facteurs multi-échelles peuvent influencer l’intensité des cyclones tropicaux. L’environnement synoptique dans lequel évolue un système module son intensité via des paramètres externes tels que le cisaillement de vent, le contenu énergétique océanique, ou les ondes planétaires. Un cyclone a également sa dynamique interne où des processus de méso-échelle et à l’échelle du nuage entrent alors en jeu. Parmi ces facteurs internes, le rôle fondamental de la microphysique nuageuse a été récemment mis en évidence. Plusieurs études ont caractérisé les processus microphysiques clés modulant l’évolution de l’intensité : la croissance des gouttelettes nuageuses et des cristaux de glace par condensation de la vapeur d’eau, l’évaporation des gouttes de pluie, et la fonte de la neige et du graupel (Wang, 2002 ; Zhu et Zhang, 2006 ; Li et al., 2013). Par libération ou absorption de chaleur latente, ces processus agissent directement sur la flottabilité des masses d’air, sur l’intensité des ascendances et, par conséquent, sur la circulation radiale du système. D’autres études ont montré le rôle primordial de la vitesse de chute des hydrométéores sur les indicateurs d’intensité que sont la pression minimale au niveau de la mer et sur les vents de surface (McFarquhar et Black, 2004 ; Gao et al., 2006 ; McFarquhar et al., 2006 ; Barthe, et al., 2016). Il y a donc une nécessité de décrire de manière réaliste les processus microphysiques et les caractéristiques des hydrométéores dans les modèles numériques.

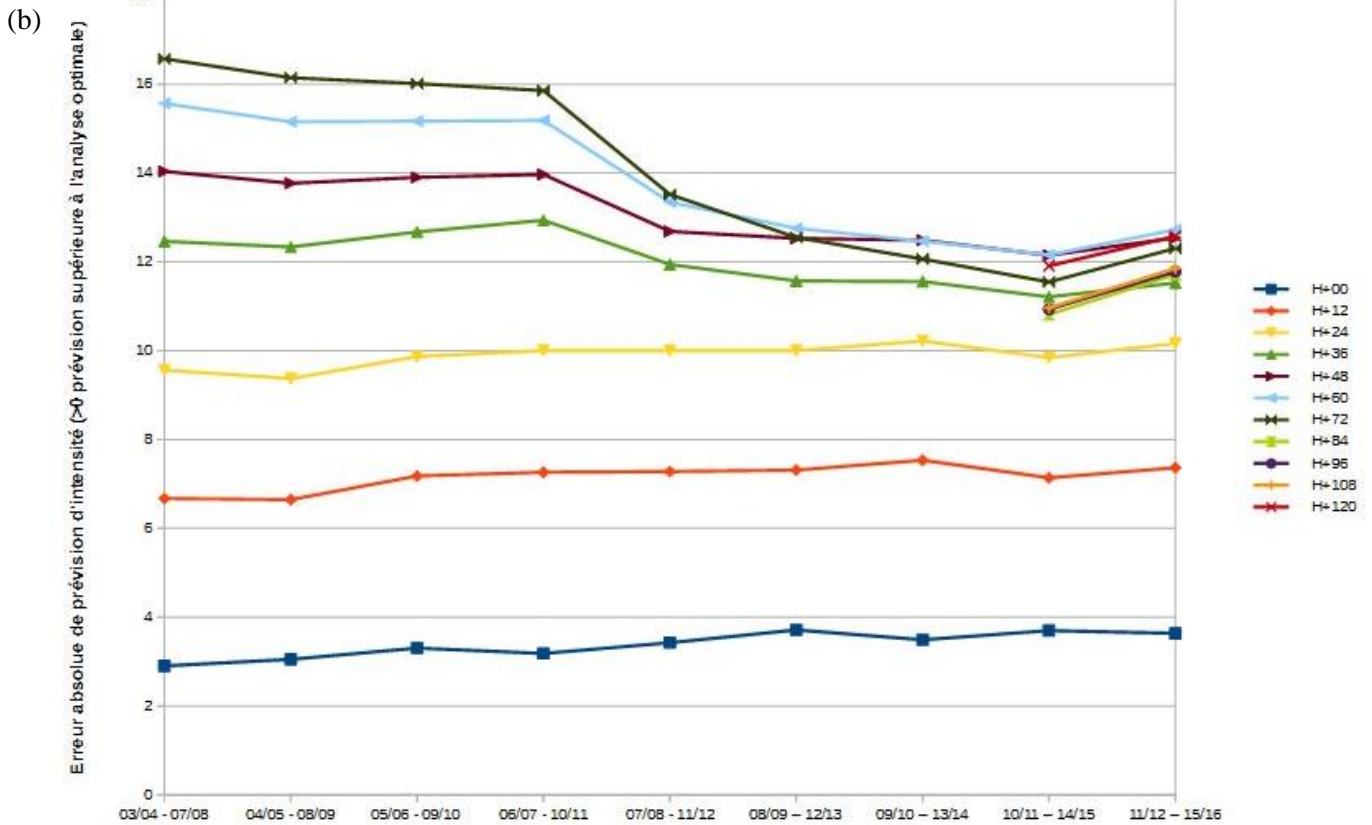
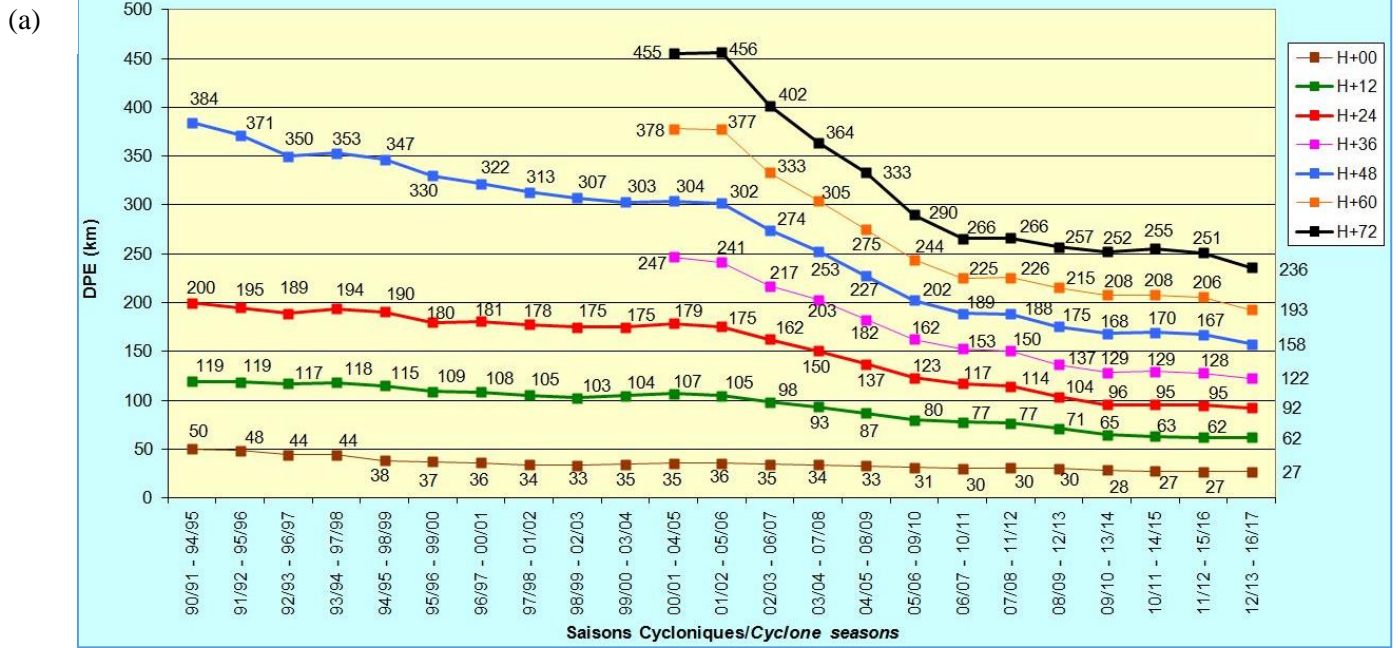


Figure 2. (a) Moyennes glissantes sur 5 ans de l'erreur de positionnement ou DPE (km) en fonction de l'échéance (en couleur) depuis la saison 1990-1991. (b) Moyennes glissantes sur 5 ans de l'erreur absolue de prévision d'intensité (vent moyen sur 10 mn, kt) Source : CMRS Réunion (Météo France)

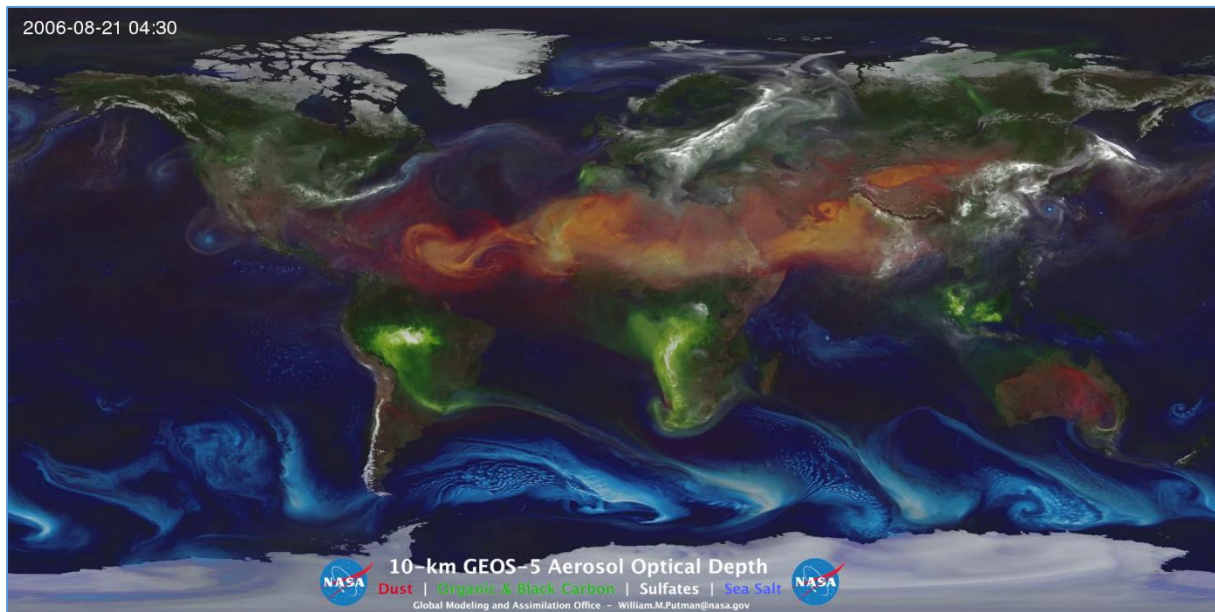


Figure 3. Épaisseur optique de différents types d'aérosols à travers le globe simulée par le modèle GOCART. Orange : poussières désertiques ; vert : composés organiques; blanc : sulfates; bleu : sels marins. Source : NASA (<https://gmao.gsfc.nasa.gov/research/aerosol/>)

On sait que les aérosols, par effet indirect, modifient la composition des nuages en servant de noyaux de condensation pour les gouttelettes nuageuses et les cristaux de glace. La dynamique du nuage s'en trouve alors perturbée (Andreae et Rosenfeld, 2008). On peut donc s'attendre à ce que les aérosols impactent la structure nuageuse et l'intensité d'un cyclone. C'est l'hypothèse sur laquelle repose le projet STORMFURY (Willoughby et al., 1982) qui a consisté à répandre des aérosols dans des cyclones tropicaux dans le but de réduire leur intensité. Toutefois, il fut difficile d'extraire l'effet microphysique des aérosols des résultats de ces études. Plus récemment, plusieurs travaux se sont focalisés sur l'interaction entre une masse d'air polluée et un cyclone tropical. Chaque bassin cyclonique dispose de caractéristiques distinctes en matière d'aérosols comme tend à le montrer la figure 3 à une date donnée.

L'activité cyclonique du bassin Atlantique Nord est influencée par un phénomène connu bien visible sur la figure 3 (couleur orange) : la Saharian Air Layer. Dunion et Velden (2004), entre autres auteurs, ont montré que l'interaction entre ce panache de poussières désertiques et un ouragan aboutissait à l'affaiblissement de ce dernier. Le bassin Pacifique Nord-Ouest est plutôt concerné par des aérosols anthropiques, émis par les mégapoles est-asiatiques, tels que les sulfates. Wang et al (2014) montrent, par le biais de la modélisation de l'effet microphysique des aérosols, un affaiblissement du système associé à une augmentation des précipitations dans les bandes précipitantes. Le schéma conceptuel établi par Rosenfeld et al. (2012) et repris par Wang et al. (2014) est le suivant (figure 4b) : (i) une masse d'air polluée intégrant le système de l'extérieur en basses couches contribue aux processus mixtes (aux dépens des processus chauds) dans les bandes précipitantes, (ii) favorise la convection et la formation de cold pool, (iii) affaiblit le flux radial en basses couches, et (iv) freine la convection au sein du mur de l'œil. In fine, l'intensité du phénomène diminue. Il est donc essentiel de coupler le développement de la microphysique nuageuse à la modélisation des aérosols dans les modèles numériques.

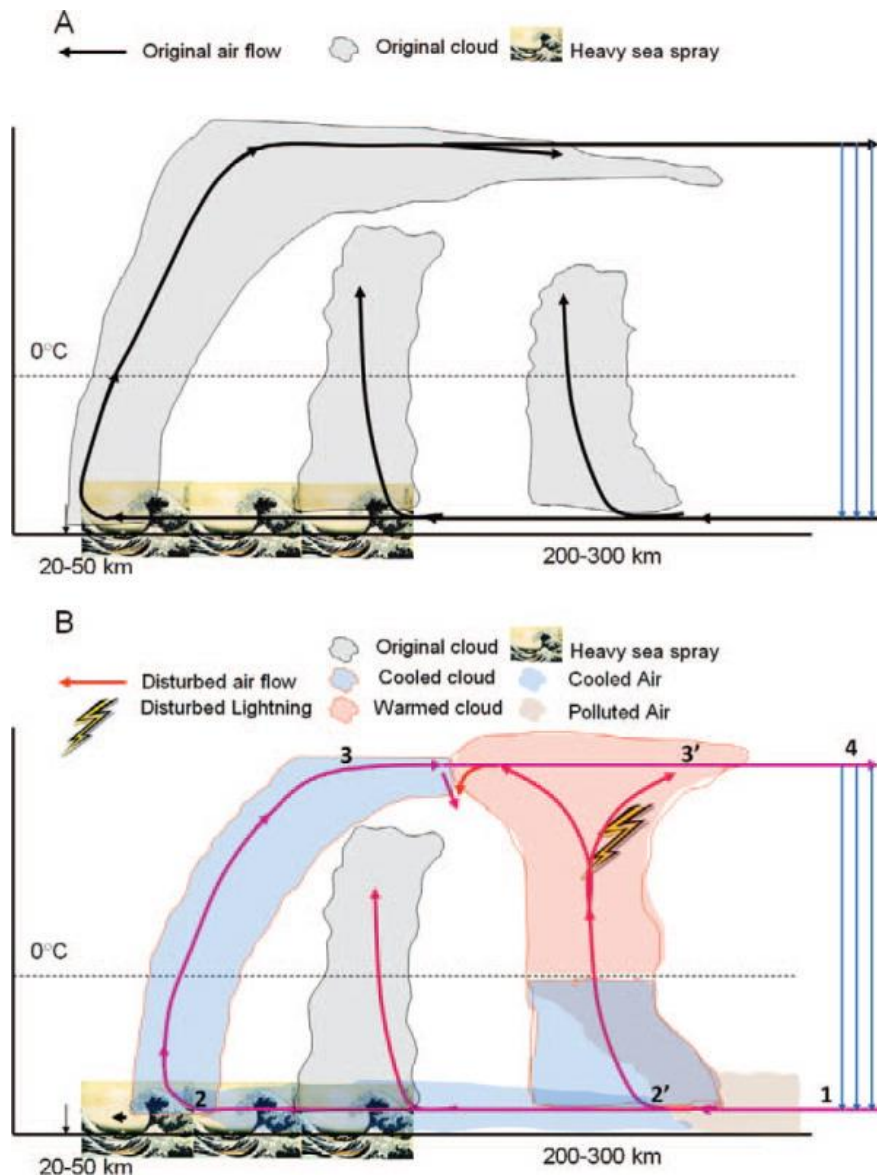


Figure 4. Schéma conceptuel de la circulation secondaire du cyclone tropical et de la convection (a) en contexte maritime (non pollué) et (b) en contexte pollué. (b) En périphérie, l'injection d'aérosols (pollution, poussières désertiques) tend à supprimer les processus microphysiques de phase chaude au profit de ceux de phase mixte, et favorise ainsi la convection profonde associée à de fortes ascendances et subsidences. Dans le centre du système, les embruns marins ont l'effet opposé et participent aux processus de phase chaude. L'augmentation de la convection dans les bandes précipitantes entraîne la diminution du flux radial de basses couches alimentant le cœur du cyclone, ce qui a pour effet d'affaiblir la convection dans le mur de l'œil, et in fine, le cyclone. Tiré de Rosenfeld et al. (2012).

Quid du rôle des sels marins dans l'évolution des cyclones tropicaux ? Ceux-ci sont émis majoritairement dans le cœur du système où les vents cycloniques sont les plus forts et peuvent agir en tant que CCN (Cloud Condensation Nuclei) dans les zones convectives, à savoir le mur de l'œil, les bandes internes, et les bandes précipitantes. Cette configuration diffère du cas d'advection mentionné précédemment dans le sens où les sels marins sont émis sous le cyclone et directement transportés via les ascendances. Si on suit le schéma conceptuel de Rosenfeld et al. (2012), ces CCN devraient favoriser les processus mixtes directement dans le mur de l'œil, et par conséquent intensifier le cyclone. Cet effet a été suggéré par des modélisations numériques sur un cas idéalisé (Herbener et al., 2014) et l'ouragan Irene (2011) (Khain et al., 2016). En revanche, cela n'a pas été vérifié avec une modélisation de l'émission de sels marins et de leur activation en tant que CCN. C'est l'objectif majeur de ce projet de thèse.

Pour que la structure microphysique du cyclone tropical simulé soit réaliste, il est également nécessaire de tenter de résoudre un verrou scientifique qu'est la formation de la glace primaire dans les nuages de convection profonde en milieu tropical. Hobbs (1969) a observé des concentrations en cristaux de glace supérieures à celles des noyaux glaçogènes, ce qui suggèrerait l'existence de mécanismes autres que la nucléation hétérogène de la glace. Bien que les modèles numériques disposent aujourd'hui de paramétrisations de la nucléation hétérogène et homogène des cristaux de glace, la contribution des modes de multiplication des cristaux de glace selon les conditions thermodynamiques est encore discutée. Sur la base de travaux récents concernant un processus de collision entre de la neige et du graupel, nous tentons dans le cadre de cette thèse d'apporter des éléments nouveaux sur ce sujet.

Pour comprendre le rôle de la microphysique nuageuse et des aérosols dans l'évolution des cyclones tropicaux, nous présentons un état de l'art des connaissances sur ces trois aspects dans le chapitre 1. Le chapitre 2 décrit la méthodologie de ce travail de thèse. Il est articulé autour des paramétrisations de la microphysique nuageuse et des aérosols associées au modèle Meso-NH, et des produits satellitaires utilisés pour l'initialisation et la validation des simulations numériques. Les résultats de la première modélisation utilisant le couplage entre un schéma microphysique et un schéma d'aérosols sur le cas d'étude du cyclone tropical Dumile (2013) ont fait l'objet d'une publication et sont décrits dans le chapitre 3. Une description du contexte synoptique dans lequel se forme et évolue le cyclone est préalablement effectuée. Les détails concernant la méthodologie du couplage sont donnés en complément de la publication. Le développement numérique d'un processus de collision entre des hydrométéores glacés fait l'objet du chapitre 4. Ce chapitre s'organise autour de deux axes : l'analyse de l'impact de ce processus sur un cas idéalisé d'orage (STERA0) et sur un cas réel de cyclone tropical (Dumile). Un bilan des résultats des trois études majeures conclut ce travail de thèse et résume son intérêt par rapport aux problématiques précédemment citées. Des perspectives d'étude dans la continuité de ce travail de thèse sont également proposées.

Chapitre 1 : Contexte scientifique

Ce chapitre est destiné à fournir les connaissances nécessaires à la bonne compréhension des résultats des simulations numériques de cyclones tropicaux obtenus lors de ce projet de thèse. Nous présentons dans un premier temps les mécanismes de la cyclogénèse, la structure dynamique d'un cyclone mature, ainsi que les facteurs de grande échelle pouvant influencer sur son intensité. Avant de décrire la structure microphysique d'un cyclone tropical, nous nous attachons à définir les processus microphysiques et les hydrométéores en jeu, ainsi qu'à décrire leur implémentation dans les modèles atmosphériques. La section 1.3 est dédiée à la caractérisation des aérosols, avec un focus sur les aérosols marins, et à leurs interactions avec les nuages. Les sections 1.2.6 et 1.3.4 proposent un état de l'art des travaux concernant respectivement le rôle de la microphysique et l'effet des aérosols sur les cyclones tropicaux.

1.1. Les cyclones tropicaux

Selon la définition de l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM), les cyclones tropicaux sont des perturbations atmosphériques d'échelle large de quelques centaines de kilomètres, prenant naissance au-dessus des eaux tropicales ou subtropicales, et présentant une activité orageuse organisée et une circulation cyclonique plus intense en surface qu'en altitude.

Etant donné le caractère dévastateur de ces phénomènes, l'OMM a organisé une veille cyclonique mondiale reposant sur six centres météorologiques régionaux spécialisés (CMRS) : Miami, Honolulu, Tokyo, New Delhi, La Réunion et Nadi. Ces centres sont secondés par les Centres d'Avertissements de Cyclones Tropicaux (TCWC pour *Tropical Cyclone Warning Center*). La figure 5 présente les zones de responsabilité propres à chaque centre.

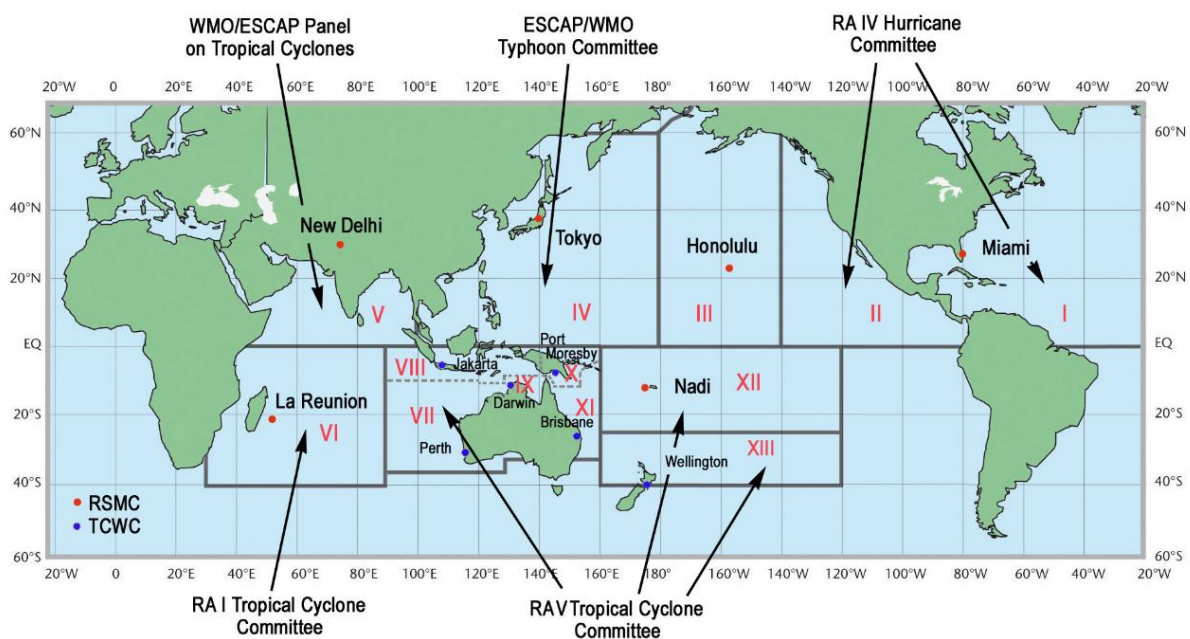


Figure 5. Zones de responsabilité des différents CMRS et TCWC (<http://www.wmo.int/pages/prog/www/tcp/Advisories-RSMCs.html>)

D'après l'étude de [Neumann \(1993\)](#) sur la période 1968-1990, le bassin Sud-Ouest Océan Indien (SOOI) concentre 11 % de l'activité cyclonique mondiale. La direction interrégionale de Météo France a été désignée par l'OMM comme CMRS du bassin SOOI depuis 1993. En ce sens, il est responsable de la surveillance et de la prévision des systèmes tropicaux sur une zone comprise entre l'équateur et 40° S, et entre 30° E et 90° E. Il assure la transmission des bulletins météorologiques aux quinze pays membres (Afrique du Sud, Botswana, Comores, France, Kenya, Lesotho, Madagascar, Malawi, Maurice, Mozambique, Namibie, Seychelles, Swaziland, Tanzanie, Zimbabwe).

Pour cela, le CMRS dispose d'un panel d'observations in-situ et satellitaires, dont une couverture satellitaire géostationnaire sur le bassin assurée par Meteosat 8 et deux radars basés sur l'île de La Réunion (Colorado, Piton Villers). Il bénéficie également des données de plusieurs modèles :

- **Modèles globaux** : GFS (Global Forecast System, NCEP), IFS (Integrated Forecast System, CEPMMT), ARPEGE (Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle, Météo France)
- **Modèles à aire limitée** : AROME (Météo France)

Plusieurs noms et classifications des systèmes dépressionnaires tropicaux existent à travers le monde et diffèrent selon le bassin considéré. L'appellation « cyclone tropical » est généralement utilisée mais le terme « ouragan » est employé aux Etats-Unis (bassin Atlantique Nord et Pacifique Nord-Ouest) alors que le terme « typhon » est utilisé en Asie. Le paramètre de classification, *i.e.* le vent moyen, diffère également selon les CMRS : les CMRS d'Atlantique Nord et du Pacifique Nord-Est utilisent le vent moyenné sur 1 minute alors que les autres CMRS lui préfèrent le vent moyenné sur 10 minutes. Le tableau 1 présente la classification pour le CMRS de La Réunion.

Tableau 1. Classification des systèmes dépressionnaires tropicaux adoptée par le CMRS Réunion

Vitesse du vent moyennée sur 10 mn (kts)	Terminologie
< 28	Perturbation Tropicale (PT)
28-33	Dépression Tropicale (DT)
34-47	Tempête Tropicale Modérée (TTM)
48-63	Forte Tempête Tropicale (FTT)
64-89	Cyclone Tropical (CT)
90-114	Cyclone Tropical Intense (CTI)
>115	Cyclone Tropical Très Intense (CTTI)

1.1.1. Cyclogénèse

Précurseurs environnementaux

Il existe un ensemble de précurseurs environnementaux, que l'on retrouve préférentiellement dans certaines régions du globe ([Gray, 1979](#)), et dont la combinaison peut permettre la formation d'un cyclone, appelée cyclogénèse.

La **température de surface de la mer** (TSM) doit être supérieure à 26.5 °C (Gray, 1968; Dengler, 1997) sur une profondeur d'au moins 50 m. Dare et McBride (2011) ont estimé que ce seuil devait être maintenu 48 heures pour permettre la mise en place de la convection. Les flux de chaleur latente F_H et d'humidité F_w provenant de cette couche de surface océanique sont nécessaires au maintien de l'instabilité de basses couches et à l'intensification du cyclone tropical. Ils sont fortement dépendants des TSM. Cette couche de mélange est par ailleurs considérée comme l'énergie principale alimentant le cyclone (Rotunno et Emanuel, 1987). Récemment, ce seuil de température a été revu à 25.5 °C par Tory et Dare (2015).

L'atmosphère doit être **instable conditionnellement** afin de permettre la mise en place d'une convection profonde. En d'autres termes, l'entropie des masses d'air doit décroître avec l'altitude. Cette instabilité est modulée par les TSM via les flux de chaleur latente. La CAPE (Convective Available Potential Energy ou énergie potentielle convective disponible) (Moncrieff et Miller, 1976) ou la SCAPE (Slantwise Convective Available Potential Energy) (Black et al., 1994) permettent de mesurer cette instabilité à partir de la température virtuelle (ou température potentielle équivalente) de l'air notée θ_E par rapport à celle de l'air environnant.

Il faut que l'**humidité relative** soit suffisante dans les basses couches et en moyenne troposphère afin d'alimenter la convection par libération de chaleur latente lors de la condensation de la vapeur d'eau. Un seuil minimal de 70 % à 600 hPa est communément accepté. Toutefois, il existe un autre indice noté NSD (Déficit de Saturation Normalisé) plus fiable que l'humidité relative selon Rappin et al. (2010) et Emanuel (2010). McGauley et Nolan (2011) ont estimé un seuil de NSD de 1.05 pour amorcer la cyclogénèse.

Une **convergence des flux de basses couches et de moyenne troposphère** associée à un **tourbillon absolu** minimal de $2 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ à 850 hPa sont requis. Il faut pour cela une **force de Coriolis** suffisante. Celle-ci augmentant avec la latitude, les systèmes ne se forment qu'à partir de latitudes supérieures à 5°.

Le **cisaillement de vent** entre la basse (850 hPa) et la haute (200 hPa) troposphère doit être inférieur à $12.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ selon Zehr (1992). Au-delà de ce seuil, il déstructure le tourbillon dans son axe vertical. Ce phénomène sera plus amplement détaillé dans la section 1.1.2.

La **divergence d'altitude** est nécessaire pour que les masses d'air transportées verticalement par le cœur du système puissent s'évacuer de manière efficace en haute troposphère. Deux canaux d'évacuation côté polaire et côté équatorial sont la configuration idéale. Dans l'océan Indien, deux jets sont connus pour être favorables à la cyclogénèse (Beucher, 2010) : le jet d'ouest subtropical pour le côté polaire et le jet d'est tropical pour le côté équatorial.

La majorité de ces conditions de cyclogénèse a été déterminée sur la base d'études menées dans le bassin Atlantique Nord, et est assumée valable pour les autres bassins.

La ZCIT : lieu de cyclogénèse

Dans l'océan Indien, la ZCIT (Zone de Convergence Intertropicale) est ainsi un lieu privilégié de cyclogénèse (Ferreira et Schubert, 1997 ; Frank et Roundy, 2006) car elle réunit plusieurs conditions thermodynamiques et dynamiques.

La figure 6 montre que cette zone concentre les maxima de vent zonal (alizés) et de tourbillon relatif à 850 hPa. La convergence à 925 ou 850 hPa est assurée par la rencontre entre le flux de mousson provenant du Moyen-Orient et les alizés. Le renforcement des alizés est ainsi le processus clé susceptible de générer un vortex cyclonique par interaction avec un flux de mousson marqué (Beucher, 2010). Dans cette situation, le vortex est également alimenté par de l'humidité provenant des deux flux.

La spatialisation de la ZCIT est aussi fortement liée aux TSM (Bjerkness, 1969), bien que ce ne soit pas l'unique paramètre en jeu comme le souligne Lietzke (2001). On retrouve généralement des systèmes convectifs de méso-échelle (MCS pour Mesoscale Convective System) là où les TSM sont supérieures à 28 °C. Des fortes valeurs de θ'_w à 850 hPa ainsi que des vitesses verticales marquées vers 600 hPa sont des conséquences directes de ces TSM chaudes.

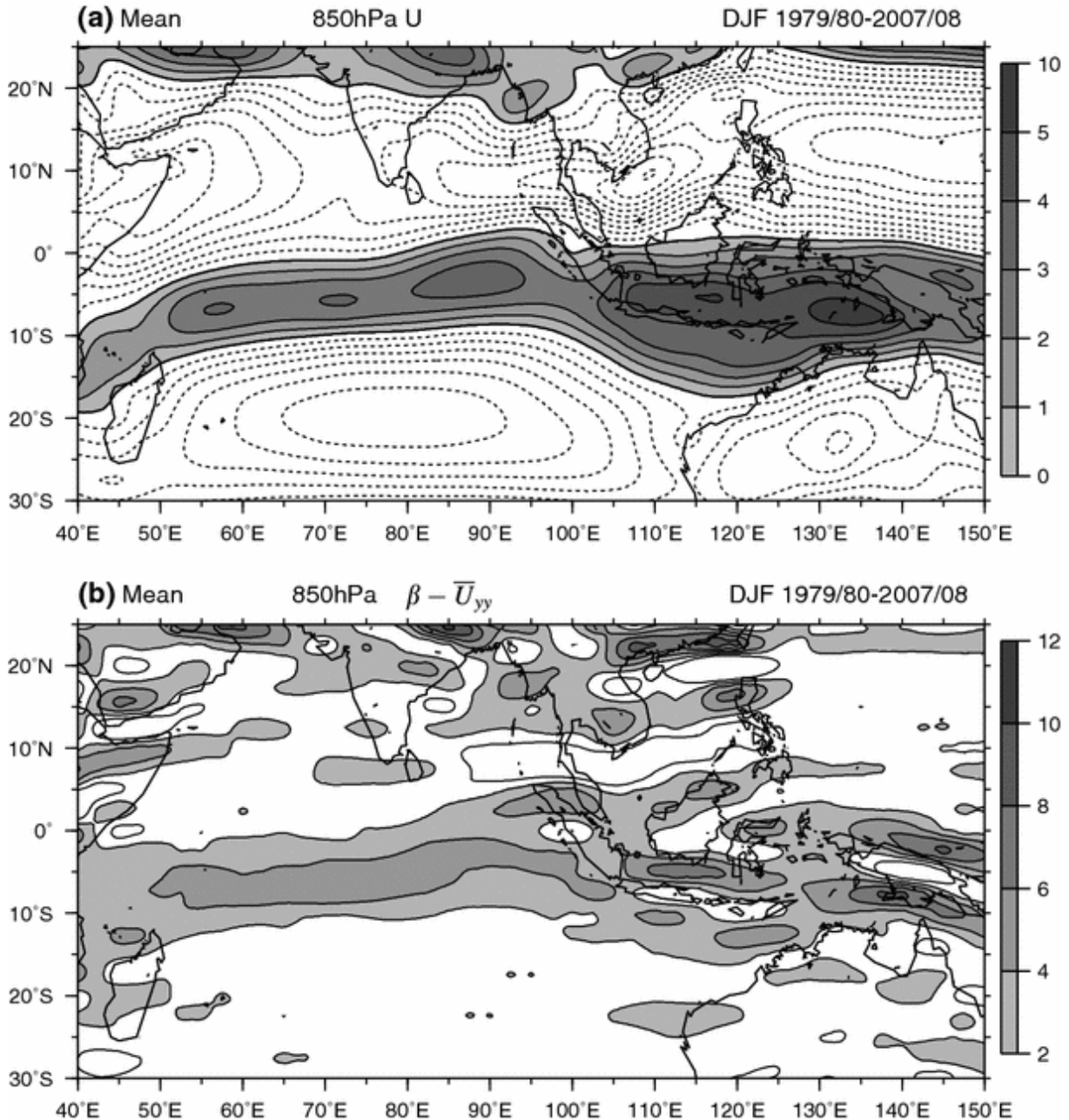


Figure 6. (a) Composante zonale du vent à 850 hPa (contours tous les $1 m \cdot s^{-1}$ en traits pleins et tous les $-1 m \cdot s^{-1}$ en traits pointillés). (b) Gradient méridional du tourbillon absolu (contours tous les $2 \cdot 10^{-5} s^{-1}$). Tiré de Fukutomi et Yasunari (2013).

Développement de la structure nuageuse

La cyclogénèse requiert une perturbation initiale de méso-échelle avec la présence de MCV (Mesoscale Convective Vortex). Les MCV sont définis selon plusieurs caractéristiques : (i) la présence d'un minimum de pression au centre du système, (ii) une circulation cyclonique en moyenne troposphère où la libération de chaleur latente est la plus importante, (iii) une circulation anticyclonique en haute troposphère, et (iv) une certaine persistance dans le temps. Les nuages d'un cyclone tropical jouent un rôle important dans l'évolution de sa dynamique. A partir d'une perturbation préexistante, les nuages convectifs permettent d'approvisionner le cœur du système en énergie et en vorticité au cours de l'intensification (Houze, 2010). Il est établi que la mise en place et l'augmentation progressive de la convection nuageuse est antérieure à celle des vents tangentiels autour de l'  cil (Steranka et al., 1986).

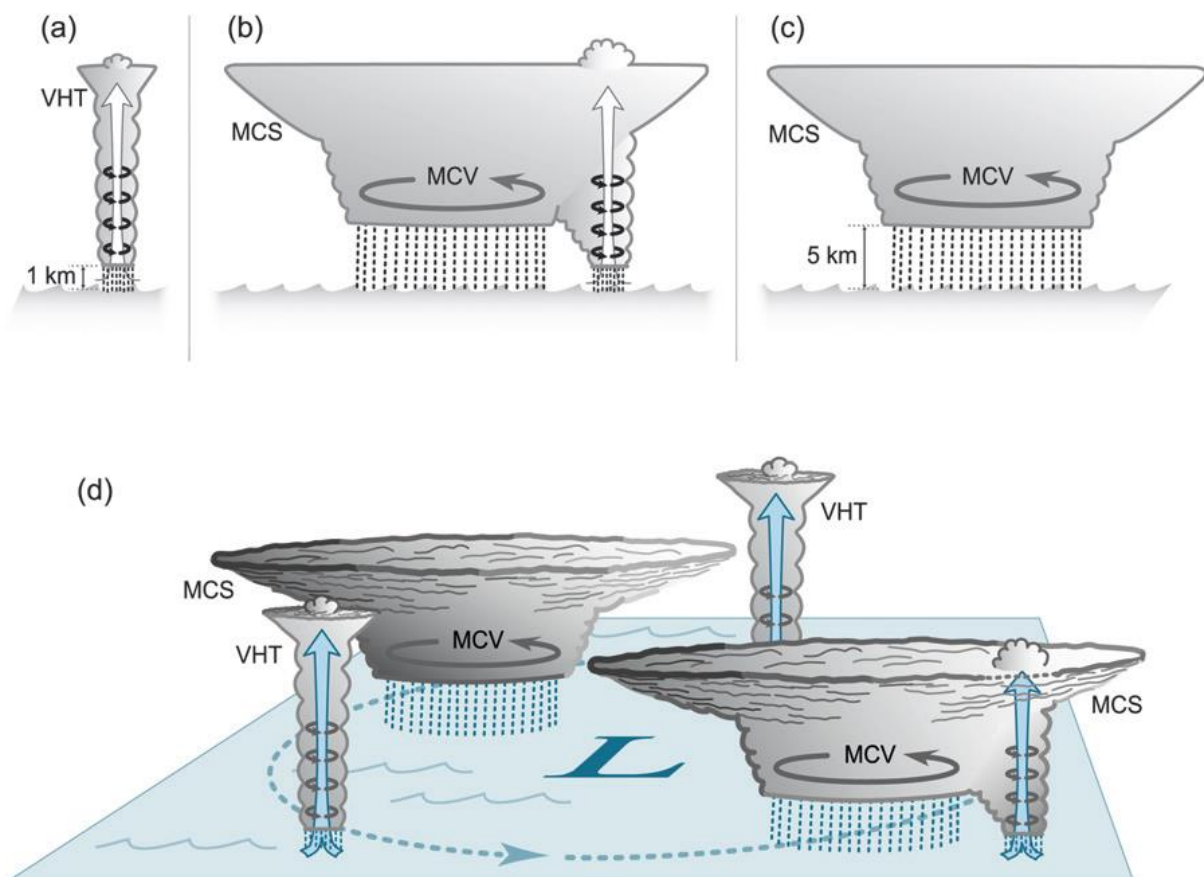


Figure 7. Représentation schématique du cycle de vie des MCV et des tours convectives lors de la formation d'un cyclone. Tiré de Houze (2010).

Houze (2010) décrit sur la figure 7 la mise en place de différentes structures nuageuses qui deviendront par la suite un système convectif tropical organisé. La première étape est le développement d'une ou de plusieurs tours convectives (figure 7a), *i.e.* un cumulonimbus caractérisé par une extension verticale et une vorticité importantes (Hendricks et al., 2004). Ces systèmes isolés s'organisent ensuite autour de MCS plus larges et persistants constitués d'une partie convective et d'une partie stratiforme (figure 7b). Les tours convectives apportent de la vorticité au MCS qui s'accumule vers 5 km d'altitude pour former un MCV (figure 7c). Tout ceci est conditionné par la présence d'un tourbillon important dans les basses couches.

Influence des ondes planétaires

La formation de ces MCV peut être favorisée par des ondes de grande échelle. Parmi celles-ci, la MJO (Madden-Julian Oscillation ou Oscillation de Madden-Julian ; [Madden et Julian, 1994](#)) est la plus connue. Cette onde, située au niveau des Tropiques, se propage vers l'est dans l'océan Indien et l'océan Pacifique avec une période comprise entre 30 et 60 jours. Ce phénomène se décompose en deux centres d'action : une zone de convection intense (pression inférieure à 1013 hPa) et une zone où la convection est inhibée (pression supérieure à 1013 hPa). Ces deux centres d'action sont liés par une même circulation (figure 8) : les flux ascendants dans la phase positive (forte convection) atteignent la haute troposphère (200 hPa), divergent, et les flux d'ouest ainsi créés subsident au niveau du dipôle négatif du fait de la convergence à haute altitude avec les flux d'est (figure 8). L'air sec amené de la haute troposphère vers les basses couches inhibe la formation de précipitations, et diverge en surface.

Madden-Julian Oscillation

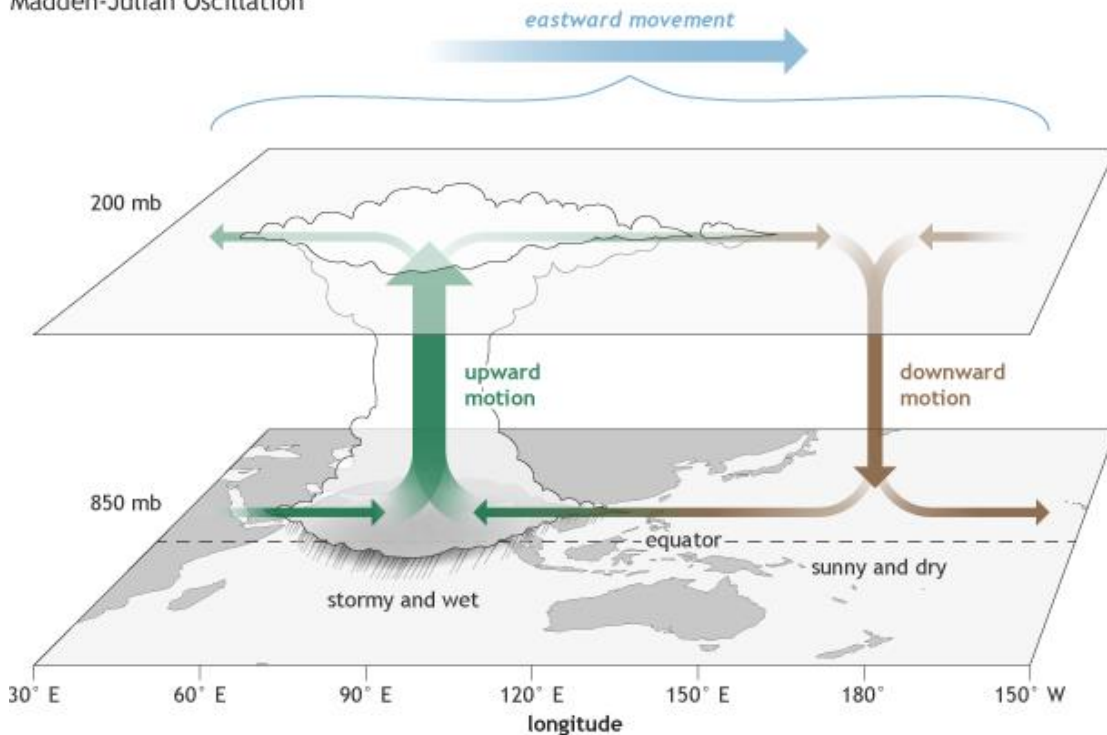


Figure 8. Représentation schématique de la structure (du niveau 850 hPa et en haute troposphère) d'une phase positive de la MJO dans l'océan Indien et négative dans l'océan Pacifique Ouest. L'ensemble du système se déplace au cours du temps vers l'Est. (F. Martin ; <https://www.climate.gov/news-features/blogs/enso/what-mjo-and-why-do-we-care>)

Les paramètres thermodynamiques liés à la cyclogénèse et définis par [Gray \(1979\)](#) varient selon la phase de la MJO dans le bassin considéré. Une phase positive de la MJO favorise la cyclogénèse ([Maloney et Hartmann, 2000](#)) par le biais de l'augmentation (i) de l'activité convective, (ii) de la vorticité (Hall et al., 2001), et (iii) de la convergence de basses couches ([Liebmann et al., 1994](#)). Ainsi, ce phénomène contrôle la localisation des zones préférentielles et la fréquence des cyclog n ses, ainsi que la trajectoire des cyclones car il modifie les flux directeurs ([Ho et al., 2006](#)).

Le second phénomène de large échelle ayant un impact potentiel sur la cyclogénèse est ENSO (El Ni o-Southern Oscillation). ENSO est caractérisé par une variation périodique de la température océanique dans l'océan Pacifique équatorial et comporte trois phases distinctes : El Ni o, La Ni a, et une phase neutre. El Ni o est la phase chaude et correspond au réchauffement des TSM dans le centre et l'est de l'océan Pacifique. Les répercussions sur l'atmosphère sont l'augmentation des précipitations dans l'océan Pacifique central et l'affaiblissement voire l'inversion des vents de surface (d'est) (figure 9). A l'inverse, les eaux sont plus froides dans ces mêmes régions lors de La Ni a. Les précipitations augmentent au-dessus de l'Indonésie alors que les vents d'est se renforcent. On parle de phase neutre

lorsque les températures de surface de la mer sont autour de la moyenne ou lorsqu'il n'y a pas de synergie entre l'océan et l'atmosphère. Par ailleurs, il a été montré que ENSO peut interagir avec la MJO (Hendon et al., 1999).

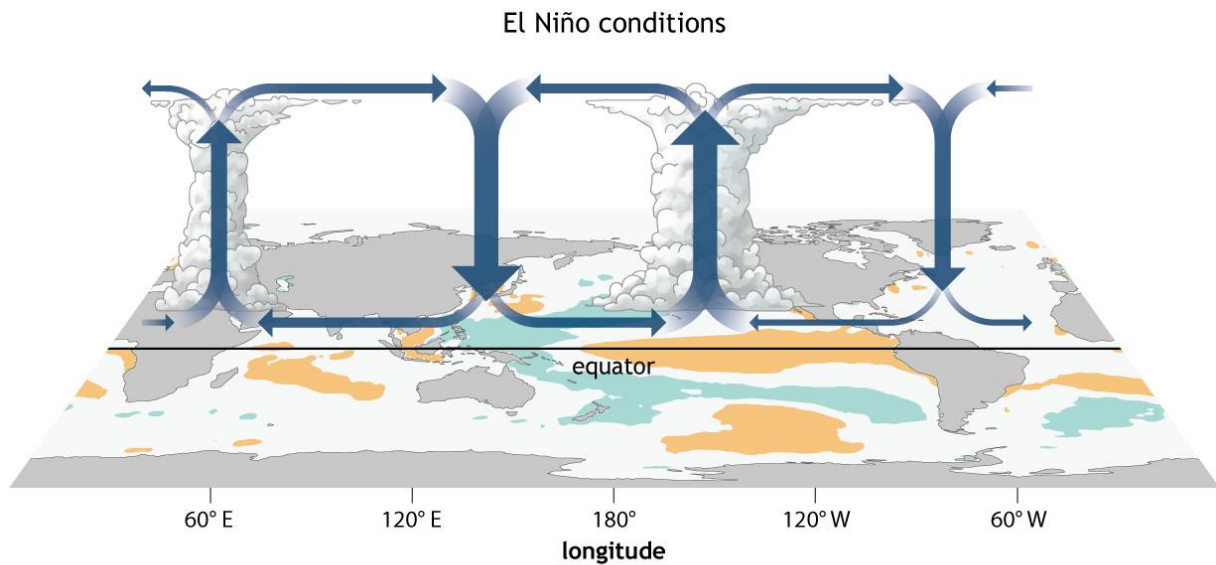


Figure 9. Représentation schématique des conditions de la phase El Niño avec les anomalies de TSM chaudes en orange et les anomalies froides en bleu. Au cours de cette phase, les TSM sont plus chaudes dans l'océan Indien Sud-Ouest. (NOAA Climate.gov; http://ggweather.com/enso/enso_myths.htm)

Les principaux facteurs de cyclogénèse sensibles à ce phénomène sont les (i) TSM qui dirigent la spatialisation de la convection, (ii) la pression au niveau de la mer, (iii) les vents troposphériques agissant sur le cisaillement vertical et (iv) l'humidité relative. La localisation de la cyclogénèse est donc plus ou moins affectée par la phase El Niño selon les bassins :

- **Pacifique Nord-Ouest** : déplacement vers l'est et vers l'équateur (Chu, 2004)
- **Pacifique Nord-Est** : déplacement vers l'ouest (Chu, 2004)
- **Pacifique Sud-Ouest** : déplacement vers l'est suite à l'extension du thalweg de mousson (Chu, 2004)
- **Atlantique** : déplacement vers le nord (Chu, 2004)
- **Indien Sud** : déplacement vers l'ouest (Ho et al., 2006)

Selon le bassin considéré, le phénomène peut également influencer la fréquence et l'intensité des cyclones tropicaux. Il existe d'autres variations atmosphériques ayant un potentiel effet sur l'activité cyclonique (Frank et Roundy, 2006) :

- La **QBO** (Quasi-Biennial Oscillation) est une variation cyclique de la composante zonale des vents stratosphériques au-dessus de l'équateur, dont le cycle est de 28 mois. Ce phénomène semble agir sur la fréquence et l'intensité (Gray et al., 1992 ; Chan, 1995 ; Jury et al., 1999) ainsi que sur la trajectoire (Ho et al., 2009) des typhons du bassin Pacifique Nord-Ouest. Dans le cas du bassin SOOI, une phase de composante Est de la QBO est associée à un affaiblissement des vents zonaux de haute troposphère, et serait par conséquent favorable à la cyclogénèse. Toutefois, la relation entre la QBO et l'activité cyclonique est encore discutée car son effet varie selon la période considérée (Camargo et Sobel, 2010).

- Les **ondes de Rossby équatoriales** se propagent d'est en ouest et ont une période comprise entre 6 et 25 jours. Elles favorisent la cyclogénèse en augmentant la vorticité de basses couches et la convection.
- Les **ondes de Kelvin** ne jouent pas un rôle majeur sur plusieurs bassins, mais peuvent avoir un effet sur certains cas plus isolés en modifiant le tourbillon relatif et la convection (Bessafi et Wheeler, 2006).
- Les **ondes mixtes de Rossby-gravité** sont des ondes équatoriales de la même échelle que les ondes de Kelvin. Elles peuvent se propager vers l'est ou l'ouest en fonction de leur période.
- Enfin, le **dipôle de l'océan Indien** (SIOD pour *Subtropical Indian Ocean Dipole*) est un mode de variabilité propre à l'océan Indien consistant en une différence de TSM entre l'est et l'ouest (figure 10). Ash et Matyas (2012) ont notamment montré que les trajectoires ouest et sud-ouest des cyclones du bassin SOOI étaient plutôt associées à un SIOD positif, *i.e.* lorsque l'anomalie de température positive se situe à l'ouest.

Les interactions entre ces différents phénomènes sont également susceptibles d'impacter l'activité cyclonique.

Composite SST anomaly

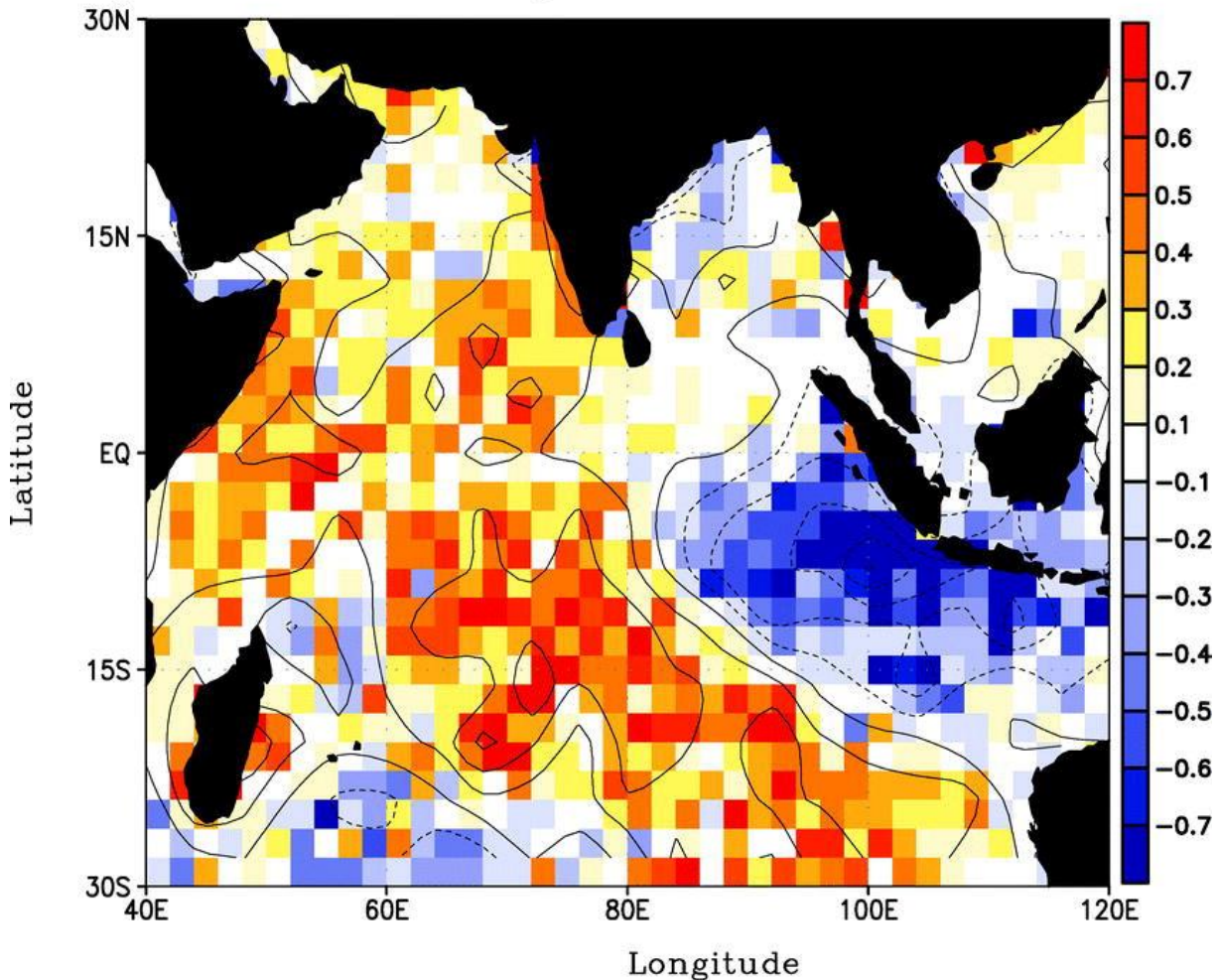


Figure 10. Cartographie des anomalies de TSM lors des mois de septembre, octobre et novembre. Les contours pleins (pointillés) représentent les anomalies positives (négatives) (± 0.2 , ± 0.4 , ± 0.6 °C, ...). Tiré de Saji et Yamagata (2002).

1.1.2. Évolution d'un cyclone tropical

Structure dynamique & nuageuse

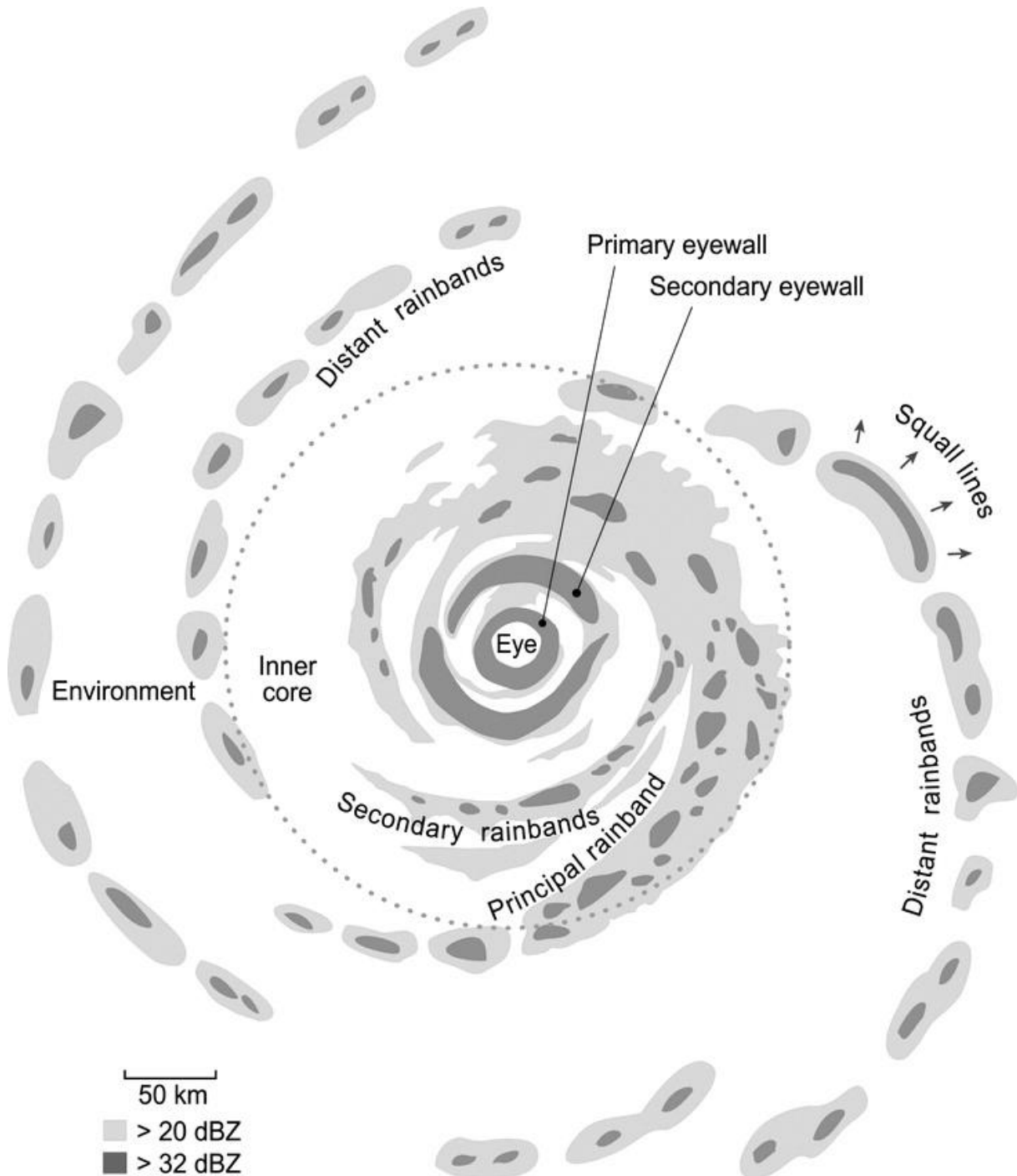


Figure 11. Représentation schématique de la structure d'un cyclone (en réflectivité radar) de l'hémisphère Nord. Tiré de Houze et al. (2010) et adapté de Willoughby et al. (1988).

La structure du cyclone est constituée de 3 parties distinctes : l'œil, le mur de l'œil, et les bandes spiralées (figure 11).

L'œil est une zone de vent calme où l'on retrouve le minimum de pression de surface. Il peut être exposé (contexte de ciel clair) ou surmonté d'une couverture nuageuse composée de stratus, stratocumulus ou cirrus, selon l'intensité du système. Ces conditions calmes sont le signe de flux subsidents le long de la face interne du mur de l'œil qui sont une fraction des flux divergents en haute troposphère, et qui apportent de l'air sec au sein de l'œil. Historiquement, il avait été observé que l'œil était visible sur l'imagerie satellitaire à partir du stade d'ouragan (64 kts sur l'échelle de Saffir-Simpson).

Son diamètre (entre 10 et 100 km) ainsi que sa forme (circulaire, elliptique) peuvent varier sans toutefois donner d'informations sur l'état de santé du système. Le cyclone est un système à cœur chaud : l'œil est une anomalie chaude due à la compression adiabatique de l'air.

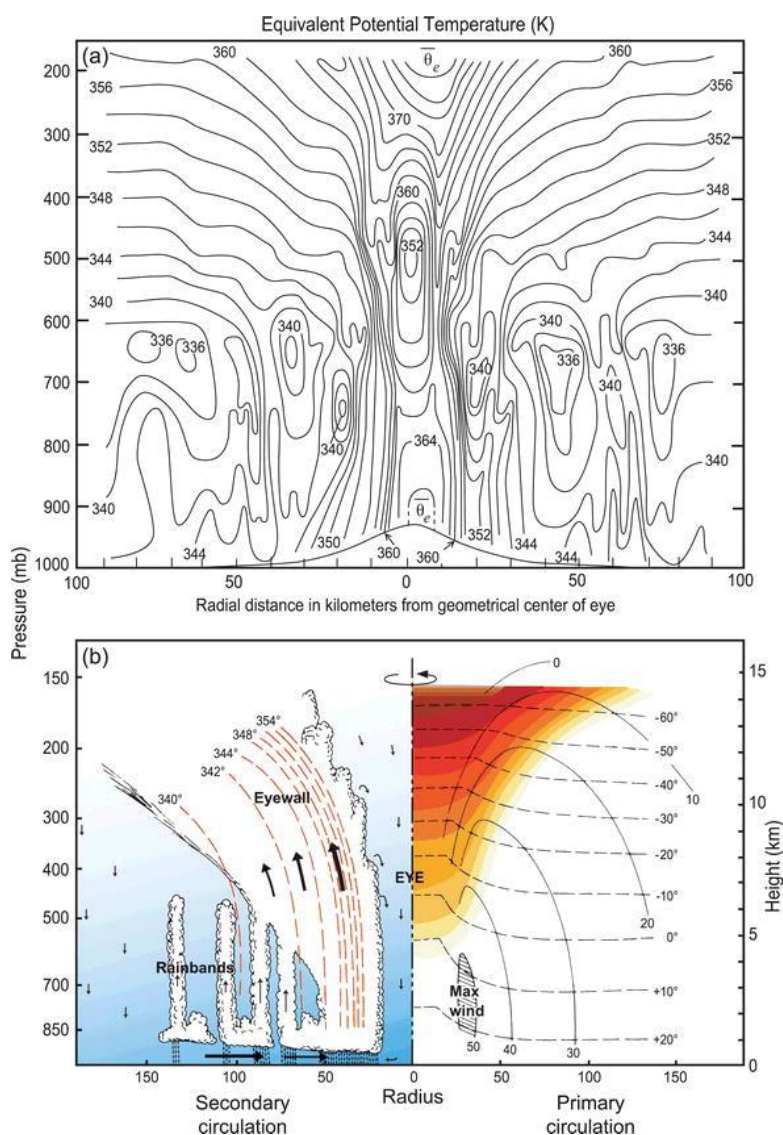


Figure 12. (a) Température potentielle équivalente (θ_e , K) le long d'une coupe verticale passant par l'œil de l'ouragan Inez (1966). (b) Illustration de la circulation secondaire (à gauche) représentée par les transports de masse et la θ_e dont les isolignes sont en pointillés rouges. À droite, les vents tangentiels (traits pleins) composent la circulation primaire. La température ($^{\circ}\text{C}$) est en traits pointillés. Tiré de Hawkins et Imbembo (1976).

Il est entouré par un anneau de nuages convectifs qui forme le mur de l'œil. Les pics d'intensité de vents et d'ascendances sont situés dans cette zone (figure 12). Généralement localisé à une distance comprise entre 10 et 50 km du centre, l'extension horizontale est également du même ordre de grandeur.

A l'extérieur du mur de l'œil et jusqu'à 400 km du centre, on retrouve les bandes précipitantes externes ou "bandes spiralées". Ce sont des structures nuageuses larges de 5 à 50 km générant des précipitations localement intenses. Bien qu'étant éloignées de la dynamique du cœur (œil, mur de l'œil), ces structures sont également susceptibles de moduler l'intensité (Wang et al., 2009) et de contrôler la trajectoire du système (Fovell et al., 2009).

Afin de comprendre la structure dynamique d'un cyclone, il est nécessaire d'écrire l'équation du vent (v) dans un repère cylindrique centré sur le centre du cyclone et défini par une composante radiale \vec{e}_r et tangentielle \vec{e}_θ , tout en faisant l'hypothèse que les flux sont axisymétriques autour de l'œil du cyclone :

$$\vec{v} = v_\theta \vec{e}_\theta + v_r \vec{e}_r \quad (1.1)$$

$v_\theta > 0$: vent tangential cyclonique

$v_r < 0$: vent radial convergent

A partir de la distance par rapport à l'œil notée r , de la masse volumique de l'air ρ_0 , du paramètre de Coriolis f , et de la pression p , on peut écrire l'équation du mouvement radial dans une atmosphère libre de force de frottement sous la forme :

$$\frac{\partial v_r}{\partial t} = \frac{v_\theta^2}{r} + f v_\theta - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial r} \quad (1.2)$$

Une particule d'air au sein d'un cyclone est soumise à trois forces : (i) la force centrifuge $\frac{v_\theta^2}{r}$, (ii) la force de Coriolis $f v_\theta$, et (iii) la force de pression $\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial r}$.

Si l'on considère que l'accélération radiale est nulle et que les forces de frottement sont négligeables, ce qui est le cas au-dessus de la couche limite, on peut alors écrire les deux équilibres atmosphériques sur lesquels repose la structure d'un cyclone tropical.

- L'équilibre du vent de gradient à l'extérieur du mur du cyclone ($r > 20$ à 40 km) (figure 13a). Dans un rayon supérieur à 20-40 km, les forces centrifuge, de Coriolis et de pression s'équilibrent :

$$\frac{v_\theta^2}{r} + f v_\theta - \frac{1}{\rho} \frac{\delta p}{\delta r} = 0 \quad (1.3)$$

- L'équilibre cyclostrophique. Dans un rayon inférieur à 20-40 km, la force de Coriolis est négligeable (figure 13b), et la force centrifuge s'équilibre avec la force de pression :

$$\frac{v_{\theta}^2}{r} = \frac{1}{\rho} \frac{\delta p}{\delta r} \quad (1.4)$$

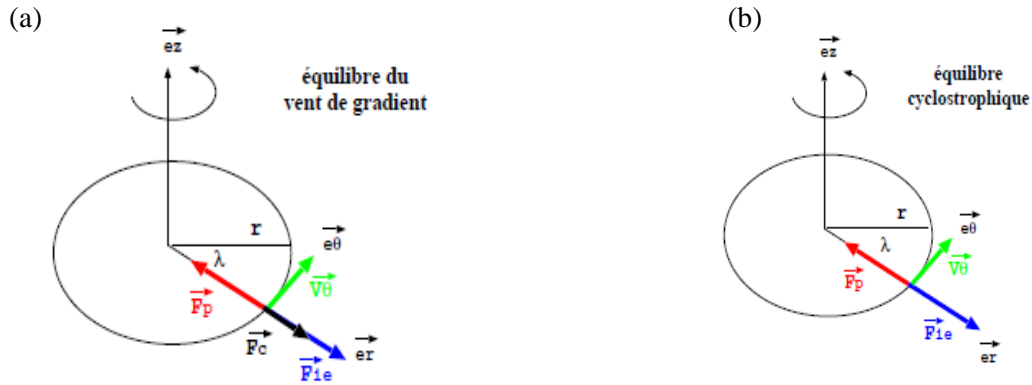


Figure 13. Représentation schématique de (a) l'équilibre du vent de gradient et (b) l'équilibre cyclostrophique. Tiré de [Beucher \(2010\)](#)

La circulation primaire correspond au vent tangentiel. Il est cyclonique en basses couches ($v_{\theta} > 0$) et anticyclonique en haute troposphère ($v_{\theta} < 0$). Sur la figure 14, on peut observer que le maximum de ce vent est situé entre la surface et 2 km d'altitude (soit vers 850 hPa), *i.e.* à l'intérieur ou au-dessus de la couche limite, et que son minimum est vers 16 km d'altitude (soit 150-200 hPa), *i.e.* au niveau de la tropopause.

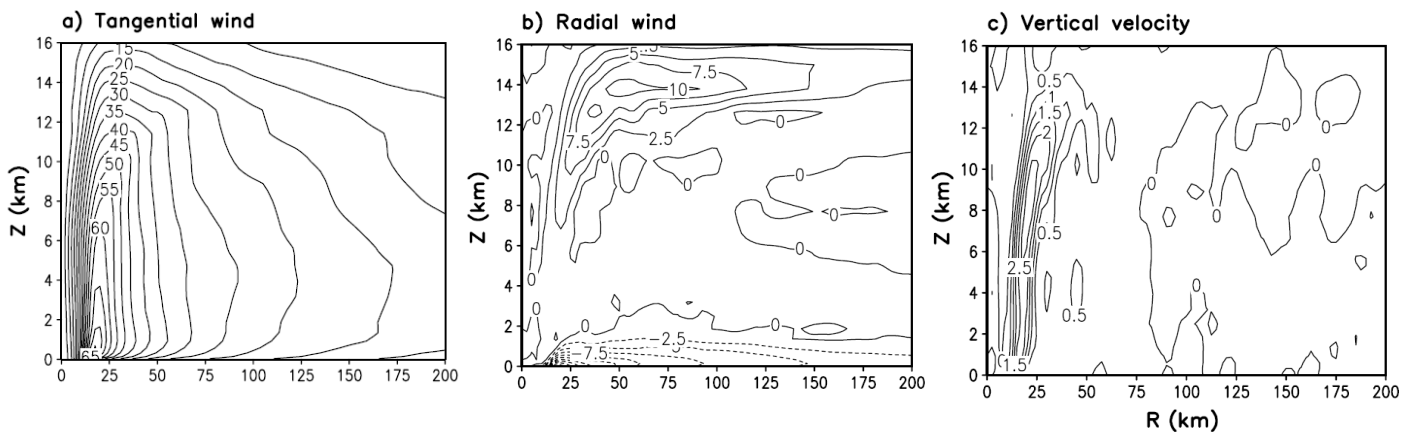


Figure 14. Moyennes azimutales (a) du vent tangentiel (contours tous les $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), (b) du vent radial (contours tous les $2.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), et (c) du vent vertical (contours tous les $0.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) d'un cyclone tropical modélisé. Tiré de [Wang \(2007\)](#)

En basses couches, les forces de frottement freinent les vitesses tangentielles et créent de ce fait un flux convergent ($v_r < 0$). Les flux convergent en basses couches jusqu'au mur de l'œil où ils sont pris dans les fortes ascendances, puis divergent à une altitude haute comprise entre 15 et 18 km ($v_r > 0$). Ces flux divergents sont pilotés par des flux de grande échelle et sont nécessaires à l'intensification des cyclones tropicaux car leur rôle est d'évacuer l'air amené par les ascendances du mur de l'œil. C'est ce qu'on appelle la circulation secondaire (ou radiale) dans laquelle le mur de l'œil joue un rôle primordial.

Toutefois, les bandes externes et internes modulent aussi de manière plus ou moins marquée cette circulation secondaire. La figure 15 reprend de manière schématique ces différents flux.

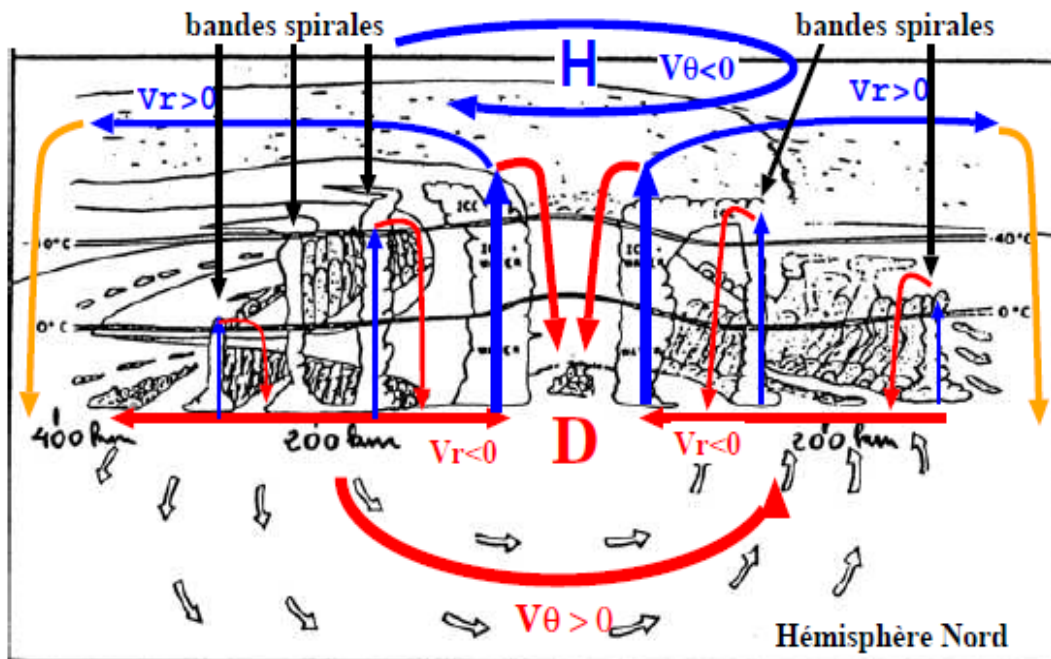


Figure 15. Coupe verticale schématique de la dynamique d'un cyclone. Extrait du projet STORMFURY et adapté par F. Beucher (2010).

Déplacement d'un cyclone tropical

Pour comprendre le déplacement d'un cyclone tropical, il est nécessaire de caractériser à la fois son environnement et la dynamique du vortex cyclonique. Beucher et al. (2010) propose de débiter le raisonnement à partir de l'équation d'évolution du tourbillon relatif ζ_r . Basée sur le vent \vec{v} et sa composante méridienne v , β le gradient méridien du paramètre de Coriolis f , elle s'écrit :

$$\frac{\delta \zeta_r}{\delta t} = -\vec{v} \overrightarrow{\text{grad}} \zeta_r - \beta v - (f + \zeta_r) \text{div} \vec{v} \quad (1.5)$$

Le premier terme de l'équation $\vec{v} \overrightarrow{\text{grad}} \zeta_r$ représente le flux directeur environnemental. Le flux à 500 hPa est généralement pris en compte en opérationnel (CMRS de La Réunion), dans le cas d'un cyclone tropical. Toutefois, étant donné que l'extension verticale de la structure dynamique d'un cyclone dépend de son intensité, l'altitude du flux directeur est également dépendante de ce paramètre (Dong et Neumann, 1986). Certaines études ont montré que la moyenne de plusieurs niveaux est un meilleur marqueur de déplacement qu'un niveau pris à part entière (Sanders et al., 1980 ; Chan et Gray, 1982), telle que la moyenne pondérée DLM (Deep Layer Mean) définie par Neumann (1979). De manière plus générale, lorsque l'on s'intéresse à la trajectoire d'un système (notamment de grande taille), il faut garder à l'esprit que la convergence de basses couches et la divergence d'altitude perturbent les flux environnementaux aux mêmes niveaux, d'où la nécessité de ne pas les prendre en compte.

Le deuxième terme βv est l'effet Beta qui est intrinsèquement lié à la dynamique du vortex. Il est dû à la formation de tourbillons secondaires, ou gyres Beta (Holland, 1983 ; Chan et Williams, 1987), qui se déplacent au sein de la circulation primaire (figure 16). Si on supprime les flux directeurs, ces tourbillons induisent un mouvement naturel du système vers le sud-ouest dans l'hémisphère Sud et vers le nord-ouest dans l'hémisphère Nord (DeMaria, 1985 ; Fiorino et Elsberry, 1989).

Fiorino et Elsberry (1989) ont estimé que l'efficacité de l'effet Beta (ou Beta drift) est essentiellement dépendante de l'extension horizontale de la structure dynamique du système, et non nécessairement de son intensité, *i.e.* les maxima de vent ou la MSLP (Minimal Sea Level Pressure ou pression minimale au niveau de la mer).

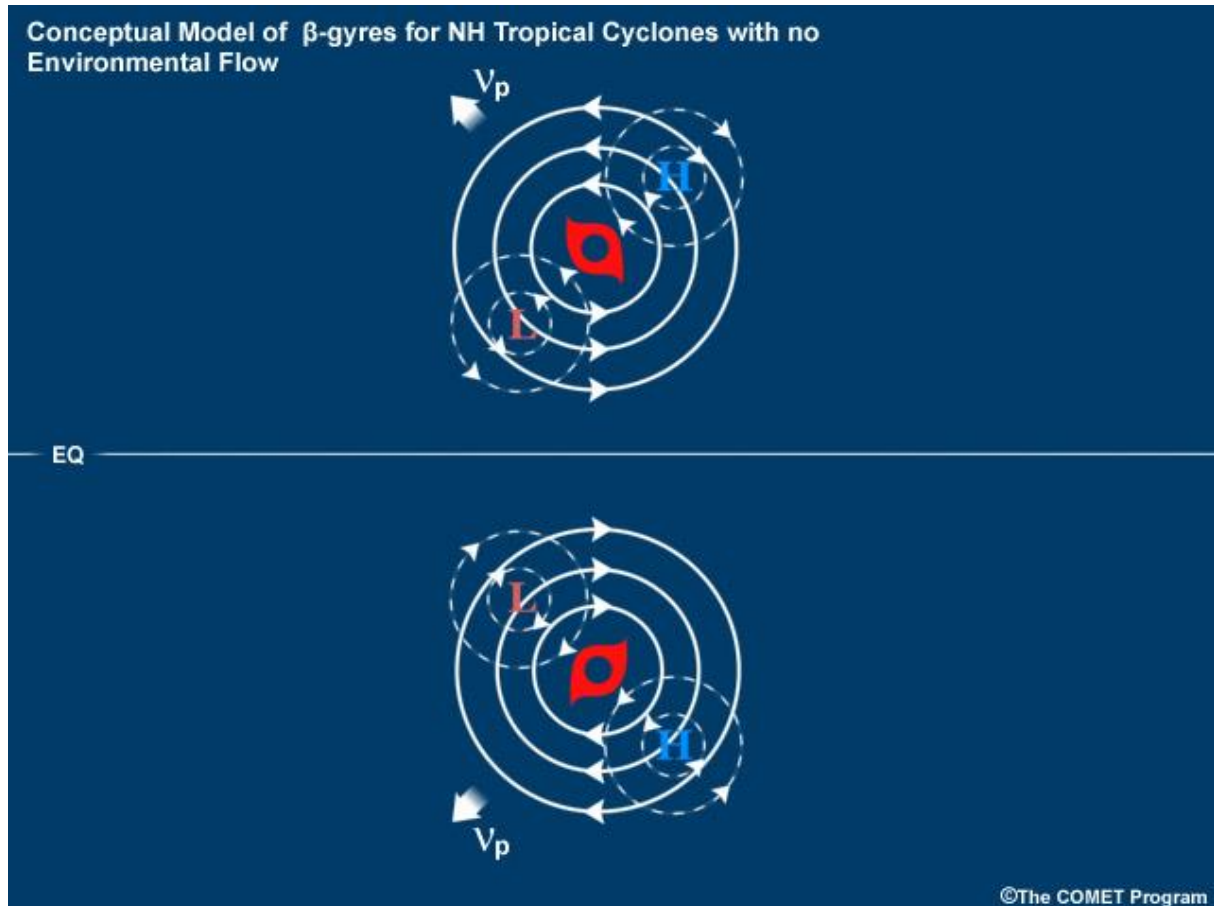


Figure 16. Représentation schématique des Beta-gyres avec la rotation cyclonique notée L, la rotation anticyclonique notée H, et le déplacement résultant noté v_p . (Programme COMET, <http://www.comet.ucar.edu/>)

Le troisième terme $(f + \zeta_r) \text{div } \vec{v}$ est secondaire par rapport aux deux premiers. Il représente la convergence en basses couches qui est susceptible de moduler l'effet Beta en favorisant la formation des tourbillons. En théorie, si l'on considère que la convergence est proportionnelle à l'intensité d'un système, un cyclone tropical devrait avoir un effet Beta accentué par rapport à une tempête tropicale (Beucher, 2010). Le lien est en réalité plus complexe.

Dans le bassin SOOI, les trajectoires des cyclones sont généralement dirigées vers le sud-ouest, ce qui est en partie dû à l'effet Beta. Les systèmes peuvent adopter une trajectoire zonale (vers l'ouest) ou paraboliques (sud-ouest, sud, puis sud-est), ou méridiennes bien que ces dernières soient moins fréquentes. Selon l'évolution des flux directeurs, certaines trajectoires sont irrégulières et n'ont pas de typologie particulière.

Influence des facteurs environnementaux sur l'intensité

Bien que l'intensité d'un cyclone soit dépendante de processus physiques multi-échelle liés à la dynamique du cœur du phénomène ou à l'environnement synoptique (Wu et Cheng, 1999 ; Bosart et al, 2000 ; Hong et al, 2000 ; Wang, 2002a, b), nous faisons le choix de ne décrire dans cette section que deux facteurs externes majeurs susceptibles de modifier l'intensité des cyclones tropicaux : le contenu énergétique océanique et le cisaillement de vent.

La source de chaleur issue des océans a été très tôt considérée comme le moteur principal de l'intensification des cyclones (Palmen, 1948), d'où l'intérêt de prévoir l'évolution de la température de surface de la mer dans les modèles numériques (Goni et al., 2003). Il convient de préciser que les TSM seules ne suffisent pas à appréhender le rôle de l'océan : il est nécessaire de représenter sa structure thermique sur une certaine profondeur (généralement de l'ordre de 50 m). C'est pourquoi le paramètre considéré aujourd'hui est le contenu énergétique océanique (ou OHC pour Oceanic Heat Content), *i.e.* la chaleur emmagasinée par l'océan, qui a été défini par Leipper (1967) et dont l'effet sur l'intensification a été démontré (Shay et al., 2000 ; Lin et al., 2005). Il s'écrit sous la forme :

$$OHC = \rho_w C_w \int_{z=H_{26}}^{z=n'} (T(z) - 26^\circ C) dz \quad (1.6)$$

Où ρ_w est la densité de l'eau de mer, C_w est la capacité thermique massique de l'eau de mer, n' est l'élévation de la surface libre, T est la température, H_{26} est la profondeur de l'isotherme $26^\circ C$, et dz représente la variation de profondeur. OHC est mesuré en $J.m^{-2}$.

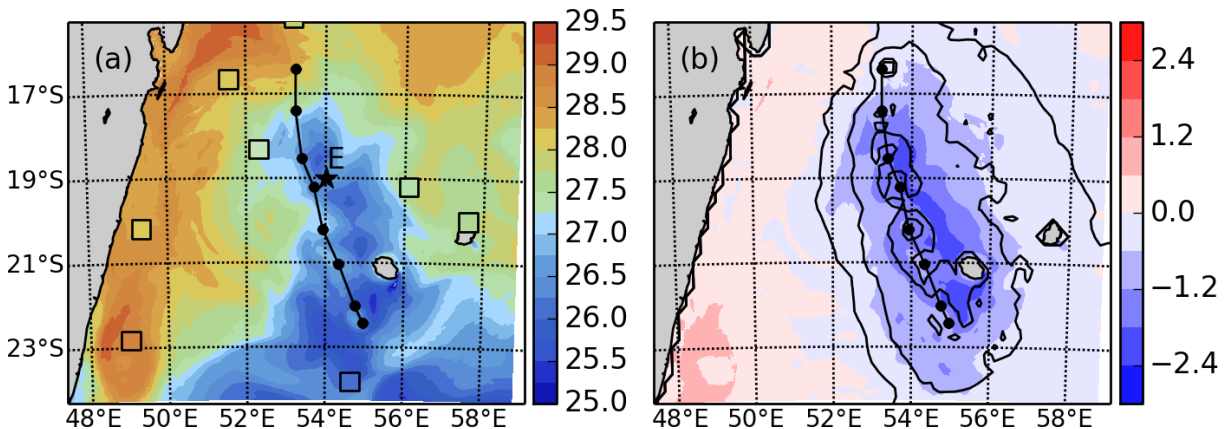


Figure 17. Température de surface de la mer ($^\circ C$) après le passage du cyclone Bejisa le 02/01/2013 à 18 UTC (a) et anomalies de TSM ($^\circ C$) entre le 02/01/2013 à 18 UTC et le 01/01/2013 à 00 UTC. Le flux de moment moyen est représenté par des contours noirs ($0.2, 0.4$ et $0.8 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-2}$) (b). Tiré de Pianezze et al. (2018).

Le passage du cyclone induit également un refroidissement des TSM qui tend à réduire les flux de chaleur et, *in fine*, l'intensité du cyclone. Deux mécanismes majeurs sont à l'origine de ce phénomène : (i) le prélèvement de chaleur par le cyclone (Emanuel, 1986), et (ii) le mélange océanique causé par les vents cycloniques (Price, 1981). Pianezze et al. (2018) ont récemment modélisé le refroidissement des couches supérieures de l'océan au passage du cyclone tropical Bejisa par le biais d'un couplage entre un modèle océanique (CROCO) et un modèle atmosphérique (Meso-NH), comme on peut l'observer sur la figure 17.

Dans le cas des cyclones tropicaux, le cisaillement vertical de vent horizontal est défini comme la différence entre le module et la direction des vents de basses couches (800-900 hPa) et ceux en haute troposphère (100-300 hPa). Il a généralement un impact négatif (Ramage, 1959 ; Merrill, 1988 ; DeMaria, 1996) sur le développement du cyclone car la circulation en altitude se désaxe du cœur chaud en basses couches. L'effet se fait ressentir en premier lieu sur l'intensité mais certains auteurs ont également montré que le cisaillement vertical rompt la symétrie de la convection et par conséquent des

précipitations (Rodgers et al., 2003 ; Corbosiero et Molinari, 2006 ; Chen et al., 2006). Trois concepts ont été avancés à ce jour pour expliquer l'impact du cisaillement vertical :

- 1) **Ventilation (Frank et Ritchie, 2001)** : la contrainte cisailante éloigne les masses d'air à fort θ_e (température potentielle équivalente) de l'axe de la convection. Le système réagit à cette perte du cœur chaud en altitude par un ajustement hydrostatique qui se traduit par une augmentation de la pression de surface. Ce phénomène d'érosion du cœur chaud au sommet du système a été identifié sur des profils de température issus de mesures satellitaires (Knaff et al., 2004).
- 2) **Réchauffement de la moyenne troposphère (DeMaria, 1996)** : l'inclinaison du tourbillon potentiel créé par la contrainte cisailante est compensée par un réchauffement des masses d'air en moyenne troposphère, ce qui inhibe la convection.
- 3) **Entrée d'air froid (Riemer et al., 2010)** : sous l'effet du cisaillement, un flux subsident à faible θ_e provenant de la haute troposphère altère la circulation radiale en basses couches (figure 18), *i.e.* le flux moteur des ascendances du mur de l'œil.

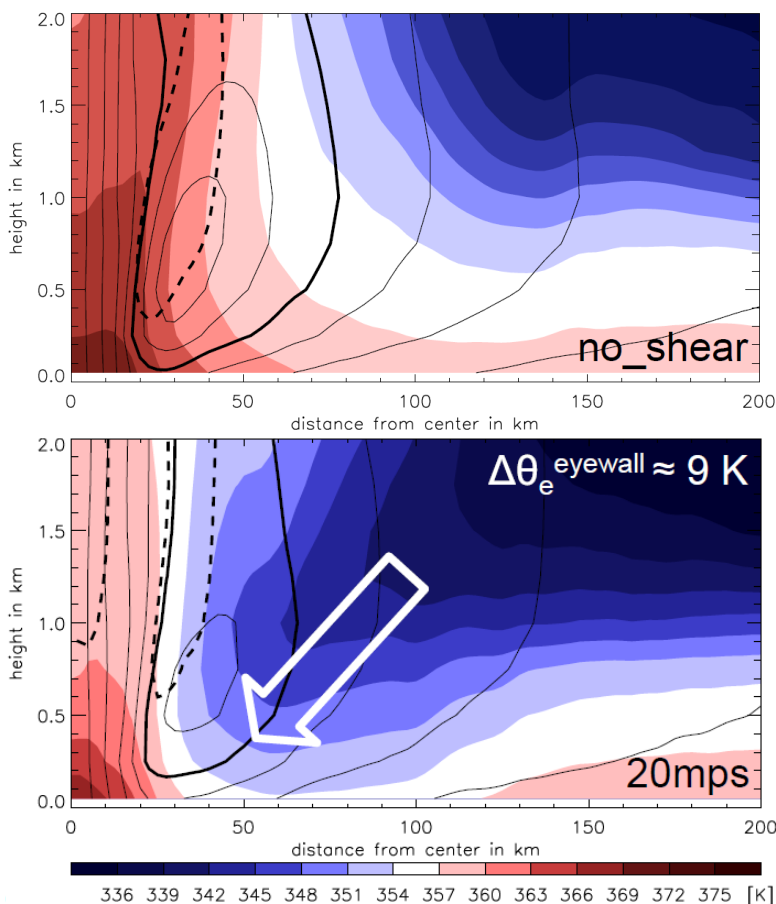


Figure 18. Moyenne azimutale de θ_e (couleurs), des vitesses de vent tangentiel (contours pleins), et des vitesses verticales (contours en pointillés) si le cisaillement vertical est nul (haut) et s'il est de 20 m.s^{-1} (bas). La flèche blanche représente l'intrusion d'une masse d'air de faible θ_e au sein de la couche limite du mur de l'œil. Tiré de Riemer et al. (2010).

En termes d'ordre de grandeur, on peut considérer qu'un cisaillement vertical de vent inférieur à 5 m.s⁻¹ n'est pas défavorable à la cyclogénèse. Le seuil à partir duquel il entrave le développement du système se situe autour de 10 m.s⁻¹ (DeMaria et al., 2005). Ce seuil peut varier selon les bassins : 7-8 m.s⁻¹ dans l'Atlantique Nord et 9-10 m.s⁻¹ pour le Pacifique Nord-Ouest.

L'homogénéité du flux environnemental et les thalwegs de haute troposphère sont d'autres processus externes susceptibles de moduler l'intensité des cyclones tropicaux (Wang et Wu, 2004). Des facteurs intrinsèques dynamiques tels que les ondes de Rossby de Vortex (Montgomery et Kallenbach 1997 ; Wang 2002), les meso-vortex de l'œil (Schubert et al., 1999 ; Kossin et Schubert, 2001 ; Hendricks et al. 2009), et les tours convectives (Montgomery et al., 2006) sont également susceptibles de jouer un rôle dans les fluctuations d'intensité. Le lecteur intéressé peut se référer aux travaux de Leroux et al. (2013). Les processus microphysiques peuvent aussi impacter l'intensité du cyclone : ces interactions sont présentées dans la section suivante.

1.2. La microphysique nuageuse

On regroupe sous le terme de microphysique nuageuse l'ensemble des interactions entre les hydrométéores au sein des nuages. Sont distingués les nuages chauds constitués uniquement d'hydrométéores en phase liquide, et les nuages de phase mixte où coexistent et interagissent les hydrométéores liquides et solides.

1.2.1 Nucléation des gouttelettes nuageuses

Lors de la formation d'un nuage chaud (cumulus, stratus) ou mixte, la gouttelette nuageuse est le premier hydrométéore formé. Son rayon est généralement compris entre 2 et 25 μm mais varie selon le contexte environnemental (continental ou maritime), d'après Wallace et Hobbs (2006), et le type de nuages (Quante, 2004). Il en est de même pour les concentrations. Les gouttelettes nuageuses ne précipitent pas car leur vitesse de chute est trop faible. Elles sont en grande majorité localisées sous l'isotherme 0° C mais, dans le cas de nuages mixtes avec de fortes ascendances, elles peuvent être transportées au-delà : on parle alors d'eau surfondue.

La nucléation des gouttelettes nuageuses requiert un substrat que l'on appelle noyau de condensation (CCN). Ce mécanisme est détaillé dans la théorie de Köhler (Pruppacher et Klett, 1997) qui décrit la croissance et l'activation des gouttelettes nuageuses en fonction de l'effet Raoult et de l'effet Kelvin. En effet, la nucléation homogène d'une gouttelette nuageuse nécessite une sursaturation importante que l'on ne retrouve pas dans l'atmosphère. Les CCN abaissent ce niveau de sursaturation requis afin d'activer une gouttelette nuageuse. Ceux-ci peuvent tout d'abord grossir par croissance hygroscopique en fonction de leur solubilité : c'est l'effet Raoult (ou effet de soluté ou effet hygroscopique). Le point de déliquescence est le seuil d'humidité relative nécessaire à l'activation de la croissance de la particule aqueuse ; il est généralement compris entre 40 % et 85 % pour les aérosols inorganiques. Tang et al. (1997) ont estimé un point de déliquescence de 75 % pour les sels marins (NaCl). L'effet Kelvin (ou effet de courbure) traduit l'impact de la courbure de la gouttelette sur la pression de vapeur saturante : plus la gouttelette est petite, plus la pression de vapeur saturante augmente. Au-delà d'un diamètre critique associé à la pression de vapeur saturante, le CCN est activé (figure 19). L'équation de Köhler est issue de la combinaison de l'effet Raoult et l'effet Kelvin ; elle régit l'équilibre entre une particule aqueuse ayant une fraction soluble et son environnement :

$$S = e^{\frac{2M_W\sigma}{\rho RT\rho} - \frac{v\phi\varepsilon M_W\rho r_a^3}{M_S\rho(r_a^3 - r_n^3)}} \quad (1.7)$$

Le premier terme de l'exponentielle $\frac{2M_w\sigma}{\rho RT\rho}$ représente l'effet Kelvin alors que le deuxième terme $\frac{v\phi\varepsilon M_w\rho r_n^3}{M_s\rho(r_a^3-r_n^3)}$ traduit l'effet Raoult. M_w représente la masse molaire de l'eau, σ la tension de surface, R la constante des gaz parfaits, T la température, ρ la densité de la solution aqueuse, v le nombre d'ions du CCN, ϕ le coefficient osmotique, ε la fraction volumique soluble dans le CCN, et M_s la masse molaire du CCN. r_a et r_n sont les rayons de l'aérosol et de la gouttelette.

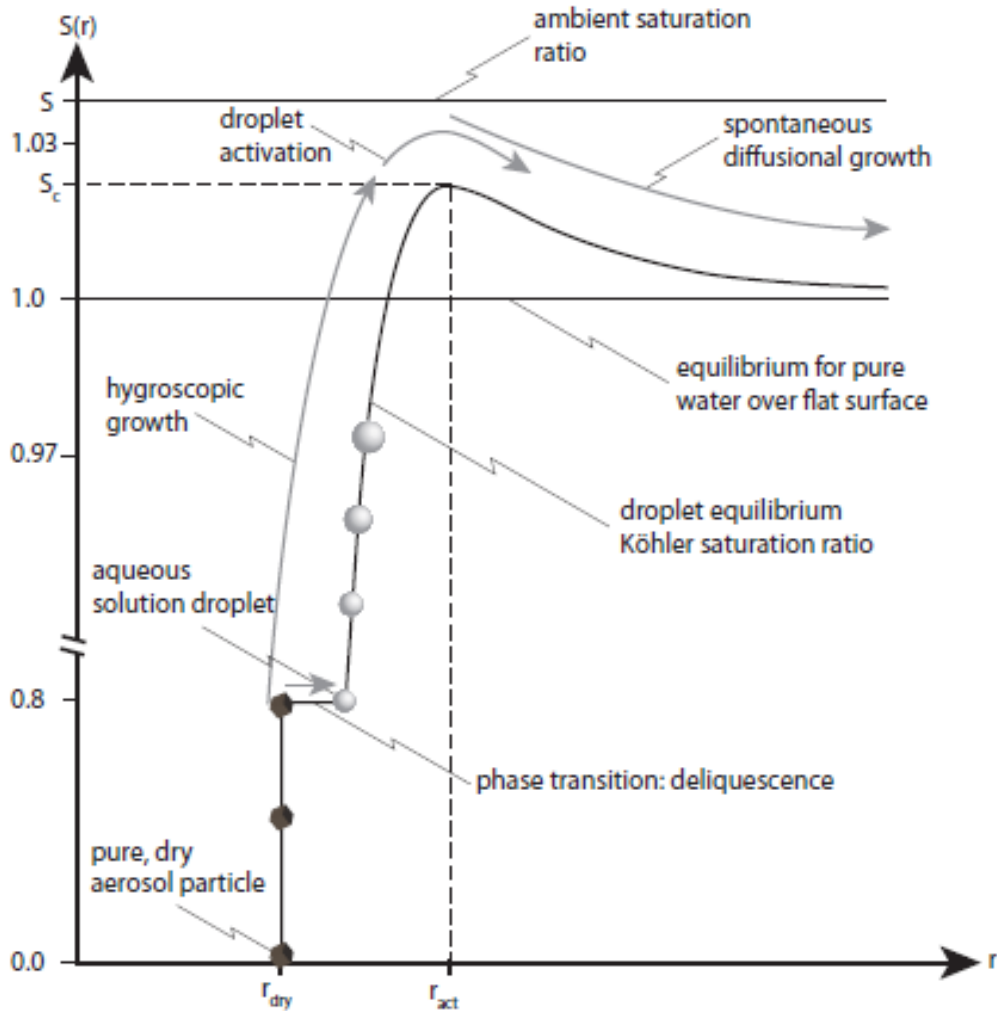


Figure 19 Croissance et activation d'une particule selon la courbe de Köhler en fonction du taux de saturation S et du rayon r de la gouttelette. r_{dry} fait référence au rayon de l'aérosol sec. Tiré de *Lohmann et Luond (2012)*.

1.2.2 Processus microphysiques en phase chaude

Une fois le rayon critique atteint, les gouttelettes nuageuses continuent de croître par diffusion de vapeur d'eau en surface. La formation de la gouttelette génère un gradient dans le champ de vapeur d'eau environnant qui tend à être annulé par la condensation. A partir de l'équation de la diffusion (ou loi de Fick), il est possible d'écrire l'évolution du rayon d'une gouttelette sous la forme :

$$r(t) = \sqrt{r_0^2 + 2 \left(\frac{S-1}{F_k + F_d} \right) t} \quad (1.5) \quad \text{avec } F_k = \left(\frac{L_v}{R_v T} - 1 \right) \frac{L_v \rho_l}{K T} \quad (1.8)$$

$$F_d = \frac{\rho_l R_v T}{D_v e_s T}$$

$$K = 4.1868 \cdot 10^{-3} (5.69 + 0.017(T - T_0))$$

Où r est le rayon de la gouttelette, r_0 le rayon initial de la gouttelette, S le taux de saturation, L_v la chaleur latente de vaporisation, D_v le coefficient de diffusion de la vapeur d'eau dans l'air, R_v la constante spécifique de la vapeur d'eau, T la température, et ρ_l la densité de la goutte. T_0 est égal à 273,16 K.

Pour un taux de saturation S donné, les gouttelettes grossissent plus rapidement pour des températures plus chaudes. Ce processus est prédominant au premier stade de formation du nuage (figure 19) et rétroagit sur la sursaturation. Dans les premiers mètres à la base du nuage, la croissance par condensation est faible car peu d'aérosols sont activés comme on peut le voir sur la figure 19. La concentration de gouttelettes augmente au sein du nuage : la croissance par condensation prend alors de l'importance au détriment de la sursaturation.

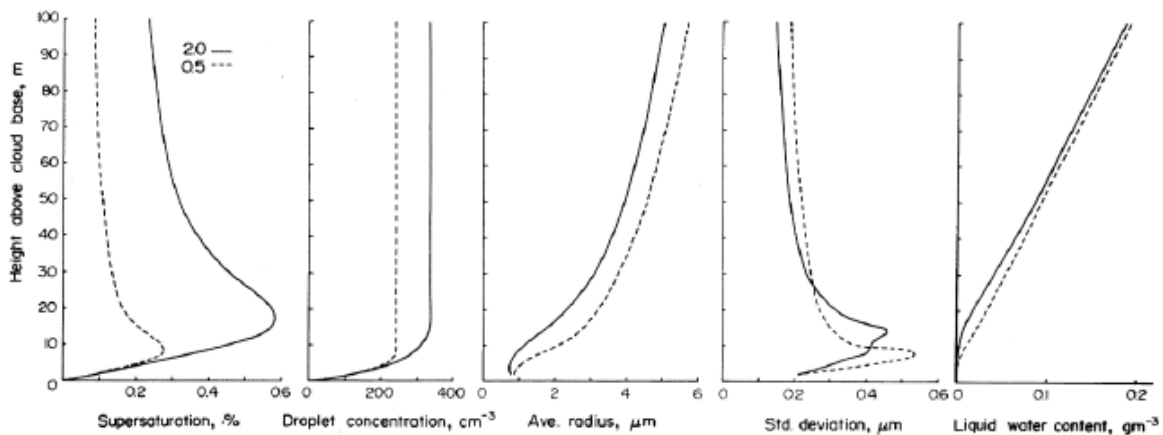


Figure 20 Profil vertical de diverses propriétés à la base d'un nuage pour des vitesses verticales ascendantes égales à 0.5 m.s⁻¹(traits pointillés) et 2 m.s⁻¹(traits pleins) : la sursaturation, la concentration des gouttelettes nuageuses, le rayon moyen, l'écart-type, et le contenu en eau liquide. Tiré de *Rogers et Yau (1989)*

Lorsque les gouttelettes nuageuses atteignent une taille suffisante, le processus de collision-coalescence devient efficace et permet aux gouttes d'atteindre une taille suffisante pour qu'elles précipitent. C'est le processus prédominant de formation de la pluie dans les nuages chauds tropicaux et les cumulus des moyennes latitudes. La condensation est un processus lent qui ne peut expliquer à lui seul les durées de formation de précipitations observées. On estime que le processus de collision-coalescence fonctionne dès lors qu'une gouttelette atteint un rayon égal à 20 μm (*Wallace et Hobbs, 2006*). Lorsque cette taille limite est atteinte, la vitesse de chute de la gouttelette devient suffisante pour qu'elle sédimente et ainsi collecte des gouttelettes plus petites pendant sa chute.

Ce processus, qui tend à remplacer la condensation une fois les nuages formés (figure 21), nécessite une large distribution en taille des gouttelettes. Plus les vitesses différentielles de chute sont élevées, plus le nombre de collisions est important. Au contraire, le processus de condensation seul tend à contracter la distribution en taille des gouttes. La diversité de tailles de CCN dans le réservoir initial est donc favorable à ce processus de collision-coalescence, notamment dans un contexte maritime où il peut y avoir présence de sels marins de différentes tailles. L'efficacité de collision dépend également de la turbulence, comme l'ont défini Ayala et al. (2008). D'un point de vue quantitatif, Rogers et Yau (1989) ont estimé qu'il faut environ 10^5 collisions pour former une goutte de pluie de 1 mm.

Bien que ces processus suffisent pour générer des précipitations dans certains types de nuages chauds, la majeure partie des précipitations est issue de processus microphysiques en phase froide ou mixte dans un cas de convection profonde. La contribution de la phase glace aux précipitations globales sous les tropiques est estimée à 69 % (Lau et Wu, 2003).

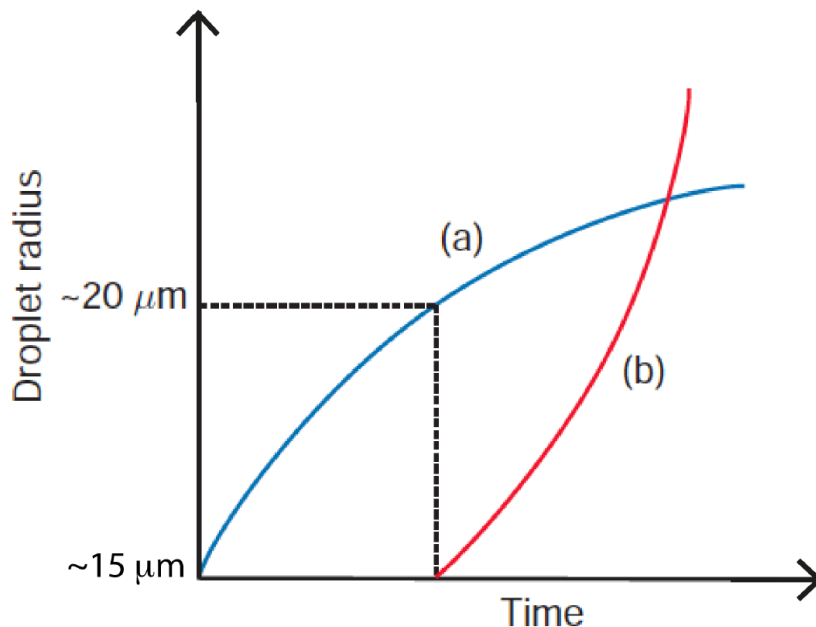


Figure 21. Représentation schématique de l'évolution temporelle des processus de condensation (courbe bleue) et de coalescence (courbe rouge) en fonction du rayon des gouttelettes. Tiré de Wallace et Hobbs (2006)

1.2.3 Processus microphysiques en phases mixte et froide

Dans la partie froide du nuage, les cristaux de glace (ou glace primaire) sont produits par nucléation homogène ou par nucléation hétérogène (en présence de noyaux glaçogènes). Ils peuvent adopter plusieurs formes selon les conditions de température et de sursaturation : en colonne, en plaquette, en dendrite, en aiguille, ou de forme irrégulière. On considère que leur dimension est comprise entre 1 μm et 1.5 mm.

Plusieurs mécanismes de formation des cristaux de glace existent. La figure 22 schématise les divers mécanismes de formation primaire en fonction des conditions en température et sursaturation par rapport à l'eau liquide et la glace.

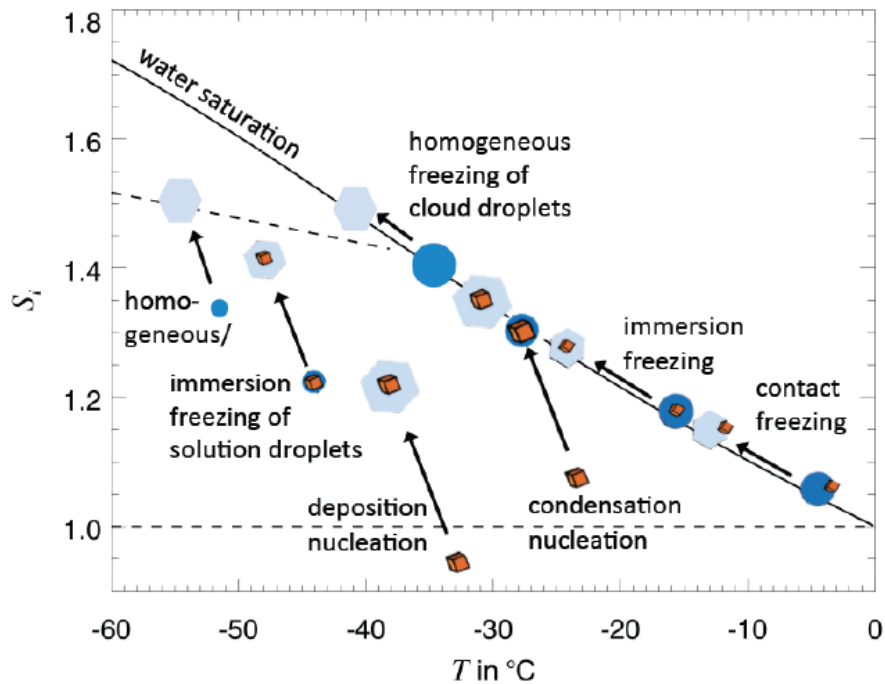


Figure 22. Diagramme schématisé (a) des processus de nucléation de la glace en fonction de la température et de la sursaturation par rapport à la glace S_i (la sursaturation par rapport à l'eau liquide est indiquée par un trait plein). La ligne en pointillés tracée à partir de -35 °C représente la nucléation homogène selon Koop et al. (2000). Tiré de Löhmann et Lünd (2012).

La **nucléation homogène** se produit en l'absence d'IFN (Ice Freezing Nuclei) : c'est la congélation d'une gouttelette d'eau surfondue ou d'une solution aqueuse qui nécessite une température très froide (inférieure à -38 °C selon Pruppacher et Klett, 1997). La température de congélation dépend de la taille et de la composition de la gouttelette nuageuse : plus celle-ci est grande et/ou contient du matériel dissous, plus la température requise est froide. La zone de la figure 19 située entre la ligne en trait plein et la ligne en trait pointillé représente la formation des cirrus où les températures très froides permettent la nucléation homogène, qui est généralement le mécanisme prédominant (Spichtinger et Krämer, 2012). La congélation d'une solution aqueuse se produit lors de la formation des cirrus en haute troposphère alors que la congélation d'une goutte d'eau surfondue se fait préférentiellement dans une couverture cirriforme formée par de la convection profonde. Toutefois, ces situations ne sont pas universelles et il existe également des cas de cirrus où la nucléation hétérogène prend le pas sur la nucléation homogène car il y a présence d'IFN (Cziczo et al., 2013).

La **nucléation hétérogène** nécessite l'intervention d'un IFN. Ce mécanisme se produit à des températures relativement plus chaudes que celles de la nucléation homogène, ce pourquoi elle est prédominante dans les nuages de phase mixte. La présence d'IFN abaisse le niveau d'énergie nécessaire à la formation d'un germe de glace. Quatre mécanismes sont décrits dans la littérature (Pruppacher et Klett, 1997).

1. Dans le cas d'une sursaturation par rapport à la glace et d'une température négative, la vapeur d'eau peut se condenser à la surface d'un IFN insoluble tel qu'une poussière désertique (Cziczo et al., 2013) : c'est la **nucléation par dépôt de vapeur**. Il n'y a pas de seuil de sursaturation et de température clairement définis ; ceux-ci varient selon les études.

2. La **nucléation par immersion** nécessite que l'IFN soit immergé dans une gouttelette nuageuse dès la phase chaude puis transporté vers des températures plus froides. Pour ce type de mécanisme, il faut que l'IFN soit enrobé, *i.e.* qu'il soit composé d'une fraction insoluble et d'une fraction soluble. Il peut ainsi former des gouttelettes nuageuses et/ou initier leur congélation selon les conditions en température et humidité.
3. La **nucléation par condensation** agit dans un environnement sursaturé par rapport à l'eau liquide (Welti et al., 2009) et se distingue de celle par immersion pour plusieurs raisons : l'IFN enrobé s'active à une température négative, son temps de résidence dans la gouttelette est donc inférieur, et le volume d'eau liquide autour de l'IFN enrobé est plus faible.
4. La **nucléation par contact** correspond à la congélation d'une gouttelette d'eau surfondue par collision avec un IFN (Durant et Shaw, 2005).

Il a toutefois été observé que les concentrations en cristaux de glace dans les nuages mixtes pouvaient être bien supérieures aux concentrations en IFN. Des mécanismes de production secondaire de la glace pourraient donc avoir un rôle primordial sur la génération de fortes concentrations en cristaux de glace (Field et al., 2017). Il en existe quatre types (figure 23) :

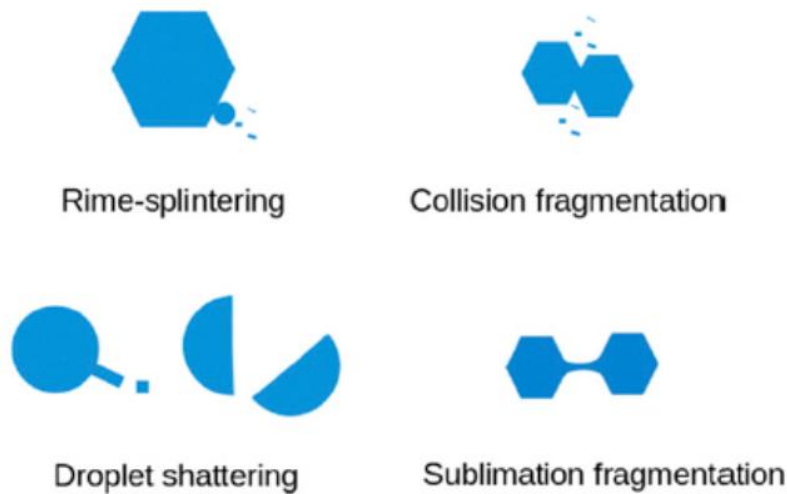


Figure 23. Représentation schématique des différents processus de multiplication des cristaux de glace : a) Hallett-Mossop, b) rupture collisionnelle, c) fragmentation par congélation, d) fragmentation par sublimation. Tiré de Field et al. (2017).

(i) **Multiplication par givrage.** Il est communément appelé Hallet-Mossop (H-M ci-après) car il a été découvert lors des travaux de Hallet et Mossop (1974). H-M est un processus de création de petits cristaux de glace lors du givrage des gouttelettes nuageuses sur les hydrométéores froids. Il agit dans une gamme de température très restreinte (entre -3 °C et -8 °C) pour des gouttelettes et du graupel de taille supérieure à 25 μm et 0.5 mm respectivement (Lamb et Verlinde, 2011), ainsi que pour des vitesses de collision comprises 0.2 et 5 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Field et al., 2017). Dans ces conditions, l'efficacité du processus a été estimée à un cristal de glace formé pour 250 gouttelettes nuageuses (Mossop, 1985). A l'heure actuelle, il est le seul processus de multiplication de cristaux de glace implémenté dans des modèles atmosphériques 3D.

(ii) Rupture par collision. La multiplication des cristaux de glace intervient lors de collisions entre du graupel de petite taille et du graupel (Collisional Ice Break-Up). Ce phénomène a été conceptualisé par [Hobbs et Farber \(1972\)](#), observé pour la première fois par [Vardiman \(1978\)](#) puis par [Takahashi et al. \(1995\)](#). Toutefois, il reste des incertitudes sur les conditions nécessaires à son activation et à son efficacité. Selon Yano et Philips ([2011, 2016](#)), ce processus requiert un mélange de graupel, d'eau surfondue et de cristaux de glace. Ils ont établi que les concentrations de graupel de faible diamètre noté n_g et de diamètre important (supérieur à 2 mm selon [Takahashi et al., 1995](#)) noté n_G , et de concentrations en cristaux de glace notés n_i devaient respecter des rapports minimaux : $n_g/n_i > 2$ et $n_G/n_i > 2/3$. Par ailleurs, il est estimé qu'une vitesse différentielle entre le graupel et la neige de 1.25 m.s^{-1} est nécessaire à la fragmentation. Nous reviendrons plus en détails sur ce processus et son implémentation dans Meso-NH dans le chapitre 4.

(iii) Fragmentation par congélation. Des petits cristaux de glace peuvent se détacher lors de la congélation d'une goutte de pluie. [Leisner et al. \(2014\)](#) estiment que ce processus agit entre -10 °C et -15 °C . Il a été clairement mis en évidence par les travaux de [Korolev et al. \(2004\)](#) et [Rangno et Hobbs \(2005\)](#).

(iv) Fragmentation par évaporation. C'est le processus secondaire le moins documenté : la fragmentation des particules de glace lors de leur sublimation (ou évaporation). Seuls [Bacon et al. \(1998\)](#) s'y sont intéressés et ont défini les conditions d'activation : une large gamme de température comprise entre 0°C et -30°C ainsi qu'un taux de saturation par rapport à la glace compris entre 85 % et 100 %. Ce processus est dépendant de la forme de la particule.

Les cristaux de glace croissent par déposition de vapeur lorsque l'air est en sursaturation par rapport à la glace et que la température est négative. Lorsqu'il y a présence à la fois de cristaux de glace et de gouttelettes, les gouttelettes nuageuses s'évaporent au profit des cristaux de glace qui grossissent par déposition de la vapeur d'eau libérée : c'est l'effet Bergeron-Findeisen.

La neige (ou agrégats) résulte de l'agrégation de cristaux de glace et a une dimension comprise entre 0.1 mm et 10 cm. L'efficacité de collision entre les particules glacées dépend de la température : plus les températures sont chaudes, plus le processus est efficace. Les observations semblent montrer que le processus serait réellement efficace en-dessous de l'isotherme -10°C lorsqu'une fine couche d'eau liquide se forme à la surface de l'hydrométéore glacé augmentant l'efficacité de collection. Les particules glacées peuvent aussi croître par accréation. Ce terme général regroupe les processus au cours desquels les hydrométéores s'associent lors de collisions. Les hydrométéores glacés (cristaux de glace, neige, graupel) peuvent croître par contact avec de l'eau surfondue (gouttelettes nuageuses et gouttes de pluie) : c'est le processus de givrage qui génère le graupel, une particule de forme sphéroïde, et éventuellement de la grêle si le diamètre de l'hydrométéore est supérieur à 5 mm. On peut parler de croissance sèche (accréation de cristaux de glace) ou de croissance humide (accréation de gouttelettes nuageuses) pour ce type d'hydrométéores dont la formation requiert de fortes ascendances au sein du nuage (orage, par exemple). L'efficacité de collision dépend de la vitesse de chute relative qui est elle-même conditionnée par leurs propriétés physiques (forme, densité, taille). Lorsque les graupels chutent en dessous de l'isotherme 0°C , ils fondent et se transforment en gouttes de pluie.

La figure 24 regroupe l'ensemble des processus microphysiques chauds, mixtes et froids en jeu dans un cas de nuage de convection profonde.

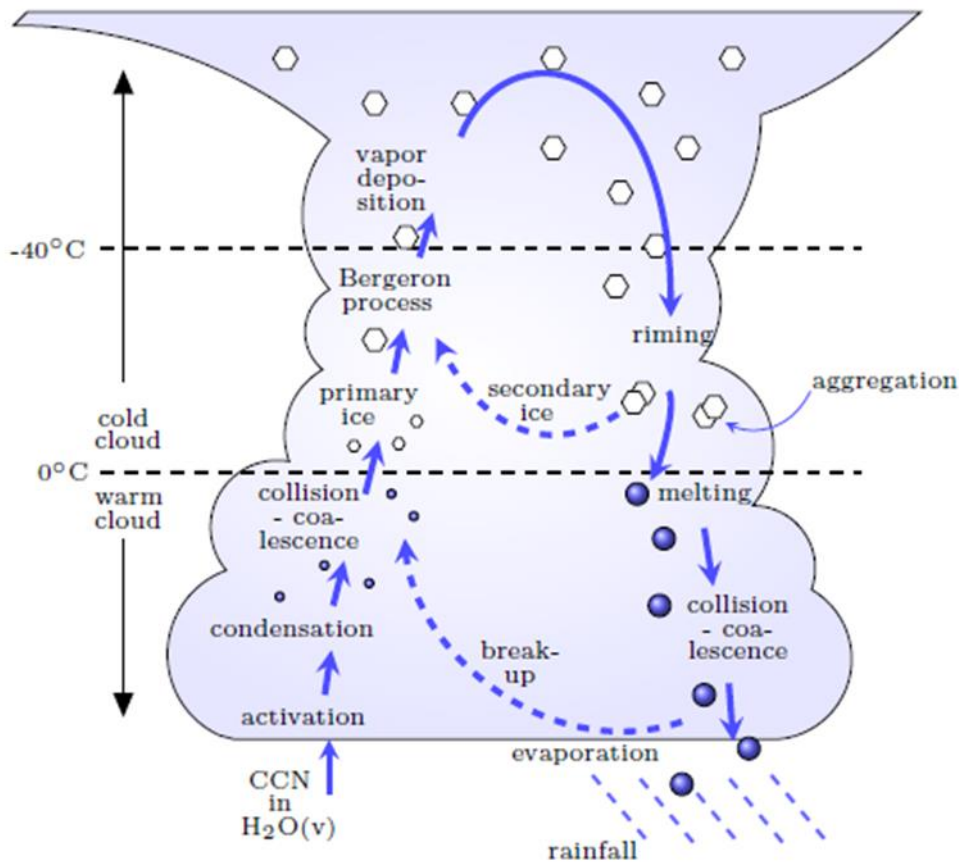


Figure 24. Représentation schématique des processus microphysiques dans un nuage à phase mixte. Tiré de Lohmann et Lüönd (2012).

1.2.4 Structure microphysique d'un cyclone tropical

La circulation secondaire (radiale) est le moteur de la structure microphysique d'un cyclone. Dans la partie ascendante principale de cette circulation, *i.e.* dans le mur de l'œil, les gouttelettes nuageuses se développent par condensation et croissent par coalescence pour former des gouttes de pluie qui peuvent précipiter en dessous de l'isotherme 0°C (figure 25). En altitude, dès lors que les conditions sont réunies (présence d'IFN interstitiels et sursaturation par rapport à la glace), la nucléation hétérogène de la glace peut avoir lieu. La neige (ou agrégats) et le graupel se forment respectivement par agrégation et par givrage des cristaux de glace. Le graupel chute rapidement en raison de sa masse importante. Lorsqu'ils passent sous l'isotherme 0°C, ils fondent et se transforment en gouttes de pluie. En revanche, les cristaux de glace et les agrégats, hydrométéores moins denses, peuvent être advectés à de grandes distances de leur zone de formation par la circulation tangentielle et transportés à l'extérieur du mur de l'œil par la circulation radiale. Dans la région en phase mixte, il a été observé que le contenu en eau surfondue est généralement faible ($< 0.5 \text{ g m}^{-3}$) car la majorité du contenu en eau liquide précipite avant d'atteindre l'isotherme 0°C (Houze, 2009). D'après Houze (2009), il est possible de distinguer trois zones distinctes dans le mur de l'œil en fonction de leur distance par rapport à l'œil. L'eau surfondue est observée dans le côté intérieur, *i.e.* le plus proche de l'œil, car c'est la zone où l'ascendance est maximale et où l'on retrouve, en conséquence, moins de cristaux de glace proches de l'isotherme 0°C. En revanche, les hydrométéores froids sont plus nombreux dans la partie du milieu. Le déplacement des hydrométéores dans le plan horizontal et vertical est schématisé sur la figure 26.

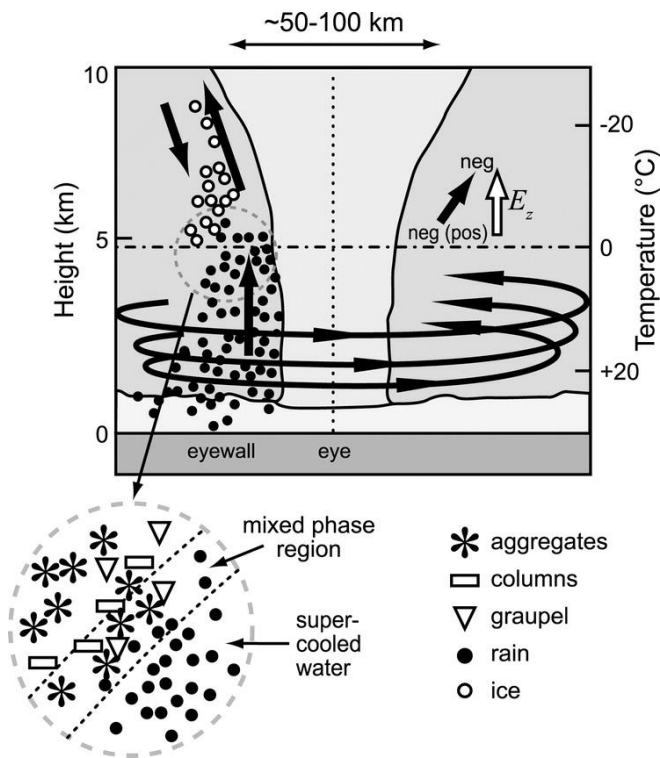


Figure 25. Représentation schématique de la distribution spatiale des hydrométéores dans le mur de l'œil. La température de la base des nuages est d'environ 22 °C. Pour un cyclone mature, les vitesses verticales aux alentours de l'isotherme 0°C sont comprises entre 5 et 8 m.s⁻¹ et la convection s'étend jusqu'à l'isotherme -40 °C. Les points blancs représentent les hydrométéores solides et les points noirs représentent les gouttes de pluie. Les flèches noires circulaires (rectilignes) montrent la circulation primaire (secondaire). Tiré de Houze (2010)

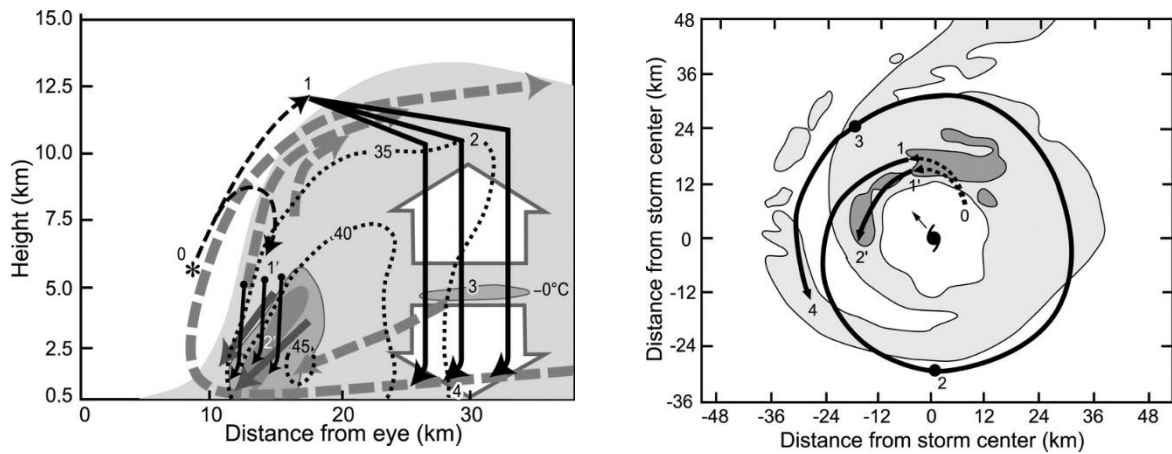


Figure 26. (a) Coupe altitude-rayon schématique de l'Ouragan Alicia (1983) montrant la réflectivité radar (contours gris à 5, 30, 35 dBz). Sont également représentés la circulation primaire (traits pointillés fins), la circulation secondaire (flèches grises tiretées), les subsidences dues à la convection (flèches pleines), et les mouvements verticaux de méso-échelle (flèches blanches). Les numéros (0,1,1',2,2',3,4) correspondent à la trajectoire des hydrométéores visible sur la coupe horizontale de la réflectivité radar (contours à 20 et 35 dBZ) représentée en (b). Tiré de Houze, (2010).

1.2.5 Les schémas microphysiques dans les modèles numériques

Les modèles de nuage résolu (CRM pour Cloud Resolving Model) disposent de paramétrisations dédiées à la modélisation de la microphysique nuageuse. Le développement des schémas microphysiques a évolué selon deux axes : la paramétrisation “bulk” et la paramétrisation spectrale “bin”. Il existe une multitude de schémas bin et bulk propres à chaque modèle. L’importance du choix du schéma microphysique pour une étude donnée n’est pas à négliger car la distribution spatiale des hydrométéores est directement dépendante de la paramétrisation utilisée. En modifiant la distribution verticale de la libération de la chaleur latente, c’est la dynamique et l’évolution du système qui est impactée (Gilmore et al., 2004).

Les schémas bulk reposent sur une loi semi-empirique de représentation de la distribution en taille des hydrométéores. Plusieurs lois (tableau 2) peuvent être adaptées pour simuler une distribution proche de la réalité (Tripoli et al., 1988) :

Tableau 2. Formulation analytique des lois de distribution (Tripoli et al., 1988)

Loi de distribution	Formulation
Gamma généralisée	$g(D) = \frac{\alpha}{\Gamma(\nu)} \lambda^{\alpha\nu} D^{\alpha\nu-1} e^{-(\lambda D)^\alpha}$
Gamma ($\alpha = 1$)	$g(D) = \frac{\lambda^\nu}{\Gamma(\nu)} D^{\nu-1} e^{-\lambda D}$
Marshall-Palmer ($\alpha = 1$ et $\nu = 1$)	$g(D) = \lambda e^{-\lambda D}$
Weibull ($\nu = 1$)	$g(D) = \alpha \lambda^\alpha D^{\alpha-1} e^{-(\lambda D)^\alpha}$
Rayleigh ($\alpha = 2$ et $\nu = 3/2$)	$g(D) = \frac{\lambda^3}{\sqrt{\pi}} D^2 e^{-(\lambda D)^2}$
Lognormale	$g(D) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma D}} e^{-\left(\frac{\log(\lambda D)}{\sqrt{2\sigma}}\right)^2}$

Certains paramètres sont fixes, d’autres ajustés en se basant sur les observations disponibles. Le choix de la loi de la distribution en taille dépend du type d’hydrométéore considéré. La loi Gamma est couramment utilisée pour représenter les gouttelettes nuageuses (figure 27). Quant aux gouttes de pluie, leur distribution en taille est supposée suivre une loi de Marshall-Palmer.

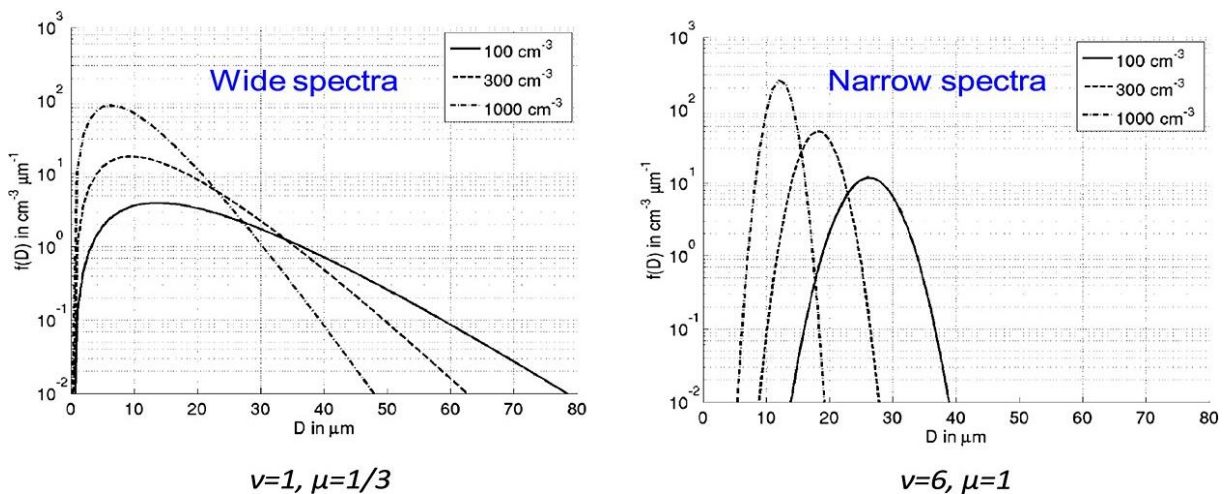


Figure 27. Exemples de lois de distribution Gamma pour plusieurs valeurs de N_0 , ν , μ . Extrait de Nopple et al. (2010a) et annoté par Khain et al. (2015).

Le premier degré de complexité consiste à prédire uniquement la masse des hydrométéores à partir du moment à l'ordre 3 de leur distribution en taille. On parle alors de schéma à 1-moment. Ce sont les schémas qui ont été les plus utilisés et qui sont encore en vigueur dans les modèles opérationnels. Dans le cas d'une loi Gamma généralisée noté g , le moment M à l'ordre p pour l'hydrométéore h s'écrit :

$$M(p) = \int_0^{\infty} D^p g(D) dD = \int_0^{\infty} D^p \frac{\alpha_h}{\Gamma(\nu_h)} \lambda_h^{\alpha_h \nu_h} D^{\alpha_h \nu_h - 1} e^{-(\lambda_h D)^{\alpha_h}} dD = \frac{1}{\lambda_h} \frac{\Gamma(\nu_h + \frac{p}{\alpha_h})}{\Gamma(\nu_h)} \quad (1.9)$$

Où D est le diamètre de l'hydrométéore, Γ la fonction Gamma, α_h et ν_h les paramètres de dispersion, et λ_h le paramètre de pente.

Le degré de complexité suivant consiste à ajouter la concentration en tant que variable pronostique, à partir du moment à l'ordre 0 de la distribution en taille. Il a été montré que les schémas à 2-moments permettent de simuler de manière plus réaliste les phénomènes de convection profonde (Van Weverberg et al., 2012). Il existe également des schémas à 3-moments (Milbrandt et Yau, 2005) prédisant le moment à l'ordre 6 proportionnel à la réflectivité radar.

Les schémas de type "bin" ne nécessitent pas d'hypothèse sur la forme des lois de distribution. Celles-ci sont calculées explicitement une fois découpées en dizaines voire centaines de bins. Un des avantages de ce type est son universalité : il s'adapte à tout type de phénomène météorologique sans modification préalable des processus microphysiques. Etant donné le nombre important de variables pronostiques pouvant atteindre 300 pour les schémas "bin" par rapport à celui des schémas "bulk" dont le nombre est inférieur à 20, le surplus du coût numérique associé est le principal inconvénient de ce type de schéma. Il existe une méthode hybride implémentée dans le modèle RAMS (Meyers et al., 1997). Les processus microphysiques sont calculés hors ligne par la méthode bin dans un modèle lagrangien puis incorporés au modèle RAMS qui effectue la simulation avec un schéma bulk. Ceci permet de pallier les difficultés liées au coût numérique. Il est également possible d'utiliser une autre méthode hybride : un schéma bin pour la phase chaude et un schéma bulk pour la phase froide (Onishi et Takahashi, 2012). Il existe ainsi une multitude de schémas microphysiques ayant des performances plus ou moins bonnes selon le cas étudié et les contraintes de calcul.

1.2.6 Impact de la microphysique sur l'évolution des cyclones tropicaux

La structure microphysique agit sur la dynamique interne et, *in fine* sur l'intensité, par le biais de la libération/absorption de chaleur latente associée aux changements de phase. Les premiers auteurs ayant démontré le rôle des processus microphysiques de phase froide pour la simulation des cyclones tropicaux sont Willoughby (1984) et Lord (1984). Ils avaient notamment observé que la fonte de particules glacées permet de produire et de maintenir les subsidences associées aux nuages de convection profonde. Or, ces subsidences freinent l'intensification du cyclone en transportant de l'air ayant une faible θ_E de la haute et moyenne troposphère vers les basses couches. Cette masse d'air est ainsi advectée vers le cœur du système par le flux radial entrant et joue également un rôle de barrière à ce même flux. Le résultat de ces mécanismes est la baisse de la convection dans le mur de l'œil et, par conséquent, de l'intensité du système.

Il est aujourd'hui admis que l'étude des processus microphysiques est essentielle pour comprendre l'évolution des cyclones. Ceci est rendu possible par l'amélioration de la résolution des modèles permettant de résoudre de plus en plus finement la microphysique nuageuse. Plusieurs processus jouant un rôle majeur dans l'intensification d'un cyclone tropical ont d'ores et déjà été mis en évidence. L'évaporation des gouttelettes nuageuses et des gouttes de pluie a été définie comme un processus clé par plusieurs auteurs (Wang, 2002 ; Zhu et Zhang, 2006 ; Li et al., 2013a).

Wang et al. (2002) ont réalisé des analyses de sensibilité au schéma microphysique à l'aide du modèle TCM3 décrit par Wang (1999, 2001), avec des modèles imbriqués permettant d'atteindre une résolution horizontale maximale de 5 km. Ils ont observé que la structure nuageuse du cyclone simulé est plus sensible au schéma microphysique que son intensification et son intensité finale. En se basant sur trois différents schémas microphysiques notés CTRL (mixte), WMRN (chaud), et HAIL (mixte mais avec des modifications des propriétés du graupel) sur la figure 28, les auteurs stipulent que la structure dynamique régie par la libération/absorption de chaleur latente varie peu, ce pourquoi l'effet sur l'intensité est moindre. En revanche, l'extension du mur de l'œil, des bandes précipitantes, et de la couverture cirriforme est bien dépendante du schéma microphysique. L'évaporation des gouttes de pluie a été identifiée comme un processus clé pour la mise en place des subsidences : sa prise en compte limite la sur-intensification du système. Le deuxième processus clé identifié est la fonte du graupel et de la neige qui régit également le développement des subsidences par absorption de chaleur latente. De manière logique, le cyclone le plus intense produit dans cette étude est celui où l'évaporation et la fonte sont désactivées : le système dépasse sa MPI (Maximum Potential Intensity) de 20 hPa. La structure nuageuse est elle aussi fortement modifiée par ces deux processus clés. Le graupel se concentre dans le mur de l'œil dans la simulation NMLT (processus de fonte désactivé) car les ascendances plus intenses favorisent le givrage et la croissance par déposition de vapeur d'eau des particules glacées. Parallèlement, la croissance et la coalescence des gouttelettes nuageuses deviennent la seule source de pluie, restreignant sa localisation au mur de l'œil. Les fortes réflectivités au sein du mur de l'œil visibles sur la figure sont ainsi dues à la fois au graupel non fondu et aux gouttes de pluie.

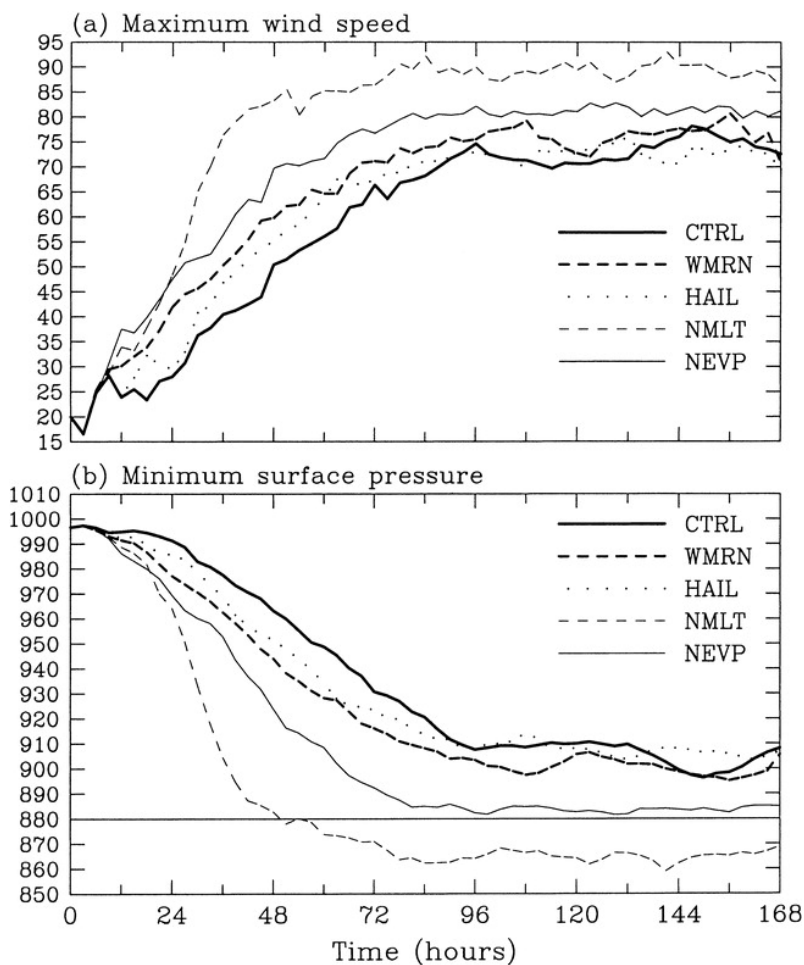


Figure 28. Evolution temporelle des vitesses de vent tangentiel en $m.s^{-1}$ en surface (a) et du minimum de pression de surface en hPa (b) pour différents schémas microphysiques. La ligne horizontale représente la MPI calculée à partir des conditions initiales en se basant sur l'algorithme de Holland (1997). Tiré de Wang et al. (2002).

Les travaux de [Zhu et Zhang \(2006\)](#) rejoignent ceux de [Wang et al. \(2002\)](#) dans le sens où ils identifient les mêmes processus prédominants, à savoir l'évaporation de gouttelettes nuageuses et la fonte des hydrométéores glacés, mais ils hiérarchisent dans leur étude ces processus. Le refroidissement par fonte serait plus efficace que par évaporation en zone saturée, *i.e.* dans le mur de l'œil. [Zhu et Zhang \(2006\)](#) se sont également intéressés à l'impact des schémas microphysiques sur la génération des précipitations par le biais d'analyses de sensibilité réalisées avec le modèle MM5 (NCAR) sur l'ouragan Bonnie (1998). Les tests de sensibilité qu'ils ont effectués montrent que les processus froids sont nécessaires à la formation des précipitations si l'on observe la simulation de contrôle CTL et celle où les processus froids sont désactivés (NICE) (figure 29). Plus un cyclone est intense, plus le champ de précipitations se densifie. Le rôle du graupel a ici été mis en lumière. En particulier, sa prise en compte permet (i) de restreindre l'extension horizontale du mur de l'œil du fait de sa vitesse de chute importante (par rapport à la neige) et (ii) de contribuer au développement des ascendances au-dessus de l'isotherme 0°C par le biais de l'effet Bergeron et de la libération de chaleur latente associée.

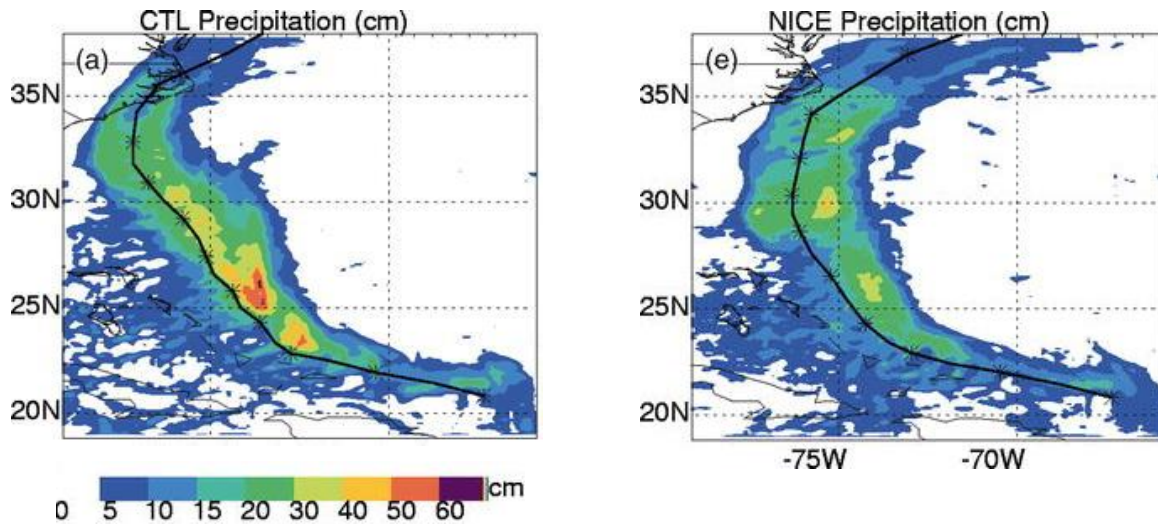


Figure 29. Précipitations accumulées (couleurs) le long de la trajectoire du cyclone simulé (courbe noire) pour deux simulations : CTL (référence) et NICE (absence des hydrométéores froids). Tiré de [Zhu et Zhang \(2006\)](#).

[Li et al. \(2013\)](#) ont simulé le typhon Hagupit (2008) avec le modèle WRF dans le but de caractériser la distribution tridimensionnelle de la chaleur latente libérée ou absorbée lors des processus microphysiques. Cette étude fournit un profil de chaleur latente typique d'un système mature (figure 30) pour différentes classes de processus. Ils ont ainsi montré que l'évaporation des gouttelettes nuageuses et des gouttes de pluie est prédominante pour les 500 premiers mètres de la couche limite. La condensation prend ensuite le relais et augmente avec l'altitude jusqu'à l'isotherme 0°C (vers 5 km d'altitude). La fonte du graupel et de la neige est maximale aux alentours de 5 km d'altitude mais le bilan net reste positif étant donné la compensation par l'action de la condensation. Au-dessus de 6 km d'altitude, la croissance des hydrométéores glacés par dépôt de vapeur d'eau est associée à un maximum de libération de chaleur latente à 10 km d'altitude.

Plus le bilan global de flux de chaleur latente est positif, plus le cyclone est intense. Les auteurs ont notamment mis en évidence la localisation du réchauffement par condensation dans la partie intérieure du mur de l'œil (updrafts) alors que la fonte du graupel et de la neige est plutôt située dans sa partie extérieure (subsidence).

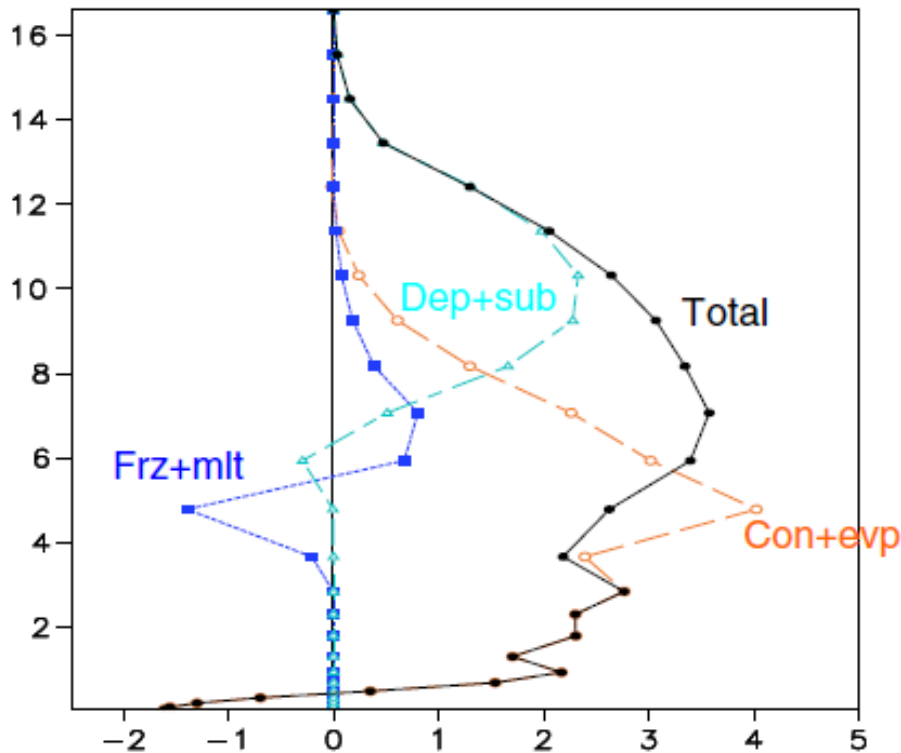


Figure 30. Profil de flux de chaleur latente ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$) du typhon Hagupit global (noir) et par classe de processus (bleu : congélation et fonte ; cyan : déposition et sublimation ; rouge : condensation et évaporation). Tiré de Li et al. (2013a).

Si la description des processus microphysiques constitue une voie d'amélioration des simulations de cyclones tropicaux, la définition des propriétés de chaque type d'hydrométéores en est une autre. McFarquhar et al. (2006) ont observé que l'intensité du phénomène simulé est sensible à la vitesse de chute du graupel définie dans le modèle : plus elle est élevée, plus le cyclone est intense. Ils obtiennent une différence de pression minimale de surface égale à 7 hPa uniquement en faisant varier les propriétés de ce paramètre. Une augmentation de la vitesse de chute du graupel tend à générer plus de précipitations car, du fait de sa densité importante, cet hydrométéore a moins tendance à s'étaler horizontalement. On voit donc l'intérêt de calibrer au mieux les propriétés de ce type d'hydrométéores pour la simulation des cyclones tropicaux.

Si la majorité des auteurs observent un effet négligeable de la microphysique sur la trajectoire des systèmes, Fovell et al. (2009, 2010, 2016) montrent, quant à eux, que la trajectoire peut être significativement impactée par le choix du schéma microphysique. Ils montrent notamment que le schéma microphysique agit sur l'effet Beta, *i.e.* un des facteurs conditionnant le déplacement des cyclones tropicaux (section 1.1.2), via la modification de la structure dynamique (figure 31).

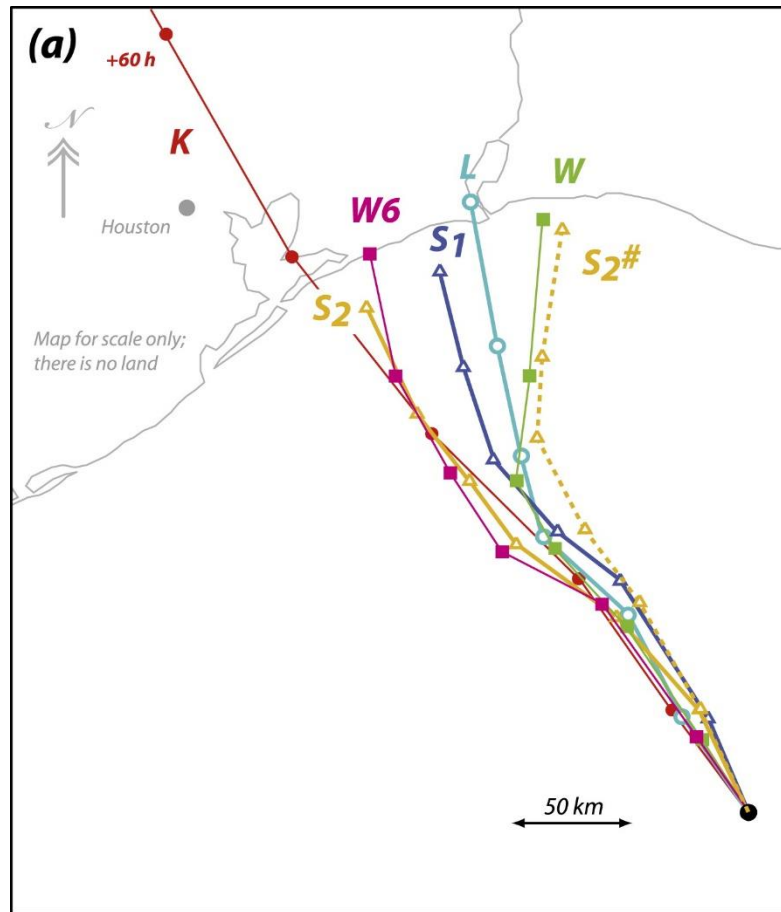


Figure 31. Trajectoires d'un cyclone idéalisé simulé pour une durée de 72 h avec différents schémas microphysiques : K (Kessler), L (Purdue-Lin), W (WSM3), W₆ (WSM6), S₁ (Seifert-Beheng, version 1) et S₂ (Seifert-Beheng, version 2). Les symboles montrent les positions successives à 12 h d'intervalle. Tiré de *Fovell et al. (2016)*.

Comme l'ont souligné *McFarquhar et Black (2004)*, les premiers schémas microphysiques étaient adaptés aux phénomènes de moyenne latitude. Par conséquent il est nécessaire aujourd'hui de les développer et de les calibrer dans l'optique de simuler au mieux les cyclones tropicaux. Étant donné que les aérosols ont un effet microphysique sur les nuages, l'interaction entre les aérosols et les cyclones tropicaux est également devenue une problématique majeure, d'où l'intérêt de privilégier les schémas microphysiques à 2-moments qui intègrent une meilleure représentation de leur activation.

1.3. Les aérosols

Les aérosols sont des particules fines solides ou liquides en suspension dans l'atmosphère. On distingue deux types d'aérosols selon leur mécanisme de formation : les aérosols primaires sont directement émis dans l'atmosphère (abrasion, érosion, combustion) alors que les aérosols secondaires se forment à partir de précurseurs gazeux (conversion gaz-particules).

1.3.1. Effet radiatif & microphysique

Ils peuvent avoir un effet radiatif (direct) et microphysique (indirect) (figure 32). L'effet radiatif fait référence à l'absorption et la diffusion du rayonnement solaire par les aérosols. Le forçage radiatif des aérosols est défini comme étant la variation du flux radiatif net au niveau de la tropopause. Cet effet direct interagit à l'échelle planétaire avec les courtes et longues longueurs d'ondes. Il peut être positif (réchauffement) ou négatif (refroidissement) selon le contexte environnemental et les propriétés diffusantes et/ou absorbantes des aérosols : des aérosols faiblement absorbants en milieu océanique refroidissent l'atmosphère alors que des particules absorbantes en milieu continental au-dessus de glaciers provoquent un réchauffement. Le forçage radiatif dépend donc de : la réflectance de la surface, la position et l'extension verticale des aérosols et des nuages, l'humidité relative et l'ensoleillement. Le forçage radiatif des aérosols marins et des poussières désertiques est globalement négatif. Alors qu'au niveau global, [Partanen et al. \(2014\)](#) estiment le forçage radiatif des aérosols marins à -0.53 W.m^{-2} sur 5 ans (2006-2010), [Podgorny et al. \(2000\)](#) obtiennent un forçage radiatif égal à -1.36 W.m^{-2} dans l'océan Indien. En ce qui concerne les poussières désertiques, [Miller et Tegen \(1998\)](#) observent des valeurs égales à -0.06 W.m^{-2} .

Les aérosols agissent également sur l'évolution du climat par le biais de l'effet indirect dû à la nucléation de gouttelettes ou de cristaux de glace, dont on distingue deux composantes : l'effet Twomey et l'effet sur le cycle de vie des nuages. Si l'on imagine un nuage chaud de type cumulus dans un air pollué, *i.e.* en présence de fortes concentrations en CCN, le phénomène de premier ordre observé est la réduction de la taille des gouttelettes, d'une part, et l'augmentation de leur concentration ([Twomey, 1959, 1974](#)), d'autre part. L'effet Twomey traduit ainsi l'augmentation de l'albedo des nuages en présence d'air pollué du fait des fortes concentrations en gouttelettes. Le deuxième effet indirect fait référence à l'accroissement de la durée de vie des nuages ([Albrecht, 1989](#)), à la suppression des précipitations dans un air pollué, et à l'augmentation de l'épaisseur des nuages ([Pincus et Baker, 1994](#)). Ce dernier phénomène a notamment été observé sur des cas de nuages tropicaux par des mesures satellitaires et aériennes ([Rosenfeld, 1999](#) ; [Rosenfeld et Woodley, 2003](#) ; [Andreae et al., 2004](#)). Enfin, via l'absorption du rayonnement solaire et le réchauffement associé, les aérosols modifient le profil de température et, *in fine*, la distribution spatiale des nuages.

Bien que l'importance relative des effets soit encore discutée, nous nous concentrons pour ce travail de thèse sur l'effet microphysique, *i.e.* l'activation des aérosols jouant le rôle de CCN ou d'IFN.

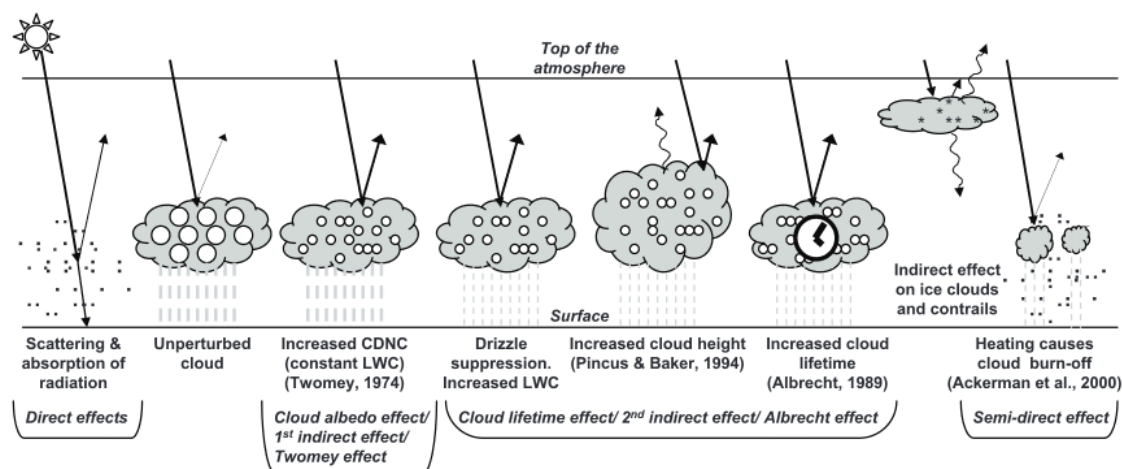


Figure 32. Schéma conceptuel des différents effets (directs, semi-directs, indirects) des aérosols. Extrait du quatrième rapport d'évaluation du GIEC et adapté de [Haywood et Boucher \(2000\)](#).

Pas d'aérosols, pas de nuages. Plusieurs études récentes montrent que les aérosols affectent le comportement et le cycle de vie des nuages (Andreae et Rosenfeld, 2008 ; Altaratz et al., 2014) via l'effet indirect précédemment défini, et diminuent notamment la production de précipitations car le processus de coalescence est moins efficace (Squire, 1958).

Toutefois, le processus semble être inversé dans un cas de convection profonde en présence de fortes concentrations en CCN et en IFN : on parle d'effet de dynamisation. En effet, des gouttelettes nuageuses plus petites sont plus facilement transportées par les ascendances et ont tendance à favoriser les processus microphysiques mixtes, *i.e.* la nucléation hétérogène et la croissance de la glace. Du fait de la libération de chaleur latente associée, il est donc logique d'observer une activité convective plus intense de ces nuages en air pollué (Van den Heever et Cotton, 2004 ; Yuan et al., 2011). A cela s'ajoute la contribution des IFN à la nucléation hétérogène. La conséquence de ce phénomène est l'augmentation de précipitations issues de la fonte des hydrométéores froids au détriment des processus chauds de condensation et coalescence. Dans le cas d'updrafts intenses, il peut également y avoir formation de grêle étant donné que l'eau surfondue participe de manière plus active au givrage de la neige et du graupel (Rosenfeld et al., 2014). Indirectement, plus l'hydrométéore froid est gros, plus sa vitesse de chute est importante, et moins il s'évapore. Ceci est un autre effet favorable à la convection. Les deux concepts précédemment décrits (nuages chauds et mixtes) sont illustrés sur la figure 33.

1.3.2. Distribution granulométrique

La gamme de diamètres des aérosols s'étend de 10^{-3} à $100 \mu\text{m}$ (Heintzenberg, 1994). Pour une première approche, on peut distinguer les particules fines ($5.10^{-3} < D < 2.5 \mu\text{m}$) des aérosols grossiers ($D > 2.5 \mu\text{m}$), avec D le diamètre de l'aérosol. Au sein des particules fines, il existe le mode de nucléation ($5.10^{-3} < D < 5.10^{-2} \mu\text{m}$) et le mode d'accumulation ($5.10^{-2} < D < 2 \mu\text{m}$). Le premier est secondaire dans ce travail de thèse du fait de son incapacité à nucléer des gouttelettes nuageuses. En revanche, le mode d'accumulation nous concerne directement et est majoritairement formé par les processus de coagulation des particules fines (figure 34). Dans le groupe des aérosols grossiers, on parle plus précisément de noyaux de condensation « géants » pour les particules dont le diamètre est compris entre $10 \mu\text{m}$ et $100 \mu\text{m}$. Les sels marins et les poussières désertiques sont des types d'aérosols susceptibles d'être associés à ce groupe. Dans ce cas particulier, leur durée de vie dans l'atmosphère est très courte du fait d'une vitesse de sédimentation élevée.

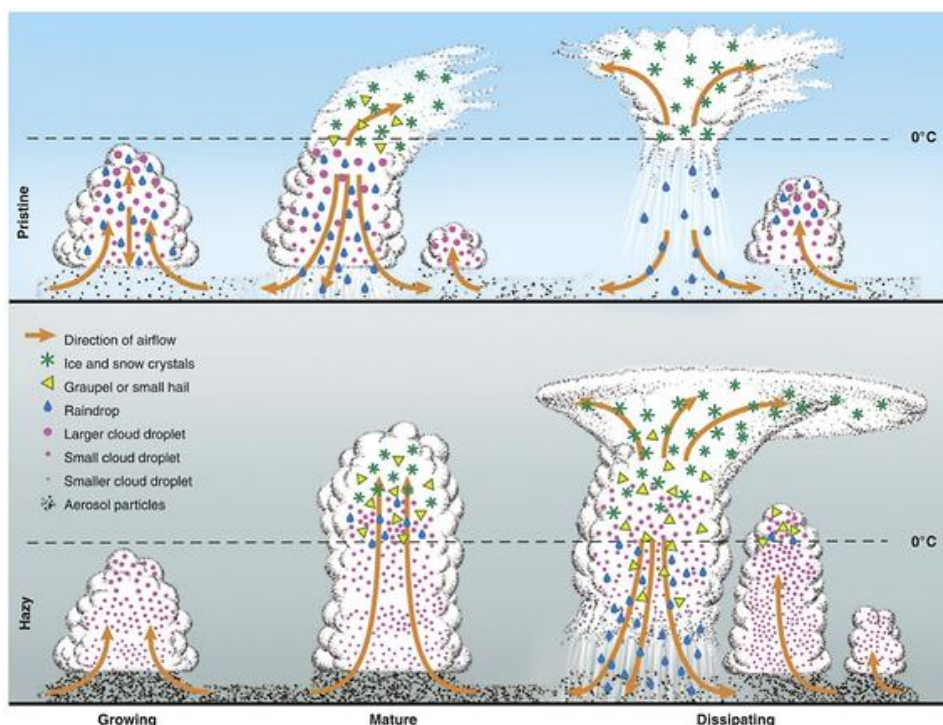


Figure 33. Illustration de l'effet indirect des aérosols sur différents stades de nuages dans un contexte non pollué (haut) et pollué (bas). Tiré de Tao et al. (2012) et adapté de Rosenfeld et al. (2008).

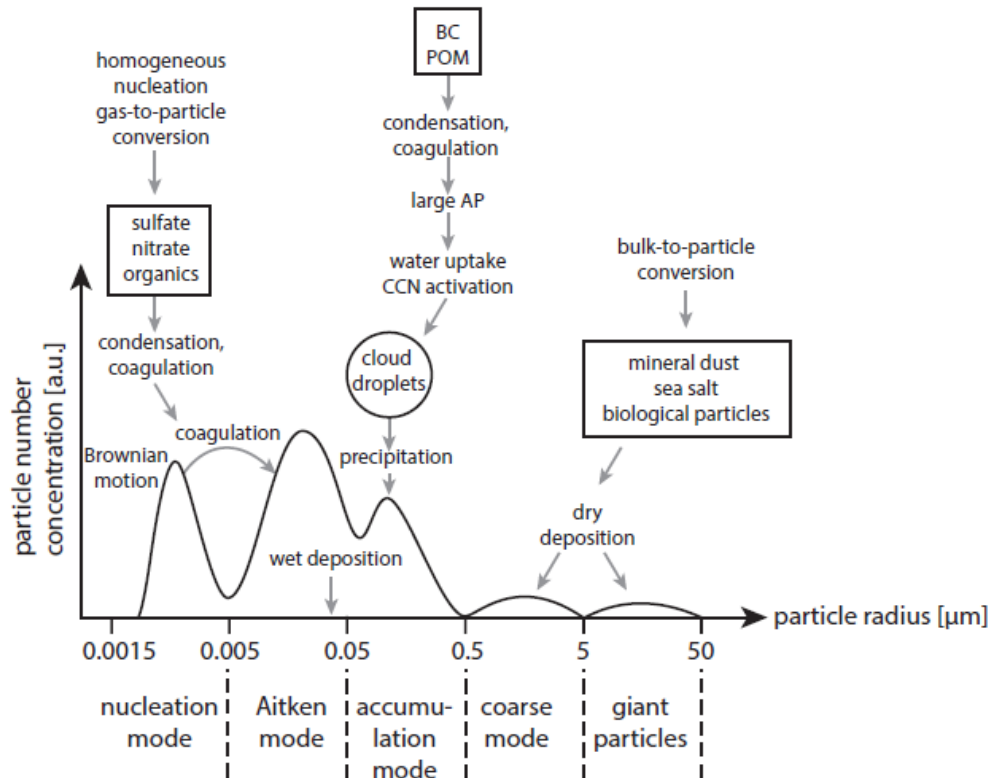


Figure 34. Présentation schématique des processus liés aux aérosols en fonction de leur taille. AP : Particules d'aérosols ; BC : Carbone suie ; POM : Composés organiques. Tiré de *Lohmann et Lüönd (2012)*.

La distribution en taille des aérosols dépend de leur composition chimique, leur type d'émission et leur âge. Chacun des modes cités précédemment est généralement représenté par une loi log-normale. Une population d'aérosols peut être caractérisée par leur concentration en nombre, leur surface ou leur volume. En microphysique, la distribution de la concentration en nombre nous intéresse plus particulièrement. Elle s'écrit :

$$n_N(r) = \sum_{i=1}^n \frac{N_i}{\sqrt{2\pi r \ln \sigma_i}} e^{-\frac{(\ln r - \ln r_i^2)^2}{2 (\ln \sigma_i)^2}} \quad (1.10)$$

avec N_i la concentration totale, r le rayon médian et σ_i l'écart-type de la population d'aérosols considérée.

1.3.3 Focus sur les aérosols marins

Par définition, le terme « aérosols marins » englobe les aérosols marins de plusieurs types que l'on retrouve dans la couche limite marine (*Andreae et Rosenfeld, 2008*) : les sels marins inorganiques (NaCl), les composés organiques, les sulfates (SO_4^{2-}), etc. On distingue les aérosols marins primaires, *i.e.* émis à la surface des océans, des aérosols marins secondaires issus de réactions chimiques en phase gazeuse. La littérature fait souvent référence au terme « sea spray aerosols » (ou embruns marins) qui regroupe à la fois la fraction inorganique (NaCl) et organique des aérosols générés par le déferlement des vagues et le vent sous forme de gouttelettes. Ils représentent les flux d'émission d'aérosols les plus importants, avec les poussières désertiques (*Andreae et al., 2007a*). D'après *Seinfeld et Pandis (1998)*, les sels marins représentent 90 % de la population dans la couche limite marine, d'où l'intérêt de les

prendre en compte dans les simulations de cyclones tropicaux. Leur concentration dans la couche limite est majoritairement fonction de la vitesse des vents de surface, *i.e.* les vents à 10 m d'altitude. Ces concentrations sont comprises entre 50 et 150 cm⁻³ en conditions de vents forts d'après [O'Dowd et Smith \(1993\)](#) et [Kreidenweis et al. \(1998\)](#). Dans cette thèse, nous nous focalisons sur la fraction inorganique que nous appelons par la suite « **sels marins** ».

Les plus petites particules ont un diamètre de l'ordre du nanomètre alors que les gouttelettes atteignent plusieurs millimètres de diamètre. Entre ces extrema, les aérosols ont un temps de résidence significatif dans l'atmosphère et peuvent ainsi jouer le rôle de CCN.

Deux mécanismes distincts d'émission de sels marins existent et sont illustrés sur la figure 35 :

- **L'éclatement de bulles.** Le déferlement des vagues génère des bulles dont une fraction atteint la surface de l'eau ([Thorpe, 1992](#)). Celles-ci peuvent éclater directement en des dizaines de petites gouttelettes (« film droplets »). D'après [De Leeuw et al. \(2011\)](#), La majorité de ces gouttelettes ont un rayon inférieur à 1 µm. Lorsque la cavité créée par une bulle s'effondre, elle éjecte une gouttelette (« jet drops ») qui éclatera par la suite (figure 35) ([MacIntyre, 1972](#)). [O'Dowd et al., \(2007\)](#) estiment le seuil de vent minimal à 4 m.s⁻¹ pour ce mécanisme. Pour ce type, les rayons des gouttelettes sont compris entre 2 et 100 µm, bien que la grande majorité de ces gouttelettes approchent un rayon de 10 µm.
- **L'arrachement par le vent.** Dans des conditions de vents forts, une gouttelette peut être arrachée par écrêtage (« spume drops »). D'après [Andreas \(2002\)](#), une vitesse approximant les 7-11 m.s⁻¹ serait nécessaire pour enclencher ce mécanisme. Ce type de gouttelettes est le plus gros : sa gamme de rayon est comprise entre 10 et 500 µm.



Figure 35. Représentation schématique des mécanismes de production de gouttelettes : l'éclatement de bulles en surface et l'arrachement par le vent. Tiré de [Veron et al. \(2015\)](#) et adapté de [Andreas et al. \(1995\)](#).

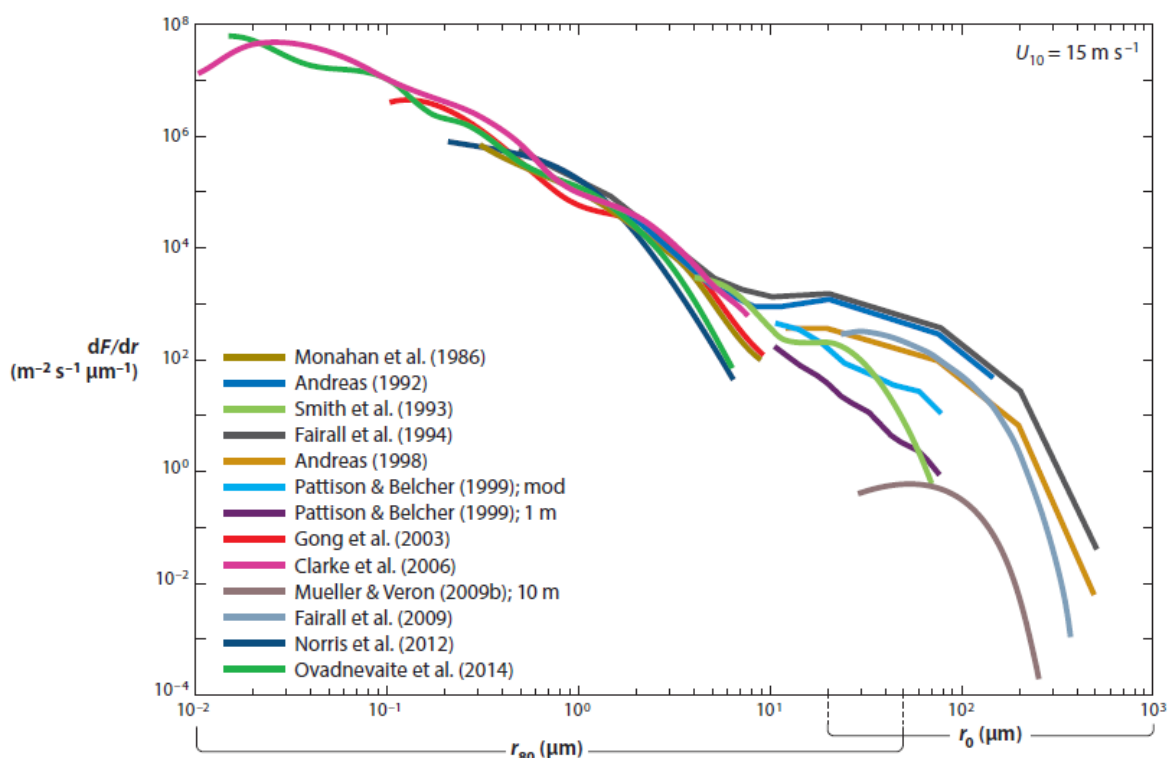


Figure 36. Fonctions d'émissions d'embruns marins pour une vitesse de vent à 10 m de 15 m s^{-1} . Tiré de [Veron et al. \(2015\)](#).

Il existe une multitude de fonctions d'émission destinées à modéliser les flux entrants de sels marins dans l'atmosphère (figure 36). Elles sont généralement représentées par des lois en puissance : les flux augmentent avec la vitesse des vents. [Martenson et al. \(2003\)](#) ont été les premiers à intégrer la TSM dans une fonction d'émission, soutenant l'hypothèse que la taille des gouttelettes émises en surface est dépendante de ce paramètre. De manière globale, les résultats des fonctions convergent et on accorde un degré de confiance significatif aux flux dont les diamètres sont compris entre 0.01 et $10 \mu\text{m}$ ([Clarke et al., 2003](#)). Nous verrons par la suite (section 2.1.2) que des fonctions plus récentes ont augmenté le nombre de paramètres de forçage et la gamme de diamètres.

1.3.4. Impact des aérosols sur les cyclones tropicaux

Historique

L'idée selon laquelle les aérosols, en modifiant la structure microphysique des nuages, pourraient impacter le comportement des cyclones tropicaux n'est pas récente. Elle date des années 50 avec le projet « Cirrus » piloté entre autres par les militaires américains. La méthodologie consistait à répandre des noyaux glacogènes (cristaux d'iodure d'argent) dans le mur de l'œil, dans l'hypothèse que cela perturberait son activité convective et *in fine*, l'intensité du système. La contribution de l'injection

de cristaux d'iodure d'argent dans l'évolution (intensité et trajectoire) des ouragans fut difficile à appréhender et les résultats furent mitigés. Toutefois, le projet « Stormfury » (1962-1983) fut ensuite créé dans la continuité de Cirrus. L'objectif était « d'ensemencer » les nuages à l'extérieur du mur de l'œil afin de favoriser la convection dans ces zones (figure 37). Le concept théorique de ce phénomène s'est précisé au cours du projet : l'activation de la congélation de l'eau surfondue (et la libération de chaleur latente associée) dans les bandes extérieures s'effectuerait au détriment de la convection au sein du mur de l'œil, ce qui aboutirait à son remplacement et à l'agrandissement du rayon de l'œil (Willoughby et al., 1985).

La méthodologie adoptée lors de ce projet est l'ensemencement dynamique (ou « dynamic seeding »), *i.e.* l'action qui consiste à augmenter la flottabilité de l'air et donc à accélérer les mouvements verticaux, par opposition à l'ensemencement statique où le but est uniquement d'abaisser le taux d'humidité du nuage considéré. Un travail préliminaire a été nécessaire afin d'identifier un cas d'étude intéressant qui arborerait à la fois un œil bien défini et une décroissance rapide des vents tangentiels en fonction de leur distance par rapport à celui-ci. Entre autres tests, l'ouragan Debbie réunissait les conditions requises. Plusieurs avions ont relâché de manière répétée des aérosols en visant les premières bandes précipitantes autour du mur de l'œil (Willoughby et al., 1985). Bien que des effets sur la vitesse des vents cohérents avec l'hypothèse de départ aient été observés, il s'est avéré, avec du recul, que la contribution humaine n'a pas pu être clairement définie lors de cette étude ; et ce pour plusieurs raisons : (i) le remplacement du mur de l'œil s'est avéré être un phénomène naturel, et (ii) l'eau surfondue n'est pas en quantité suffisante pour voir un effet de congélation, d'autant plus que ce processus intervient naturellement au-dessus de l'isotherme 0°C. La majorité des gouttes de pluie produisent des précipitations chaudes sans congeler, notamment via le processus de coalescence (Andreae et al. 2004).

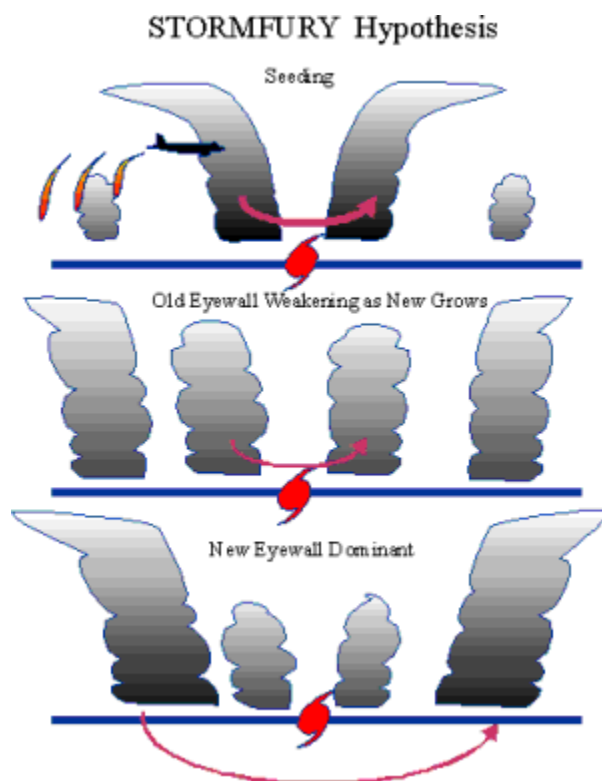


Figure 37. Illustration de l'hypothèse scientifique du projet STORMFURY : favoriser la convection dans les bandes précipitantes au détriment de la convection dans le mur de l'œil afin d'affaiblir le cyclone (<http://www.aoml.noaa.gov/general/WWW000/text/stormfury.html>)

Ces travaux ne furent pas vains dans le sens où les vols d'ensemencement ont été accompagnés de vols d'études pendant lesquelles de nombreuses données sur la structure dynamique des cyclones tropicaux ont été collectées.

Poussières désertiques

Le phénomène le plus connu concernant l'impact des aérosols sur les cyclones est la Couche d'Air Saharienne (SAL pour Saharian Air Layer). La SAL est une masse d'air sèche (50 % de l'humidité d'une atmosphère typique) et chargée en poussières désertiques se formant au-dessus du Sahara. Cette masse d'air a une extension verticale considérable : elle est comprise entre 1500 et 5500 m d'altitude (Diaz et al. 1976). Elle est généralement associée à un courant-jet d'Est. Elle a été définie pour la première fois par Carlson et Prospero (1972) comme étant la rencontre entre une masse d'air sèche se formant au-dessus de l'Afrique du Nord et une masse d'air plus froide océanique confinée dans les basses couches. Du fait de son déplacement important (les poussières désertiques peuvent atteindre l'Amérique Centrale, les Caraïbes, ou encore le Golfe du Mexique), elle peut interagir avec les ouragans de l'Atlantique Nord.

L'effet inhibiteur de la SAL sur le développement de la convection profonde serait lié à la stabilité de cette masse d'air chaude et sèche. Ce phénomène a été observé par Dunion et Velden (2004). Pour cela, ils se sont basés sur un algorithme qui, par combinaison des canaux infrarouge 10.7 μm et 12 μm du radiomètre du satellite GOES-8, est sensible aux propriétés de cette masse d'air : faible taux d'humidité, fortes concentrations en poussières désertiques et localisation en basse troposphère. Leurs travaux ont montré que la SAL freine le développement des ouragans, voire les affaiblit significativement (figure 38). Trois facteurs liés à la dynamique des masses d'air ont été définis comme des inhibiteurs du développement du cyclone. L'air sec intensifie les subsidences en favorisant l'évaporation (Emanuel, 1989), réduit la CAPE et stabilise ainsi la masse d'air. Le courant-jet africain d'Est de moyenne troposphère (vers 700 hPa) au niveau de la bordure sud de la SAL induit une augmentation du cisaillement vertical de vent. Le réchauffement de la masse d'air dû à l'effet radiatif des poussières désertiques renforce l'inversion des alizés et inhibe la convection (Carlson et Prospero, 1972).

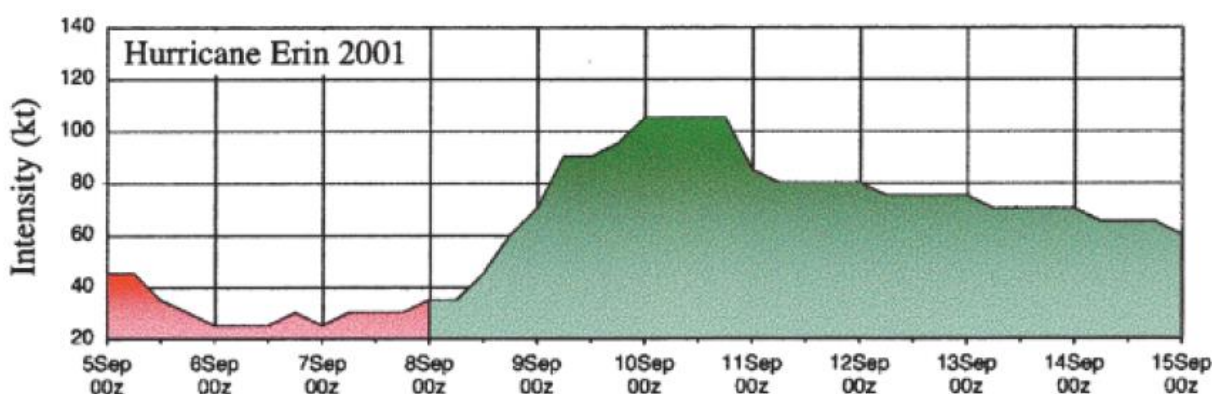


Figure 38. Évolution de l'intensité de l'ouragan Erin (2001) en termes de vent maximum (kt ; courbe noire) dans le bassin Atlantique Nord sous l'influence (rouge) ou non (vert) de la SAL. Tiré de Dunion et Velden (2004).

L'effet microphysique des poussières désertiques sahariennes a été étudié par Zhang et al. (2007, 2009). Ces auteurs ont considéré ce type d'aérosols comme étant des CCN, mais les poussières désertiques sont également des IFN, selon leur vieillissement. Le cas d'étude d'un cyclone idéalisé impacté par la SAL est reproduit avec le modèle RAMS qui intègre un schéma microphysique à 2-moments (Saleeby et Cotton, 2004). Il est montré que l'advection de CCN peut impacter à la fois le mur

de l'œil et les bandes précipitantes. Deux situations sont distinguées : (i) les CCN initialisés au sein du domaine favorisent la convection du mur de l'œil et (ii) ceux advectés aux limites du domaine activent la convection des bandes précipitantes. Or le développement de la convection dans les bandes précipitantes se ferait au détriment de celle du mur de l'œil. Cela rejoint le concept imaginé lors des projets Cirrus et Stormfury. Par ailleurs, ce schéma semble cohérent avec les observations de [Barnes et al. \(1983\)](#) et [Powell \(1990\)](#). Le schéma conceptuel proposé est le suivant : la formation de cold pool au niveau des bandes précipitantes bloquerait le flux radial chaud et humide censé alimenter le cœur du cyclone. L'effet microphysique de premier ordre observé par [Zhang et al. \(2009\)](#) est l'augmentation de la concentration des gouttelettes nuageuses et la diminution de leur taille. Toutefois, l'hypothèse microphysique permettant d'expliquer le développement de l'activité convective n'est pas clairement définie étant donné la multitude de processus microphysiques et de facteurs environnementaux en jeu. Il est uniquement établi que l'apport de CCN induit une libération de chaleur latente plus importante, ce qui favorise la convection. *In fine*, l'effet microphysique potentiel des CCN sur l'intensité, qui reste l'enjeu scientifique majeur, reste flou.

Aérosols anthropiques

Dans un contexte de changement climatique et de pollution de l'environnement, la problématique de l'effet des aérosols anthropiques sur l'activité cyclonique a pris de l'ampleur. Il s'avère que, pour une configuration similaire (advection d'un panache d'aérosols dans un système dépressionnaire tropical), l'effet de ce type d'aérosols est le même que celui de la SAL : l'affaiblissement du système. Ainsi [Wang et al. \(2014\)](#) observent, dans un contexte pollué, une augmentation des précipitations dans les bandes précipitantes, associée à cet affaiblissement. En parallèle, la convection du mur de l'œil s'affaiblit. Dans la situation présentée dans cette étude, l'apport des CCN de l'extérieur du système favorise les processus de phase mixte dans les bandes précipitantes. En effet, comme l'avait souligné [Zhang et al. \(2009\)](#), l'augmentation des CCN permet la formation de gouttelettes nuageuses en plus grand nombre mais plus petites. Ainsi, le processus de coalescence, et par conséquent la formation de précipitations chaudes, est atténué. Les gouttelettes nuageuses prises dans les ascendances participent alors aux processus de phase mixte (notamment le givrage) et génèrent une libération plus importante de chaleur latente en présence de CCN. Le schéma conceptuel proposé par [Wang et al. \(2014\)](#) est le suivant (figure 39) : la convection dans la bande précipitante génère de fortes ascendances mais aussi de fortes subsidences formant des « cold pool » en surface, ce qui a pour effet d'altérer voire de remplacer le flux radial (initialement chaud et humide) censé alimenter le cœur du système. Cette hypothèse explique pourquoi le mur de l'œil est moins actif et *in fine*, pourquoi le cyclone est moins intense.

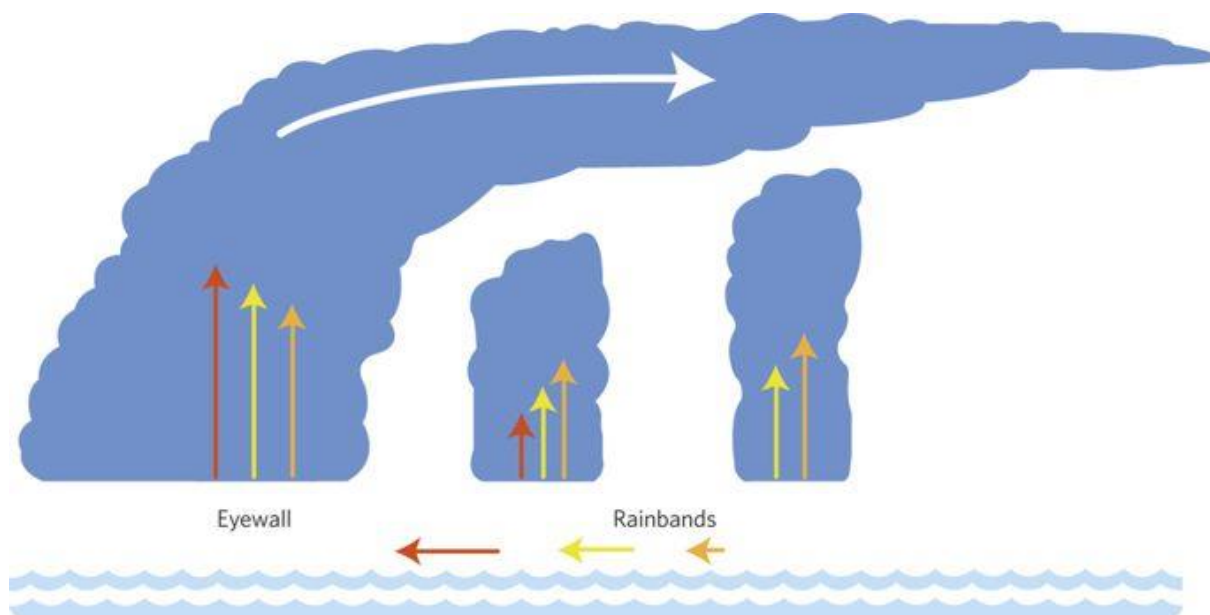


Figure 39. Représentation schématique de l'effet d'un panache d'aérosols sur l'intensité de la convection dans le mur de l'œil. Les flèches horizontales et verticales représentent le flux radial de basses couches et les ascendances, respectivement. Leur couleur indique le contexte en termes d'aérosols et les effets pris en compte. Rouge : contexte maritime. Jaune : contexte pollué avec l'effet microphysique. Orange : contexte pollué avec l'effet microphysique et l'effet radiatif. Le flux radial entrant et la convection dans le mur de l'œil sont les plus importants en contexte maritime (flèches rouges). En contexte pollué, l'effet microphysique des aérosols réduit les précipitations issues de processus microphysiques de phase chaude, mais favorise les processus microphysiques de phase mixte, ce qui entraîne l'augmentation de la convection dans les bandes précipitantes au détriment du flux radial entrant et de la convection dans le mur de l'œil (flèches jaunes). L'effet radiatif des aérosols induit le réchauffement des masses d'air en basses couches et favorise également le développement des bandes précipitantes. Le couplage entre l'effet microphysique et l'effet radiatif renforce par conséquent l'effet précédemment cité (flèches oranges). Tiré de Wang et al. (2014).

Sels marins

L'analyse de l'effet des aérosols marins s'est orientée vers différentes thématiques. Une première approche concerne l'étude du transfert de chaleur latente et sensible liée au transport des embruns marins dans la couche limite marine. Andreas et Emmanuel (2001) montrent que les gouttelettes émises à la surface de la mer modifient l'intensité du cyclone via les flux de chaleur latente et sensible à l'interface air-mer. On considère alors l'impact des gouttelettes émises à la surface, et non pas de la nucléation des sels marins secs. Du point de vue de la microphysique nuageuse, ces gouttelettes, lorsqu'elles atteignent la base des nuages, favorisent la formation de la pluie dans le mur de l'œil par des processus de croissance par condensation et de coalescence (Shpund et al., 2011). Une deuxième approche consiste à se focaliser sur les CCN marins géants, *i.e.* les sels marins dont le diamètre est supérieur à 2 μm , qui ont une forte aptitude à activer des gouttelettes nuageuses. Pour ces deux approches, l'émission des embruns marins favorise les processus chauds de condensation, de coalescence, et d'accrétion.

Si l'on ne considère que ces deux approches, l'effet de l'émission des embruns marins est opposé à celui des aérosols anthropiques pour un nuage donné, à savoir l'inhibition des processus chauds et l'extension verticale de la convection (Rosenfeld et al., 2007) (figure 39). Toutefois, il n'existe pas d'études se focalisant sur l'émission d'une gamme de sels marins comprise entre 0.01 μm et 3 μm et leur effet microphysique sur la convection profonde du mur de l'œil et des bandes précipitantes, d'où l'intérêt de ce travail de thèse.

Chapitre 2 : Méthodologie

Cette section présente la méthodologie choisie pour le développement et l'évaluation du schéma microphysique LIMA au sein du modèle Meso-NH. La modélisation numérique avec le modèle Meso-NH nécessite des données supplémentaires comme des analyses issues de modèles globaux et des produits satellitaires à plusieurs niveaux pour : (i) l'initialisation du modèle, (ii) le forçage aux limites, et (iii) la validation des simulations. Dans un premier temps, nous nous attachons à décrire les paramètres physiques et microphysiques du modèle Meso-NH en nous focalisant sur les deux schémas microphysiques étudiés dans le cadre de cette thèse : ICE3 (Pinty et Jabouille, 1998) et LIMA (Vié et al., 2016). Le module d'aérosols ORILAM (Tulet et al., 2005) et sa fonction d'émission de sels marins (Ovadnevaite et al., 2014) a été choisi pour contribuer à l'évolution de LIMA et fait l'objet de la section suivante. Enfin, nous présentons les modèles globaux et les produits satellitaires ainsi que leurs applications dans le cadre de cette thèse.

2.1. Le modèle Meso-NH

Meso-NH est un modèle atmosphérique de recherche (<http://mesonh.aero.obs-mip.fr/>) initialement développé par le Laboratoire d'Aérodynamique et le Centre National de Recherches Météorologiques de Météo-France. Il est non-hydrostatique et basé sur un système d'équations anélastique. Le champ d'applications du modèle est aujourd'hui très large (Lac et al., 2018). Pour les aérosols, une large part des travaux s'est orientée vers l'émission et le transport de poussières désertiques (Grini et al., 2006 ; Tulet et al., 2010 ; Bègue et al., 2012), des sels marins (Claeys et al., 2017), ainsi que la chimie des aérosols (Leriche et al., 2013 ; Durand et al., 2014). La gamme d'applications s'étend également au domaine océanique via divers couplages océan-atmosphère (Pianezze et al., 2018) et à l'hydrologie (Vincendon et al., 2009). Meso-NH peut s'adapter aux problématiques liées aux surfaces terrestres telles que les feux de forêt (Filippi et al., 2011), l'impact atmosphérique des zones urbaines (Sarrat et al., 2006 ; Lemonsu et al., 2006a, b ; Pigeon et al., 2007 ; Hidalgo et al., 2008, 2010), ou encore les flux de CO₂ en lien avec les écosystèmes (Sarrat et al., 2007b). Le modèle gère également le transport de la neige (Vionnet et al., 2014). L'étude des flux turbulents est également rendue possible (Cuxart et Jiménez, 2007). Dans le cadre de cette thèse, nous nous intéressons plus particulièrement (i) à la microphysique nuageuse, (ii) aux aérosols, et (iii) aux cyclones tropicaux.

Meso-NH dispose de différents schémas d'advection. Celui que nous utilisons dans le cadre de cette thèse est le schéma centré de 4^{ème} ordre (CEN4TH). En ce qui concerne le schéma de convection (profonde et peu profonde), nous avons fait le choix de nous baser sur la formulation de Bechtold et al. (2001). Meso-NH inclut un code issu du CEPMMT (Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme) afin de calculer les flux radiatifs prenant en compte l'absorption-émission des grandes longueurs d'onde et la réflexion, l'absorption et la diffusion du rayonnement solaire par l'atmosphère et par la surface terrestre. Le schéma de turbulence suit Cuxart et al. (2000a).

Meso-NH est couplé au module de surface SURFEX (SURFace Externalisée). Il permet de calculer les flux en surface dans différents contextes (lacs, océan, continent, zones urbaines). Les couvertures de chaque type de surface sont définies dans la base de données ECOCLIMAP (Masson et al., 2003 ; Faroux et al., 2013). En contexte maritime, il est possible de définir une TSM constante ou variable en activant la couche de mélange océanique 1D (CMO1D). SURFEX est destiné à accueillir la fonction d'émissions de sels marins que nous décrirons par la suite (section 2.2.2).

Nous nous attachons dans cette section à décrire les paramétrisations physiques implémentées dans le modèle permettant de mener à bien les études sur la microphysique nuageuse (impact des processus microphysiques) et les aérosols (émission, transport et activation).

2.1.1. La microphysique nuageuse dans Meso-NH

Meso-NH inclut plusieurs paramétrisations microphysiques. Toutefois ne sont présentées dans cette section que les paramétrisations utilisées dans le cadre de cette thèse : le schéma « bulk » à un moment ICE3 (Pinty et Jabouille, 1998) et le schéma « bulk » à deux moments LIMA (Vié et al., 2016).

Caractéristiques des hydrométéores

Le schéma microphysique ICE3, initialement développé dans Meso-NH, est maintenant utilisé dans le modèle opérationnel AROME (Seity et al., 2011). Le schéma microphysique à 2 moments LIMA est une extension de ICE3. Ils partagent ainsi la même configuration de base concernant la modélisation des hydrométéores. Les six espèces prises en compte sont : la vapeur d'eau, les gouttelettes nuageuses, les gouttes de pluie, la neige, le graupel, et les cristaux de glace. ICE3 pronostique le rapport de mélange noté r (kg.kg^{-1}) de ces espèces et LIMA pronostique à la fois le rapport de mélange de ces six espèces et la concentration notée n (kg^{-1}) de trois espèces : les gouttelettes nuageuses, les gouttes de pluie, et les cristaux de glace.

Etant donné la diversité des formes des hydrométéores, un moyen de modéliser leur masse notée m et leur vitesse de chute notée v est d'appliquer une loi de puissance en fonction de leur diamètre D :

$$m(D) = aD^b \quad (2.1)$$

$$v(D) = cD^d \left(\frac{\rho_\infty}{\rho_{dref}} \right)^{0.4} \quad (2.2)$$

Où a , b , c et d sont des coefficients représentant les caractéristiques propres à chaque hydrométéore (tableau 3). Dans le cas de la vitesse de chute $v(D)$, le terme $\left(\frac{\rho_\infty}{\rho_{dref}} \right)^{0.4}$ est le facteur de correction de Foote et Du Toit (1969) tenant compte de la densité de l'air. Bien que les vitesses de chute diffèrent de manière significative entre les cristaux de glace, la neige et le graupel, chaque hydrométéore sédimente. Cela permet d'assurer la dissipation des cirrus par sédimentation puis par évaporation/fonte des particules glacées dans des couches sous-saturées.

Tableau 3. Définition des paramètres pour chacune des catégories d'hydrométéores. Tiré de Pinty et Jabouille (1998).

Paramètres	r_i			r_s	r_g	r_r	r_c
	plaquettes	colonnes	rosettes				
Références	Starr et Cox (1985)			Locatelli et Hobbs (1984)		Liu et Orville (1969)	Pruppacher et Klett (1997)
a	3			1	1	1	3
v	3			1	1	2	1
a	0.82	$2.14 \cdot 10^{-3}$	44	0.02	19.6	524	524
b	2.5	1.7	3	1.9	2.8	3	3
c	747	$1.96 \cdot 10^5$	$4 \cdot 10^5$	5.1	124	842	$3.2 \cdot 10^7$
d	1	1.585	1.663	0.27	0.66	0.8	2

Tous les hydrométéores dans ICE3 et LIMA suivent une loi de distribution en taille de type Gamma généralisée (tableau 2, section 1.2.5). A partir de la distribution en taille des particules et de la relation masse-diamètre, il est possible d'obtenir le rapport de mélange r tel que :

$$r = aNM(b) \quad (2.3)$$

Où a et b sont des coefficients dépendant de l'hydrométéore considéré (tableau 3), N la concentration en nombre, et M le moment.

ICE3, un schéma microphysique à 1-moment

La phase chaude de ce schéma suit la paramétrisation de Kessler (1969), qui est le schéma pionnier en microphysique nuageuse, et prédit l'évolution du rapport de mélange des gouttelettes nuageuses (rc), et des gouttes de pluie (rr). Selon cette approche, le point de départ est la formation et la croissance des gouttelettes nuageuses par condensation (CND) de vapeur d'eau. Vient ensuite l'autoconversion (AUT) des gouttelettes nuageuses en gouttes de pluie qui augmente de manière linéaire avec le contenu en gouttelettes nuageuses et s'active à partir d'une valeur seuil de 0.5 g.m^{-3} d'un facteur de conversion de 10^{-3} s^{-1} . Les gouttes de pluie peuvent ensuite grossir par accrétion (ACC) de gouttelettes nuageuses, sédimenter (SED), et s'évaporer (EVA) selon la paramétrisation définie par Pruppacher et Klett (1978). Ces quatre processus sont calculés explicitement.

La phase froide d'ICE3 comporte trois hydrométéores, à savoir le graupel, la neige, et les cristaux de glace, dont les rapports de mélange sont notés respectivement rg , rs , et ri . La glace peut se former par nucléation homogène (au-delà de -35 °C) ou hétérogène selon l'approche de Meyers et al. (1992). Cette dernière paramétrisation prend uniquement en compte la température et la sursaturation par rapport à la glace afin d'estimer la masse de cristaux de glace formée. La glace primaire peut ensuite croître par déposition (DEP) ou par effet Bergeron-Findeisen (BER), former de la neige par autoconversion (AUT), et également sédimenter. La neige peut croître par déposition, par agrégation de cristaux de glace (AGG), et par givrage (RIM). Le graupel se forme par givrage intense de la neige. Ces trois hydrométéores n'ont toutefois pas le même processus de fonte (MLT) : (i) la glace primaire fond immédiatement en-dessous de l'isotherme 0°C pour produire des gouttelettes nuageuses, (ii) la neige est convertie en graupel par fonte partielle, et (iii) le graupel fond progressivement en-dessous de l'isotherme 0°C pour produire des gouttes de pluie. La figure 40 schématise l'ensemble des interactions entre les hydrométéores dans le schéma ICE3.

La condensation et l'évaporation des gouttelettes nuageuses subissent un traitement particulier du fait de leur action rapide : ils sont déduits de manière implicite par ajustement à saturation. Le principe consiste à rééquilibrer les rapports de mélange de la vapeur d'eau et des gouttelettes nuageuses une fois les sources explicites calculées afin d'atteindre un état saturé.

Le schéma microphysique LIMA est articulé autour des mêmes processus microphysiques. Il dispose toutefois de nouvelles formulations concernant l'activation des gouttelettes nuageuses (Cohard et Pinty, 1998), la nucléation des cristaux de glace (Philips et al., 2008, 2013), et la conversion des cristaux de glace en neige (Harrington et al., 1995). Ce schéma comporte 2 moments (rapport de mélange et concentration) qui sont essentiels à l'étude des interactions aérosols-nuages, notamment pour appréhender l'impact de l'activation sur la taille et la concentration en nombre des hydrométéores.

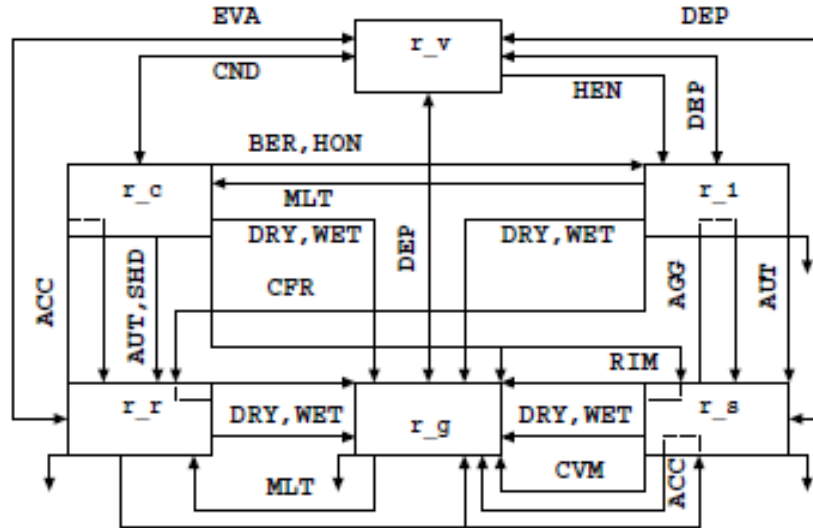


Figure 40. Diagramme illustrant les processus microphysiques dans le schéma microphysique ICE3. Tiré de *Pinty et Jabouille (1998)*.

Le schéma microphysique à 2 moments LIMA

Le schéma microphysique en phase mixte LIMA (Liquid Ice Multiple Aerosol) (*Vié et al., 2016*) a été conçu à partir d'ICE3. Il s'étend de 1 à 2 moments : en complément des rapports de mélange, la concentration des gouttelettes nuageuses, des gouttes de pluie, et des cristaux de glace sont aussi des variables pronostiques. Il dispose donc de modules complémentaires pour gérer l'activation des gouttelettes nuageuses (*Cohard et Pinty, 1998*) et la nucléation des cristaux de glace (*Phillips et al., 2008, 2013*). La conversion des cristaux de glace en neige a également été revue (*Harrington et al., 1995*). Les processus de phase chaude mis à jour par rapport à ICE3 sont l'autoconversion des gouttelettes nuageuses en gouttes de pluie et l'accrétion/coalescence (*Cohard et Pinty, 2000a*).

Le schéma microphysique LIMA gère plusieurs types et modes d'aérosols (tableau 4). Pour chaque mode de CCN (IFN), deux variables pronostiques permettent de suivre les concentrations des aérosols (kg^{-1}) interstitiels N^{free} et activés N^{act} (N^{nucl}). Les IFN enrobés nécessitent toutefois trois variables pronostiques afin de suivre à la fois leur activation en gouttelettes nuageuses et leur nucléation des cristaux de glace : N^{FREE} , N^{ACT} , et N^{NUCL} . En ce qui concerne leur distribution en taille, LIMA adopte une approche log-normale (tableau 2, section 1.2.5).

Tableau 4. Classification et propriétés des aérosols (σ : écart-type ; r_m : rayon médian) dans le schéma microphysique LIMA.

Classe	Types & modes	σ	r_m (μm)
CCN	Sels marins	1.9	0.4
	Sulfates	1.6	0.25
	Composés organiques & carbone suie hydrophiles	1.6	0.1
IFN enrobé	Composés organiques & carbone suie hydrophobes	1.6	0.1
IFN	Poussières désertiques	1.9	0.4

Bien que LIMA ait la majorité de ces processus en communs avec ICE3, ce schéma à deux moments permet une représentation plus complexe de la microphysique chaude et froide. La phase chaude est celle du schéma C2R2 également implanté dans Meso-NH. L'activation des CCN est basée sur la théorie de *Köhler (1936)* (section 1.2.1) : un aérosol s'active en gouttelette nuageuse à partir d'un seuil de sursaturation critique en fonction de son diamètre et de sa composition chimique.

Cohard et Pinty (1998) ont complexifié la loi de Twomey (1959) $N_{CCN} = Cs_{v,w}^k$ avec N_{CCN} la concentration en CCN activés, C et k des coefficients empiriques dépendants des propriétés des CCN, et $s_{v,w}$ la sursaturation. Leur but est de pallier une adaptation non réaliste pour les fortes sursaturations. La formulation implémentée dans Meso-NH une fonction hypergéométrique de la forme :

$$N_{CCN} = Cs_{v,w}^k F\left(\mu, \frac{k}{2}, \frac{k}{2} + 1, -\beta s_{v,w}^2\right) \quad (2.4)$$

Où μ et β sont également des coefficients dépendants des propriétés des CCN. La figure 41 montre l'apport de la fonction hypergéométrique avec des coefficients ajustés en contexte continental et maritime. Si on la compare aux données expérimentales de la campagne ASTEX (Stratocumulus Transition Experiment) (Hudson et Li, 1995), elle semble être mieux adaptée pour les fortes sursaturations (> 0.4).

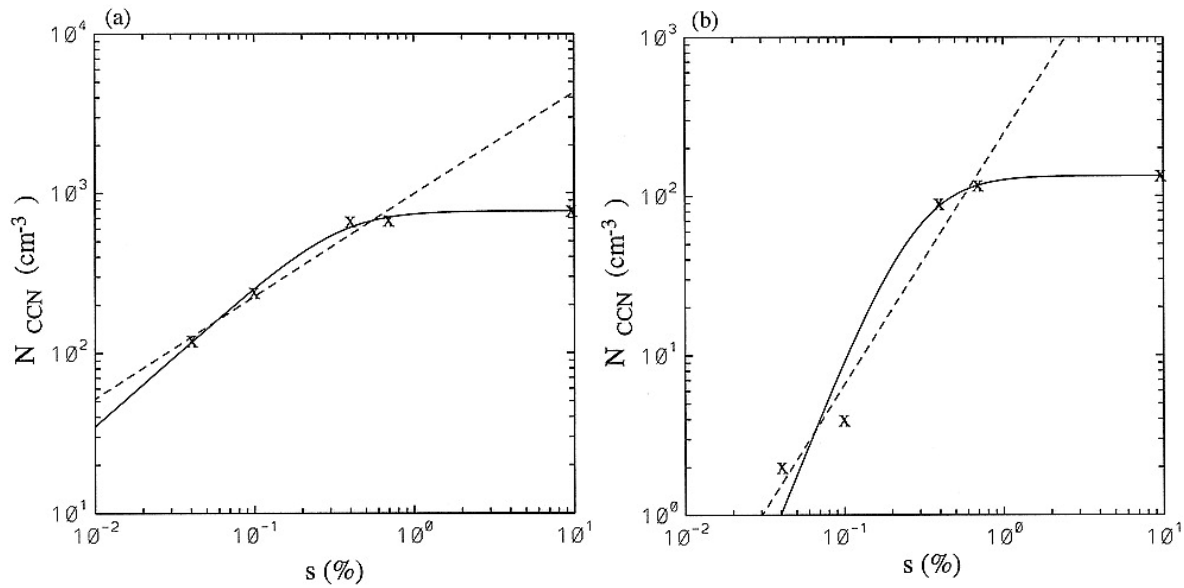


Figure 41. Spectre d'activation des CCN (a) en contexte pollué ou (b) en contexte non pollué défini par Hudson et Li (1995). Les croix représentent les données expérimentales, les lignes pointillées la loi de Twomey et les lignes pleines la loi de Twomey ajustée. Tiré de Cohard et Pinty (1998).

Pour une sursaturation donnée, le nombre d'aérosols activable noté $N_{CCN}(S_{max})$ est calculé à chaque pas de temps. Il est alors comparé au nombre d'aérosols activés (N^{acti}) au pas de temps précédent. Si $N_{CCN}(S_{max})$ est inférieur à N^{acti} , alors on considère que les aérosols dont le diamètre critique d'activation est atteint (à cette sursaturation) sont déjà activés et aucune activation supplémentaire n'est possible. Si $N_{CCN}(S_{max}) > N^{acti}$ alors la différence de concentration obtenue est égale au nombre d'aérosols supplémentaires activés. A un temps t , les variables ΔN_{CCN} , N^{free} (nombre d'aérosols interstiels), et N^{acti} s'écrivent :

$$\Delta N_{CCN} = \text{Max}\left(0, N_{CCN}(S_{max}) - N^{acti}(t - \Delta t)\right) \quad (2.5)$$

$$N^{free}(t) = N^{free}(t - \Delta t) - \Delta N_{CCN} \quad (2.6)$$

$$N^{acti}(t) = N^{acti}(t - \Delta t) + \Delta N_{CCN} \quad (2.7)$$

En ce qui concerne la nucléation hétérogène de la glace, LIMA, comme ICE3, peut suivre les formulations empiriques de Meyers et al. (1992). Elles décrivent le nombre d'IFN activés N_{IN} (L^{-1}) en fonction de la sursaturation par rapport à la glace S_i et de la température T :

$$N_{IN} = e^{(12.96 S_i - 0.639)} \quad \text{nucléation par déposition de vapeur d'eau} \quad (2.8)$$

$$N_{IN} = e^{-2.8 - 0.262(T - 273.15)} \quad \text{nucléation par contact} \quad (2.9)$$

Toutefois, cette formulation comporte un biais majeur dans le sens où elle ne tient pas compte explicitement de la disponibilité des aérosols. Or, l'activation d'un IFN est dépendante de ses propriétés surfaciques ainsi que de son diamètre. La densité de sites d'activation d'un aérosol est déterminée par son type. C'est pourquoi la paramétrisation empirique de Philips et al. (2008, 2013) a été implémentée dans le schéma. Celle-ci estime une concentration d'IFN nucléés pour quatre types d'aérosols : les poussières désertiques, les particules métalliques, le carbone suie inorganique, et la matière organique insoluble. Pour un type d'IFN noté X , la concentration d'IFN activés n_{IN} pour une sursaturation par rapport à la glace S_i et une température T s'écrit :

$$n_{IN,X} = \int_{\log[0.1\mu\text{m}]}^{\infty} \{1 - e^{-\mu_X(D_X, S_i, T)}\} \cdot \frac{dn_X}{d\log D_X} d\log D_X \quad (2.10)$$

Où D_X est le diamètre de l'aérosol et μ_X est le nombre moyen de sites activés par aérosol qui s'écrit :

$$\mu_X = H_X(S_i, T) \xi(T) \left(\frac{\alpha_X n_{IN,1,*}}{\Omega_{X,1,*}} \right) \cdot \frac{d\Omega_X}{dn_X} \quad (2.11)$$

Où Ω_X est la surface totale des aérosols de diamètre supérieur à $0.1 \mu\text{m}$ par unité de masse d'air, et $\Omega_{X,1,*}$ sa composante pour les aérosols dont le diamètre est compris entre $0.1 \mu\text{m}$ et $1 \mu\text{m}$. $\xi(T)$ varie entre 0 (si $T > -2^\circ\text{C}$) et 1 (si $T > -5^\circ\text{C}$). Le paramètre H_X (figure 42) également compris entre 0 et 1 traduit la sensibilité de la nucléation hétérogène aux conditions en sursaturation par rapport à l'eau liquide (éq.11, Philips et al., 2008). A un état saturé, H_X est égal à 1, ce qui signifie que la nucléation hétérogène est plus efficace comme on peut le voir sur la figure 22 (section 1.2.3).

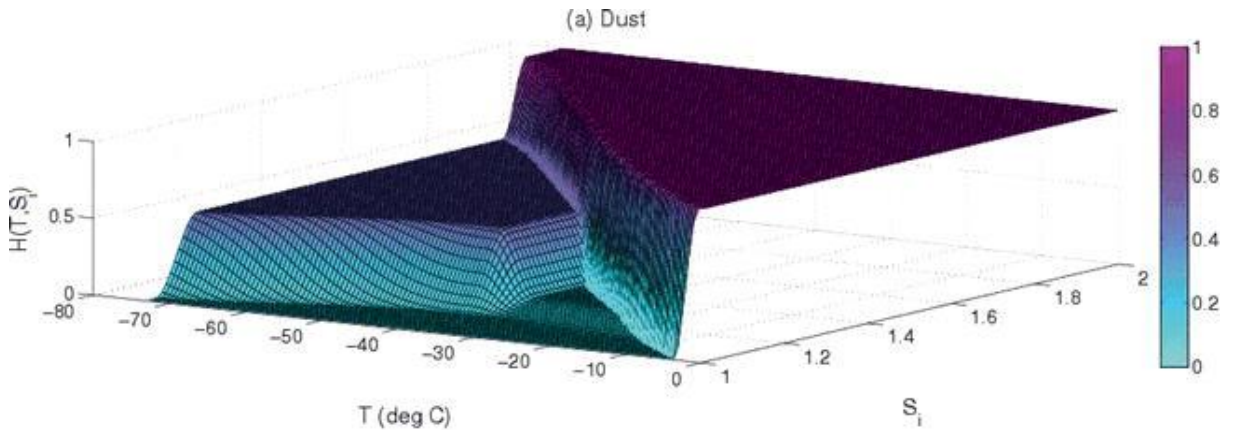


Figure 42. Représentation du paramètre H_X en fonction de la température et de la sursaturation par rapport à la glace. Tiré de Philips et al. (2008).

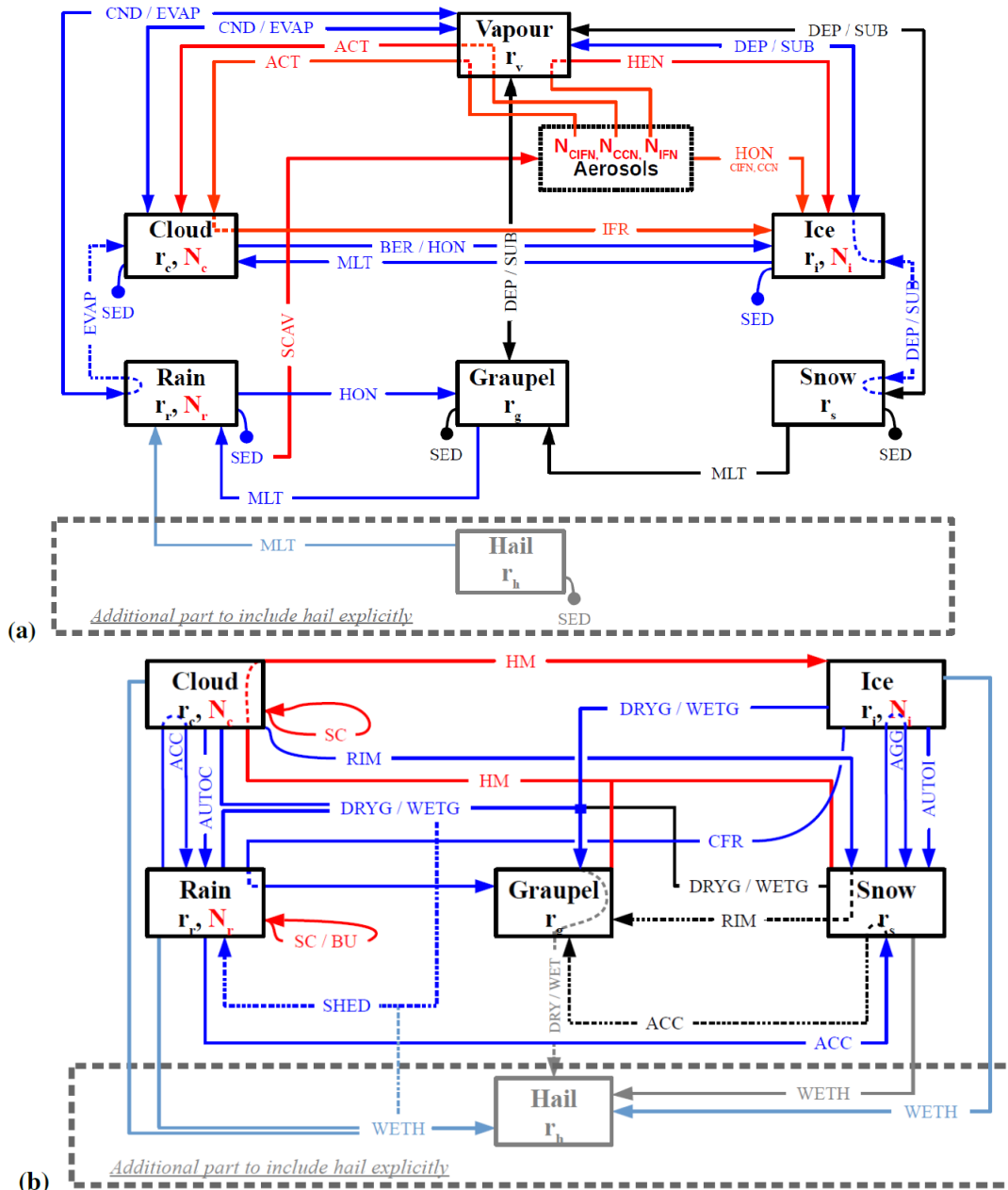
La méthode d'activation des IFN par nucléation hétérogène est la même que celle de l'activation des CCN. Ici, le nombre d'aérosols activés est noté N_X^{nucl} . Si l'on considère un nombre d'aérosols activables $N_{i,X}$ à partir de l'équation 2.10, on peut écrire :

$$\Delta N_{IFN,X} = \text{Max} \left(0, N_{i,X}(t) - N_X^{nucl}(t - \Delta t) \right) \quad (2.12)$$

$$N_X^{free}(t) = N_X^{free}(t - \Delta t) - \Delta N_{IFN,X} \quad (2.13)$$

$$N_X^{nucl}(t) = N_X^{nucl}(t - \Delta t) + \Delta N_{IFN,X} \quad (2.14)$$

Le schéma prévoit également la gestion de la nucléation homogène pour les particules atteignant les températures de -35°C . Alors que les gouttes de pluie sont converties spontanément en grapel, le taux de congélation des gouttelettes nuageuses suit la formulation d'Eadie (1971). Les CCN qui parviennent à cette altitude congèlent spontanément selon la méthode de Kärcher et Lohmann (2002).



Au-delà de la complexité et de la diversité des processus microphysiques en jeu, LIMA innove par l'intégration des aérosols en tant que variables pronostiques et leur activation explicite en gouttelettes nuageuses. Toutefois, il existe d'autres modules spécifiques au traitement des aérosols.

2.1.2. Le schéma d'aérosols ORILAM

Approche lognormale

ORILAM (Organic Inorganic Lognormal Aerosol Model) (Tulet et al., 2005) est le schéma d'aérosols implémenté dans Meso-NH. Il a été validé par plusieurs campagnes de mesures : ESCOMPTE (Tulet et al., 2005), CAPITOU (Aouizerats, 2011), AMMA (Crumeyrole et al., 2008, Tulet et al., 2010), et EUCAARI (Bègue et al., 2012, 2015). En lien avec les campagnes AMMA et EUCAARI, les études se sont focalisées sur (i) l'émission de poussières désertiques en Afrique de l'Ouest lors d'épisodes convectifs, et (ii) le transport de poussières désertiques d'origine saharienne au-dessus de l'Europe de l'Ouest. Plus récemment, Claeys et al. (2017) s'est concentrée sur l'émission et le transport des sels marins en Méditerranée.

Ce module d'aérosols repose sur une distribution en taille lognormale (tableau 2, section 1.2.5) des aérosols qui permet de gérer un nombre réduit de variables pronostiques. Trois moments (M_0 , M_3 , M_6) de cette loi de distribution peuvent être utilisés afin de faire évoluer la concentration en nombre N , le rayon médian R , et le paramètre de dispersion σ :

$$N = M_0 \quad (2.15)$$

$$R = \left(\frac{M_3^4}{M_6 M_0^3} \right)^{\frac{1}{6}} \quad (2.16)$$

$$\sigma = e^{\frac{1}{3} \sqrt{\ln\left(\frac{M_0 M_6}{M_3^2}\right)}} \quad (2.17)$$

ORILAM inclut la gestion de plusieurs processus associés aux aérosols : la coagulation, la conversion gaz-particules, la croissance humide, l'évolution de la composition chimique ainsi que le dépôt (sec et humide). Dans le cadre de cette thèse, nous excluons les processus chimiques de ce schéma d'aérosols habituellement associés à leur vieillissement. Dans un souci de gestion du coût numérique, nous n'utilisons la paramétrisation qu'avec un moment, *i.e.* la concentration en nombre. Nous nous focalisons sur les deux types d'aérosols que l'on retrouve principalement dans le bassin SOOI : les sels marins et les poussières désertiques.

Émission des aérosols marins

ORILAM inclut une émission explicite des aérosols marins implémentée dans le module de surface SURFEX. L'opérateur a aujourd'hui le choix entre la formulation de Vignati et al. (2001) et Schulz et al. (2004), ou celle d'Ovadnevaite et al. (2014) notée OVA ci-après.

Comme dit précédemment (section 1.3.3), les sels marins peuvent être émis soit par écrêtage direct par le vent à la surface de l'eau (Monahan et al., 1986), soit par éclatement de bulles suite au déferlement des vagues (Blanchard, 1963). Dans un premier temps, la vitesse du vent à 10 m (notée U_{10} ci-après) a donc été considérée comme le meilleur proxy de la génération des aérosols marins. Wu (1979) a proposé une relation entre le déferlement des vagues (et la couverture moutonneuse associée) et la vitesse de friction u^* . Or, comme on peut le voir sur la figure 36 (section 1.3.3), des fonctions d'émission tenant compte de ce seul paramètre (*e.g.* Monahan et al., 1986 ; Norris et al., 2012) semblent diverger pour une valeur de U_{10} donnée, et n'ont pas la même réponse aux variations des vitesses de vent.

Ces divergences illustrent l'intérêt d'intégrer des paramètres océaniques tels que la TSM et la hauteur significative des vagues (H_s). Ce dernier paramètre n'est pas dû uniquement au vent à un instant t mais plutôt aux forçages antérieurs, ce pourquoi [Ovadnevaite et al. \(2014\)](#) proposent de l'intégrer dans la fonction d'émission en tant que forçage indépendant du vent, via le nombre de Reynolds noté Re_{Hw} . Il traduit la rugosité de la surface de la mer et est déduit de U_{10} , H_s , du coefficient de traînée C_d , et de la viscosité de l'eau de mer notée ν_w :

$$Re_{Hw} = C_d^{\frac{1}{2}} U_{10} \frac{H_s}{\nu_w} \quad (2.18)$$

ν_w est dépendant de la salinité et de la température de la mer. La fonction source permet de prédire la distribution en taille log-normale de cinq modes (figure 44) ayant une évolution propre en fonction des contraintes, dont les propriétés sont décrites dans le tableau 5. Le flux d'émission des aérosols marins en fonction de leur taille et de leur mode i s'écrit :

$$\frac{dF}{d \log D} = \sum_{i=1}^n \frac{F_i(Re_{Hw})}{\sqrt{2\pi} \ln \sigma_i} e^{\left(\frac{-1}{2} \left(\frac{\ln\left(\frac{D}{CMD_i}\right)}{\ln \sigma_i} \right)^2 \right)} \quad (2.19)$$

Où CMD_i est le diamètre médian et σ_i l'écart type de la distribution en taille du mode considéré.

Tableau 5. Paramètres lognormaux de la fonction d'émission par mode i : l'écart type σ_i , le diamètre médian CMD_i et le flux total F_i fonction du nombre de Reynolds Re_{Hw} . Tiré de [Ovadnevaite et al. \(2014\)](#)

i	σ_i	CMD_i	$F_i(Re_{Hw})$
1	1.37	0.018	$104.5(Re_{Hw} - 1.10^5)^{0.556}$
2	1.5	0.041	$0.0442(Re_{Hw} - 1.10^5)^{1.08}$
3	1.42	0.09	$149.6(Re_{Hw} - 1.10^5)^{0.545}$
4	1.53	0.23	$2.96(Re_{Hw} - 1.10^5)^{0.79}$
5	1.85	0.83	$0.51(Re_{Hw} - 2.10^5)^{0.87}$

Cette fonction source permet d'introduire des flux de sels marins, *i.e.* des CCN, à chaque pas de temps sur la surface océanique du domaine de simulation. Si l'on utilise LIMA seul, les champs d'aérosols sont initialisés puis rafraîchis aux limites à chaque échéance de couplage de Meso-NH avec le modèle forceur. Les sources d'aérosols sont uniquement aux limites du domaine alors que la perte d'aérosols par lessivage, par sédimentation, et par activation a lieu sur la totalité du domaine de simulation. Pour pallier un éventuel déséquilibre entre les sources et les puits, il est donc nécessaire d'intégrer cette fonction source de manière interactive dans le schéma microphysique. L'intérêt de pouvoir régénérer les sels marins dans le cas des simulations de cyclones tropicaux sera discuté dans le chapitre 3.

Dans l'optique d'évaluer et de valider ces paramétrisations de la microphysique nuageuse et des aérosols, nous avons extrait et analysé un ensemble d'observations qui sont majoritairement issues de satellites.

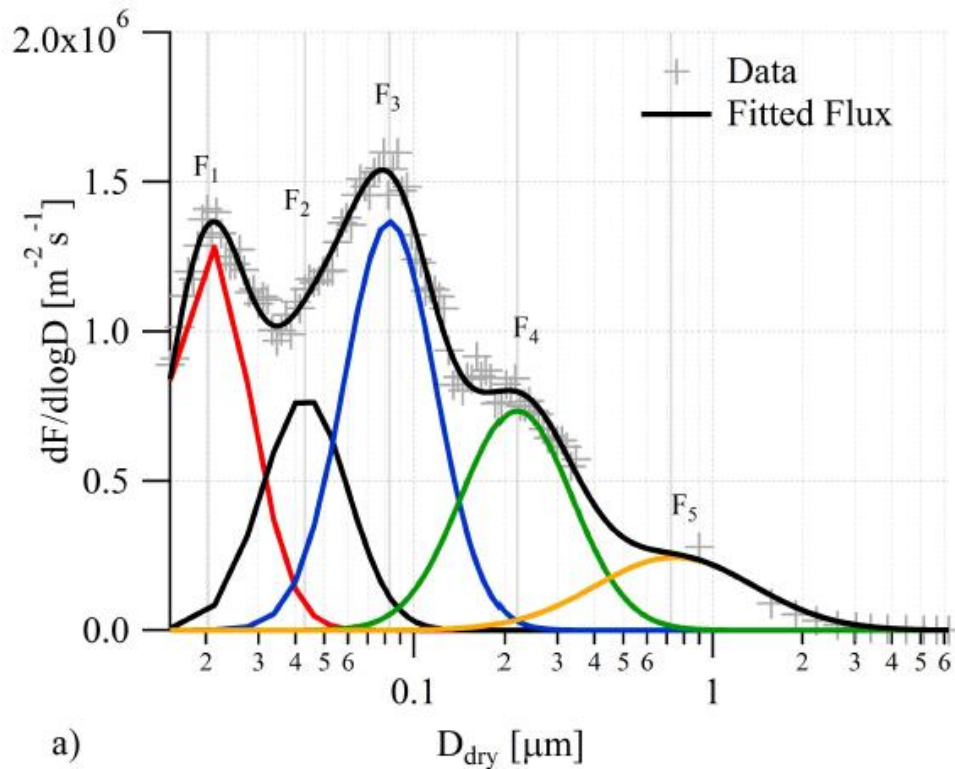


Figure 44. Flux d'émission d'aérosols marins pour un nombre de Reynolds Re_{Hw} égal à 3.1×10^6 . Les marqueurs gris représentent les données mesurées. La courbe noire (épaisse) est la fonction d'émission OVA complète, et les courbes colorées (fines) correspondent à chacun des modes lognormaux. Tiré de [Ovadnevaite et al. \(2014\)](#).

2.2. Données pour l'initialisation et la validation des simulations

2.2.1. Best-Track

Dans le bassin SOOI et depuis les années 2000, les Best-Track (BT) proviennent d'une combinaison entre la technique de Dvorak (1975, 1984) ou la technique de Dvorak avancée (ADT) (Olander et Velden, 2007) et plusieurs produits satellitaires : les radiomètres micro-ondes (AMSU, Advanced Microwave Sounding Unit), le produit de consensus SATCON élaboré par le CIMSS (Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies Space Science and Engineering Center) (Herndon et al., 2010), et les diffusiomètres (ASCAT, Advanced SCATterometer). L'estimation de l'intensité et de la trajectoire peut être affinée en fonction des observations in-situ disponibles (bouées, stations météorologiques, radars). Dans ce travail de thèse, nous comparons la MSLP et les vents maximum moyennés sur 10 mn des BT avec les données issues de Meso-NH.

2.2.2. Analyses ECMWF et MACC

IFS (Integrated Forecast System) est le modèle numérique global du Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT ou ECMWF). Les analyses issues de ce modèle servent à initialiser et à forcer aux limites latérales le modèle Meso-NH. Il regroupe plusieurs composantes : un modèle atmosphérique, un modèle de vagues (WAve Model), et un modèle océanique (NEMO). Ce modèle bénéficie d'un système d'assimilation 4DVAR utilisant des mesures in-situ (bateaux, bouées, radiosondes) et satellitaires.

Le projet MACC (Monitoring Atmospheric Composition and Climate ; <http://www.gmes-atmosphere.eu/>) fournit des prévisions et des analyses dans un but de soutien à des domaines annexes à la météorologie "classique" : la composition atmosphérique, la qualité de l'air, le rayonnement solaire... Il utilise pour cela une version modifiée de l'IFS qui intègre des composants supplémentaires associés à la composition chimique de l'atmosphère. Nous présentons ici la partie du modèle réservée au traitement des aérosols.

Le schéma d'aérosols implémenté dans IFS est basé sur celui du modèle LOA/LMD-Z (Boucher et al., 2002 ; Reddy et al., 2005). Il prédit l'évolution de plusieurs types d'aérosols troposphériques : les sels marins, les sulfates, le carbone suie hydrophile et hydrophobe, la matière organique hydrophile et hydrophobe, et les poussières désertiques.

Les aérosols marins et les poussières désertiques bénéficient d'un traitement particulier et sont partagés en trois gammes, dont les limites respectives des rayons sont 0.03/0.5/5/20 et 0.03/0.55/0.9/20 μm . Les processus pris en compte par le modèle sont l'émission, la sédimentation, le dépôt sec et humide, ainsi que le transfert de masse entre la phase sèche et la phase aqueuse (gouttelettes et gouttes nuageuses).

En ce qui concerne les sources d'aérosols, seuls les aérosols naturels (aérosols marins et poussières désertiques) ont une fonction intégrée dépendant des variables de surface du modèle IFS. Le choix concernant l'émission des aérosols marins s'est porté sur une combinaison de plusieurs fonctions sources (Monahan et al., 1986 ; Smith et Harrison, 1998 ; Guelle et al., 2001 ; Schulz et al., 2004). Cette approche est préférable lorsque l'on s'intéresse à une large gamme de diamètres (Morcrette et al., 2009). Le flux de poussières désertiques émis en surface est celui de Ginoux et al. (2001).

2.2.3. Produits satellitaires

Meteosat7

Meteosat7 a été le premier satellite géostationnaire à couvrir l'océan Indien à partir de décembre 2006, et ce jusqu'en février 2017. Il embarque le radiomètre passif MVIRI incluant 3 canaux : l'infrarouge (10.5-12.5 μm), la vapeur d'eau (5.7-7.1 μm), et le visible (0.5-0.9 μm). Il fournit ainsi des mesures quotidiennes de plusieurs paramètres avec une période de récurrence de 30 mn : la couverture nuageuse, le déplacement des nuages, la hauteur des nuages, l'humidité atmosphérique, etc. Sa résolution est de 2.5 km dans le visible et de 5 km dans l'infrarouge et le canal vapeur d'eau. Cet outil est primordial pour suivre l'évolution des cyclones tropicaux dans l'océan Indien. Le canal infrarouge donne une information sur la température des sommets des nuages, *i.e.* sur leur altitude, et permet ainsi d'appréhender l'organisation des zones convectives et le type de nuages associés, tout ayant une estimation de l'intensité de la convection.

CALIPSO

Le satellite CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations) fait partie de l'A-TRAIN, une chaîne de satellites dédiée à l'observation de l'atmosphère. Issu d'une collaboration entre le CNES (Centre National d'Études Spatiales) et la NASA (National Aeronautics and Space Administration), il est destiné à l'étude des aérosols et des nuages. Par synergie avec d'autres satellites, il vise à améliorer la prévision du changement climatique et à comprendre les variabilités climatiques saisonnières et interannuelles. Son objectif est triple : (i) mesurer l'effet radiatif direct des aérosols (en synergie avec la mission EOS – Earth Observing System) et l'effet indirect des aérosols (en synergie avec CERES – Capacité d'Écoute et de Renseignement Électromagnétique Spatiale), (ii) améliorer la précision de la mesure des flux radiatifs ondes-longues par satellite, et (iii) comprendre l'effet des nuages sur le climat.

Il embarque à son bord le lidar à rétrodiffusion CALIOP (Cloud Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization), le radiomètre IIR mesurant dans l'infrarouge, et la caméra visible WFC. Nous présentons le lidar qui nous concerne plus particulièrement dans le cadre de ce travail. C'est un lidar à double longueur d'onde 532 et 1054 nm (polarimétrique à 532 nm) qui permet de fournir des profils verticaux à haute résolution. Quatre niveaux de produits (1B, 1.5, 2, 3) fournissent des informations sur le type d'aérosols ou de nuages, l'AOD associé, etc.

Les produits utilisés dans notre étude sont de niveau standard 1B ou de niveau 2. Le produit CAL_LID_L1-Standard-V4-10 (niveau 1B) intègre les coefficients de rétrodiffusion atténuée à 532 et 1064 nm, ainsi que le rapport de dépolarisation à 532 nm. Nous nous sommes intéressés aux coefficients de rétrodiffusion, bien que le rapport de dépolarisation soit également utile pour discriminer les particules sphériques des particules non-sphériques (Winker, et al. 2007). L'utilisation conjointe des deux longueurs d'ondes dans l'étude de Dumile a un double intérêt : (i) discriminer les nuages et les aérosols sous et autour du cyclone, et (ii) estimer la taille des particules, étant donné que les petites particules sont plus rétro diffusantes à 532 nm qu'à 1064 nm (Winker et al., 2010).

Le produit VFM (Vertical Feature Mask) de niveau 2 fournit une classification des types de nuages et d'aérosol. Il est primordial dans ce travail de thèse car il permet de dissocier d'une part les nuages convectifs de la couverture cirriforme, et d'autre part les sels marins des poussières désertiques. Les étapes de classification sont les suivantes : (i) la détection des couches contenant des particules, (ii) la discrimination aérosols-nuages (algorithme CAD) à partir du rapport de dépolarisation volumique et du coefficient d'atténuation, et (iii) l'identification du type d'aérosols et de nuages selon Hu et al. 2009. La distinction des types d'aérosols repose sur plusieurs paramètres : la force du signal rétrodiffusé, l'estimation du coefficient d'atténuation à 532 et 1064 nm, la transmittance, le rapport de dépolarisation volumique, les facteurs environnementaux, etc. Cette méthodologie a été évaluée par Mielonen et al. (2010) qui conclut que 70 % des données CALIOP sont en accord avec les observations du réseau AERONET (Aerosol Robotic Network). Les sept classes d'aérosols proposées sont basées sur les observations AERONET (Omar et al., 2005).

Un troisième produit utilisé dans ce travail fournit les propriétés des couches d'aérosols (« Aerosol Layer Product »), dont le coefficient d'extinction. La discrimination du type d'aérosols est importante pour la détermination du rapport rétrodiffusion/extinction noté S_a . Ce paramètre ne dépend pas de la concentration d'un aérosol mais des propriétés physico-chimiques et morphologiques qui lui sont propres. Ces propriétés acquises à la source sont susceptibles d'évoluer selon des processus de transport, de vieillissement, et de croissance hygroscopique pour les aérosols comme les sels marins. S_a est ensuite combiné au facteur de diffusion multiple θ_z pour en déduire le coefficient d'extinction disponible dans les produits de niveau 2 que nous utilisons également.

TRMM

Le satellite TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) est le fruit d'une mission conjointe entre la NASA (National Aeronautics and Space Administration) et la Japan Aerospace Exploration Agency. Il a enregistré des données de 1997 à 2015 avant d'être remplacé par une version améliorée : le satellite GPM. Dédié à l'étude des précipitations, TRMM couvre les bandes tropicales et subtropicales (entre 35°N et 35°S). Il a permis de nets progrès dans différents domaines tels que la prévision numérique du temps, l'étude climatologique des précipitations, et la prévision des cyclones tropicaux. L'intérêt que nous lui portons vient du fait qu'il permet d'analyser à la fois les précipitations convectives ou stratiformes et la distribution spatiale des hydrométéores. Ce satellite embarque à son bord plusieurs instruments : un radar de précipitations (PR), un imageur micro-ondes (TMI), un scanneur dans l'infrarouge et le visible (VIRS), un capteur de radiation terrestre (CERES), ainsi qu'un détecteur d'éclairs (LIS).

Nous ne présentons ici que le radar et l'imageur micro-onde dont nous utilisons les mesures. TMI est un capteur passif de micro-ondes permettant de quantifier la vapeur d'eau, l'eau nuageuse, et les précipitations. Ses neuf canaux (au total) permettent d'estimer la température de surface de la mer, la vitesse des vents, la colonne intégrée de vapeur d'eau, et le taux de précipitations. Le produit dérivé qui nous intéresse plus particulièrement est le produit 2A12. Cet algorithme (Goddard Profiling algorithm GPROF2010) fournit des données de précipitations de surface et de distribution spatiale 3D des hydrométéores à partir des mesures de températures de brillance. GPROF2010 se base sur une approche Bayésienne afin d'associer les observations de température de brillance à des profils d'hydrométéores, de températures de brillance dans les canaux micro-ondes, et des taux de précipitations en surface. Ces profils sont issus de données du radar PR pour la dernière version de ce produit dérivé.

Le radar PR est destiné à fournir une vue 3D des phénomènes météorologiques. Le produit 2A25 fournit entre autres des mesures de réflectivité et de précipitations que nous utilisons pour valider les précipitations simulées par Meso-NH en complément du produit 2A12. Si l'on est amené à analyser les mesures radar uniquement, il serait toutefois préférable, selon la disponibilité et les passages des satellites, d'utiliser le radar CPR de Cloudsat dont les performances sont meilleures.

Windsat

Windsat est un radiomètre micro-ondes embarqué sur le satellite Coriolis. Il est initialement dédié à la mesure des vents à la surface des océans et de la température de surface de la mer, c'est pourquoi il couvre des fréquences plus basses que TRMM/TMI. Basé sur la même technologie que les satellites SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager), il produit également une estimation de la direction des vents en combinant la polarisation horizontale et verticale (Wentz, 1992 ; Germain et al., 2002).

Dans le cadre de ce travail, nous nous intéressons plus particulièrement à l'estimation du taux de précipitations basé sur la mesure des canaux 18.7, 23.8 et 37.0 GHz. Ce produit est issu d'un algorithme basé sur une comparaison entre les températures de brillance mesurées par Windsat et celles issues d'un modèle de transfert radiatif (Wentz et Meissner, 1999). Il permet de déterminer certains paramètres de surface tels que les TSM et la vitesse des vents de surface, ou des profils atmosphériques (contenu intégré en vapeur d'eau et eau précipitable) dont sont issus les taux de précipitations que nous comparons aux données simulées dans ce projet de thèse.

DARDAR

L'algorithme développé par [Delanoë et Hogan \(2010\)](#) est un outil essentiel pour la validation de nos simulations du cyclone tropical Dumile. Il consiste à combiner les mesures du lidar CALIOP et du radar CPR respectivement embarqués sur CALIPSO et CloudSat afin de pallier leurs limites intrinsèques. Le satellite CloudSat a été mis en orbite dans le même but que la mission CALIPSO : étudier le rôle des nuages et des aérosols dans l'évolution du temps sensible et du climat. Il fait également partie de l'A-TRAIN et a la même trajectoire orbitale qu'AURA, AQUA et PARASOL. Il embarque le radar CPR qui mesure à une fréquence de 94 GHz et qui possède par rapport à ses prédécesseurs une sensibilité ($\pm 1,5$ dB de précision) et une résolution verticale (500 m) améliorée. Toutefois, la fréquence du radar ne lui permet pas de mesurer les plus petites particules telles que les cristaux de glace, ce qui n'est pas le cas du lidar. Néanmoins, ce dernier subit une plus forte atténuation du signal et a des difficultés à observer les nuages des basses couches de l'atmosphère. L'outil DARDAR inclut également le rayonnement infrarouge mesuré par le radiomètre de MODIS afin de contraindre les propriétés des sommets des nuages froids.

L'algorithme est organisé de la manière suivante :

1. Relocalisation des données du lidar, du radar et du radiomètre sur la même grille de données spatialement et temporellement ;
2. Identification de la localisation des nuages et de leur phase sur la base des produits suivants : un masque radar de CloudSat 2B-GEOPROF, le produit VFM de CALIOP, la méthode de [Hogan et O'Connor \(2004\)](#) pour discriminer la phase des hydrométéores, ainsi que le signal de rétrodiffusion brut du lidar ;
3. Estimation des observations selon le modèle défini dans [Delanoë et Hogan \(2008\)](#) ;
4. Le contenu en glace (IWC pour Ice Water Content) est issu de l'intégration de la loi de distribution en taille définie dans [Delanoë et al. \(2005\)](#), et permet le calcul du rayon effectif r_e :

$$r_e = \frac{3}{2} \frac{IWC}{\alpha_v \rho_i} \quad (2.20)$$

Où ρ_i est la masse volumique de la glace, et α_v correspond au coefficient d'extinction.

Les qualités de ce produit en termes de sensibilité et d'atténuation du signal permettent d'investiguer à la fois les nuages fortement convectifs dans le mur de l'œil ou dans les bandes précipitantes (apport du radar) et la couverture cirriforme (apport du lidar).

Chapitre 3 : Effet microphysique des sels marins sur le cyclone tropical Dumile

Le chapitre 3 est focalisé sur la mise en application du couplage aérosols-microphysique sur un cas réel de cyclone tropical. Au préalable, nous nous attachons à décrire l'évolution du système atypique qu'est le cyclone Dumile de sa cyclogénèse à son impact sur l'île de La Réunion le 03 Février 2013. Les résultats de la simulation du cyclone avec le modèle couplé ont fait l'objet d'une publication qui est présentée dans la section 3.2. Ce chapitre fournit également des éléments complémentaires aux informations disponibles dans l'article quant aux modalités du couplage aérosols-microphysique.

3.1. Contexte synoptique

Cette section est dédiée à la description du contexte environnemental dans lequel s'est formé et a évolué le cyclone tropical Dumile. Certaines particularités font de ce système un cas d'étude intéressant pour l'étude de l'interaction aérosols-nuages.

3.1.1. Cyclogénèse & évolution

Dans le bassin SOOI, le flux de mousson d'été est un forçage essentiel de la cyclogénèse. Ce flux chaud se charge en humidité au-dessus de la mer d'Arabie et descend vers l'équateur en longeant les côtes africaines pendant l'été austral (figure 45). Il est piloté par un contraste en température entre le continent asiatique plus froid que la partie sud de l'océan Indien. La situation synoptique lors de la cyclogénèse de Dumile est atypique. Le flux de mousson est faible et plutôt sec le long des côtes africaines. Ce flux de mousson impacte la cyclogénèse par le biais de la faible humidité qu'il apporte, mais aussi lors de l'intensification du système du fait de l'advection d'aérosols. Ce dernier point sera détaillé dans la suite du manuscrit.

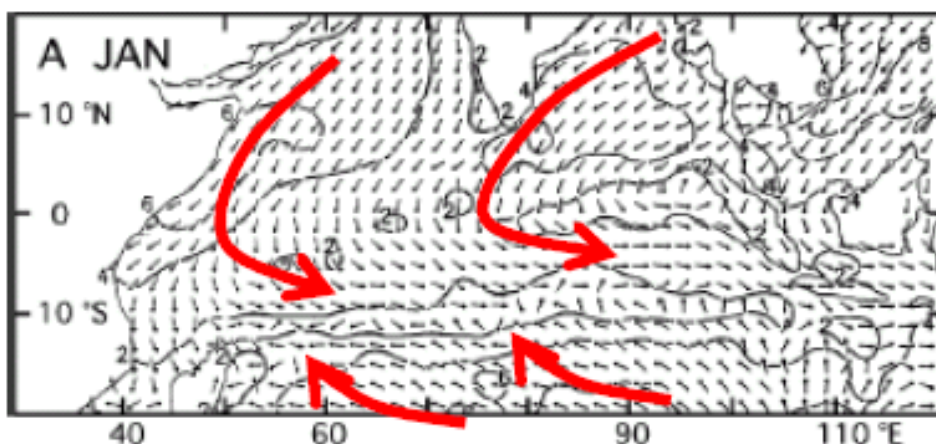


Figure 45. Les vents de surface dans l'océan Indien issues de réanalyses sont représentés par des vecteurs et des isotaques (tous les 2 m s⁻²). La rencontre entre le flux de mousson et les alizés est symbolisée par les flèches rouges. Extrait de *Hastenrath et Lamb, 2004* et annoté par S. Langlade (CMRS Réunion).

L'origine de la cyclogénèse de Dumile est une pulsation de la MJO (voir section 1.1.1) à la fin du mois de décembre 2012. La conséquence directe de cette pulsation a été l'augmentation de l'activité convective et la formation d'un minimum dépressionnaire au sud des Chagos. Ce dernier s'est déplacé vers l'ouest-sud-ouest le 27 décembre 2012 mais un cisaillement de vent important a empêché tout développement (Caroff et al., 2014).

Malgré une contrainte cisailante toujours présente, l'activité convective s'intensifie nettement le 30 et 31 décembre. Ceci aboutit à la formation d'une structure allongée s'étendant sur une grande distance (2000 km) qui s'apparente à une dépression de mousson (figure 46) dans le sens où les vents sont faibles et leur maximum (30 nœuds) est rejeté loin du cœur du minimum dépressionnaire. La condition *sine qua non* pour l'intensification de ce système est la mise en place d'une activité convective pérenne au centre de la dépression, celle-ci étant pour le moment rejetée à l'ouest du minimum.

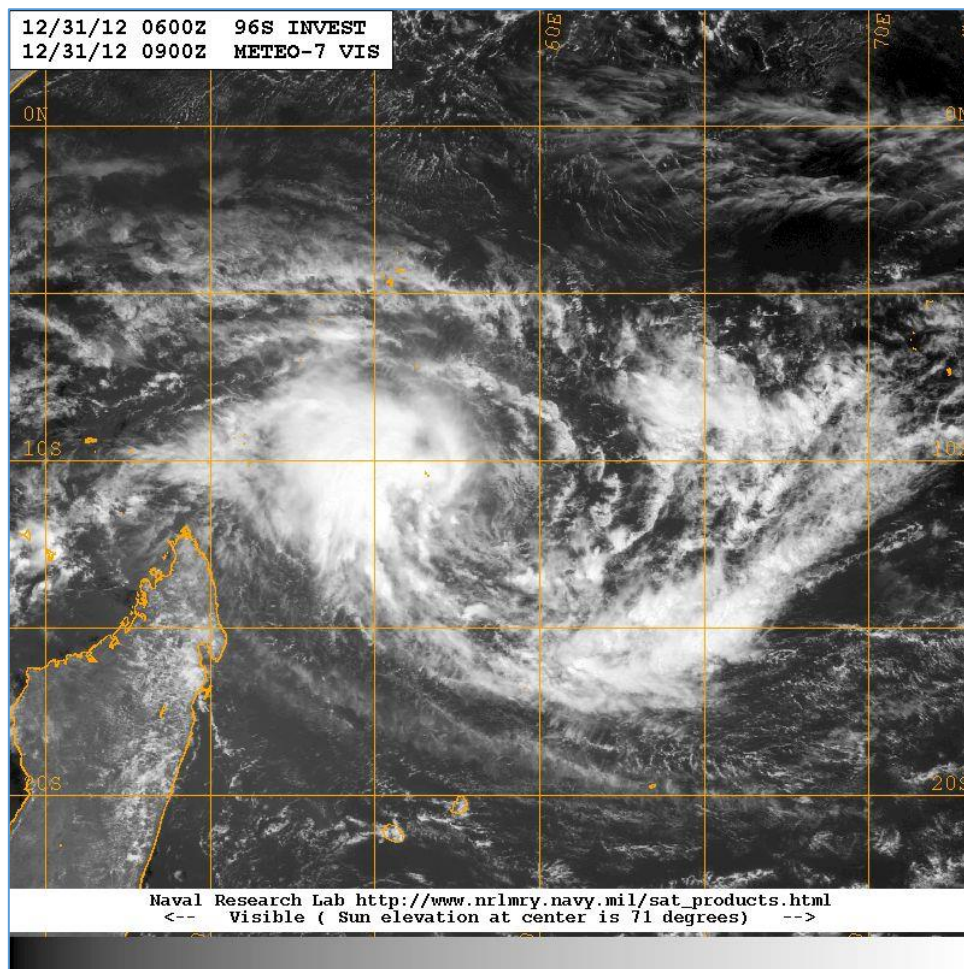


Figure 46. Image visible du satellite Meteosat 7 le 31/12/12 à 09 UTC. Le système a une structure très large et une convection éloignée du centre dépressionnaire.

Le déplacement du système vers le sud va lui permettre de s'affranchir de la contrainte cisailante à partir du 1er janvier 2013. A 03 UTC, le système se trouve dans un environnement cisailé défavorable à l'intensification (cisaillement supérieur à 12.5 m s^{-1}) comme le montre la figure 47. Son déplacement zonal le fait se rapprocher d'une dorsale d'altitude représentée par la ligne bleue en pointillés (figure 47), *i.e.* une zone où la vitesse des vents de haute troposphère est plus faible. Une fois sous le seuil de cisaillement de vent de 12.5 m.s^{-1} (section 1.1.1), ce facteur ne joue plus son rôle d'inhibiteur de l'intensification.

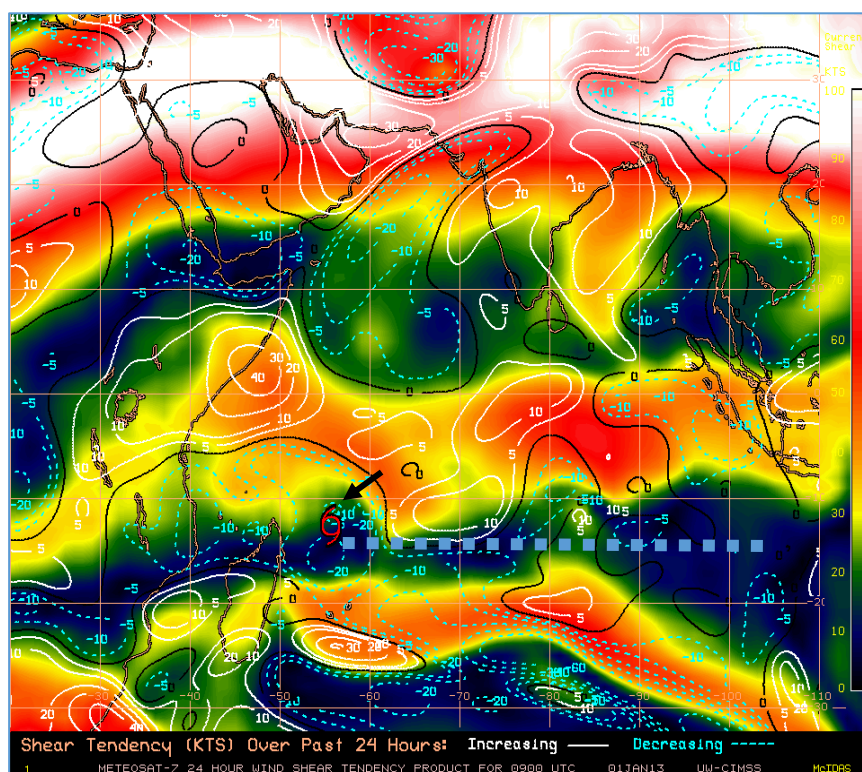


Figure 47. Cisaillement vertical (kts) en contours colorés le 01/12/13 à 09 UTC. Les lignes blanches (bleues) pleines (pointillées) font référence à une tendance positive (négative) pendant les précédentes 24 heures. La dorsale d'altitude est représentée par un trait en pointillés bleu, le système par un rond rouge, et son déplacement est symbolisé par une flèche noire (adapté du produit du CIMMS : <http://tropic.ssec.wisc.edu/>)

Les mesures in-situ attestent de l'intensification du système : une bouée du réseau RAMA enregistre des vents de 12 nœuds à plus de 200 km du centre, et jusqu'à 38 nœuds le 1^{er} janvier à 23 UTC. Le suivi de ces mesures de bouée a permis en temps réel de comprendre que la zone de vents faibles s'était réduite et que le changement de structure s'amorçait, ce qui était cohérent avec les observations ASCAT. La combinaison de ce développement de la circulation tangentielle et d'une convection intense dans l'après-midi du 2 janvier 2013 permet finalement la promotion du système en forte tempête tropicale.

3.1.2. Atterrissage sur La Réunion

Dumile atteint sa maturité le 3 janvier 2013 alors que le temps sur La Réunion commence à se dégrader. Les rafales atteignent alors 100 km h⁻¹ sur les côtes et 120 km h⁻¹ dans les Hauts de l'île. L'œil est maintenant visible en imagerie micro-onde, ce qui est un signe de l'intensification du système. Il passe à 105 km de l'île dans l'après-midi du 3 janvier. L'impact du phénomène n'a pas été maximal car l'île a échappé au mur de l'œil. Par ailleurs, la durée d'impact a également été courte car le système se déplaçait à une vitesse relativement rapide (30 km h⁻¹) lors de cette journée.

L'influence du cyclone a été très hétérogène : seules les régions de l'Ouest, du centre (Le Tampon) et le flanc est du volcan ont subi des conditions cycloniques réelles. Les valeurs maximales de rafales enregistrées sont de 137 km/h sur la côte et 162 km/h dans les hauts de l'île (Figure 48b). En termes de précipitations, les maxima sont logiquement enregistrés au niveau des sommets de l'île (plus de 500 mm de cumuls sur 2 jours) où le forçage orographique a été le plus efficace. Les zones côtières ont été globalement épargnées (moins de 100 mm sur 2 jours), hormis le littoral sud (Figure 48a). Ce scénario n'est pas habituel car la côte au vent n'a pas connu ici les plus fortes précipitations. Pour l'expliquer, Caroff et al. (2014) évoquent le fait que le cyclone n'advecte pas de bandes pluvieuses lors de son passage au plus proche de l'île : les précipitations sont donc essentiellement orographiques. Les cumuls de certains points de l'île ont une durée de retour décennale. La valeur la plus remarquable est le cumul de 1187 mm en 48 h mesuré sur le piton de La Fournaise (2000 m d'altitude).

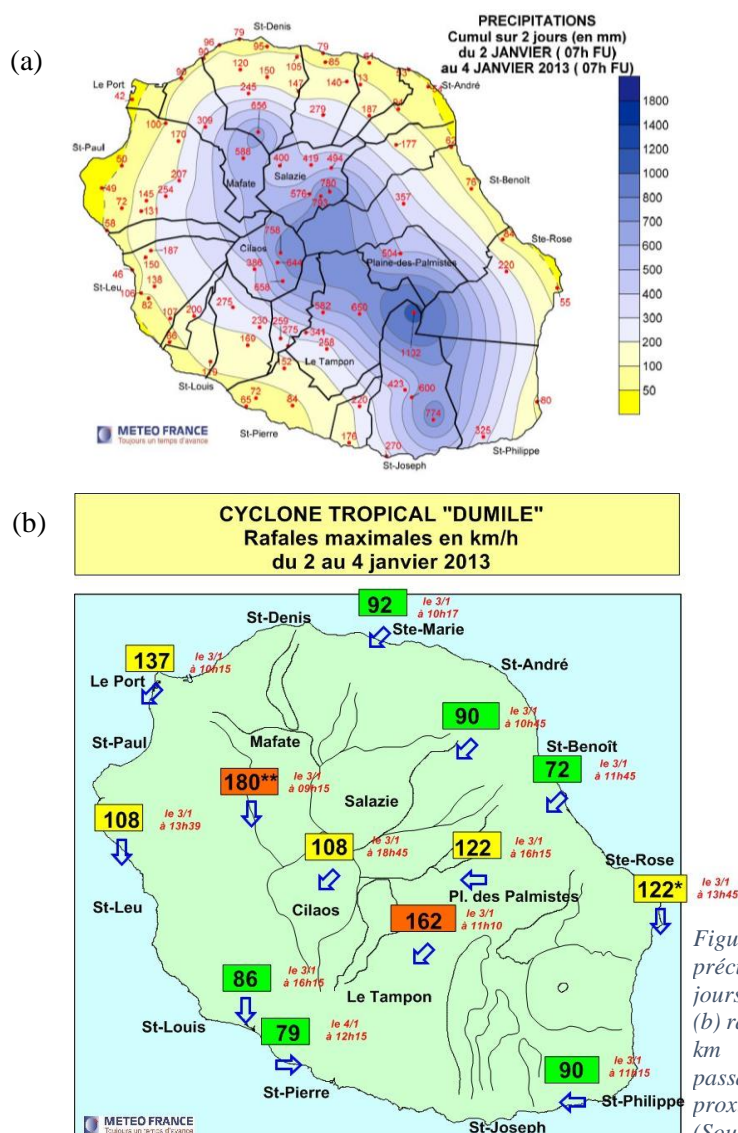


Figure 48. (a) Cumul de précipitations (en mm) sur 2 jours (2,3 et 4 Janvier 2013) et (b) rafales de vent maximales (en km h^{-1}) enregistrés lors du passage du cyclone Dumile à proximité de l'île de La Réunion. (Source : Météo-France)

Le système commence à se déstructurer le 4 janvier sous l'influence d'une baisse du contenu énergétique océanique et est déclaré système extratropical dans la matinée du 5 janvier.

3.1.3. Classification des aérosols dans le bassin SOOI lors de l'épisode Dumile

Dans l'optique de déterminer les types d'aérosols présents dans le bassin SOOI, plusieurs passages du satellite CALIPSO ont été exploités. Nous présentons ici deux profils du produit VFM (section 2.2.3) correspondant à deux contextes distincts : une zone en océan ouvert (figure 49a-b) et une zone sous influence continentale (figure 49c-d).

Sur océan ouvert, pendant la phase de cyclogénèse, une couche d'aérosols est observée entre -14°S et -20°S (figure 49a). L'absence de données sur une large part du segment est due à la couverture nuageuse liée à la dépression tropicale, futur Dumile, localisée à un peu plus de 1000 km au nord des Mascareignes. Les sels marins (en bleu sur la figure 49b) sont prédominants dans la couche de surface dont l'épaisseur varie entre 1 et 2 km. Il semble que cette couche d'aérosols soit épaisse lorsqu'elle est sous l'influence directe des alizés, entre -15°S et -30°S, par opposition à la ZCIT, entre -5 °S et l'équateur.

Le deuxième profil (figure 49c-d) concerne plutôt la partie ouest du bassin SOOI. CALIOP mesure ainsi les couches au-dessus de Madagascar alors que Dumile est au stade de forte tempête tropicale. Ce dernier aspect explique le manque de données entre -25 °S et -17°S. Ce profil affiche une opposition nette entre la partie nord et la partie sud séparées par la couverture nuageuse du cyclone. Alors que la partie sud exhibe une couche de surface maritime dominée par les sels marins, la couche au nord (entre -10 °S et -5°S) est constituée d'un mélange entre les sels marins, les poussières désertiques et des aérosols de pollution (en bleu, orange et cyan sur la figure 49d). L'algorithme du produit VFM distingue les poussières désertiques naturelles des aérosols qui ont des propriétés similaires tels que les aérosols de pollution urbaine.

Dans l'optique de mieux investiguer cette couche mixte, nous analysons l'épaisseur optique de chaque type d'aérosols estimée par CALIOP (Winker et al., 2003) sur ce profil du 2 janvier 2013. L'histogramme en figure 50 montre que les aérosols marins représentent plus de 45 % de la base de données. Comme il a été dit précédemment, la couverture cirriforme empêche la mesure des aérosols ; il est donc envisageable que la fraction réelle des aérosols marins soit supérieure à 45 %. Sur ce profil, les poussières désertiques contribuent à hauteur de 25 % au nombre total de points. La majorité des points mesurés se situe dans la gamme d'épaisseur optique de 0.1 et égale la fraction des sels marins. Ceci est représentatif de la couche mixte observée entre -5°S et -10°S (figure 49c). A une échelle plus locale, l'épaisseur optique due aux poussières désertiques atteint 0.4. Ceci confirme que les concentrations de poussières désertiques au cœur de la masse d'air advectées dans la circulation du cyclone Dumile (vers 2 km d'altitude) ne sont pas négligeables. Les plus fortes valeurs d'épaisseur optique sont associées aux autres types d'aérosols émis au-dessus de Madagascar. Ceux-ci représentent uniquement 8 % de la base de données.

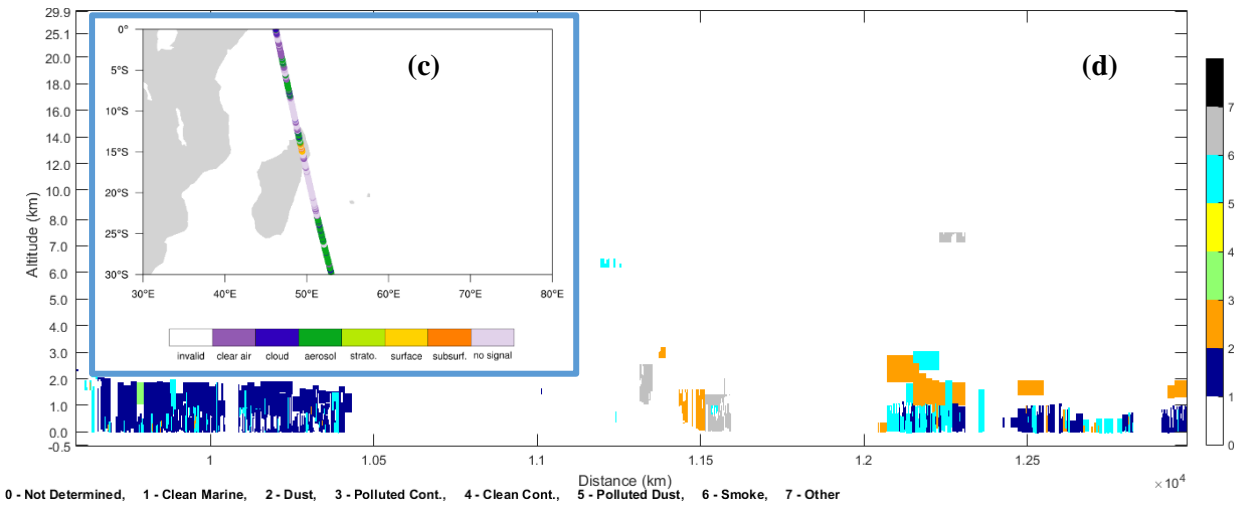
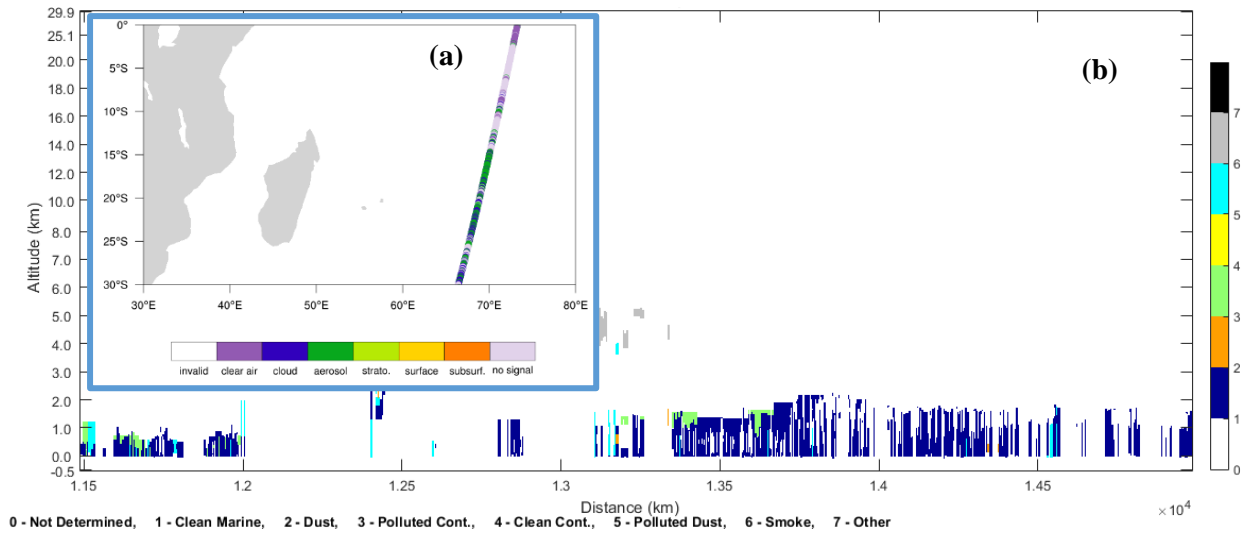


Figure 49. (a-c) Trajectoires du satellite CALIPSO représentant le type d'objets observés à une altitude de 1000 m, et (b-d) profils verticaux des types d'aérosols déterminés par l'algorithme VFM, (haut) le 30 décembre 2013 à 20 UTC avec une orientation nord-sud et (c-d) le 2 janvier 2013 à 10 UTC avec une orientation sud-nord.

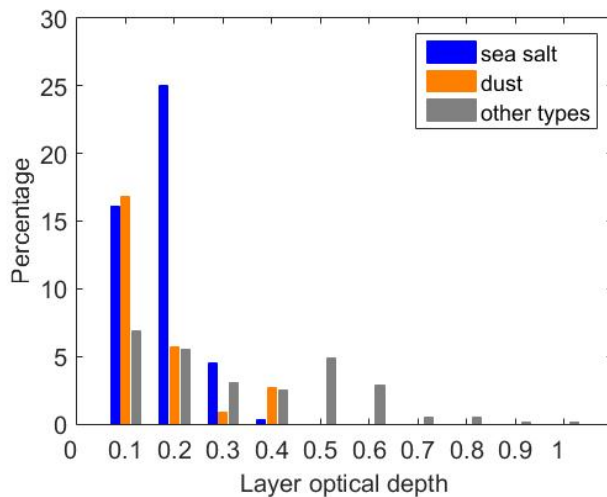


Figure 50. Distribution des épaisseurs optiques par couche d'aérosols sur le profil du 02/01/2013 12 UTC.

3.2 Impact de l'émission et de l'activation des sels marins sur le développement du cyclone Dumile

3.2.1. Synthèse de l'article

Il est établi que la microphysique nuageuse joue un rôle important dans l'évolution de la dynamique et de la structure d'un cyclone tropical. Des processus clés ont été définis tels que l'évaporation des gouttelettes nuageuses et des gouttes (Wang, 2002 ; Zhu & Zhang, 2006 ; Li et al., 2013a), la condensation/sublimation de la glace et la neige, ainsi que la fonte du graupel (Li et al., 2013b). Etant donné leur rôle primordial dans la microphysique nuageuse, les aérosols peuvent impacter le comportement des cyclones tropicaux. Cette hypothèse a été élaborée pour la première fois par Willoughby et al. (1985) puis confirmée par plusieurs études portant sur l'impact de la SAL (Dunion et Velden, 2004 ; Zhang et al., 2007) ou d'aérosols anthropiques (Hazra et al., 2013 ; Wang et al., 2014) sur la structure et l'intensité des cyclones tropicaux. La majorité des travaux converge vers le même résultat : l'intégration d'aérosols affaiblit le cœur du système et favorise les précipitations dans les bandes précipitantes.

Quid de la production d'aérosols sous le cyclone ? Ce qui revient à écrire, quid de l'émission des aérosols marins et de leur impact en tant que CCN sur la structure dynamique du cyclone ? En effet, les sels marins constituent la principale source de CCN en milieu maritime et sont produits en quantité considérable dans des conditions de vents forts et de mer agitée (Monahan, 1986). Néanmoins, leur émission associée à leur interaction avec les nuages n'est pas prise en compte dans la majorité des modèles. Quel est leur rôle dans l'évolution de la structure du cyclone ? Leur prise en compte dans les modèles est-elle nécessaire pour la prévision d'intensité et de trajectoire ? Ce sont les principales questions adressées dans cet article publié dans le « Journal of Geophysical Research : Atmospheres » (<https://doi.org/10.1029/2017JD028125>).

Pour pouvoir répondre à ces questions, il est nécessaire de disposer d'un modèle atmosphérique haute résolution (Meso-NH) intégrant une fonction d'émission d'aérosols marins (Ovadnevaite et al., 2014) et un schéma microphysique permettant une représentation explicite de l'activation des CCN (LIMA ; Vié et al., 2016). Le schéma microphysique LIMA permet de gérer l'initialisation, le transport, le lessivage et l'activation de plusieurs types de CCN et d'IFN. Dans le cas d'une simulation de cyclones tropicaux, il manque toutefois l'émission d'aérosols sur l'ensemble du domaine, d'où l'intérêt de le coupler à un schéma d'aérosols (ORILAM ; Tulet et al., 2005) gérant l'émission des sels marins. Le couplage ORILAM-LIMA ne concerne que les aérosols marins et les poussières désertiques. Ainsi, en mode couplé, ORILAM gère l'émission, le transport et le lessivage des aérosols. Il est initialisé par les analyses MACC qui fournissent des rapports de mélange de plusieurs types d'aérosols (Morcrette et al., 2009). Les aérosols sont ensuite transférés à ORILAM en tant que CCN et IFN interstitiels. Le choix a été fait de ne considérer que les modes 3,4 et 5 de la fonction d'émission d'Ovadnevaite et al. (2014) en tant que particules activables. La méthodologie du couplage sera plus amplement détaillée dans la section 3.3 de ce chapitre.

Le cas d'étude, à savoir le cyclone tropical Dumile, est décrit dans la deuxième section de l'article. Les sections suivantes 3 et 4 sont consacrées à la présentation de la méthodologie et de la configuration du modèle. Une simulation de référence avec couplage ORILAM-LIMA (2MA) est évaluée puis comparée avec deux simulations additionnelles (une avec le schéma microphysique LIMA (2M) seul et une autre avec le schéma microphysique à 1 moment ICE3 (1M)) dans l'optique de mieux appréhender la nécessité du couplage. Les résultats sont présentés dans les sections 5 et 6.

Le modèle Meso-NH tend à surestimer l'intensité du cyclone tropical Dumile, quelle que soit la simulation analysée. Toutefois, seule la simulation 2MA (avec couplage) reproduit le même taux d'intensification (20 hPa en 60 heures) que celui de la best-track. L'outil DARDAR (Delanoë et Hogan, 2008) a été choisi pour valider la structure microphysique froide : la simulation 2MA produit un contenu en glace nuageuse réaliste dans les bandes précipitantes mais le sous-estime dans la couverture cirriforme. Quant à la distribution des précipitations, elle est similaire aux données WINDSAT à la fois dans le cœur du système et dans les bandes précipitantes.

En termes de trajectoire, cette étude montre une divergence entre les schémas LIMA et ICE3. La simulation 1M tend à faire dévier le système vers l'ouest à partir de 24 heures de simulation. En nous basant sur les travaux de Fovell et al. (2016), nous montrons que cette déviation est due à la structure microphysique et dynamique plus symétrique et plus intense du modèle 1M qui le rend ainsi plus sensible à l'effet Beta (Fovell et Su, 2007).

Les résultats mettent en exergue une forte sensibilité du cyclone simulé à l'émission des sels marins. La consommation des sels marins dans le mur de l'œil est efficace et aboutit par conséquent à une déstructuration de la phase chaude dès 12 heures de simulation pour la simulation 2M. A l'inverse, la simulation 2MA génère des concentrations de CCN interstitiels autour de 100 cm^{-3} dans le mur de l'œil et les bandes internes vers 2 km d'altitude, *i.e.* au niveau d'activation maximal. Les processus d'activation et de croissance par condensation des gouttelettes nuageuses contribuent alors de manière efficace à la convection du mur de l'œil et à l'intensification du cyclone.

Ce premier test du couplage aérosols-microphysique sur un cas de cyclone tropical est encourageant. La représentation de la structure microphysique et dynamique semble correcte, au vu de l'analyse comparative avec les produits satellitaires. Il est toutefois nécessaire de décrire de manière plus précise les concentrations initiales converties à partir des données des analyses MACC. Dans la continuité de la thématique de l'impact des sels marins sur le cyclone, il serait intéressant d'étendre ce travail au couplage océan-atmosphère afin de tenir compte du refroidissement océanique sur l'émission des sels marins.

3.2.2. Impact of the Generation and Activation of Sea Salt Aerosols on the Evolution of Tropical Cyclone Dumile

**T. Hoarau¹, C. Barthe¹, P. Tulet¹, M. Claeys¹, J.-P. Pinty², O. Bousquet¹, J. Delanoë³,
and B. Vié⁴**

¹ 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 09, La Réunion, France.

² Laboratoire d'Aérologie, UMR 5560 CNRS/Université de Toulouse, 14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

³ LATMOS/IPSL/UVSQ/CNRS, 11 Boulevard D'Alembert, 78280 Guyancourt, France

⁴ Centre National de Recherches Météorologiques, UMR 3589 Météo-France/CNRS, 42 avenue Gaspard Coriolis, 31057 Toulouse, France

Corresponding author: Christelle Barthe (christelle.barthe@univ-reunion.fr), Thomas Hoarau (thomas.hoarau@meteo.fr)

Key Points:

- coupling between an aerosol scheme and a 2-moment microphysics scheme in the cloud-resolving model Meso-NH
- importance of explicitly taking account of sea salt aerosol emissions associated with high winds and waves in tropical cyclones

Abstract

An original coupling between an aerosol scheme and a 2-moment microphysics scheme has been developed in the cloud-resolving model Meso-NH to fully represent the aerosol-microphysics-dynamics interactions in tropical cyclones. A first evaluation of this coupling is performed through the simulation of tropical cyclone Dumile (2013) in the South-West Indian Ocean. MACC (Monitoring Atmospheric Composition and Climate project) analysis and CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations) data agree about the predominance of sea salt aerosols. The aerosol-microphysics coupled system reproduces the track and intensity of Dumile well, with a transition from a monsoon depression to a tropical cyclone and produces ice water contents that compare well with the DARDAR (raDAR/liDAR) product. Using a 1-moment microphysics scheme produces a more intense and symmetric system tracking too far to the west. In the aerosol-microphysics coupled simulation, sea salt aerosols, the main source of Cloud Condensation Nuclei (CCN), are preferentially produced in regions with high winds and waves, which reinforce convective asymmetries compared to the simulation with the 1-moment scheme. Using a 2-moment microphysics scheme without explicit sea salt emission led to a dramatic weakening of Dumile after 24 hours of simulation due to the consumption and scavenging of all interstitial CCN in the inner core. The importance of explicitly taking account of sea salt aerosol emissions associated with high winds and waves in tropical cyclones is a critical point for simulating long-lasting systems that need to generate their own CCN.

1 Introduction

The main issue for tropical cyclone forecasters is to predict the track, the intensity and the hazards associated with the passage of storms close to inhabited regions. Track forecasting has been improved recently thanks to model developments, higher grid resolutions, and data assimilation to better represent large scale flows. However, forecasting the intensity and the hazards (wind, precipitation, and marine surge) associated with tropical storms remains a major issue for the scientific community. The lack of observations over the oceans, the models' limitations in terms of physical parameterizations and resolution, and the lack of knowledge of some physical processes involved in tropical cyclone intensification remain a scientific challenge.

The evolution of tropical cyclone intensity is determined by multi-scale factors such as the synoptic environment, inner-core dynamics and ocean surface conditions. Among these factors, the key role of microphysics has been highlighted. Willoughby et al. (1984) and Lord et al. (1984) first showed the importance of ice microphysics in the development and structure of a modeled hurricane vortex. The cooling effect associated with the melting of ice particles was shown to modify the mesoscale vertical velocity structures of the storm. Thereafter, numerous studies investigated the impact of microphysics on the intensity, structure and development of tropical cyclones in detail.

Microphysical processes have been shown to greatly impact the structure and intensity of a simulated storm. In particular, evaporation of cloud droplets and raindrops has been pointed out as key processes for the system intensification and structure (Wang, 2002; Zhu & Zhang, 2006; Li et al., 2013a) through the formation of downdrafts and rainbands. Through the computation of budgets in typhoon Hagupit (2008), Li et al. (2013b) concluded that the typhoon intensity could be enhanced through latent heat release associated with condensation and deposition growth of cloud ice and snow while the latent heat absorption associated with sublimation of snow, melting of graupel and evaporation of rain tended to weaken the intensity. The choice of the dimensional parameters of the hydrometeors is also of great importance for tropical cyclone modelling. In particular, the graupel fall speed has a direct effect on modeled low level winds and central pressure (McFarquhar & Black, 2004; McFarquhar et al., 2006), precipitation structures (Franklin et al., 2005) and lightning activity (Barthe et al., 2016).

As a result, using different microphysics schemes can impact the tropical cyclone structure and intensity (Li & Pu, 2008). Recently, several studies have attempted to evaluate the impact of using a multi-moment microphysics scheme. Using WRF-ARW, Islam et al. (2014) investigated the best set of physical parameterizations to reproduce the track and intensity of super-typhoon Haiyan (2013). While the track of the system was fairly well reproduced by all the combinations of physical parameterizations, the intensity was systematically underestimated. This may have been due to a strong underestimation of the intensity (~ 55 hPa for the minimum sea level pressure) in the initial state. The use of the Milbrandt and Yau's (2005) double moment microphysics scheme did not change the results in terms of intensity. Jin et al. (2014) compared the impact of single and double moment microphysics schemes on the prediction of a tropical cyclone environment in the COAMPS-TC model. The single moment microphysics scheme based on Rutledge and Hobbs' work (1983) produced an excess of upper-level cloud ice. The hybrid 2-moment scheme of Thompson et al. (2008), which treats rain and cloud ice with two moments and cloud water, snow and graupel with one moment, led to a reduction of two orders of magnitude in the upper-level cloud ice produced by the single moment scheme. This reduction of upper-level cloud ice was attributed to differences of ice nucleation parameterization. The Fletcher (1962) formulation used in the 1-moment scheme tended to produce much higher ice concentrations at cold temperatures than the Cooper (1986) formulation did in the 2-moment scheme. This excess of cloud ice in the upper levels resulted in an upper-level warm bias associated with the longwave radiative heating at the base of the ice layer. The extension of the 500 hPa subtropical high that controls the tropical cyclone tracks was also affected. Consequently, the 2-moment scheme helps to reduce the track errors and the occurrence of over intensification of storms. However, in these studies, the differences in tropical cyclone behavior could not be attributed to the number of moments of the microphysics schemes but rather to differences in the representation of some microphysical processes.

More sophisticated microphysical schemes are being developed in cloud resolving models. Recent schemes treat the effects of aerosol particles in a more realistic and exhaustive manner. Using a multi-moment or a bin microphysical scheme generally requires cloud condensation nuclei (CCN) and ice freezing nuclei (IFN) concentrations to predict the cloud water and cloud ice number concentrations, and studies about the effect of aerosols on clouds in tropical cyclones are thus now possible. In particular, it has been shown that increasing the CCN number concentration at the periphery of the tropical cyclone tends to decrease its intensity (Zhang et al., 2007; Khain et al., 2008, 2010 ; Carrio & Cotton, 2011; Hazra et al., 2013; Wang et al., 2014). As hypothesized by Rosenfeld et al. (2012), dust or pollution aerosols in the vicinity of the outer rainbands act as CCN and increase the number of cloud droplets while decreasing their size, thus delaying the formation of rain (Twomey, 1977; Albrecht, 1989) and increasing the formation of ice particles aloft (Van den Heever et al., 2006; Van den Heever & Cotton, 2007; Carrio & Cotton, 2011). The convection invigoration of the rainbands associated with this additional latent heat release during liquid water freezing would reduce the low-level convergence of moist air toward the inner core of the system, lowering the maximum wind speed. This effect would be amplified by the cooling of the converging low level air due to the melting and evaporation of the enhanced ice content. However, using RAMS with 2-moment bin-emulating bulk microphysics (Saleeby & Cotton, 2008), Herbener et al. (2014) showed that the tropical cyclone had a reduced size and was more intense when a source of aerosol particles was located at the periphery of the storm. The penetration of aerosol particles into the inner core of the system and the invigoration of convection in the eyewall can explain the contradictory results. Lynn et al. (2016) performed several simulations of Hurricane Irene (2011) with the WRF model including a spectral bin microphysics scheme (Khain et al., 2010) and variable aerosol spatial distributions. Using a uniform spatial aerosol distribution typical of a maritime environment did not allow the evolution of Irene's intensity to be reproduced. When continental aerosols were specified over land in addition to a 3-km-deep Saharan dust band and maritime aerosols over the sea, an eyewall replacement cycle was reproduced along with the observed 40-h delay between the minimum pressure and the maximum wind speed. The concentration of cloud droplets increased in the presence of continental aerosols and invigorated the convection in the outer rainbands

to form a secondary eyewall. Khain et al. (2016) also tested a large set of microphysical schemes within WRF to investigate the impact of aerosols from the continental US and the Saharan Air Layer on the development of Irene (2011). In agreement with previous studies, they showed a strong impact of the choice of the microphysics scheme on the microphysical structure of clouds, the latent heat release profile, and the storm intensity.

However, the impact of the microphysics on the cyclone track is less recognized (Fovell & Corbosiero, 2010; Fovell et al., 2016). Fovell and Su (2007) concluded that the microphysics may impact the tropical cyclone track through the modification of such characteristics as its size and depth, and the radial structure or azimuthal asymmetry, which are known to control the vortex track. As described by Fovell et al. (2009), the assumptions in microphysics tend to modulate the temperature gradients. They largely influence the pressure gradients that indirectly control the track of the system.

Although several studies highlighted the important role of aerosols on the intensity, evolution, structure or trajectory of tropical cyclones, most of them did not consider all the processes linked to aerosol lifecycle, such as emission, scavenging or aerosol-radiation interactions. Furthermore, most of the schemes assumed a constant and spatially homogeneous concentration of a single-mode aerosol population as stated by Vié et al. (2016). In particular, tropical cyclones generate their own CCN via sea salt emission under high wind conditions and strong breaking waves. In this context, the objective of this article is to show the importance of an explicit treatment of aerosols when studying tropical cyclones using high resolution simulations performed with the non-hydrostatic model Meso-NH. The case of tropical cyclone Dumile, which evolved in the South-West Indian Ocean in 2013, is presented in Section 2. The coupling between an aerosol scheme (ORILAM; Tulet et al., 2005) and a 2-moment microphysical scheme (LIMA; Vié et al., 2016) in the Meso-NH model is described in Section 3. The numerical setup is presented in Section 4. Sections 5 and 6 present the results.

2 The case study: Tropical cyclone Dumile (2013)

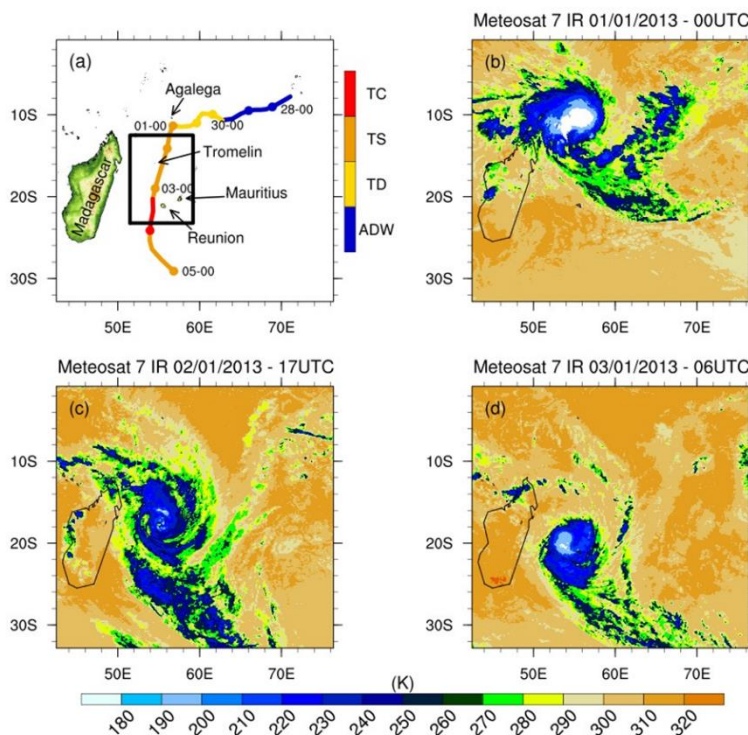


Figure 1: a) Best-track of Dumile analyzed by RSMC La Réunion (colored line and dots). Four distinct stages are shown: Area of Disturbed Weather (ADW) in blue, Tropical Disturbance and Tropical or post-Tropical Depression (TD) in yellow, Tropical Storm (TS) in orange, and Tropical Cyclone (TC) in red. The outer domain of Meso-NH (D1) covers this whole area while the black box indicates the limits of the inner domain (D2). IR brightness temperature (K) from Meteosat 7 on b) 1 January 2013 at 00 UTC, c) 2 January at 17 UTC, and d) 3 January at 06 UTC.

The best-track of tropical cyclone Dumile is shown in Figure 1a. The classification used hereafter is that of the Regional Specialized Meteorological Center (RSMC) - Tropical Cyclone at La Réunion. It is based on an estimation of the 10-min averaged maximum surface wind speed.

Dumile started developing from a pulse of the Madden-Julian Oscillation in the South-West Indian Ocean at the end of December 2012. On 27-28 December, the synoptic conditions were not favorable as strong wind shear prevented the disturbance from developing while moving west-southwestward. On 29 December, the low-level environment improved, with a strengthening of the monsoon flow resulting in a better convergence with the trade winds. However, a strong vertical wind shear was still present over the region. On 30 and 31 December, the center of the system was located near Agalega Island. The circulation was far more extended and disorganized than for a typical cyclonic circulation even though the convective activity was intense. This particular structure looked like a monsoon depression with a large extension of weak winds, the strongest winds being pushed away from the clockwise circulation (Baray et al., 2010; Figure 1b). On 1 January 2013, the track turned toward the south as the steering flow changed due to the development of a mid-tropospheric ridge located on the eastern side of the system. As the system came closer to the axis of the altitude ridge, the vertical wind shear decreased and Dumile finally adopted a typical tropical storm structure. On 2 January, the inner core of the system contracted and the convective activity developed around the center. The intensity of Dumile continued to increase, reaching the stage of strong tropical storm. During the afternoon of 2 January an eye became visible (Figure 1c). On 3 January, Dumile reached the stage of tropical cyclone as its center passed 105 km west of La Réunion (Figure 1d). On 4 January, a north-west wind shear appeared and the oceanic energy content decreased, leading to a rapid weakening of Dumile while south of the island.

Because it was compact and had a relatively high displacement speed, the eyewall of Dumile only brushed past the island, so severe material damage and human casualties were avoided. Winds affected the island unequally: while the maximum wind gusts peaked at 180 km h⁻¹ on mountainous areas, inhabited coasts were impacted by wind gusts of about 100 km h⁻¹ or less. Significant wave height of 6.3 m was measured to the north-west of the island. Precipitation during Dumile was mainly associated with orographic effects. The maximum cumulated rainfall on the Piton de la Fournaise volcano reached 1189 mm (762 mm in 12 h) while less than 100 mm was reported over coastal areas.

The rest of this study will focus on the period from 1 to 3 January when the cyclone was intensifying and moving southward.

3 Aerosol-microphysics coupling in Meso-NH

The French non-hydrostatic mesoscale atmospheric model Meso-NH (<http://mesonh.aero.obs-mip.fr>) was used in this study. The coupling between the ORILAM lognormal aerosols scheme and the LIMA 2-moment bulk microphysics scheme is detailed below.

3.1 The LIMA microphysics scheme

The 2-moment microphysics scheme LIMA (Liquid Ice Multiple Aerosols; Vié et al., 2016) is based on the 1-moment microphysics scheme ICE3 (Pinty & Jabouille, 1998). The schemes treat the evolution of the mixing ratio for six water species (water vapor, cloud droplets, raindrops, cloud ice, snow/aggregates and graupel). Additionally, LIMA predicts the concentration of cloud droplets, raindrops and cloud ice.

In addition, LIMA handles the competition between several types of aerosols. These modes are characterized by their chemical composition and their hygroscopic capability to act as CCN, IFN or coated IFN. Two modes of aerosols acting as CCN (sea salt and sulfates), a single mode of aerosols acting as coated IFN (hydrophilic black carbon and organic matter) and two modes of aerosols acting as pure IFN (dust and hydrophobic organic matter and black carbon) are considered. Two prognostic

variables are associated with each type of aerosol particle: the number concentration of interstitial aerosols and the number concentration of activated/nucleated aerosols. Their size distribution follows a lognormal size distribution with fixed modal diameter and width.

The CCN activation is parameterized following Cohard et al. (1998) but was extended to handle the competition between several modes of CCN (Vié et al., 2016). The number of activated CCN is computed from an extension of the law given by Twomey (1959). The maximum supersaturation is computed from the convective updraft, the growth of droplets by water vapor condensation and a cooling rate. The IFN heterogeneous nucleation is parameterized according to Phillips et al. (2008, 2013). In this empirical parameterization, the number of nucleated IFN depends on the nucleating efficiency and on the total surface area, larger particles having more nucleation sites and so a higher nucleation probability. The specific coated IFN mode serves first as CCN to generate tagged cloud droplets that are subject to ice nucleation by immersion at colder temperature. Homogeneous freezing of cloud droplets is also taken into account and follows Pruppacher (1995), while homogeneous freezing of interstitial CCN follows Kärcher and Lohmann (2002). Secondary ice production by the Hallett-Mossop process (Hallett & Mossop, 1974) is included. In-cloud and below-cloud scavenging of aerosol particles follows Berthet et al. (2010).

3.2 The ORILAM aerosol scheme

ORILAM (Organic Inorganic Log-normal Aerosol Model) is a three-moment lognormal aerosol scheme (Tulet et al., 2005). Each mode of the size distribution is described by up to three moments (0th, 3rd and 6th moment). ORILAM handles the sources, emission, transport, dry and wet deposition, and chemistry of aerosols. Since the South-West Indian Ocean has a clean aerosol environment outside the biomass burning season (Dufлот et al., 2011), only aerosols of natural origin were considered in the aerosol scheme of this study.

Production of both sea salt and dust aerosols depends on the wind speed. Dust aerosols are simulated using the Dust Entrainment And Deposition (DEAD) model (Zender et al., 2003) developed by Mohktari et al. (2012), in which they are distributed following three lognormal modes (Grini et al., 2006; Tulet et al., 2008). The sea salt aerosols source function from Ovadnevaite et al. (2014) has been recently implemented in Meso-NH (Claeys, 2016). Only the inorganic fraction is considered in this study. Their emission depends not only on the 10-m wind speed but also on the wave height, wind history, friction velocity, and viscosity. Sea salt aerosols are distributed following five lognormal modes. For each mode i , the number median radius (r_i , in μm) and the geometric standard deviation (σ_i) are ($r_1 = 0.009$, $\sigma_1 = 1.37$), ($r_2 = 0.021$, $\sigma_2 = 1.5$), ($r_3 = 0.045$, $\sigma_3 = 1.42$), ($r_4 = 0.115$, $\sigma_4 = 1.53$) and ($r_5 = 0.415$, $\sigma_5 = 1.85$). This parameterization covers a large range of diameters from submicron (15 nm) to supermicron particles (6 μm), but does not consider spume drops for which large uncertainties in the generation function remain (Veron, 2015). Once emitted, aerosols are transported by advection and turbulence and can be lost by sedimentation, and dry or wet deposition. In-cloud and below-cloud scavenging of aerosols is parameterized following Tulet et al. (2010). The optical properties of aerosols are computed online as described in Aouizerats et al. (2010): they are deduced from the aerosol chemical composition and the size parameters corresponding to the particles.

3.3 ORILAM-LIMA coupling

Although LIMA can deal with interstitial and nucleated CCN and IFN (Vié et al., 2016), it was necessary to couple it with an aerosol scheme to handle aerosol emission, transport and deposition in a coherent way. A coupling between LIMA and the ORILAM aerosol scheme was thus developed: the emission, transport and wet and dry deposition of sea salt and dust aerosols are treated in the aerosol scheme ORILAM, which are then transferred into LIMA to be used as interstitial CCN and IFN (Figure 2), at each time step. Note that, when the coupling between ORILAM and LIMA is activated, sea salt and dust aerosol scavenging is performed only in ORILAM.

The three largest modes of sea salt aerosols in ORILAM are considered as interstitial CCN. These three modes are gathered together in the interstitial CCN variable associated with sea salt aerosols in LIMA. In ORILAM, three modes of dust are available with properties based on those defined in the AMMA (African Monsoon Multidisciplinary Analyses) campaign (Crumeyrolle et al., 2008) in West Africa. The three dust modes in ORILAM are all included in the interstitial IFN mode associated with dust in LIMA.

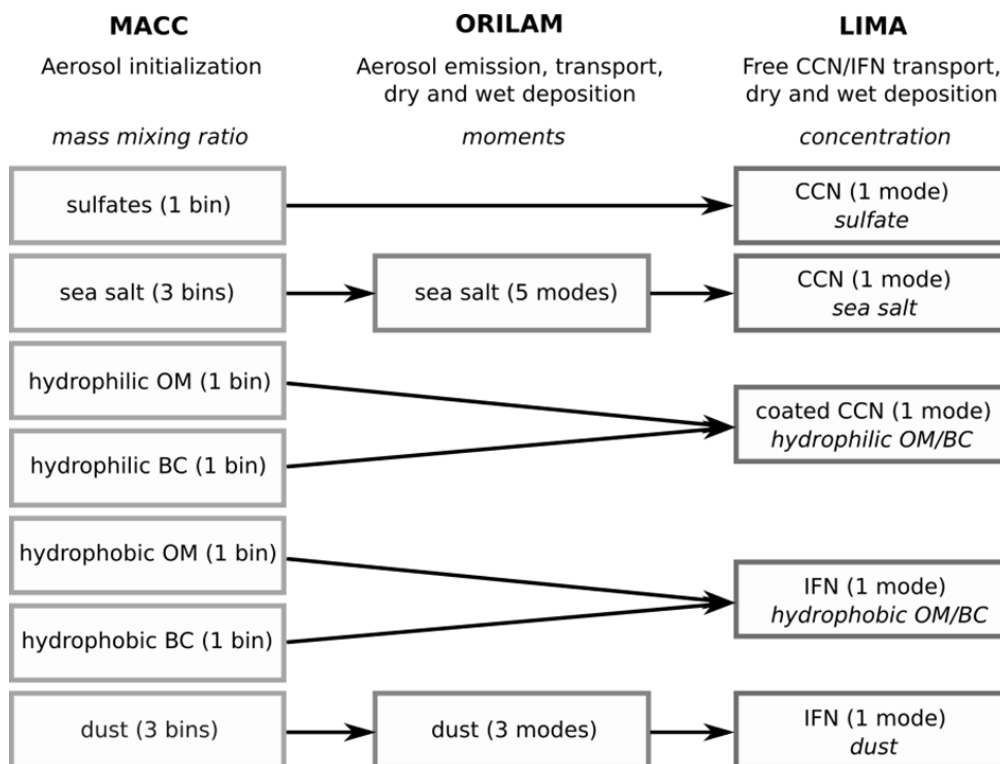


Figure 2: schematic diagram of the aerosol-microphysics coupling system. OM and BC stand for Organic Matter and Black Carbon, respectively. The first three lines correspond to the name of the scheme (in bold), the purpose of each module and the variables (in italics) used in this module.

3.4 ORILAM-LIMA initialization

As described in Vié and Pinty (2014), the initial and lateral boundary conditions for the aerosols in LIMA can be obtained from the European Center for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) Monitoring Atmospheric Composition and Climate project (MACC; <http://www.gmes-atmosphere.eu/>). Aerosol modeling is part of the ECMWF Integrated Forecasting System (IFS), and 6-hour analyses of aerosol mass mixing ratio are available. The mass mixing ratio of three bins of sea salt aerosols and dust, and one bin of sulfate, hydrophilic and hydrophobic black carbon and organic matter are predicted (Morcrette et al., 2009). When the aerosol scheme is not activated, the aerosol population of the LIMA microphysics scheme is directly initialized from the MACC analysis. A single bin is considered in MACC for sulfate, hydrophobic organic matter, hydrophobic black carbon, hydrophilic organic matter and hydrophilic black carbon. Thus the mass mixing ratio is converted to number concentration to be used in LIMA. Sulfate, hydrophilic black carbon and organic matter, and hydrophobic black carbon and organic matter are transferred into the interstitial CCN, coated CCN and IFN variables, respectively. For sea salt and dust aerosols, three bins are available in MACC analysis. The three bins of sea salt aerosols are summed, converted to number concentration and transferred into the LIMA interstitial CCN variable associated with sea-salt chemical and mean dimensional properties. The same procedure is used for dust aerosols to be transferred into the LIMA interstitial CCN variable associated with the chemical and mean dimensional properties of dust.

If the aerosol-microphysics coupling is activated for aerosols of natural origin, the aerosol initialization must be adapted (Figure 3). In this study, sulfate, hydrophilic organic matter and black carbon, and hydrophobic organic matter and black carbon are not handled by the aerosol scheme. Therefore, they are initialized as described previously, *i.e.* their number concentration in LIMA is directly computed from their mass mixing ratio in MACC analysis. Concerning dust particles, the mean radius of the three bins in MACC and of the three modes in ORILAM match quite well. Then the mass of the three individual bins is transferred directly into the three individual modes and converted in terms of moments. For sea salt aerosols, three bins are available in MACC analysis while five modes are used in ORILAM. The sea salt aerosols emission function of Ovadnevaite et al. (2014) covers a larger range of sea salt aerosols radii than the MACC analysis. The smaller sea salt aerosols mode in ORILAM is supposed to be non-efficient for CCN activation and this range of size is not present in the MACC analysis: this mode is not initialized from the MACC analysis. The remaining four larger modes in ORILAM are fed by the three bins of MACC. A given fraction of each bin mass is used to calculate the 0th moment (total aerosol number of the lognormal distribution) of each ORILAM mode. The interstitial CCN and IFN variables associated with sea salt and dust aerosols in LIMA are then initialized through ORILAM as described in Section 3.3.

4 Numerical setup

The model was set up with double two-way nested domains having horizontal grid spacings of 8 (D1) and 2 (D2) km with grid sizes of 450×450 and 400×584 points, respectively (Figure 1a). In the vertical, 70 levels were used, with highest resolution near the surface.

The simulations started on 1 January 2013 at 00 UTC and ended on 3 January 2013 at 03 UTC. The 6-hour ECMWF operational analyses were used to initialize Meso-NH and to provide the lateral boundary inflow conditions. A first segment of the simulation with the larger domain D1 was run for 24 hours. After this time, the higher resolution domain D2 was introduced, encompassing the tropical cyclone inner core and rainbands for the next 27 hours. In the inner domain, deep convection is explicitly resolved whereas it is parameterized in the outer domain (Bechtold et al., 2001). A shallow convection parameterization (Bechtold et al., 2001) was used in both the inner and outer domains. In the two domains, the turbulence parameterization was based on a 1.5-order closure (Cuxart et al., 2000) with purely vertical turbulent flux computations using the mixing length of Bougeault and Lacarrère (1989). The radiative scheme was the one used at ECMWF (Gregory et al., 2000) including the Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) parameterization (Mlawer et al., 1997).

The 2-moment microphysics scheme was used and was coupled with the aerosol scheme for sea salt and dust aerosols as described in Section 3. ORILAM was used as a 1-moment mode (fixed radius and standard deviation). Aerosols were initialized by the 6-hour MACC analysis from ECMWF which also monitored the lateral boundary conditions of the aerosol fields. In this study, the Meso-NH atmospheric model was not coupled to a wave model. Thus, the significant height of the wave that is part of the sea salt aerosols emission function was extracted from the 6-hour ECMWF analysis and interpolated at each time step.

The surface-atmosphere interactions were driven by the surface modelling platform SurFex (Masson et al., 2013). The iterative method of Fairall et al. (1996), revised by Lebeaupin et al. (2006), was used to parameterize the sea fluxes.

In order to highlight the importance of aerosol-microphysics coupling in tropical cyclone modeling, two additional simulations were performed as a complement to the reference simulation (hereafter referred to as 2MA). First, the 1-moment microphysics scheme ICE3 (Pinty & Jabouille, 1998) was used (hereafter referred to as 1M). This scheme, derived from Lin et al. (1983), predicts the mixing ratio of five hydrometeor species: cloud droplets, rain, cloud ice, snow and graupel. Then, the LIMA microphysics scheme was used without ORILAM (hereafter referred to as 2M). In the latter simulation, the interstitial CCN/IFN in LIMA were initialized and refreshed at the lateral boundaries

with the MACC analysis as described in Vié and Pinty (2014), but no aerosol replenishment from the surface was considered in the domain during the simulation. An additional simulation has been performed with the 2-moment microphysics scheme with a fixed CCN source. A sea salt aerosol source was homogeneous over the whole domain. The concentration was 100 cm^{-3} between the surface and 1000 m altitude, then decreased with height, to mimic a clean maritime environment. The track, intensity and structure of the simulated tropical cyclone were very similar to the ones simulated with the 1-moment microphysics scheme. Indeed, LIMA was built upon ICE3, thus the two schemes share the same parameterizations of the microphysical processes. Then using LIMA with a constant and homogeneous CCN source (therefore with no limitation of the CCN number) roughly comes back to using the ICE3 scheme. Consequently, the results of this simulation are not shown here.

5 Results from the reference simulation

The model performance in the configuration “aerosol-microphysics coupled system” (2MA) is analyzed in this section. The aerosol distribution of the environment is first examined. Then, the ability of the model to simulate the tropical cyclone evolution and structure is analyzed.

5.1 Aerosol distribution

Figure 3 shows the sea salt and dust aerosol mass concentrations at 1400 m altitude from MACC analysis on 1 January 2013 at 00 UTC, *i.e.* at the beginning of the simulation, and on 2 January 2013 at 12 UTC during a CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations; Winker et al., 2003) satellite overpass. The altitude of 1400 m was chosen because it corresponds to the core of a dusty air mass that is visible in both MACC analysis and CALIPSO data.

The signature of the high surface winds in the eyewall of Dumile is visible north-east of Madagascar in Figure 3a. At the beginning of the simulation, the highest mass concentration of sea salt aerosols ($\sim 50 \mu\text{g m}^{-3}$) is found in a band centered around 22°S , south-east of the Mascareignes archipelago. This is due to a rough sea driven by strong trade winds from 27 to 31 December, as suggested by the ECMWF wave model analysis (not shown). Thirty-six hours later (Figure 3b), the mass concentration of the sea salt aerosols, emission of which is associated with the strong winds of tropical cyclone Dumile, has significantly increased due to the intensification of the system. The sea salt aerosol mass concentration is more than twice as high as on 1 January at 00 UTC, and exceeds $100 \mu\text{g m}^{-3}$ in some parts of the eyewall. The mass of sea salt aerosols generated by the swell south of the domain has moved westward. It is located south of Dumile but now the mass concentration of sea salt aerosols generated by the storm is higher. The CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) vertical feature mask (VFM) product confirms that sea salt aerosols are the main type of aerosols at 1400 m altitude in the south of the domain, in agreement with the sea salt aerosols generated by the high trade winds in IFS. Due to the presence of clouds, no data was available between 10°S and 23°S (grey color along the satellite track). Consequently, the sea salt aerosols emitted by the strong cyclonic winds were probably not sampled because of the cirrus cloud coverage.

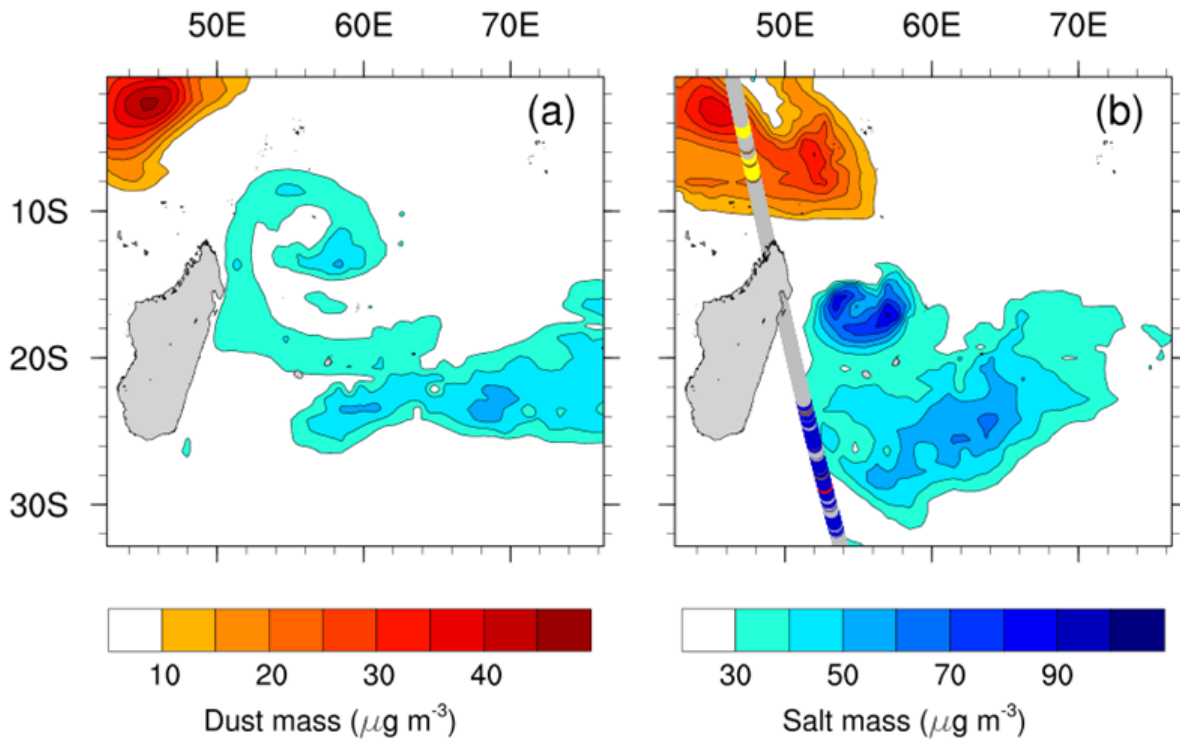


Figure 3: Dust (orange to red colors) and sea salt (blue colors) aerosol mass concentration ($\mu\text{g m}^{-3}$) at 1400 m altitude on a) 1 January 2013 at 00 UTC and b) 2 January 2013 at 12 UTC, from the MACC analysis. In b) the track of the CALIPSO satellite is overlaid and indicates the aerosol classification (yellow for dust aerosols, blue for sea salt, red for polluted continental aerosols, brown for polluted dust and black for smoke) retrieved from the CALIOP vertical feature mask algorithm at 1400 m altitude. The grey color corresponds to areas without measurements due to cloud cover.

On 1 January at 00 UTC, a dust plume was located 1000 km north-east of Madagascar (Figure 3a). Thirty-six hours later, the outflow of dust was transported southward by the monsoon flow and reached the northern part of Madagascar (Figure 3b). The MACC data at larger scale indicated that the sources of this dusty air mass were mainly located in East Africa with a secondary contribution from the Middle East (not shown). The presence of dust aerosol in the environment of Dumile was confirmed by the CALIOP VFM product, showing that this type of aerosol prevailed in the northwestern part of the domain, between the equator and 10°S , north of Dumile.

On 2 January 2013 at 12 UTC, polluted continental aerosols were observed along the CALIPSO track (Figure 3b) and were probably emitted in Madagascar. However, because of the large predominance of natural aerosols (sea salts and dust), it was assumed that Dumile evolved in a clean maritime environment. This is supported by the conclusions of Duflot et al. (2011) who found a clean maritime environment in this region out of the biomass burning season (July-October).

5.2 Storm track and intensity

Figure 4a shows the trajectory of Dumile from the reference simulation (red line) and the best-track from RSMC La Réunion (black line). Meso-NH with the ORILAM-LIMA coupling reproduces the trajectory of Dumile well. During the first 24 hours, the simulated track is 30 km to the west of the best-track. After this 24-h spin-up period, the across-track error becomes very low. The simulation is 1 to 2 hours in advance compared to the best-track, but this lag was already present at the beginning of the simulation.

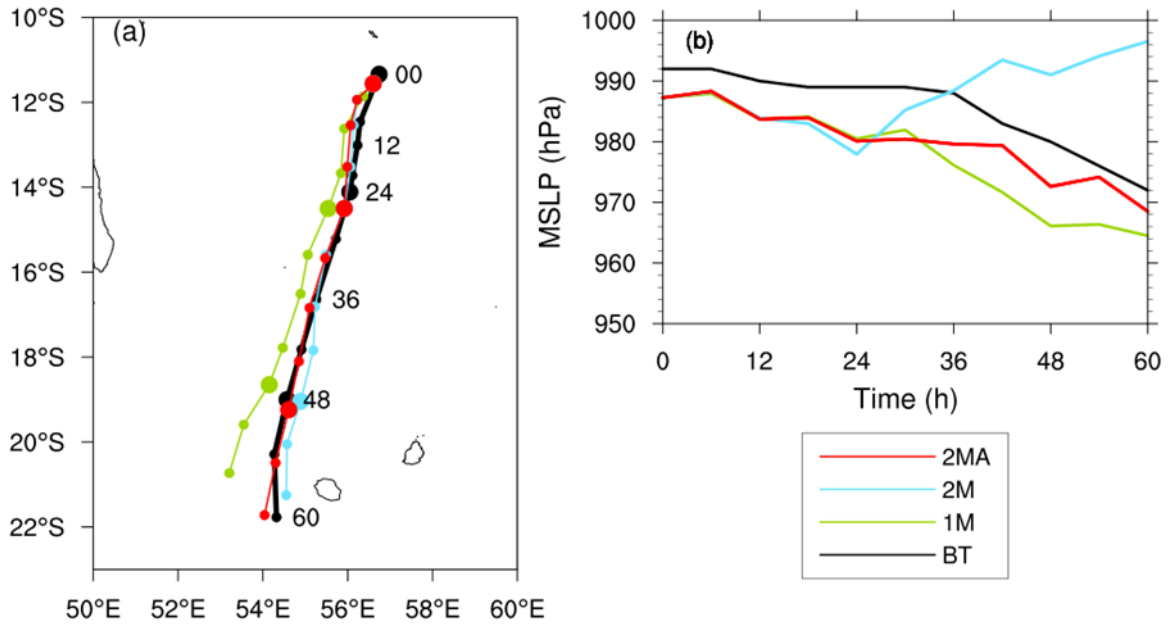


Figure 4: a) Trajectory and b) evolution of the minimum sea level pressure (hPa) of Tropical Cyclone Dumile from the Best-Track (BT) and simulated with Meso-NH.

Meso-NH tended to overestimate the intensity of Dumile throughout the studied period (Figure 4b). The minimum sea level pressure (MSLP) was 2 to 10 hPa lower in the 2MA simulation than in the best-track. However, a 4.5 hPa bias in the intensity was already present at the initial state. The rate of intensification was well reproduced by the model (20 hPa in 60 hours for the best-track vs. 19 hPa in 60 hours in 2MA).

5.3 Storm structure

The evolution of the storm structure was analyzed through the surface horizontal wind and graupel mixing ratio (Figure 5) at three times that were representative of the different stages of the system. On 2 January at 06 UTC (Figure 5a), the surface winds of the tropical storm showed strong asymmetry. Surface winds approached 28 m s^{-1} in some eastern parts of the system, but stayed lower than 19 m s^{-1} in its western part. The deep convection, represented by the presence of graupel at 6 km altitude, was 150 km from the center, and was mainly seen to the north of the system (Figure 5d). A precipitating band was already reaching La Réunion on 1 January as confirmed by satellite images and meteorological stations (Caroff et al., 2014).

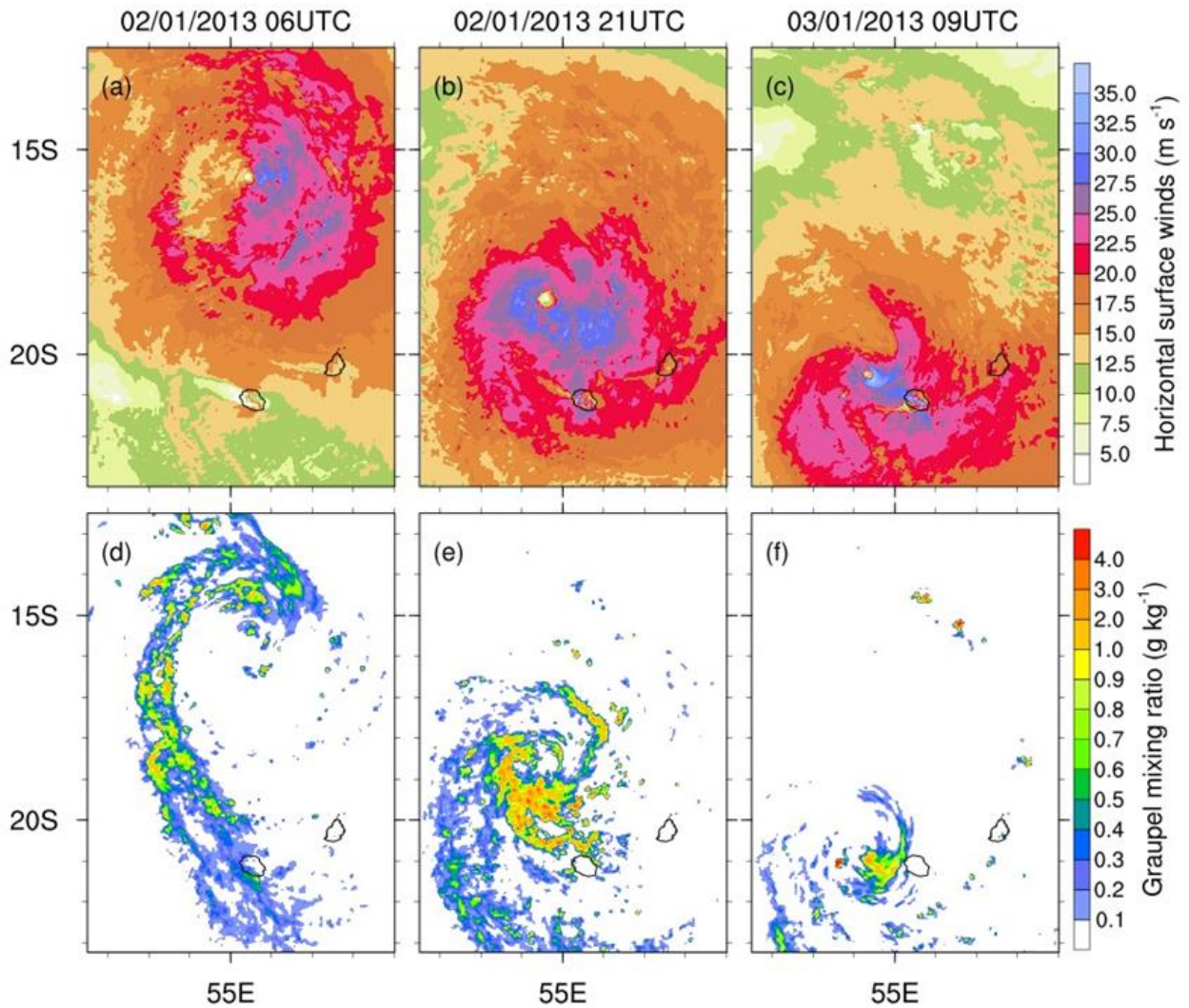


Figure 5: Horizontal surface wind (m s^{-1} ; a-c), and graupel mixing ratio at 6000 m altitude (g kg^{-1} ; d-f) on 2 January at 06 UTC (left), 2 January at 21 UTC (middle) and 3 January at 09 UTC (right).

Fifteen hours later, horizontal surface winds faster than 22 m s^{-1} encircled the eye of the system, with values exceeding 28 m s^{-1} in the western and southern parts of the inner core (Figure 5b). Figure 5e clearly shows that deep convection moved closer to the storm center and was mainly found in the southern and southwestern parts of the system. Graupel mixing ratios of up to 4 g kg^{-1} were found locally to the south of the system center. Meso-NH was able to capture the observed transition from a monsoon depression to a more typical tropical storm structure.

On 3 January at 09 UTC, Dumile was grazing La Réunion. Deep convection was mainly active in the front and left quadrants of the system (Figure 5f). The strongest winds, exceeding 31 m s^{-1} were located in the eastern part of the cyclone (Figure 5c). This is in agreement with the wind gusts of over 100 km h^{-1} recorded on the western and northern coastal regions of La Réunion (137 km h^{-1} in Le Port and 108 km h^{-1} in Saint Gilles).

5.4 Ice water content

The ice distribution inside the storm was investigated using the DARDAR product (Delanoë & Hogan, 2010). This product takes advantage of the combination of radar and lidar signals, *i.e.* the high sensitivity to low ice water content of the lidar and the fairly weak attenuation of the radar in ice clouds (even for optical depths larger than 3). The Varcloud algorithm (Delanoë & Hogan, 2008) uses a variational approach combining CALIOP/CALIPSO (Winker et al., 2010) lidar, CloudSat Cloud Profiling Radar (Stephens et al., 2002) and the radiometer data onboard MODIS. This product allows ice cloud properties to be retrieved in the whole tropospheric column.

On 1 January at 09 UTC, the A-Train satellites passed over the cirrus clouds east of the inner core of Dumile and a primary outer rainband south of the system (Figure 6d). The ice water content (IWC) was retrieved from the DARDAR-CLOUD product (Figure 6c) and was extracted from Meso-NH (Figure 6a) along the same section (Figure 6b). Two distinct structures can be distinguished in the IWC profiles of DARDAR and Meso-NH. Between 23°S and 14°S, in the outer rainband, high IWC values are found both in the model and in the observations. DARDAR IWC exceeds 0.1 g m^{-3} between 4.5 and 11 km altitude, in the convective cores. Note that convective cores are strongly affected by multiple scattering and the radar measurements must be used cautiously. Multiple scattering could artificially enhance the reflectivity, leading to an overestimation of the IWC. Meso-NH simulates similar values but between 4.5 and 9 km altitude. Values up to $5 \times 10^{-2} \text{ g m}^{-3}$ are found between 9 and 12 km both in the DARDAR retrieval and in the Meso-NH simulation. The cirrus clouds between 15°S and 3°S are 2-4 km thick according to IWC values retrieved with DARDAR between 1×10^{-2} and $5 \times 10^{-2} \text{ g m}^{-3}$ (Figure 6c). In comparison with DARDAR, Meso-NH generally tends to underestimate the extension of high IWC values in the cirrus clouds. IWC values in Meso-NH are spread over a larger range of values (1×10^{-4} - $5 \times 10^{-2} \text{ g m}^{-3}$).

The version 2.1 of DARDAR-CLOUD was used in this study. It has been found that the extinction-to-backscatter a priori information was incorrect for very cold temperatures. This a-priori issue leads to an overestimation of the extinction when only lidar is used. This can explain a slight overestimation of IWC for cirrus clouds which was reported by Deng et al. (2013) when comparing DARDAR-CLOUD IWC against in-situ data and other retrievals. Note that this overestimation occurs only if there is no molecular signal beyond the cloud and therefore this signal cannot be used as an extra-constraint (Delanoë & Hogan, 2010). Combined to uncertainties on the particle size distribution and mass-diameter relationship both in the Meso-NH simulation and in the satellite retrieval, this could explain the divergences between the IWC from the model and that retrieved from satellite observations. Overall, Meso-NH provides good reproduction of the ice water content distribution and amount in the convective core of a rainband and the cirrus clouds next to the inner core of Dumile.

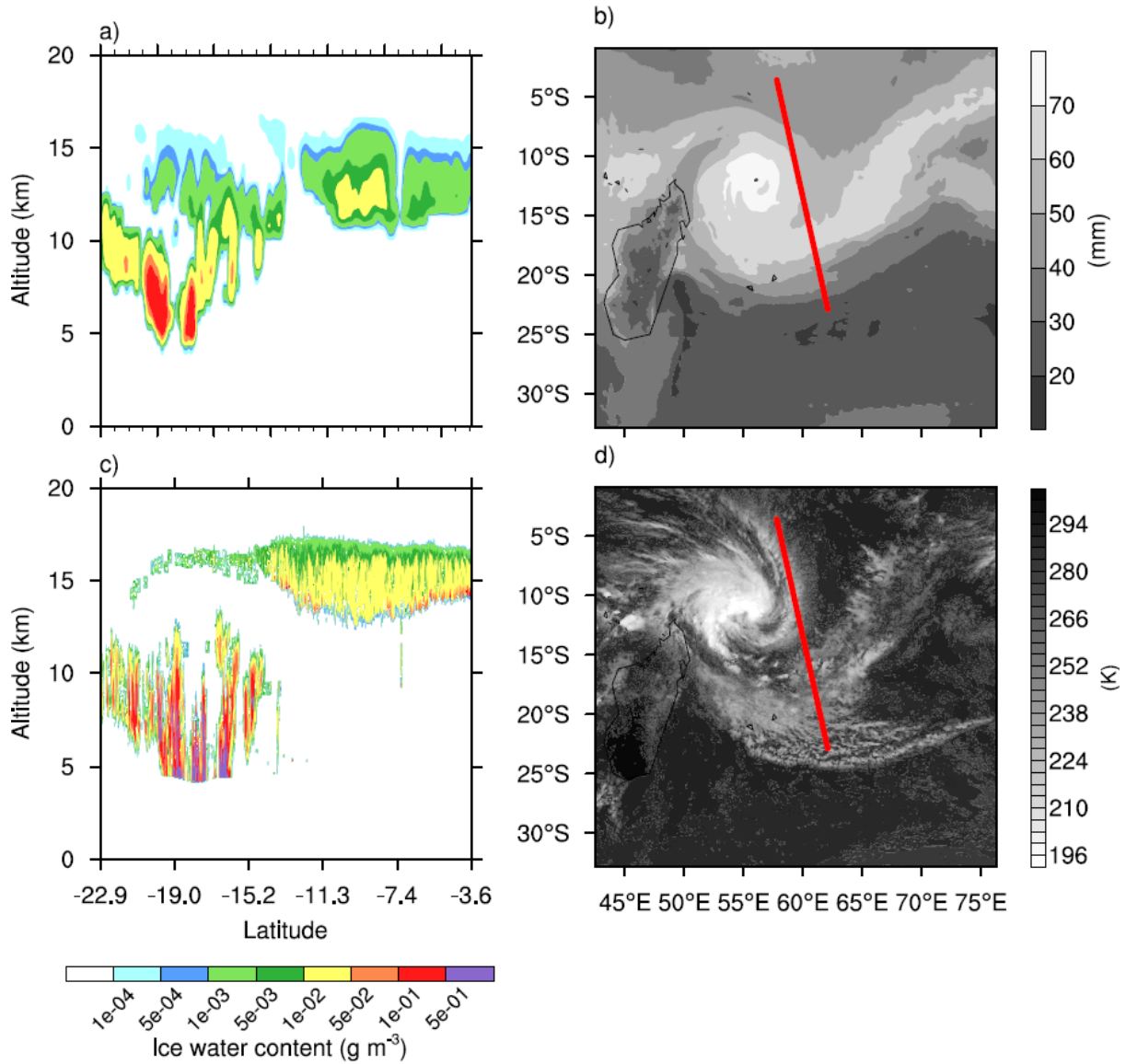


Figure 6: Vertical profiles of the ice water content (g m^{-3}) a) simulated by Meso-NH with the 2MA configuration and c) retrieved from DARDAR on 1 January 2013 at 09 UTC. (b) Water vapor thickness from Meso-NH (mm) and (d) IR brightness temperature (K) from Meteosat 7. The vertical cross section is taken along the red segment shown in b) and d) for Meso-NH and DARDAR, respectively.

6 Sensitivity to aerosol-microphysics coupling

In order to highlight the importance of aerosol-microphysics coupling in tropical cyclone modeling, the two additional simulations are compared to the reference simulation in this section. First, the impact of using a coupled aerosol-microphysics scheme instead of a simple 1-moment microphysics scheme, as usually implemented in numerical weather prediction models, is investigated through the comparison between 1M and 2MA. Then the impact of using an aerosol scheme along with a 2-moment microphysics scheme is analyzed by comparing 2M and 2MA.

6.1 1- vs. 2-moment microphysical schemes

Figure 4 shows significant differences in the track and intensity of Dumile in 1M and 2MA. The across-track error in 1M is a few tens of kilometers to the west while the track of 2MA is very close to the best-track (Figure 4a). In terms of intensity, the tropical cyclone intensifies during the 60 hours of both simulations (Figure 4b). However, the two simulations start to diverge after 30 hours: 1M becomes 4-9 hPa more intense than 2MA. Thus, 1M and 2MA differ both in track and intensity. The possible origins of such discrepancies are now analyzed.

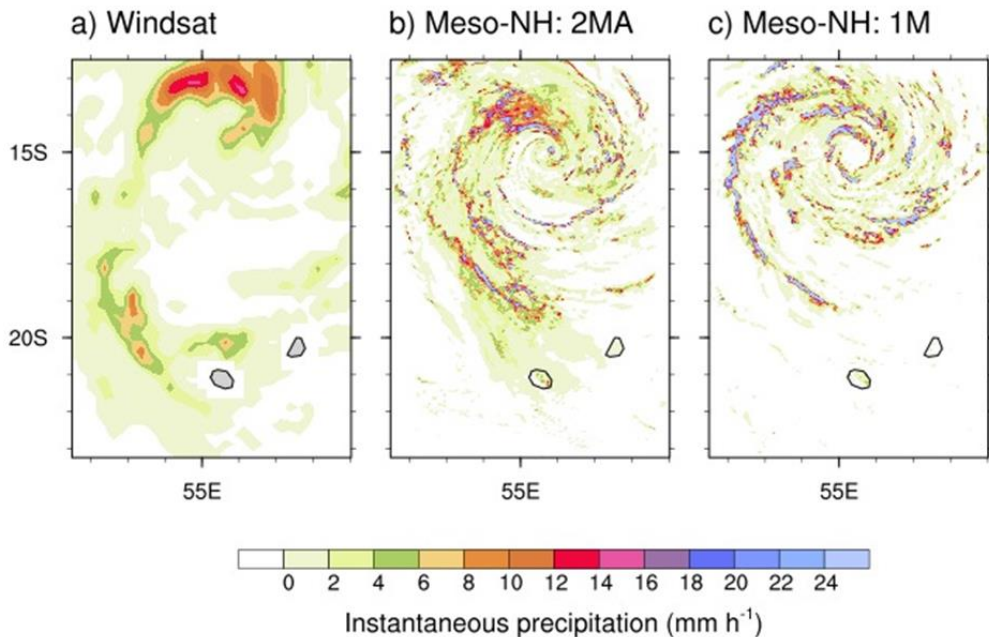


Figure 7: Instantaneous precipitation (mm h^{-1}) on 2 January at 03 UTC, a) retrieved from Windsat, and from Meso-NH in the b) 2MA and c) 1M configurations.

Figure 7 represents the instantaneous precipitation rate given by the simulations and estimated from the polarimetric microwave radiometer Windsat onboard Coriolis on 2 January at 09 UTC. The retrieval relies on several channels from 10 to 37 GHz (Li et al., 2008). The higher precipitation rates retrieved from Windsat are concentrated in the northern quadrant of the eyewall (8-16 mm h^{-1}) and in a rainband located northeast of La Réunion (4-8 mm h^{-1}) (Figure 7a). The 2MA simulation (Figure 7b) reproduces the strong precipitation pattern north of the eye well, with maximum rates around 20 mm h^{-1} . The southwestern rainband is simulated by 2MA but is located northeast of its observed position. 2MA generates a narrow rainband at 17°S that was not observed, but the observed low precipitation rates (< 4 mm h^{-1}) are well simulated. The precipitation rates generated by 1M (Figure 7c) diverge more noticeably from the observations. Even though the higher precipitation rates in the eyewall are found in the northern quadrant as observed, precipitation is produced all around the eye. 1M generates almost exclusively high rain rates (> 20 mm h^{-1}) concentrated over narrow regions, and underestimates the low precipitation rates (< 4 mm h^{-1}). So, compared to 1M, the 2MA precipitation field exhibits a more asymmetric pattern and manages to produce realistic rainbands and low rain rates, as observed.

This difference in the tropical cyclone symmetry between 2MA and 1M is also evident in the horizontal wind structure. Figure 8a shows the evolution of the 47 knots wind speed extent in each quadrant of the system. In 1M, up to 30 hours, the 47 knots wind speed extent varies between 0 and 200 km depending on the quadrant. After 30 hours, the four curves converge and the 47 knots wind speed extent per quadrant lies between 130 and 190 km. The tropical cyclone in 1M develops a more symmetric structure after 36 hours. In 2MA, the strong asymmetry in the 47 kt wind speed structure

remains until the end of the simulation. The mean 47 knots wind speed extent increases throughout the simulation, and is 20 to 90 km higher in 1M (blue dots) than in 2MA. Concerning the evolution of the 33 kt wind speed extent (Figure 8b), the mean radius is larger in 1M than in 2MA (except at 42 h) but the gap is not as large as for the 47 kt wind speed radius. Between 42 and 60 hours, the mean 33 kt wind speed extent in 2MA decreases from 350 to 170 km. This decrease is lower in 1M (from 340 to 270 km). In 2M, there is a significant difference in the 33 kt wind speed extents among the four quadrants throughout the simulation, while these curves converge after 36 hours of simulations in 1M. Therefore the 33 kt wind speed structure of the tropical cyclone in 1M tends to become more symmetric and larger than in 2MA after 36-42 hours. This difference in the 1M and 2MA wind structure occurs at the same time as an increase in the direct position error (DPE) in 1M (Figure 8c). While the DPE stays below 80 km between 0 and 36 hours of simulation, it starts to increase after 42 hours and reaches 160 km at 60 hours. In contrast to 1M, the DPE in 2MA remains smaller than 60 km throughout the simulation and decreases to 30 km at the end of the simulation.

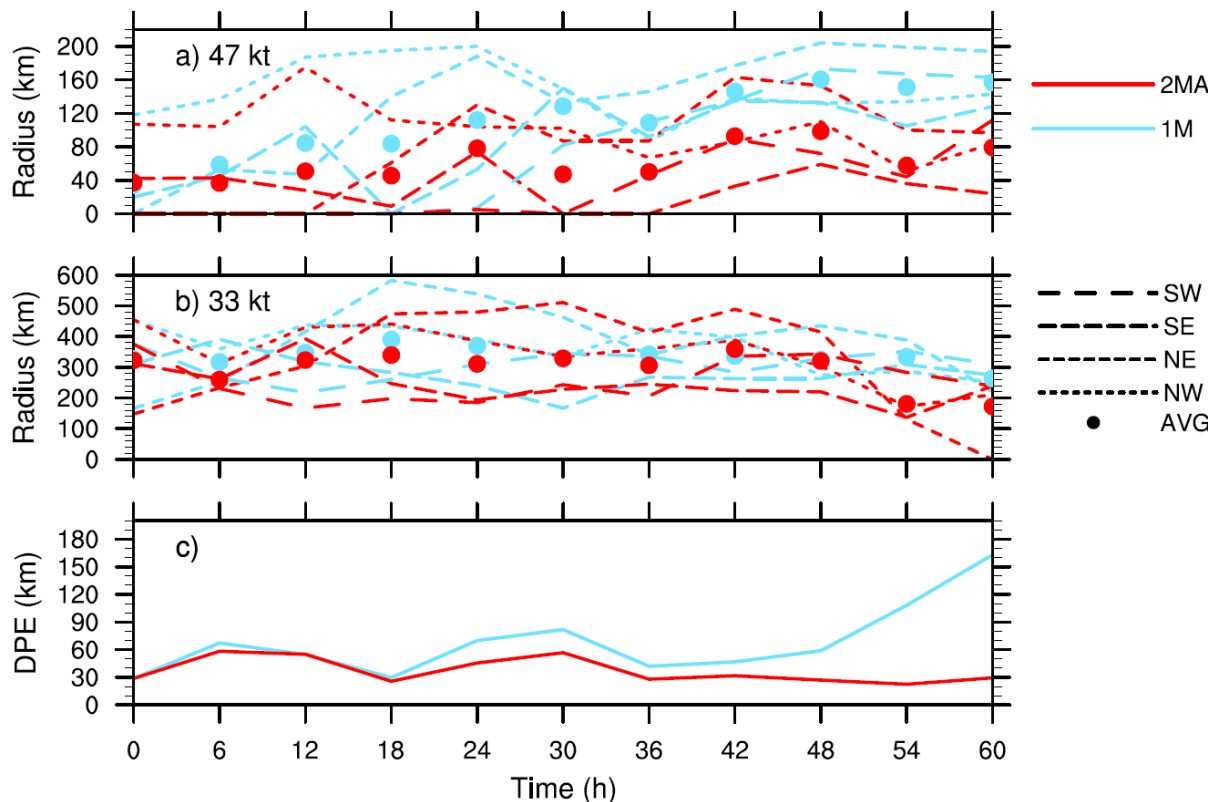


Figure 8: Evolution of a) the 47 knots wind speed extent (km), b) the 33 knots wind speed extent (km) and c) the Direct Positional Error (DPE, in km) for 1M (blue) and 2MA (red). In a) and b), the lines represent the evolution of the 47 knots radius and of the 33 knots radius in the four quadrants, while the dots show the average values.

Using a 1-moment microphysics scheme for the simulation of tropical cyclone Dumile leads to a larger and more symmetric system than using a 2-moment microphysics scheme coupled with an aerosol scheme. Tropical storms with more intense winds over a large radial distance tend to have a larger inertial stability and to be more resilient with respect to environmental influences. Thus the motion of these systems would be more sensitive to the beta drift (Fovell and Su, 2007; Fovell et al., 2016), which could partly explain the westward motion of the storm in 1M. The main difference between 1M and 2MA comes from the way cloud droplets and ice crystals are formed. In the 1-moment microphysics scheme used in 1M, the formation of cloud droplets is not limited by CCN availability but by thermodynamical conditions (water vapor saturation). However, the main source of CCN for the tropical cyclone in a clean maritime environment comes from sea salt emission by strong cyclonic winds. Therefore the CCN availability is determined by the location and strength of the horizontal surface winds. This effect can enhance convective asymmetries in the inner core of the system, which could also impact the tropical cyclone motion (Fovell et al., 2016). Several studies have shown that using different

microphysics schemes could impact the simulated tropical cyclone intensity through latent heat release associated with microphysical conversions (Wang, 2002; Zhu & Zhang, 2006; Li et al., 2013a, 2013b; Khain et al., 2016). It is likely that the CCN availability in the LIMA microphysics scheme is also a key point for the horizontal distribution of latent heating profiles.

6.2 Impact of aerosol-microphysics coupling

The importance of careful aerosol processing is illustrated through the comparison between 2MA and 2M. Figure 4a shows that the track of Dumile is very similar in both simulations and reproduces the analyzed track well. However, there are large differences in the evolution of the intensity (Figure 4b). The minimum sea level pressure evolves in the same way in 2M and 2MA during the first 24 hours. Then, the two curves diverge. Throughout the simulation, 2MA continues to intensify at a rate similar to the analyzed one. However, 2M starts to weaken dramatically after 24 hours due to the lack of sea salt aerosol emission to feed the microphysics scheme.

Figure 9 shows the number concentration of sea salt aerosols acting as CCN, and the cloud droplets and rain mixing ratio at 2000 m altitude on 1 January at 12 UTC. In 2MA, the number concentration of interstitial CCN associated with sea salt aerosols peaks in the inner core of the system, with values exceeding 100 cm^{-3} in some regions (Figure 9a). These sea salt aerosols are generated by the strong horizontal winds of the tropical cyclone primary circulation. CCN activation is very efficient in the eyewall and the inner rainband, where the number concentration of the interstitial CCN falls to less than 10 cm^{-3} while the number concentration of activated CCN exceeds 50 cm^{-3} . In the region with active nucleation, the cloud droplet mixing ratio is between 0.5 and 1 g kg^{-1} (Figure 9c). Aerosols are also efficiently removed by wet deposition in this region where raindrops are abundant (not shown). Since the scavenging is less efficient for aerosol particles with diameter between 0.2 and $2 \text{ }\mu\text{m}$ (Slinn, 1983), interstitial aerosol particles in this range of values are still available for activation into cloud droplets.

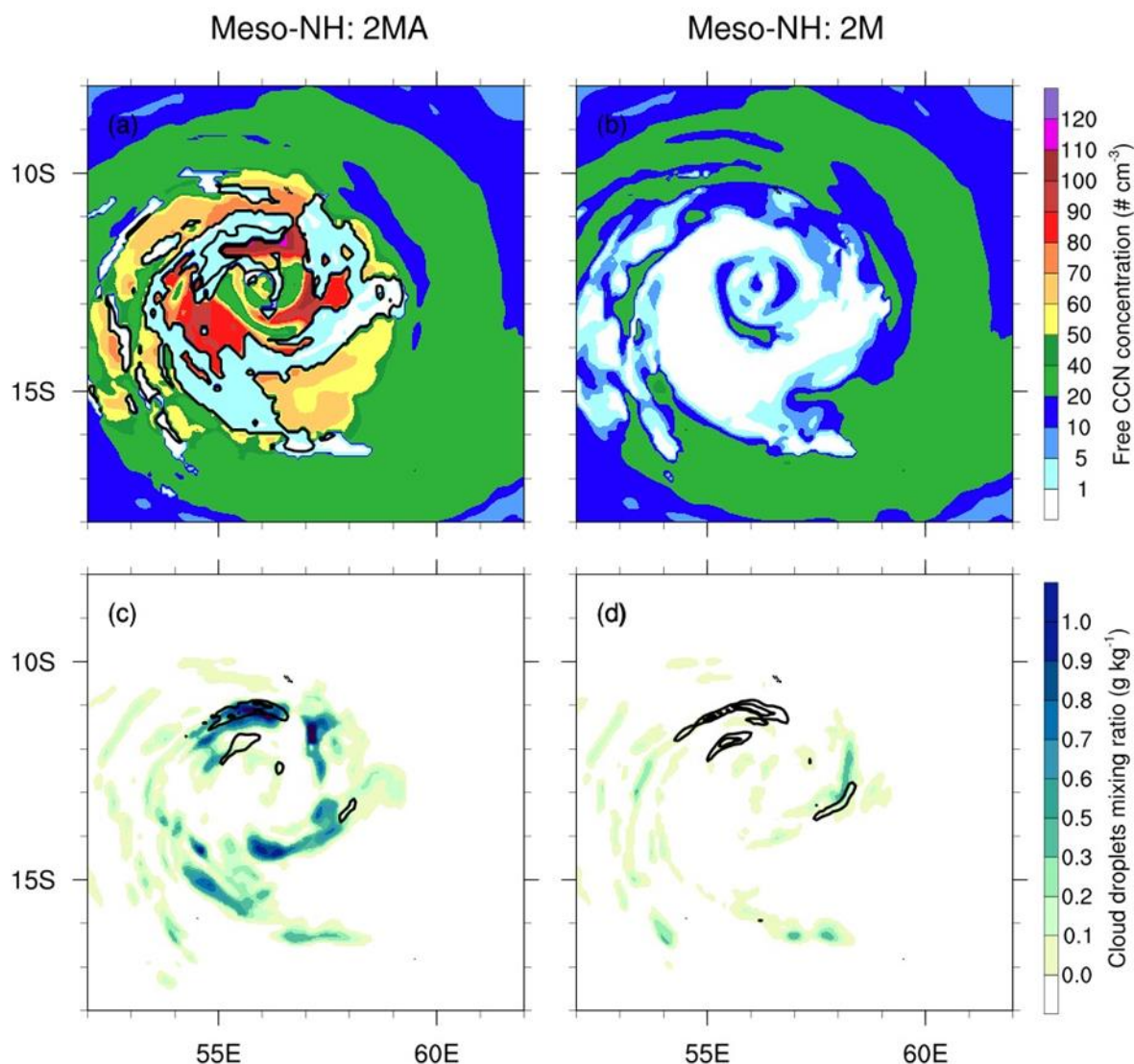


Figure 9. First line: Number concentration (cm^{-3}) of interstitial (colors) and activated (black isolines at 50 cm^{-3}) CCN associated with sea salt particles. Second line: Cloud droplets (colors) and rain (black isolines at 0.5 and 1 g kg^{-1}) mixing ratio (g kg^{-1}). The horizontal cross sections are taken at 2000 m altitude on 1 January at 12 UTC for the 2MA (right) and the 2M (left) simulations.

After only 12 hours of simulation, the number concentration of interstitial CCN in 2M is almost zero in the inner core of the system (Figure 9b); all interstitial CCN initially present in the domain being activated or scavenged. In the absence of sea salt emission in 2M, there is no longer a CCN source for cloud droplets to form in the inner core except those transported from the cyclone environment. Relatively low cloud droplet mixing ratios ($< 0.5 \text{ g kg}^{-1}$) are found in 2M (Figure 9d). Since there are no longer any interstitial CCN in the inner core region, the cloud droplet concentration is low, which is conducive to particles with larger diameters, and thus more prone to coalescence and conversion to raindrops (*e.g.* Twomey, 1977; Albrecht, 1989; Rosenfeld et al., 2012). In 2M, the raindrop mixing ratio exceeds 1 g kg^{-1} at 2000 m altitude in the northern part of the eyewall while it is around 0.5 g kg^{-1} in 2MA. Even if there are no more CCN to be activated into cloud droplets, the mass of cloud droplets can also be produced through ice melting and raindrop evaporation. Out of the inner core, the number concentration of interstitial CCN at 2000 m altitude is between 10 and 30 cm^{-3} in both simulations.

Up to now, kilometer-scale numerical studies dealing with the impact of aerosols on tropical cyclones (Khain et al., 2008, 2010, 2016; Rosenfeld et al., 2012; Hazra et al., 2013; Herbener et al., 2014; Wang et al., 2014; Lynn et al., 2016) have used more or less homogeneous aerosol fields with concentrations that decrease with height in the domain and at the initial state. Most of the time, arbitrarily fixed aerosol concentrations representative of clean maritime, clean continental or polluted continental values are supplied at the lateral boundaries and advected under favorable wind conditions. However, the local production of sea salt aerosols, which are considered as the most efficient CCN (*e.g.* O'Dowd et al., 1999; Andreae & Rosenfeld, 2008) is not considered in these studies, except in Wang et al. (2014). Sea salt aerosols are produced at the sea surface by bubble bursting during wave breaking (Blanchard, 1963) and by the tearing of wave crests at high wind speeds (Monahan et al., 1986). Thus they should be preferentially produced in the inner core of the cyclone where the strongest surface winds and waves are encountered. Therefore, even if aerosols are transported towards the storm by the flow, they can be activated into cloud droplets in the outer and inner rainbands before reaching the eyewall (Rosenfeld et al., 2012; Khain et al., 2016; Lynn et al., 2016). Under clean maritime conditions, this hypothesis of a continuous aerosol source supplied by advection from the lateral boundaries cannot be sustained. Moreover, most of the previous studies did not consider aerosol scavenging while it could prevent aerosol particles from the environment to be ingested in the inner core. This result shows that it is important to explicitly take account of the local production of sea salt aerosols associated with the high winds and waves in tropical cyclones to reproduce the aerosol-microphysics-dynamics interactions. It is important especially when performing simulations of long-lasting systems that need to generate their own condensation nuclei in clean atmosphere conditions.

7 Conclusions

In this paper, the coupling between the lognormal aerosol scheme ORILAM (Tulet et al., 2005) and the 2-moment microphysics scheme LIMA (Vié et al., 2016) implemented in the Meso-NH model is presented. A realistic aerosol field is initialized with the MACC analysis, which is also used for the lateral boundary conditions. A parameterization of the sea salt aerosol emission by high winds and waves (Ovadnevaite et al., 2014) is also considered. These new features are illustrated through the simulation of the tropical cyclone Dumile that evolved in the South-West Indian Ocean in 2013. The reference simulation using the aerosol-microphysics coupled system (2MA) represents the analyzed track and intensity well. The simulated structure of Dumile (rainband position, ice water content in convective and cirrus clouds, convection and wind asymmetries) also shows fairly good agreement with satellite observations (Meteosat, Windsat, CALIPSO and Cloudsat).

Several simulations were performed to analyze the advantages of such a coupled scheme. Using a 1-moment microphysics scheme tends to produce a more intense and more symmetrical tropical cyclone. It also displays higher winds over a large radial distance, which make it more resilient with respect to external forcing. It is assumed that, because of the beta drift, its track deviates to the west of the analyzed trajectory. Moreover, the production of sea salt aerosols (acting as the main source of CCN here) in regions with high winds and waves may induce or amplify convective asymmetries, which could also impact the storm track. On the contrary, in the 1-moment scheme, aerosols are supposed to be inexhaustible and available homogeneously over the domain.

In contrast, using a 2-moment microphysics scheme alone without sea salt aerosol regeneration at each time step leads to a dramatic weakening of the tropical storm after 24 hours of simulation. This is due to the rapid consumption of almost all interstitial CCN in the inner core of the system. Cloud droplet production drops off in the inner core. The production of cloud droplets in the outer rainbands and the supply of interstitial CCN through the lateral boundaries are not sufficient to maintain the cyclone structure and the intensity thus collapses rapidly. A 2-moment microphysics scheme where interstitial CCN are supplied by an aerosol scheme represents the interaction between the tropical cyclone and its source of cloud particles better in terms of numbers and location. Hence, it is necessary to take the aerosol-microphysics interactions into account to improve the tropical cyclone track, intensity and structure in numerical simulations at kilometer-scale resolution.

However, several limitations of this study must be pointed out and should be solved in future studies. First, a bulk scheme was used in this study. As reviewed by Khain et al. (2015) and Fan et al. (2016), bulk schemes are less adapted than bin schemes for aerosol-cloud interactions study. The main criticisms about bulk schemes are that most of them do not include a CCN budget, assume the saturation adjustment and use average fall velocities. Bin schemes allow to describe the microphysical processes with more accuracy, and no a priori information about the particle size distribution is needed. However, their extremely high computational cost prevents them from being used over large domains during long periods of time, and in operational models. Despite their accuracy, these schemes are limited by the lack of theoretical understanding of cloud microphysics (Fan et al., 2016). In this context, it was decided to use a new 2-moment bulk scheme coupled with an aerosol budget. Secondly, as stated by Vié and Pinty (2014), some uncertainties lie in the conversion between the aerosol mass from MACC and the number concentration in ORILAM or LIMA. This step should be better evaluated and calibrated. Nevertheless, despite some uncertainties in the aerosol number concentration, the 3D MACC analysis provides realistic aerosol distributions to serve as initial state and boundary conditions over this basin. Thirdly, the coupling between the atmospheric model Meso-NH, an oceanic model and a wave model is not considered. The coupling with an oceanic model is important since the ocean-atmosphere heat and humidity fluxes are considered as the fuel of the tropical cyclone and, in turn, the tropical cyclone modifies the ocean temperature and currents (Black et al., 2007; D'Asaro et al., 2014; and references therein). In addition, the sea salt emission parameterizations depend not only on the wind speed, but also on the sea surface temperature and the significant wave height (*e.g.* Grythe et al., 2014). In the case of Dumile, the ECMWF analysis was in a very good agreement with the best-track data. Consequently, the wave field extracted from ECMWF analysis was in rather good agreement with the Meso-NH surface wind field (not shown), despite a probable underestimation due to the lower resolution of IFS. Moreover, Dumile moved rather fast (at $\sim 20\text{-}25 \text{ km h}^{-1}$), which limited the negative feedback of the ocean surface cooling (Mei et al., 2012).

In this study, the effect of sea spray on the momentum, heat and moisture flux was not considered. However Andreas (2004) showed that sea spray reduce the air-sea momentum flux at high winds. Through the latent heat absorption and water vapour release during evaporation, sea sprays also modify the enthalpy flux (Wang et al., 2001). In a series of papers, Shpund et al. (2011, 2012, 2014) performed Large Eddy Simulations (LES) of the marine boundary layer under strong wind, using a spectral bin microphysics including the effects of sea spray. They highlighted the role of large eddies of the hurricane mixed layer in transporting part of the large sea spray aerosols upward, toward the cloud base, which could influence the microphysical structure of the cloud.

An ocean-wave-atmosphere coupled system (Voldoire et al., 2017; Pianezze et al., 2018) will be deployed in future studies of tropical cyclones in addition to the aerosol-microphysics coupling presented in this paper. The structure and variation of intensity of some intense tropical cyclones that have propagated in the South-West Indian Ocean recently (for example, Fantala in April 2016 or Enawo in March 2017) will be examined next, using a fully coupled system.

Acknowledgments

This work was supported by the French national program LEFE/INSU. Computer resources were allocated by GENCI (project 6660). This work was done during the PhD of T. Hoarau who is financially supported by the Réunion Region and the European Union Council. Data concerning tropical cyclone Dumile are available on the Web site of RSMC La Réunion. We also acknowledge ICARE Data and Services Center for providing CALIPSO and DARDAR-CLOUD data.

References

- Albrecht, B. A. (1989), Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness, *Science*, 245, 1227-1230, <https://doi.org/10.1126/science.245.4923.1227>
- Andreae, M. O., & D. Rosenfeld (2008), Aerosol-cloud-precipitation interactions. Part 1. The nature and sources of cloud-active aerosols, *Earth-Science Reviews*, 89, 13-41, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.03.001>
- Aouizerats, B., O. Thouron, P. Tulet, M. Mallet, L. Gomes, and J. S. Henzing (2010), Development of an online radiative module for the computation of aerosol optical properties in 3-D atmospheric models: validation during the EUCAARI campaign, *Geoscientific Model Development*, 3, 553-564, <https://doi.org/10.5194/gmd-3-553-2010>.
- Baray, J.-L., G. Clain, M. Plu, E. Feld, and P. Caroff (2010), Occurrence of monsoon depressions in the Southwest Indian Ocean: Synoptic descriptions and stratosphere to troposphere exchange investigations, *Journal of Geophysical Research*, 1-13, <https://doi.org/10.1029/2009JD013390>
- Barthe, C., T. Hoarau, and C. Bovalo (2016), Cloud electrification and lightning activity in a tropical cyclone-like vortex, *Atmospheric Research*, 180, 297-309, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.05.023>.
- Bechtold, P., E. Bazile, F. Guichard, P. Mascart, and E. Richard (2001), A mass-flux convection scheme for regional and global models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127, 869-886, <https://doi.org/10.1002/qj.49712757309>
- Berthet, S., M. Leriche, J.-P. Pinty, J. Cuesta, and G. Pigeon (2010), Scavenging of aerosol particles by rain in a cloud resolving model, *Atmospheric Research*, 96(2-3), 325-336, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2009.09.015>
- Blanchard, D. C. (1936), The electrification of the atmosphere by particles from bubbles in the sea, *Progress in Oceanography*, 1, 73-202, [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(63\)90004-1](https://doi.org/10.1016/0079-6611(63)90004-1).
- Black, P. G., E. A. D'Asaro, T. B. Sanford, W. M. Drennan, J. A. Zhang, J. R. French, P. P. Niiler, E. J. Terrill, and E. J. Walsh (2007), Air-Sea Exchange in Hurricanes: Synthesis of Observations from the Coupled Boundary Layer Air-Sea Transfer Experiment, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88, 357-374, <https://doi.org/10.1175/BAMS-88-3-357>
- Bougeault, P., & P. Lacarrère (1989), Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta-scale model, *Monthly Weather Review*, 117, 1872-1890, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<1872:POOITI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<1872:POOITI>2.0.CO;2)
- Brown, P. R., & P. N. Francis (1995), Improved measurements of the ice water content in cirrus using a total-water probe, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 12, 410-414, [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1995\)012<0410:IMOTIW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1995)012<0410:IMOTIW>2.0.CO;2)
- Caroff, P., C. Bientz, G. Boudart, T. Dupont, S. Langlade, and H. Quételard (2014), Cyclone season South-West Indian Ocean 2012-2013. Météo-France/Direction Interrégionale de La Réunion, 112 pp.
- Carrio, G. G., & W. R. Cotton (2011), Investigations of aerosol impacts on hurricanes: virtual seeding flights, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11, 2557-2567, <https://doi.org/10.5194/acp-11-2557-2011>

Claeys, M., (2016), Modélisation des aérosols marins et de leur impact radiatif direct sur le bassin méditerranéen dans le cadre du projet CHARMEX, PhD thesis, University of Toulouse, 271 pp.

Cohard, J., J.-P. Pinty, and C. Bedos (1998), Extending Twomey's Analytical Estimate of Nucleated Cloud Droplet Concentrations from CCN Spectra. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55, 3348–3357, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1998\)055<3348:ETSABO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1998)055<3348:ETSABO>2.0.CO;2).

Cooper, W. A. (1986), Ice initiation in natural clouds, *Meteorological Monographs*, 43, 29–32, <https://doi.org/10.1175/0065-9401-21.43.29>

Crumeyrolle, S., L. Gomes, P. Tulet, A. Matsuki, A. Schwarzenboeck, and K. Crahan (2008), Increase of the aerosol hygroscopicity by aqueous mixing in a mesoscale convective system: a case study from the AMMA campaign, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8, 6907–6924, <https://doi.org/10.5194/acp-11-479-2011>

Cuxart, J., P. Bougeault, and J.-L. Redelsperger (2000), A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126, 1–30, <https://doi.org/10.1002/qj.49712656202>

D'Asaro, E., P. G. Black, L. R. Centurioni, Y. Chang, S. S. Chen, R. C. Foster, H. C. Graber, P. Harr, V. Hormann, R. Lien, I. Lin, T. B. Sanford, T. Tang, and C. Wu (2014), Impact of Typhoons on the Ocean in the Pacific, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95, 1405–1418, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00104.1>

Delanoë, J., & R. J. Hogan (2008), A variational scheme for retrieving ice cloud properties from combined radar, lidar, and infrared radiometer, *Journal of Geophysical Research*, 113, D07204, <https://doi.org/10.1029/2007JD009000>

Delanoë, J., & R. J. Hogan (2010), Combined CloudSat-CALIPSO-MODIS retrievals of the properties of ice clouds, *Journal of Geophysical Research*, 115, D00H29, <https://doi.org/10.1029/2009JD012346>

Duflot, V., P. Royer, P. Chazette, J.-L. Baray, Y. Courcoux, and R. Delmas (2011), Marine and biomass burning aerosols in the southern Indian Ocean: Retrieval of aerosol optical properties from shipborne lidar and Sun photometer measurements, *Journal of Geophysical Research*, 116, D18208, <https://doi.org/10.1029/2011JD015839>

Fairall, C. W., E. F. Bradley, D. P. Rogers, J. B. Edson, and G. S. Young (1996), Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment, *Journal of Geophysical Research*, 101(C2), 3747–3764, <https://doi.org/10.1029/95JC03205>

Fan, J., Y. Wang, D. Rosenfeld, and X. Liu (2016), Review of Aerosol-Cloud Interactions : Mechanisms, Significance, and Challenges. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 73, 4221–4252, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-16-0037.1>.

Fletcher, N. H. (1962), *The Physics of Rain Clouds*. Cambridge University Press, 386 pp.

Fovell, R. G., & H. Su (2007), Impact of cloud microphysics on hurricane track forecasts, *Geophysical Research Letters*, 34, L24810, <https://doi.org/10.1029/2007GL031723>

Fovell, R. G., K. L. Corbosiero, and H. Kuo (2009), Cloud Microphysics Impact on Hurricane Track as Revealed in Idealized Experiments, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66, 1764–1778, <https://doi.org/10.1175/2008JAS2874.1>

Fovell, R. G., K. L. Corbosiero, A. Seifert, and K.-N. Liou (2010), Impact of cloud-radiative processes on hurricane track, *Geophysical Research Letters*, 37, L07808, <https://doi.org/10.1029/2010GL042691>

Fovell, R. G., Y. P. Bu, K. L. Corbosiero, W. Tung, Y. Cao, H. Kuo, L. Hsu, and H. Su (2016), Influence of Cloud Microphysics and Radiation on Tropical Cyclone Structure and Motion, *Meteorological Monographs*, 56, 11.1–11.27, <https://doi.org/10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-15-0006.1>.

Franklin, C. N., G. J. Holland, and P. T. May (2005), Sensitivity of Tropical Cyclone Rainbands to Ice-Phase Microphysics, *Monthly Weather Review*, 133, 2473–2493, <https://doi.org/10.1175/MWR2989.1>

Gregory, D., J.-J. Morcrette, C. Jakob, A. C. M. Beljaars, and T. Stockdale (2000), Revision of convection, radiation and cloud schemes in the ECMWF integrated forecasting system, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126: 1685–1710, <https://doi.org/10.1002/qj.49712656607>

Grimi, A., P. Tulet, and L. Gomes (2006), Dusty weather forecasts using the MesoNH mesoscale atmospheric model, *Journal of Geophysical Research*, 111, D19205, <https://doi.org/10.1029/2005JD007007>.

Grythe, H., J. Ström, R. Krejci, P. Quinn, and A. Stohl (2014), A review of sea-spray aerosol source functions using a large global set of sea salt aerosol concentration measurements, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14, 1277-1297, <https://doi.org/10.5194/acp-14-1277-2014>.

Herbener, S. R., S. C. van den Heever, G. G. Carrió, S. M. Saleeby, and W. R. Cotton (2014), Aerosol Indirect Effects on Idealized Tropical Cyclone Dynamics, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71, 2040-2055, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-0202.1>

Hallett, J., & S. C. Mossop (1974), Production of secondary ice particles during the riming process, *Nature*, 249, 26-28, <http://dx.doi.org/10.1038/249026a0>

Hazra, A., P. Mukhopadhyay, S. Taraphdar, J.-P. Chen, and W. R. Cotton (2013), Impact of aerosols on tropical cyclones: An investigation using convection-permitting model simulation, *Journal Geophysical Research: Atmospheres*, 118, 7157-7168, <https://doi.org/10.1002/jgrd.50546>

Islam, T., P. K. Srivastava, M. A. Rico-Ramirez, Q. Dai, M. Gupta, and S. K. Singh (2015), Tracking a tropical cyclone through WRF–ARW simulation and sensitivity of model physics. *Natural Hazards*, 76(3), 1473-1495, <https://doi.org/10.1007/s11069-014-1494-8>

Jin, Y., S. Wang, J. Nachamkin, J.D. Doyle, G. Thompson, L. Grasso, T. Holt, J. Moskaitis, H. Jin, R.M. Hodur, Q. Zhao, M. Liu, and M. DeMaria (2014), The Impact of Ice Phase Cloud Parameterizations on Tropical Cyclone Prediction, *Monthly Weather Review*, 142, 606-625, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-13-00058.1>

Kärcher, B., & U. Lohmann (2002), A parameterization of cirrus cloud formation: Homogeneous freezing including effects of aerosol size, *Journal Geophysical Research*, 107(D23), <https://doi.org/10.1029/2001JD001429>

Khain, A.P., N. BenMoshe, and A. Pokrovsky (2008), Factors Determining the Impact of Aerosols on Surface Precipitation from Clouds: An Attempt at Classification, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65, 1721–1748, <https://doi.org/10.1175/2007JAS2515.1>

Khain, A., B. Lynn, and J. Dudhia (2010), Aerosol effects on intensity of landfalling hurricanes as seen from simulations with the WRF model with spectral bin microphysics, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67, 365-384, <https://doi.org/10.1175/2009JAS3210.1>

- Khain, A. P., K. D. Beheng, A. Heymsfield, A. Korolev, S. O. Krichak, Z. Levin, M. Pinsky, V. Phillips, T. Prabhakaran, A. Teller, S. C. van den Heever, and J.-I. Yano (2015), Representation of Microphysical Processes in Cloud-Resolving Models: Spectral (Bin) Microphysics versus Bulk Parameterization, *Review of Geophysics*, 53, 247-322, <http://dx.doi.org/10.1002/2014RG000468>.
- Khain, A., B. Lynn, and J. Shpund (2016), High resolution WRF simulations of Hurricane Irene: Sensitivity to aerosols and choice of microphysical schemes, *Atmospheric Research*, 167, 129-145, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.07.014>
- Lebeaupin, C., V. Ducrocq, and H. Giordani (2006), Sensitivity of torrential rain events to the sea surface temperature based on high-resolution numerical forecasts, *Journal of Geophysical Research*, 111, D12110, <https://doi.org/10.1029/2005JD006541>
- Li, X., and Z. Pu (2008), Sensitivity of Numerical Simulation of Early Rapid Intensification of Hurricane Emily (2005) to Cloud Microphysical and Planetary Boundary Layer Parameterizations, *Monthly Weather Review*, 136, 4819-4838, <https://doi.org/10.1175/2008MWR2366.1>
- Li, Y., E. J. Zipser, S. K. Krueger, and M. A. Zulauf (2008), Cloud-Resolving Modeling of Deep Convection during KWAJEX. Part I: Comparison to TRMM Satellite and Ground-Based Radar Observations. *Monthly Weather Review*, 136, 2699–2712, <https://doi.org/10.1175/2007MWR2258.1>
- Li, J., G. Wang, W. Lin, Q. He, Y. Feng, and J. Mao (2013), Cloud-scale simulation study of Typhoon Hagupit (2008) Part I: Microphysical processes of the inner core and three-dimensional structure of the latent heat budget, *Atmospheric Research*, 120-121, 170-180, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2012.08.015>
- Lin, Y., R. D. Farley, and H. D. Orville (1983), Bulk Parameterization of the snow field in a cloud model, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 22, 1065-1092, [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1983\)022<1065:BPOTSF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1983)022<1065:BPOTSF>2.0.CO;2)
- Lord, S. J., H. E. Willoughby, and J. M. Piotrowicz (1984), Role of a parameterized ice-phase microphysics in an axisymmetric, nonhydrostatic tropical cyclone model, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41, 2836-2848, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1984\)041<2836:ROAPIP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1984)041<2836:ROAPIP>2.0.CO;2)
- Lynn, B. H., A. P. Khain, J. W. Bao, S. A. Michelson, T. Yuan, G. Kelman, D. Rosenfeld, J. Shpund, and N. Benmoshe (2016), The Sensitivity of Hurricane Irene to Aerosols and Ocean Coupling: Simulations with WRF Spectral Bin Microphysics, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 73, 467–486, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-14-0150.1>
- Masson, V., P. Le Moigne, E. Martin, S. Faroux, A. Alias, R. Alkama, S. Belamari, A. Barbu, A. Boone, F. Bouyssel, P. Brousseau, E. Brun, J.-C. Calvet, D. Carrer, B. Decharme, C. Delire, S. Donier, K. Essaouini, A.-L. Gibelin, H. Giordani, F. Habets, M. Jidane, G. Kerdraon, E. Kourzeneva, M. Lafaysse, S. Lafont, C. Lebeaupin Brossier, A. Lemonsu, J.-F. Mahfouf, P. Marguinaud, M. Mokhtari, S. Morin, G. Pigeon, R. Salgado, Y. Seity, F. Taillefer, G. Tanguy, P. Tulet, B. Vincendon, V. Vionnet, and A. Voldoire (2013), The SURFEXv7.2 externalized platform for the simulation of Earth surface variables and fluxes, *Geoscientific Model Development*, 6, 929-960, <https://doi.org/10.5194/gmd-6-929-2013>
- McFarquhar, G. M., and R. A. Black (2004), Observations of Particle Size and Phase in Tropical Cyclones: Implications for Mesoscale Modeling of Microphysical Processes, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61, 422-439, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2004\)061<0422:OOPSAP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2004)061<0422:OOPSAP>2.0.CO;2)

McFarquhar, G. M., H. Zhang, G. Heymsfield, J. B. Halverson, R. Hood, J. Dudhia, F. Marks (2006), Factors Affecting the Evolution of Hurricane Erin (2001) and the Distributions of Hydrometeors: Role of Microphysical Processes, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63, 127-150, <https://doi.org/10.1175/JAS3590.1>

Mei, W., C. Pasquero, and F. Primeau (2012), The effect of translation speed upon the intensity of tropical cyclones over the tropical ocean, *Geophysical Research Letters*, 39, L07801, <https://doi.org/10.1029/2011GL050765>

Milbrandt, J. A., and M. K. Yau (2005), A Multimoment Bulk Microphysics Parameterization. Part II: A Proposed Three-Moment Closure and Scheme Description, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62, 3065-3081, <https://doi.org/10.1175/JAS3535.1>

Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough (1997), Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave, *Journal of Geophysical Research*, 102(D14), 16663-16682, <https://doi.org/10.1029/97JD00237>.

Mohktari, M., L. Gomes, P. Tulet, and T. Rezoug (2012), Importance of the surface size distribution of erodible material: an improvement of the Dust Entrainment And Deposition (DEAD) Model, *Geoscientific Model Development*, 5, 581-598., <https://doi.org/10.5194/gmd-5-581-2012>

Monahan, E. C., D. E. Spiel, and K. L. Davidson (1986), A model of marine aerosol generation via whitecaps and wave disruption, *Oceanic Whitecaps and Their Role in Air-Sea Exchange Processes*, edited by: Monahan, E. C., G. MacNiocail, Reidel, Dordrecht, the Netherlands, 167-174, 1986

Morcrette, J.-J., O. Boucher, L. Jones, D. Salmond, P. Bechtold, A. Beljaars, A. Benedetti, A. Bonet, J. W. Kaiser, M. Razinger, M. Schulz, S. Serrar, A. J. Simmons, M. Sofiev, M. Suttie, A. M. Tompkins, and A. Untch (2009), Aerosol analysis and forecast in the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Integrated Forecast System: Forward modeling, *Journal of Geophysical Research*, 114, D06206, <https://doi.org/10.1029/2008JD011235>.

O'Dowd, C. D., J. Lowe, M. H. Smith, and A. D. Kaye (1999), The relative importance of sea-salt and nss-sulphate aerosol to the marine CCN population: an improved multi-component aerosol-droplet parameterisation, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125, 1295-1313, <https://doi.org/10.1256/smsqj.55609>

Ovadnevaite, J., A. Manders, G. de Leeuw, D. Ceburnis, C. Monahan, A.-I. Partanen, H. Korhonen, and C. D. O'Dowd (2014), A sea spray aerosol flux parameterization encapsulating wave state, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14, 1837-1852, <https://doi.org/10.5194/acp-14-1837-2014>

Phillips, V. T., P. J. DeMott, and C. Andronache (2008), An Empirical Parameterization of Heterogeneous Ice Nucleation for Multiple Chemical Species of Aerosol, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65, 2757-2783, <https://doi.org/10.1175/2007JAS2546.1>

Phillips, V. T., P. J. Demott, C. Andronache, K. A. Pratt, K. A. Prather, R. Subramanian, and C. Twohy (2013), Improvements to an Empirical Parameterization of Heterogeneous Ice Nucleation and Its Comparison with Observations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 70, 378-409, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-12-080.1>

Pianezze, J., C. Barthe, S. Bielli, P. Tulet, S. Jullien, G. Cambon, O. Bousquet, M. Claeys, and E. Cordier (2018), A New Coupled Ocean-Waves-Atmosphere Model Designed for Tropical Storm Studies : Example of Tropical Cyclone Bejisa (2013-2014) in the South-West Indian Ocean. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 10, <http://dx.doi.org/10.1002/2017MS001177>.

- Pinty, J.-P., & P. Jabouille (1998), A mixed-phase cloud parameterization for use in mesoscale non-hydrostatic model: simulations of a squall line and of orographic precipitations, Proceedings of Conference on Cloud Physics, Everett, WA, USA, American Meteorological Society, 217-220
- Pruppacher, H. R. (1995), A New Look at Homogeneous Ice Nucleation in Supercooled Water Drops, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52, 1924–1933, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1995\)052<1924:ANLAHI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1995)052<1924:ANLAHI>2.0.CO;2)
- Rosenfeld, D., W. L. Woodley, A. Khain, W. R. Cotton, G. Carrió, I. Ginis, and J. H. Golden (2012), Aerosol Effects on Microstructure and Intensity of Tropical Cyclones, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93, 987–1001, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00147.1>
- Rutledge, S.A., & P. Hobbs (1983), The Mesoscale and Microscale Structure and Organization of Clouds and Precipitation in Midlatitude Cyclones. VIII: A Model for the “Seeder-Feeder” Process in Warm-Frontal Rainbands, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 40, 1185–1206, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1983\)040<1185:TMAMSA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1983)040<1185:TMAMSA>2.0.CO;2)
- Saleeby, S. M., & W. R. Cotton (2008), A Binned Approach to Cloud-Droplet Riming Implemented in a Bulk Microphysics Model, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47, 694–703, <https://doi.org/10.1175/2007JAMC1664.1>
- Seity, Y., P. Brousseau, S. Malardel, G. Hello, P. Bénard, F. Bouttier, C. Lac, and V. Masson (2011), The AROME-France Convective-Scale Operational Model. *Monthly Weather Review*, 139, 976-991, <https://doi.org/10.1175/2010MWR3425.1>
- Shpund, J., M. Pinsky, and A. Khain (2011), Microphysical Structure of the Marine Boundary Layer Under Strong Wind and Spray Formation as Seen from Simulations Using a 2D Explicit Microphysical Model. Part I: The Impact of Large Eddies. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68, 2366–2384, <https://doi.org/10.1175/2011JAS3652.1>
- Shpund J., J. A. Zhang, M. Pinsky, and A. Khain (2012), Microphysical Structure of the Marine Atmospheric Mixed Layer under Strong Wind and Sea Spray Formation as Seen from a 2D Explicit Microphysical Model. Part II: The Role of Sea Spray. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69, 3501-3514, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-11-0281.1>
- Shpund J., J. A. Zhang, M. Pinsky, and A. Khain (2014), Microphysical Structure of the Marine Boundary Layer under Strong Wind and Sea Spray Formation as Seen from a 2D Explicit Microphysical Model. Part III: Parameterization of Height-Dependent Droplet Size Distribution. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71, 1914–1934, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-12-0201.1>
- Slinn, W. G. N. (1983) *Atmospheric Sciences and Power Production 1979*, chap. 11, Precipitation Scavenging, U.S. Department of Energy, Washington, D.C
- Stephens, G. L., D. G. Vane, R. J. Boain, G. G. Mace, K. Sassen, Z. Wang, A. J. Illingworth, E. J. O'Connor, W. B. Rossow, S. L. Durden, S. D. Miller, R. T. Austin, A. Benedetti, C. Mitrescu, and T. CloudSat Science Team (2002), The Cloudsat Mission and the A-Train, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83(12), 1771–1790, <https://doi.org/10.1175/BAMS-83-12-1771>
- Thompson, G., P. R. Field, R. M. Rasmussen, and W. D. Hall (2008), Explicit Forecasts of Winter Precipitation Using an Improved Bulk Microphysics Scheme. Part II: Implementation of a New Snow Parameterization, *Monthly Weather Review*, 136, 5095–5115, <https://doi.org/10.1175/2008MWR2387.1>

Tulet, P., V. Crassier, F. Cousin, K. Shure, and R. Rosset (2005), ORILAM, A three moment lognormal aerosol scheme for mesoscale atmospheric model. On-line coupling into the MesoNH-C model and validation on the ESCOMPTE campaign, *Journal of Geophysical Research*, 110, D18201, <https://doi.org/10.1029/2004>

Tulet, P., M. Mallet, V. Pont, J. Pelon, and A. Boone (2008), The 7-13 March, 2006, dust storm over West Africa : generation, transport and vertical stratification, *Journal of Geophysical Research*, 113, D00C08, <https://doi.org/10.1029/2008JD009871>.

Tulet, P., K. Crahan-Kaku, M. Leriche, and B. Aouizerats (2010), Mixing of dust aerosols into a mesoscale convective system. Generation, filtering and possible feedbacks on ice anvils, *Atmospheric Research*, 96, 302-314, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2009.09.011>

Twomey, S. (1959), The nuclei of natural cloud formation part II: The supersaturation in natural clouds and the variation of cloud droplet concentration, *Geofisica pura e applicata*, 43, 243-249.

Twomey, S. (1977), The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 34(7), 1149–1152, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1977\)034<1149:TIOPTO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1977)034<1149:TIOPTO>2.0.CO;2)

Van den Heever, S. C., G. G. Carrió, W. R. Cotton, P. J. DeMott, and A. J. Prenni (2006), Impacts of Nucleating Aerosol on Florida Storms. Part I: Mesoscale Simulations, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63, 1752–1775, <https://doi.org/10.1175/JAS3713.1>

Van den Heever, S. C., and W. R. Cotton (2007), Urban Aerosol Impacts on Downwind Convective Storms, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46, 828–850, <https://doi.org/10.1175/JAM2492>.

Veron, F. (2015), Ocean sprays, *Annual Review of Fluid Mechanics*, 47, 1, 507-538, <https://doi:10.1146/annurev-fluid-010814-014651>.

Vié, B., & J.-P. Pinty (2014), LIMA: a two-moment mixed-phase microphysical scheme driven by a multimodal population of cloud condensation and ice freezing nuclei. Proceedings of 14th Conference on Cloud Physics, American Meteorological Society, Boston (MA, USA).

Vié, B., J.-P. Pinty, S. Berthet, and M. Leriche, (2016), LIMA (v1.0): A quasi two-moment microphysical scheme driven by a multimodal population of cloud condensation and ice freezing nuclei, *Geoscientific Model Development*, 9, 567-586, <https://doi.org/10.5194/gmd-9-567-2016>

Voldoire, A., Decharme, B., Pianezze, J., Lebeaupin Brossier, C., Sevault, F., Seyfried, L., Garnier, V., Bielli, S., Valcke, S., Alias, A., Accensi, M., Arduin, F., Bouin, M.-N., Ducrocq, V., Faroux, S., Giordani, H., Léger, F., Marsaleix, P., Raynaud, R., Redelsperger, J.-L., Richard, E., and Riette, S. (2017), The seamless and multi-model coupling between atmosphere, land, hydrology, ocean, waves and sea-ice models based on SURFEX surface model using OASIS3-MCT, *Geoscience Model Development Discussion*, <https://doi.org/10.5194/gmd-2017-91>

Wang, Y. (2002), An Explicit Simulation of Tropical Cyclones with a Triply Nested Movable Mesh Primitive Equation Model: TCM3. Part II: Model Refinements and Sensitivity to Cloud Microphysics Parameterization, *Monthly Weather Review*, 130, 3022–3036, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2002\)130<3022:AESOTC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2002)130<3022:AESOTC>2.0.CO;2)

Wang, Y., K.-H. Lee, Y. Lin, M. Levy, and R. Zhang (2014), Distinct effects of anthropogenic aerosols on tropical cyclones, *Nature Climate Change*, 4, 368–373.

Willoughby, H. E., F. D. Marks, and R. J. Feinberg (1984), Stationary and Moving Convective Bands in Hurricanes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41, 3189–3211, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1984\)041<3189:SAMCBI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1984)041<3189:SAMCBI>2.0.CO;2)

Winker, D. M., J. Pelon, J. A. Coakley, S. A. Ackerman, R. J. Charlson, P. R. Colarco, P. Flamant, Q. Fu, R. M. Hoff, C. Kittaka, T. L. Kubar, H. Le Treut, M. P. McCormick, G. Mégie, L. Poole, K. Powell, C. Trepte, M. A. Vaughan, and B. A. Wielicki (2010), The CALIPSO Mission, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91, 1211–1230, <https://doi.org/10.1175/2010BAMS3009.1>

Zender, C. S., H. Bian, and D. Newman (2003), Mineral Dust Entrainment and Deposition (DEAD) model: Description and 1990s dust climatology, *Journal of Geophysical Research*, 108, <https://doi.org/10.1029/2002JD002775>

Zhang, H., G. M. McFarquhar, S. M. Saleeby, and W. R. Cotton (2007), Impacts of Saharan dust as CCN on the evolution of an idealized tropical cyclone, *Geophysical Research Letters*, 34, L14812, <https://doi.org/10.1029/2007GL029876>

Zhu, T., & D. Zhang (2006), Numerical Simulation of Hurricane Bonnie (1998). Part II: Sensitivity to Varying Cloud Microphysical Processes, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63, 109–126, <https://doi.org/10.1175/JAS3599.1>

3.3. Méthodologie du couplage LIMA-ORILAM

Le schéma microphysique LIMA seul ne propose pas de régénération en surface des CCN ou des IFN (section 2.1.1). C'est pourquoi nous avons développé au cours de cette thèse un couplage interactif avec ORILAM. Le principe général du couplage a été présenté dans l'article (section 3.2). Ici, nous présentons plus en détails le passage des champs d'aérosols entre MACC et ORILAM pour l'initialisation, et entre ORILAM et LIMA pour l'activation.

3.3.1. Initialisation des champs d'aérosols par MACC

Lorsque le couplage entre ORILAM et LIMA est activé, les gammes d'aérosols MACC sont transférées, non pas directement à LIMA, mais à ORILAM. Ici, la difficulté réside dans le passage d'une répartition des aérosols par gamme de tailles (MACC) à une répartition des aérosols dans des modes lognormaux (ORILAM). L'objectif est d'obtenir un ordre de grandeur réaliste propre à chaque mode d'aérosol en se basant sur la littérature : de l'ordre de 1000 particules par cm^3 pour le mode d'Aitken, (ii) 100 cm^3 pour le mode d'accumulation, et (iii) 10 cm^3 pour le mode grossier.

Sels marins

En ce qui concerne les sels marins, la difficulté est de garder la cohérence entre les champs d'aérosols initiaux qui sont également générés aux limites du domaine, et les aérosols émis via la paramétrisation d'Ovadnevaite et al. (2014). La méthode par défaut consiste à sommer les masses des trois gammes MACC pour initialiser le mode CCN de LIMA correspondant aux sels marins.

Dans le cas du couplage ORILAM-LIMA, un fractionnement des masses MACC est nécessaire pour initialiser les modes lognormaux ORILAM. La figure 51 montre que les concentrations en masses de la fonction OVA couvrent en grande majorité les gammes MACC, exceptée la gamme comprise entre 20 μm et 40 μm . Nous choisissons de calculer le rapport de mélange total r_{MACC} et de la répartir dans les trois modes ORILAM r_i :

$$r_{MACC} = r_a + r_b + r_c \quad (3.1)$$

$$r_i = \frac{r_{MACC}}{3} \quad (3.2)$$

Où r_a , r_b , et r_c sont les masses propres à chaque gamme MACC. L'avantage de cette méthode est d'obtenir des concentrations réalistes de l'ordre de 100 cm^{-3} lors du passage d'ORILAM à LIMA. On convertit ensuite les rapports de mélange r_i en concentration en nombre N_{free} , en tenant compte du diamètre médian d_i , de l'écart-type σ_i , et de la densité des sels marins ρ_i :

$$N_{free} = \frac{r_i}{\rho_i \frac{6}{\pi} d_i^3 e^{(-4.5(\log(\sigma_i)^2))}} \quad (3.3)$$

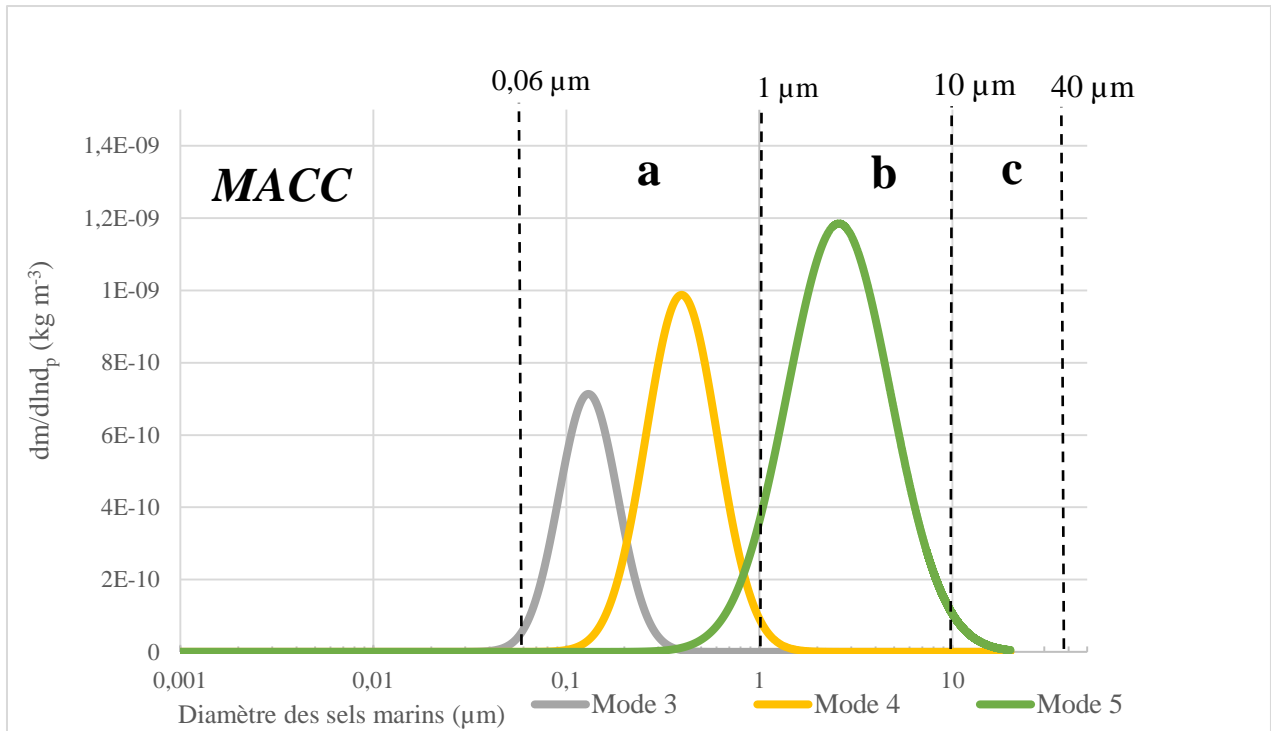


Figure 51. Distribution en taille de la masse des modes 3,4 et 5 des sels marins selon la paramétrisation OVA, superposés aux gammes de diamètres MACC. Les concentrations totales notées N sont ici ajustées afin d'obtenir la même échelle de valeurs en ordonnée. Les propriétés des modes OVA sont décrites par Ovadnevaite et al., 2014 (tableau 3).

Nous faisons le choix de gérer différemment l'initialisation du mode ultrafin et du mode d'Aitken de sels marins car nous ne les considérons pas comme activables en tant que CCN : ils sont initialisés respectivement à partir d'une concentration faible de $1 \cdot 10^{-5}$ particules par cm^{-3} et d'un rapport de mélange r_i .

Poussières désertiques

Deux méthodes sont possibles concernant l'initialisation des poussières désertiques. La méthode par défaut consiste à récupérer uniquement la gamme *b* (1-10 μm) de MACC pour initialiser le mode d'IFN interstitiel de LIMA. Cette méthode est applicable si l'on considère que la gamme *a* (0.06-1 μm) correspond à des aérosols de diamètre trop faible et que la gamme *c* contient la majeure fraction de la masse mais une faible concentration en nombre, ce qui la rend négligeable pour l'activation.

Étant donné les incertitudes sur la distribution en taille des poussières désertiques dans notre cas d'étude et la proximité d'une partie des sources potentielles (Afrique de l'Est), nous choisissons de tenir compte des 3 gammes MACC. Étant donné la cohérence entre les gammes MACC et les modes lognormaux ayant les propriétés issues de la campagne AMMA (figure 52), nous transférons simplement chaque masse issue des analyses MACC dans le mode ORILAM. L'avantage de cette méthode est d'obtenir des ordres de grandeur cohérents, propres à chaque mode, et de tenir compte d'une large gamme de diamètres. Toutefois, le biais de cette méthode est l'intégration d'une fraction de masse d'aérosols due aux particules dont le diamètre est compris entre 0,06 μm et 0,1 μm , alors que ces particules ne sont pas considérées comme activables selon Phillips et al. (2008).

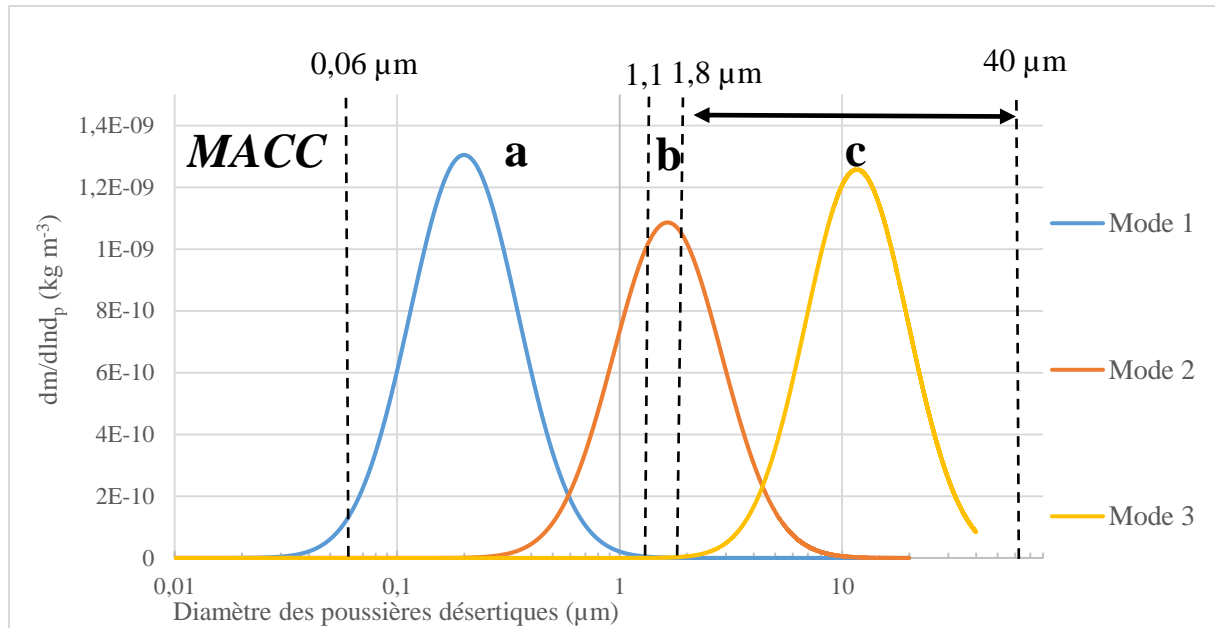


Figure 52. Distribution en taille des modes de poussières désertiques selon les propriétés AMMA superposés aux gammes de diamètre MACC. Les propriétés des trois modes AMMA sont décrites dans Crumeyrolles et al., (2008)

3.3.2. Transfert des aérosols dans le schéma microphysique et activation

Le couplage entre ORILAM et LIMA consiste à transférer les aérosols émis par SURFEX, puis transportés par ORILAM, dans LIMA en tant que CCN interstitiel. A chaque pas de temps, le champ de CCN interstitiels est réinitialisé à partir des concentrations en nombre ORILAM.

Nous considérons pour l'activation des sels marins les modes 3,4 et 5 de la fonction OVA, *i.e.* les modes les plus aptes à s'activer en gouttelettes nuageuses. Toutefois, la distribution en taille du mode unique de LIMA n'englobe pas complètement les gammes de diamètre des trois modes OVA réunis (figure 53a). Pour cette première version du couplage, nous faisons le choix de garder les propriétés du mode LIMA tout en additionnant les trois modes OVA.

Nous procédons de même pour les poussières désertiques. Bien que le mode 2 joue le rôle le plus important dans l'activation des cristaux de glace du fait de sa taille et de sa concentration en nombre, nous incluons également les modes 1 et 3 pour cette première approche (figure 53b).

Nous ne considérons pas de puits par activation dans ORILAM. En revanche, nous tenons compte de l'activation au pas de temps précédent, tel que, pour un mode d'aérosol LIMA interstitiel, noté CCN_{free} (ou IFN_{free}), un mode d'aérosol activé noté CCN_{acti} (ou IFN_{nucl}) et un mode d'aérosol ORILAM noté CCN_{SS} (ou IFN_d) :

$$CCN_{free(1)}(t) = \sum_{i=3}^5 CCN_{SS(i)}(t) - CCN_{acti(1)}(t - dt) \quad (3.4)$$

$$IFN_{free(1)}(t) = \sum_{i=1}^3 IFN_{d(i)}(t) - IFN_{nucl(1)}(t - dt) \quad (3.5)$$

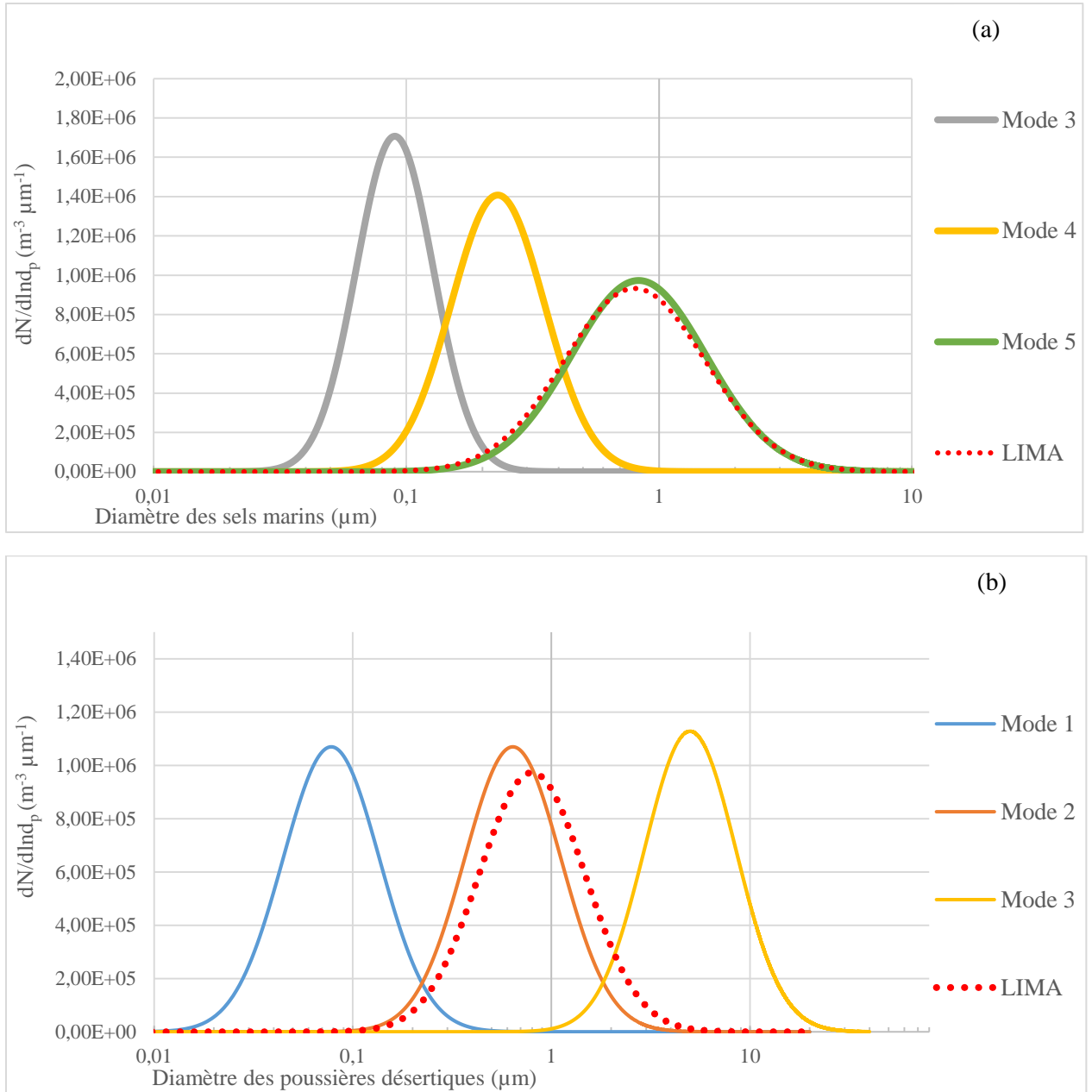


Figure 53. (a) Distribution en taille des modes OVA et du mode LIMA correspondant aux sels marins ;(b) Distribution en taille des modes AMMA définis selon Crumeyrolle et al. (2008) et du mode LIMA correspondant aux poussières désertiques. La valeur de la concentration totale notée N (équation 1.10) est $1,5 \text{ cm}^{-3}$.

L'unique puits d'aérosols dans ORILAM est le lessivage des aérosols par les gouttelettes nuageuses et les gouttes de pluie (Tulet et al., 2010), qui s'écrit sous la forme :

$$(1) cM_p = \frac{1.35 \text{ lwc } D_p}{r_c^2} \quad (3.6)$$

$$(2) cM_p = \frac{3E}{2 r_r} F_r \quad (3.7)$$

Où lwc est le contenu en eau liquide (g cm^{-3}), D_p est la diffusivité de la particule ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$), r_c est le rayon de la gouttelette nuage (m), E est le coefficient d'efficacité de collection (Tost et al., 2006), r_r est le rayon des gouttes de pluie, et F_r représente le flux de précipitations ($\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$).

La figure 54 schématise les interactions entre les différents modules lorsque le couplage est activé.

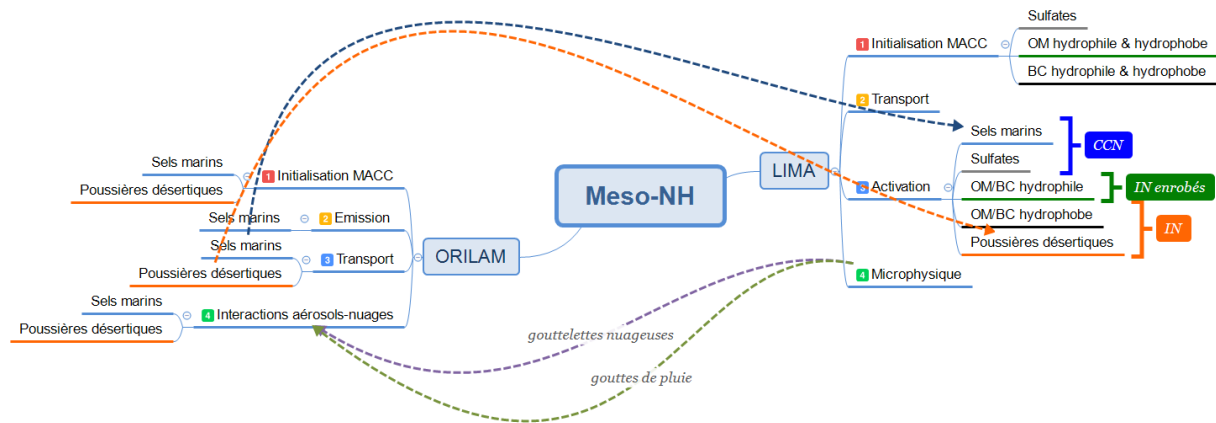


Figure 54. Représentation schématique du couplage interactif LIMA-ORILAM comprenant les étapes propres à ORILAM et LIMA. Les sels marins sont initialisés à t_0 dans ORILAM, émis puis transférés à chaque instant t à LIMA. Les rapports de mélange issus de LIMA r_c et r_r sont utilisés pour le calcul du lessivage dans ORILAM.

Chapitre 4 : Impact de la production secondaire des cristaux de glace sur la convection profonde

La mesure et la modélisation de la formation primaire des cristaux de glace ont évolué au cours des dernières années (e.g., Philips et al., 2008, 2013 ; Demott et al., 2011). Bien qu'il y ait encore des incertitudes sur les processus (section 1.2.3), ils ont été modélisés et évalués via des mesures aériennes (Fridlind et al., 2004, 2007 ; Phillips et al., 2007, 2009). Toutefois, en dépit d'observations in-situ, de mesures en laboratoire et de modélisations numériques, il n'existe pas de consensus sur la définition des mécanismes de formation secondaire en fonction des conditions thermodynamiques (Field et al., 2017).

Un seul processus de formation secondaire de la glace est aujourd'hui communément accepté : H-M. Or, on sait que la formation primaire et le processus H-M ne peuvent expliquer des concentrations en cristaux de glace largement supérieures (d'un facteur 10^4) aux concentrations en IFN (Hobbs, 1969 ; Auer et al., 1969 ; Hobbs et al., 1980) observées dans certains nuages où les conditions requises pour ces processus (température, humidité, contenu en eau surfondue) ne sont pas réunies (Hobbs et Rangno, 1985, 1990). D'autres processus de multiplication ont été proposés lors des dernières décennies (section 1.2.3), dont la production de cristaux de glace lors de collisions entre des particules glacées qui a été suggérée par Hobbs et Farber (1972) puis observée entre autres par Cannon et al. (1974) et Vardiman (1978).

Bien que Takahashi (1995) ait démontré l'existence de l'éjection de cristaux de glace lors de collisions entre des graupels par des expériences en laboratoire, ce mécanisme a été délaissé jusqu'à récemment. Une tentative de formulation de ce processus a été réalisée par Yano et Philips (2011, 2016) sur la base des travaux de Takahashi (1995). Ceux-ci proposent un processus de fragmentation de la neige par collision avec du graupel appelé CIBU (Collisional Ice Break Up). Nous reprenons ces travaux dans le but de décrire une formulation du processus CIBU dans le schéma microphysique LIMA. Ce projet a été mené selon deux approches : une étude sur cas idéalisé d'orage (STERA0 ; Skamarock et al., 2000) et une étude sur le cyclone tropical Dumile (2013). La première étude a fait l'objet d'une publication qui est présentée dans la section suivante.

4.1. Synthèse de l'article

Nos travaux sont dans la continuité de l'étude de Yano et Philips (2011, 2016) dont l'objectif est de montrer l'efficacité de ce second type de formation secondaire dans des nuages de phase mixte où le processus H-M est peu efficace. Le premier test sur un cas idéalisé et simplifié montre que, bien que H-M soit actif plus tôt dans la formation du nuage, CIBU joue un rôle de plus en plus prédominant dans la formation des cristaux de glace au fur et à mesure que la concentration en graupel augmente. L'ordre de grandeur de multiplication des cristaux de glace de 10^4 cm^{-3} est ainsi atteint à partir d'une durée minimale dépendante du contenu en eau surfondue.

L'objectif de cet article soumis à la revue « Geoscientific Model Development » en Novembre 2017 est de proposer une formulation du processus CIBU assimilable au schéma microphysique à 2-moments LIMA et de réaliser un test avec le modèle atmosphérique Meso-NH. Le choix du cas d'étude s'est porté sur le cas idéalisé d'orage continental STERAO. Cette étude se focalise tout d'abord sur la sensibilité de ce processus au nombre de cristaux de glace créés par collision à partir de plusieurs expériences de sensibilité. Dans un deuxième temps, l'impact du nombre initial d'IFN sur l'efficacité du processus CIBU est analysé.

La condition majeure requise pour activer le processus est une vitesse minimale d'impact de $1,25 \text{ m s}^{-1}$. Nous faisons le choix de remplacer le graupel de petite taille utilisé par Yano et Philips (2011) par les agrégats car nous considérons le graupel comme une particule trop dense pour se fragmenter. Ce seuil de vitesse contraint la distribution en taille des agrégats et du graupel susceptibles de rentrer en collision. Il est alors possible d'intégrer la formulation initiale du nombre de cristaux de glace créés par les collisions sur la distribution en taille Gamma généralisée qui est utilisée dans Meso-NH.

L'effet direct simulé de CIBU est cohérent : plus N_{SG} augmente, plus la concentration et le rapport de mélange des cristaux de glace augmentent au détriment du rapport de mélange de la neige. Les bilans microphysiques montrent que le gain de masse s'effectue vers 11 km d'altitude. On observe également une décroissance de l'altitude préférentielle de formation de la glace avec CIBU. A plus long terme, le processus a toutefois une rétroaction négative sur les précipitations via la perte d'agrégats, notamment pour un N_{SG} de 10. Le graupel se formant uniquement par conversion de la neige, cette perte freine la formation des gouttes de pluie par fonte du graupel. En termes de processus microphysiques, la déposition de vapeur d'eau est le processus prédominant lorsque CIBU est activé car la masse de glace primaire est plus importante. Ce processus est compensé par l'agrégation de cristaux de glace par les agrégats. Les concentrations en cristaux de glace modélisées sont faiblement impactées par les concentrations initiales en IFN. Les tests montrent que 0.001 particules par dm^{-3} suffisent à activer CIBU, ce qui tend à montrer l'importance significative de ce processus de multiplication par rapport à la nucléation hétérogène.

Alors que N_{SG} apparaît dans cette étude comme le paramètre clé à contraindre pour améliorer les performances du processus, ce dernier semble toutefois être faiblement sensible à la concentration initiale d'IFN dans le modèle. Lorsque N_{SG} a une valeur suffisante, CIBU favorise la production de la glace primaire mais est compensé par la formation de neige par agrégation de cristaux de glace. L'effet indirect de CIBU semble être la réduction des cumuls de précipitations. Le paramètre libre qu'il est nécessaire de contraindre est N_{SG} , car il influence grandement les concentrations en cristaux de glace produites.

4.2. A representation of the collisional ice break-up process in the two-moment microphysics scheme LIMA v1.0 of Meso-NH

Thomas Hoarau¹, Jean-Pierre Pinty², and Christelle Barthe¹

¹Laboratoire de l'Atmosphère et Cyclones, UMR 8105, CNRS/Météo-France/Université de La Réunion, St Denis, La Réunion, France

²Laboratoire d'Aérodynamique, University of Toulouse/CNRS/UPS, 14 avenue Edouard Belin, F-31400 Toulouse, France

Correspondence to: jean-pierre.pinty@aero.obs-mip.fr

Abstract. The paper describes a switchable parameterization of CIBU (Collisional Ice Break-Up), an ice multiplication process that fits in with the two-moment microphysical scheme LIMA (Liquid Ice Multiple Aerosols). The LIMA scheme with three ice types (pristine cloud ice crystals, snowaggregates and graupel-hail) was developed in the cloud-resolving mesoscale model Meso-NH.

Here the CIBU process assumes that collisional break-up is mostly efficient for small snowaggregate class of particles with a fragile structure when hit by large and dense graupel particles. The increase of cloud ice number concentration depends on a prescribed number of fragments being produced per collision. This point is discussed and analytical expressions of the newly contributing CIBU terms in LIMA are given.

The scheme is run in Meso-NH for the case of a three-dimension deep convective cloud with a heavy production of graupel. The consequence of dramatically changing the number of fragments produced per collision is explored in particular to estimate an upper bound of the CIBU effect. The case of a random number of fragments is also proposed to illustrate the consequence of the uncertainty of this parameter. Finally, it is concluded that the assessment of CIBU certainly needs accurate laboratory experiments to check the conditions and to tune the efficiency of the process of ice crystal fragmentation. However, the proposed parameterization which can be easily implemented in many two-moment microphysics schemes, could be used in this form to simulate the case of real deep tropical clouds where anomalously high concentrations of small ice crystals are suspected to occur.

1 Introduction

In a series of paper, Yano and Phillips (2011, 2016) and Yano et al. (2016) brought the Collisional Ice Break-Up (hereafter CIBU) process to the fore again as a possible secondary ice production mechanism in clouds. Using an analytical model, they showed that the CIBU could lead to an explosive growth of small ice crystal concentrations. Afterwards Sullivan et al. (2017) tried to include CIBU in a parcel model of six species, assumed to be monodispersed here, in an attempt to make this finding specific. However intriguingly and in contrast to the Hallett-Mossop (hereafter H-M) ice multiplication mechanism¹ (Hallett and Mossop, 1974), the CIBU process was not perceived as a particularly important feature in cloud physics and is ignored in the vast majority of the currently used microphysics schemes. Yest, even without absolutely incontestable clues, still missing even in recently published cloud data records², the CIBU process is very likely to be active when cloud conditions are deemed favourable

¹ H-M is based on the explosive riming of "big" droplets on graupel particles in a narrow range of temperature

² An inventory of the secondary ice production mechanisms is given in Table 1 of Field et al. (2017)

(Hobbs and Rangno, 1985; Rangno and Hobbs, 2001). For instance, collisions between large dense graupel growing by riming, and plane vapour-grown dendrites or irregular weakly rimed assemblages are the most conceivable scenario for generating multiple ice debris as envisioned by Hobbs and Farber (1972) and by Griggs and Choulaton (1986). So, a legitimate quest for a mixed-phase microphysics model such as LIMA (an acronym for Liquid, Ice, Multiple Aerosols, see Vié et al. (2016)) is to find ways to include an ice-ice break-up effect and to characterize its importance, relatively to other ice generating processes like ice heterogeneous nucleation, in the context of a two-moment scheme where number concentrations and mixing ratios of the ice crystals are predicted.

As recalled by Yano and Phillips (2011), the first few laboratory experiments dedicated to the study of ice collisions were conducted in the 1970s following investigations concerning the promising H-M process. The pioneering work of Vardiman (1978) was a rare experimental reference showing evidence for the mechanical fracturing of natural ice crystals. An interesting issue of the study was to show that the number of fragments was dependent on the shape of the initial colliding crystal and on the momentum change following the collision. According to a concluding remark of Vardiman (1978), this 'secondary' production of ice could lead to concentrations as high as 100 to 1000 times the expected natural concentrations of ice crystals in clouds from heterogeneous nucleation on ice freezing nuclei. Another laboratory study by Takahashi et al. (1995) also revealed a huge production of splinters after collisions between rimed and deposition-grown graupels. However, the experimental set-up used there was more appropriate to very big, artificially grown crystals and to large impact velocities because as many as 400 fragments could be obtained.

For clarity, this study does not focus on cloud conditions leading to an explosive ice multiplication by mechanical break-up in ice-ice collisions (Yano and Phillips, 2011). Neither does it attempt to reformulate this process on the basis of collisional kinetic energy with many empirical parameters as proposed by Phillips et al. (2017), or earlier by Hobbs and Farber (1972) with the breaking energy, mostly for application to "bin" microphysics schemes. Here, the goal is rather to describe an empirical but realistic parameterization of CIBU to operate with several processes in microphysics (heterogeneous ice nucleation, cloud droplet freezing, H-M process, crystal aggregation) that shape the concentration of the small ice crystals in the well-suited LIMA scheme (Vié et al., 2016). Our idealization of CIBU is the formation of cloud ice crystals as the result of asymmetric collisions between big graupel particles and small aggregates followed by the erosion of the latter by the former. The parameterization of CIBU relies on the laboratory observations of Vardiman (1978) to set limits on the number of fragments per collision. However, the large uncertainties attached to this parameter encourage us to run exploratory experiments with several fixed values and also to model the number of fragments by means of a random process spanning two decades.

The LIMA scheme is inserted in Meso-NH (Lafore et al., 1998) for several sensitivity experiments to evaluate the importance of the CIBU process and the impact of the tuning i.e., the number of fragments produced per collision. The efficiency of CIBU to dramatically increase the concentration of small ice crystals can be scaled by the nucleation process yield. The case of a three-dimensional continental deep convective storm, the well-known STERAO case analysed by Skamarock et al. (2000), provided a framework for several adjustments of the number of ice fragments. A series of experiments was then performed for the same case to see how much the CIBU process altered the precipitation and the persistence of convective plumes. The question of the number of ice nuclei necessary to initiate CIBU (Field et al., 2017) is also tackled. Finally, a conclusion is drawn on the usefulness of systematically considering CIBU and other sources of ice multiplication in all mixed phase two-moment schemes.

2. Introduction of CIBU into the LIMA scheme

2.1 General considerations

In contrast to the work of Yano and Phillips (2011) where large and small graupel particles fueled the CIBU process, here we consider collisions involving two types of precipitating ice: small aggregates covering pristine ice crystals larger than $\sim 150 \mu\text{m}$ and large graupel particles. Shocks between graupel particles of different sizes are not considered because according to Griggs and Choulaton (1986), the fragmentation of rime is very unlikely to occur in natural clouds. For the sake of simplicity and because the impact velocity of the graupel particles should be well above 1 m s^{-1} to enter the break-up regime of the aggregates, the particle sizes are taken to stay within a range of substantial occurrence of CIBU.

A symbolic form of the equation describing the CIBU process can be written

$$\frac{\partial n_i}{\partial t} = \alpha n_s n_g \quad (1)$$

where n is the number concentration of the cloud ice (subscript "i"), the snow-aggregates ("s") and the graupel particles ("g"). α is the snow-aggregate-graupel collision kernel times, N_{sg} the number of ice fragments produced by collision. The simplest expression of α is

$$\alpha = N_{sg} V_{sg} \frac{\pi}{4} D_g^2 \quad (2)$$

where V_{sg} is the impact velocity of a graupel particle of size D_g at the surface of the aggregate.

In Eq. 2, it is assumed that the size of the aggregate is negligible compared to D_g . V_{sg} is expressed as the difference of fall speed between the colliding graupel and the aggregate target so $V_{sg} = \left(\frac{\rho_{00}}{\rho_a}\right)^{0.4} (c_g D_g^{d_g} - c_s D_s^{d_s})$ using the generic formula of the particle fall speeds $V_x = \left(\frac{\rho_{00}}{\rho_a}\right)^{0.4} c_x D_x^{d_x}$ with the air density correction of Foote and du Toit (1969) due to the drag force exerted by the particles during their fall. ρ_{00} is the reference air density ρ_a at normal pressure.

As introduced above and suggested in Yano and Phillips (2011), the impact velocity V_{sg} should be such that a minimum value is guaranteed to enable CIBU. An easy way to do this is to restrict the size of the aggregates to the range $[D_{smin}=0.2 \text{ mm}, D_{smax}=1 \text{ mm}]$ and to introduce a minimum size of $D_{gmin}=2 \text{ mm}$ for the graupel particles. The reasons for these choices are discussed the following. The lower bound value D_{smin} is an estimate that results in the collision efficiency with a graupel particle approaching unity. For $D_s < D_{smin}$, big crystals or aggregates stay outside the path of capture which explains the observation of bimodal ice spectra. Field (2000) reported minimum values of $150\text{-}200 \mu\text{m}$ for D_{trough} , a critical size separating cloud ice and aggregate regimes. The D_{smin} value is also consistent with an upper bound of the cloud ice crystal size distribution that results from the critical diameter of $125 \mu\text{m}$ to convert cloud ice to snow by deposition (see Harrington et al. (1995) for the original and analytical developments and Vié et al. (2016) for the implementation in LIMA). The choice of D_{smax} and D_{gmin} are dictated by the empirical rule that $V_{sg} > 1 \text{ m s}^{-1}$. With the setup in LIMA which is $[c_x, d_x] = [5.1, 0.27]$ for "x = s" and $[124, 0.66]$ for "x = g" in MKS units, the least favourable situation gives $V_{sg}=1.26 \text{ m s}^{-1}$ at ground level.

The number of fragments N_{sg} is the critical parameter for ice multiplication. From scaling arguments Yano and Phillips (2011) recommended taking $N_{sg} = 50$. Recently Yano and Phillips (2016) introduced a notion of random fluctuations into the production of fragments leading to a stochastic equation of the ice crystal concentration due to the realization of a noise process for α (Eq. 2). The parameterization of N_{sg} as a function of collisional kinetic energy (Phillips et al., 2017) enables a differentiated treatment of the fragmentation of a variety of ice crystals. All these results start from Fig. 6 in Vardiman (1978) which suggests that N_{sg} is a function of momentum change, ΔM_g , after the collision. As $\Delta M_g \sim 0.1 \text{ g cms}^{-1}$ for $D_g=2 \text{ mm}$, the corresponding N_{sg} lies between 10 (for collision with plane dendrites) and 40 (for rimed spatial crystals). These values are consistent with those found by Yano and Phillips (2011) for rimed by laboratory experiments. In the following N_{sg} was set successively to 0.1 (weak effect) or alternatively one fragment per ten collisions, and 1.0 (moderate effect) and 10.0 (strong effect) fragments per collision. Additional experiments were performed by first generating a random variable X uniformly distributed over $[0.0, 1.0]$ and then by applying an empirical formula, $N_{sg} = 10^{2.0 \times X - 1.0}$, to generate numbers over two decades $[0.1, 10.0]$ of N_{sg} . The randomization of N_{sg} reflected the fact that the number of fragments depended on the assemblages. In conclusion, it is tempting to run both deterministic and stochastic simulations to test the sensitivity to N_{sg} but in the range suggested positioning of the impact shock on the tip or on the body of the fragile particle and also on the energy used to cause the possible rotation of the residual particle.

2.2 Application to a 2-moment scheme

In a 2-moment scheme, the zeroth order (number concentration) and "xth" order (mixing ratio)³ moments of the size distributions are computed. So, from Eqs.1 and 2 with expansion, the CIBU tendency of the number concentration of the cloud ice N_i (here in $\#\text{kg}^{-1}$) can be written as:

$$\frac{\partial N_i}{\partial t} = \rho_{dref} N_{sg} \frac{\pi}{4} \left(\frac{\rho_{00}}{\rho_{dref}} \right)^{0.4} \int_{D_{smin}}^{D_{smax}} n_s(D_s) \left\{ \int_{D_{gmin}}^{\infty} D_g^2 (c_g D_g^{d_g} - c_s D_s^{d_s}) n_g(D_g) dD_g \right\} dD_s \quad (3)$$

where $\rho_{dref}(z)$ is a reference density profile of dry air (Meso-NH is anelastic) and with a further approximation $\rho_a = \rho_{dref}$.

In LIMA, the size distributions follow a generalized gamma law:

$$n(D)dD = N \frac{\alpha}{\Gamma(\nu)} \lambda^{\alpha\nu} D^{\alpha\nu-1} e^{-(\lambda D)^\alpha} dD$$

where α and ν are fixed shape parameters, N is the total number concentration and λ is the slope parameter. With the definitions given in Appendix A, integration of Eq. 3 leads to:

$$\frac{\partial N_i}{\partial t} = \rho_{dref} N_{sg} \frac{\pi}{4} \left(\frac{\rho_{00}}{\rho_{dref}} \right)^{0.4} N_s N_g \left\{ c_g (M_s^{INC}(0; D_{smin}) - M_s^{INC}(0; D_{smax})) (M_g(2 + d_g) - M_g^{INC}(2 + d_g; D_{gmin})) - c_s (M_s^{INC}(d_s; D_{smin}) - M_s^{INC}(d_s; D_{smax})) (M_g(2) - M_g^{INC}(2; D_{gmin})) \right\} \quad (4)$$

with $N_s = C_s \lambda_s^{x_s}$ and $N_g = C_g \lambda_g^{x_g}$. The set of flexible parameters used in LIMA is $C_s = 5$, $C_g = 5 \cdot 10^5$, $x_s = 1$, $x_g = -0.5$. These values were chosen to generalize the classical Marshall-Palmer law ($n(D) = N_0 e^{-\lambda D}$), a degenerate form of the generalized gamma law when $\alpha = \nu = 1$. It leads to a total concentration $N = N_0 \lambda^{-1}$ with a fixed intercept parameter N_0 .

³ Ice mixing ratios are computed by integration over the size distribution of the mass of individual particles given by a mass-size relationship (power law with a non-integer exponent "x")

Concerning the mixing ratios, the mass of the newly formed cloud ice fragments is simply taken as the product of the local mean mass of the pristine ice crystals by the N_i tendency (Eq. 3). The mass of ice debris is equal to the mass loss of the aggregates after collisional break-up. The mass of the graupel is unchanged. The mass transfer from aggregates to small ice crystals is constrained by the mass of individual aggregates that may break up completely. This limiting mixing ratio tendency is given by:

$$\frac{\partial r_i}{\partial t} = \frac{\partial r_s}{\partial t} = \frac{a_s}{\rho_{dref}} \frac{\pi}{4} \left(\frac{\rho_{00}}{\rho_{ref}} \right)^{0.4} \int_{D_{smin}}^{D_{smax}} D_s^{b_s} n_s(D_s) \left\{ \int_{D_{gmin}}^{\infty} D_g^2 (c_g D_g^{d_g} - c_s D_s^{d_s}) n_g(D_g) dD_g \right\} dD_s \quad (5)$$

In the above expression the mass of an aggregate of size D_s is given by $a_s D_s^{b_s}$ with $a_s=0.02$ and $b_s=1.9$ in LIMA, meaning that aggregates are quasi two-dimensional particles. After integration the mixing ratio tendency is expressed as:

$$\frac{\partial r_i}{\partial t} = \frac{a_s}{\rho_{dref}} \rho_{dref} \frac{\pi}{4} \left(\frac{\rho_{00}}{\rho_{ref}} \right)^{0.4} N_s N_g \left\{ c_g (M_s^{INC}(b_s; D_{smin}) - M_s^{INC}(b_s; D_{smax})) (M_g(2 + d_g) - M_g^{INC}(2 + d_g; D_{gmin})) - c_s (M_s^{INC}(b_s + d_s; D_{smin}) - M_s^{INC}(b_s + d_s; D_{smax})) (M_g(2) - M_g^{INC}(2; D_{gmin})) \right\} \quad (6)$$

This expression is independent of the number of fragments N_{sg} .

3. Simulation of a 3-dimensional deep convective case

The test case is illustrated by idealized numerical simulations of the 10 July 1996 thunderstorm in the Stratospheric-Tropospheric Experiment: Radiation, Aerosols, and Ozone (STERAO) experiment. The simulations were initialized with the sounding given in Skamarock et al. (2000) and convection was triggered by three 3K-buoyant bubbles aligned along the main diagonal. Meso-NH was run for several hours over a domain of 320×320 gridpoints with 1 km-horizontal grid spacing. There were 50 unevenly spaced vertical levels up to 23 km height. With the exception of the wind component, all the fields including microphysics, were transported by an accurate, conservative, positive-definite PPM scheme (Colella and Woodward, 1984).

The aerosols were initialized as for the simulated squall-line case in Vié et al. (2016). A summary is given in Table 1 for the soluble Cloud Condensation Nuclei (CCN) and for the insoluble Ice Freezing Nuclei (IFN). Homogeneous vertical profiles are assumed for the aerosols. Although the LIMA scheme incorporates size distribution parameters and differentiates between the chemical compositions of the CCN and IFN, details regarding the characteristics of the five aerosol modes have no importance for the simulations shown here except for the sensitivity of CIBU to the initial concentration of the IFN which is explored at the end of the study.

3.1 Impact on precipitation

Figure 1 shows the accumulated precipitation at ground level after 4 hours of simulation for the four experiments corresponding to $N_{sg}=0.0, 0.1, 1.0$ and 10.0 . The highest amount of rainfall is obtained when the CIBU process is ignored ($N_{sg}=0.0$) in Fig. 1a. Then stepping up the CIBU efficiency by decade from $N_{sg}=0.1$, Fig. 1b-d clearly shows a steady reduction of precipitation and a fine scale modification of the precipitation pattern. Furthermore, Fig. 1d reveals that the spread of the precipitation field, caused by the motion of the multicellular storm, is reduced significantly when $N_{sg}=10.0$. The results of Fig. 1 suggest empirically that a plausible range for N_{sg} is between 0.1 and 10.0 fragments per collision. A value lower than 0.1 leads to a negligible effect of CIBU in the simulation, while taking $N_{sg}>10.0$ produces an excessive (unrealistic) impact on the storm development (not shown). In complement, Fig 2 shows the results of a simulation, hereafter called "RANDOM", where N_{sg} is generated by a random process as explained above but providing $0.1 < N_{sg} < 10.0$. The perturbation caused by CIBU is noticeable in this case too but it remains weak for the precipitation field. From these first 3D numerical experiments, it can be concluded that CIBU is clearly a disruptive process when $N_{sg} > 10.0$ fragments per aggregate-graupel collision considering, the adverse impact on the precipitation field. Taking $0.1 < N_{sg} < 10.0$ and, furthermore, taking N_{sg} as the realization of a random process, seems to be a more satisfactory approach. So the recommended upper bound value of N_{sg} is much lower than the former $N_0 = 50$, used with the notation of Yano and Phillips (2011) in their box model.

3.2 Changes in the microphysics

Basically, intensifying the CIBU process by increasing N_{sg} enhances the concentration of the cloud ice crystals to the detriment of the mass growth in the snow-aggregate category of precipitating ice as these particles are more fragmented when N_{sg} is increased. However, a counteracting effect is possible because the partial mass sink of the snow-aggregate particles also slows down the flux of graupel particles, which form essentially by heavy riming and conversion of the snow-aggregates. This point is now examined by looking at the ice in the high levels of the STERAO cells. Figures 3-5 reproduce the 10 minutes average of the mixing ratios r_i, r_s and r_g at 12 km height of the experiments $N_{sg}=0.0, 0.1, 1.0$ and 10.0 after 4 hours. The increase of the cloud ice mixing ratio with N_{sg} is clear in the area covered by the 0.2 g kg^{-1} isocontour in Fig. 3. Simultaneously, a slight decrease of r_s indicating a slow erosion of the mass of the aggregates is visible in Fig. 4. The effect on the graupel (Fig. 5) is even smaller but appears clearly for the case $N_{sg}=10.0$ where less graupel is found. A last illustration is provided by Fig. 6, showing the number concentration of cloud ice N_i at a higher altitude of 15 km. Again, the increase of N_i follows N_{sg} with an explosive multiplication of N_i when $N_{sg}=10.0$ (N_i is well above $1000 \text{ crystals kg}^{-1}$ of dry air in this case). Figure 7 summarizes the behaviour of r_i, r_s, r_g at 12 km height, and of N_i at 15 km height, for the "RANDOM" simulation. The results are those expected but, when comparing these results with Figs 3-6, it is not possible to find microphysics anomalies equivalent to the case where CIBU is not accounted for so "RANDOM" is a full simulation scenario that is intermediate between $N_{sg}=1$ and $N_{sg}=10$.

The analysis of the STERAO simulations continues by looking at the vertical profiles of microphysics budgets. The profiles are 10 minutes averages of the cloudy columns that contain at least $10^{-3} \text{ g kg}^{-1}$ of condensate at any level. The column selection is updated at each time step because of the evolution and motion of the storm. Figure 8 shows the mixing ratio profiles in three cases: $N_{sg} = 0.0$, "RANDOM" and $N_{sg} = 10.0$. A key feature that shows up in Fig. 8a-c is the increase of the r_i peak value at 11 km altitude. This change is accompanied by a reduction of r_s (more visible between cases b) and c)) and of r_g . The result is a decrease of the rain mixing ratio r_r , which is mostly fed by the melting of graupel. The low value of the mean r_r profile, compared to the mixing ratios of the ice phase above, is explained by the fact that rain is spread over fewer grid points than the ice in the anvil (the mixing ratio profiles are averaged over the same number of columns).

3.3 Budget of ice mixing ratios

The next step is dedicated to the microphysics tendencies (10 minutes average again) of the ice mixing ratios in Fig. 9-11 to assess the impact of the CIBU process. We do not discuss the case of the liquid phase here because the tendencies (not shown) are not very much affected by CIBU. As expected, the tendencies of r_i (Fig. 9a-c) are the most affected by the CIBU process. The main processes, standing out in Fig. 9a when CIBU is not activated, are CEDS (Deposition-Sublimation), essentially a gain term and AGGS, the main loss of r_i by aggregation with a rate of $0.5 \cdot 10^3 \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$. The loss of r_i by CFRZ makes a moderate contribution as some raindrops are present in the glaciated part of the storm. With $N_{sg}=\text{RANDOM}$, the r_i tendencies are amplified even with a modest contribution of $\sim 0.2 \cdot 10^{-1} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ for CIBU itself. The growth of AGGS which doubles at 10 km height is caused by the increase in the SEDI term and the presence of CIBU. The CFRZ contribution is also increased. The last case, with $N_{sg}=10$ (Fig. 9c) confirms the general increase of the rates except for CFRZ, interpreted here as a lack of raindrops.

The budget of the snow/aggregate mixing ratio in Fig. 10 contains many processes of equivalent importance in the range $\pm 0.05 \cdot 10^{-3} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ but SEDS dominates negatively at $z = 11,000 \text{ m}$ and positively at $z = 7,000 \text{ m}$. The inclusion of CIBU (Fig. 10b-c) mostly leads to an increase of AGGS, the other processes remaining almost the same. Finally, many processes contribute to the evolution of the graupel mixing ratio profiles (Fig. 11). The strongest loss is in the GMLT term that converts graupel into rain (up to $-0.3 \cdot 10^{-3} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) while the contact freezing of the raindrops (CFRZ) reaches $0.15 \cdot 10^{-3} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$. The sedimentation term SEDG lies between $-0.3 \cdot 10^{-3} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ (at $z = 10,000 \text{ m}$) and $0.15 \cdot 10^{-3} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ at $5,000 \text{ m}$). Another noticeable effect is the sign change of DEPG ($\pm 0.07 \cdot 10^{-3} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) showing that the water vapour is super(under)saturated above(below) $z=7,000 \text{ m}$ on average. The relative importance of these processes does not change very much when CIBU is increased but tendencies weaken. In summary, the impact of CIBU is modest for the microphysics mixing ratios. The increase of ice fragments in r_i is approximately compensated by an increase of AGGS (see Fig. 9 and 10).

3.4 Budget of cloud ice concentration

The next point examined is the behaviour of the cloud ice number concentration according to the strength of the CIBU process after 4 hours of simulation. Figure 12 shows that the altitude of the N_i peak value decreases when N_{sg} increases. In the absence of CIBU ($N_{sg} = 0$), the origin of N_i is the heterogeneous nucleation processes on insoluble IFN and coated IFN (nucleation by immersion) which are more efficient at low temperature. They provide a mean peak value $N_i = 400 \text{ kg}^{-1}$ at $z = 11,500 \text{ m}$. In contrast, the $N_{sg} = 10$ case (here scaled by $\times 0.1$ for plotting reasons) keeps the trace of an explosive production of cloud ice concentration, $N_i = 7,250 \text{ kg}^{-1}$, due to CIBU. The altitude of the maximum of N_i in this case ($z = 10,000 \text{ m}$) is consistent with the location of the maximum value of the $r_s \times r_g$ product (see Fig. 8). The "RANDOM" simulation produces $N_i = 1100 \text{ kg}^{-1}$ at $z = 11,000 \text{ m}$, a number concentration that is an order of magnitude lower. Table 2 reports the peak amplitude of the N_i profiles as a function of N_{sg} but after 3 hours of simulation when the CIBU rate is strongly dominant. Additional cases were run to cover $0.1 < N_{sg} < 50$ with a logarithmic progression above $N_{sg} = 1.0$. The CIBU enhancement factor, CIBU_{ef} , is computed as $N_i(N_{sg})/N_i(N_{sg} = 0) - 1$ as $N_i(N_{sg} = 0)$ stands as a baseline that is not affected by the CIBU process. The results clearly show that the growth of N_i is exponential as soon as N_{sg} reaches ~ 5.0 (CIBU_{ef} switches from 135% to 913% when N_{sg} moves from 2.0 to 5.0). Taking $N_{sg} = 50$ leads to an enormous and definitely unrealistic value of the N_i peak value.

The N_i tendencies are the subject of Fig. 13. Many processes are involved during the temporal integration of N_i . The $N_{sg} = 0$ case confirms the importance of the heterogeneous nucleation process by deposition, HIND, (refer to Table 3) and to a lesser degree by immersion (HINC) at 8 km height. HIND peaks at three altitudes with two sources of IFN (Table 1). This case also reveals the importance of the

HMG ($1.3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) and HMS ($0.85 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) processes. Here, we consider that H-M also operates for the snow-aggregates because this category of ice is prone to light riming, like the graupel particles, in the case of water supercooling. These processes are first compensated by AGGS (capture of cloud ice by the aggregates). There is also a loss of cloud ice due to CFRZ and CEDS with the full sublimation of individual cloud ice crystals that replenish the IFN reservoir. The sedimentation profile transports ice from cloud top ($\text{SEDI} < 0$) to mid-level cloud ($\text{SEDI} > 0$). Then taking $N_{sg} = \text{RANDOM}$ shows the domination of the CIBU process, which reaches $2.5 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ at 5 km height. The enhancement of HIND at cloud top can also be noted. The CIBU source of ice crystals is equilibrated by an increase of AGGS and, above all, of CEDS. Finally, the $N_{sg} = 10$ case demonstrates the reality of the exponential growth of N_i because the three main driving terms CIBU, CEDS and AGGS are multiplied by a factor of approximately 5.

3.5 Sensitivity to the initial concentration of freezing nuclei

The purpose of the last series of experiments was to look more closely at the sensitivity of the cloud ice concentration to IFN initial concentration. Numerical simulations were run with N_{IFN} decreasing by decades from 100 dm^{-3} to 0.001 dm^{-3} for each IFN mode (see Table 1). Two different cases were considered. In the first one, CIBU was activated with the RANDOM set-up while, in the second, CIBU effects were ignored. All the results are summarized in the plots of Fig. 14.

Figure 14a shows that N_i concentrations did not change very much for a wide range of initial N_{IFN} concentrations, which were scanned by decades. This clearly illustrates the predominance of the CIBU effect for current IFN concentrations, which disconnects N_i concentrations from the underlying abundance of IFN particles. In this vein, the small hump superimposed on all profiles at 5,000 m height reveals a residual effect of the Hallett-Mossop process. A remarkable feature is also that a fairly low IFN concentration ($N_{IFN} = 0.001 \text{ dm}^{-3}$) suffices to initiate the CIBU process and to reach $N_i \sim 500 \text{ kg}^{-1}$. In contrast and in the absence of CIBU (Fig. 14b), the N_i profiles show a sensitivity to IFN nucleation that is, indeed, difficult to interpret because of the non-monotonic trend of the N_i profiles. Some insight can be gained from checking the concentration of the nucleated IFN of the first IFN mode (dust particles). In Fig. 14c, the IFN profiles are rescaled (multiplication by an appropriate numbers of powers of ten) to be comparable. The important result here is that the nucleated IFN evolve in close proportion to the initially available IFN concentrations, meaning that the nucleating properties of the IFN do not depend on the IFN concentration as expected. The last plot (Fig. 14d) reproduces the normalized differences of N_i profiles between simulations with CIBU and without CIBU. Even if twin simulations *i.e.*, performed with the same initial N_{IFN} , may diverge because of additional non-linear effects (vertical transport, cloud ice sink processes), the figure gives a flavour of the bulk CIBU effect on N_i concentrations. The enhancement ratio due to CIBU remains low (less than 1 for $N_{IFN} \sim 100 \text{ dm}^{-3}$) but can reach a factor of 20 at 9,000 m height in cases of initially moderate N_{IFN} concentrations *i.e.* $N_{IFN} \sim 1 \text{ dm}^{-3}$. The behaviour of LIMA can be explained in the sense that increasing N_{IFN} too much leads to smaller pristine crystals that need a long time to grow because the conversion into the next category of snow-aggregates is size-dependent (see Harrington et al. (1995) and Vié et al. (2016)). On the other hand, a low concentration of N_{IFN} initiates fewer snow-aggregate particles and thus less graupel, so the whole CIBU efficiency is reduced. Thus, this study confirms the essential role of CIBU to compensate for IFN deficit when cloud ice concentrations are building up.

4. Summary and perspectives

The aim of this work was to study a comprehensive parametrization of the Collisional Ice Break-Up for a bulk 2-moment microphysics scheme running in a cloud resolving mesoscale model (MesoNH in our case). While the process is suspected to occur in real clouds, it is not included in current bulk microphysics schemes. Because of uncertainties, the present parameterization has been kept as simple as possible. It considers only shocks between small aggregates and large dense graupel particles.

The number of fragments N_{sg} is a key parameter but is still largely unknown. A merit of this study is that it gives arguments to empirically support limiting the value of N_{sg} to 10. Furthermore, we suggest considering N_{sg} as the realization of a random process because delicate radiating crystals undergoing fragmentation lead to crystals with a missing arm or to many irregular fragments as illustrated and discussed by Hobbs and Farber (1972). As a result it has been shown, for instance, that running with $N_{sg} > 10$ in the STERAO deep convection test case, dramatically alters the precipitation at the ground because the conversion of cloud ice crystals into precipitating ice is slowed down. Simultaneously, a major expected effect of CIBU is clearly to increase the number concentration of small ice crystals. The microphysics perturbation due to the activation of CIBU has been studied by looking at the profiles of mixing ratios, ice concentrations and corresponding budget terms. In particular, the CIBU effect on the pristine ice and aggregate mixing ratios is compensated by an enhancement of the capture of the small crystals by the aggregates. The sensitivity of the ice concentration to N_{sg} is demonstrated with a mean multiplication factor as high as 25 for $N_{sg} = 10$. The last study on the sensitivity of the simulations to the initial IFN concentration showed that CIBU was mostly efficient for current IFN concentrations of $\sim 1 \text{ dm}^{-3}$. Furthermore, the CIBU process was still active for very low IFN concentrations, down to 0.001 dm^{-3} , which were sufficient to initiate the ice phase.

The proposed parameterization is very easy to implement and to evaluate in other microphysics schemes where the growth of precipitating ice is represented differently. The tuning of the scheme can be revised as soon as laboratory experiments are available for more precise fixing of the sizes and the shapes of the crystals that may break following shocks and to estimate the variety of fragment numbers more accurately. As microphysics schemes are now used to produce quantitative precipitation forecasts, it is also imperative that the production of rain is not altered too much by an overstimulation of the CIBU effect.

With new imagers, counters and improvements in data analysis (Ladino et al., 2017), more and more evidence is being presented that ice multiplication production is a dominant process in natural cloud. However, the explanation of anomalously high ice concentrations is difficult to link to a precise process (Rangno and Hobbs, 2001; Field et al., 2017). So the next step will consist of the LIMA scheme to introduce the shattering of raindrops during freezing as proposed by Lawson et al. (2017) and an analysis of its behaviour compared to CIBU, because the basic ingredients leading to the ice multiplication process are not the same. Then, the final task will be to check that microphysics schemes with all sources of small ice crystals are able to reproduce observed ice concentrations which can reach very high values (units of cm^{-3}) in deep clouds but for which no convincing explanations have yet been found.

5 Code availability

The Meso-NH code is publicly available at <http://mesonh.aero.obs-mip.fr/mesonh51>. Here the model development and the simulations were made with version "MASDEV5-1 BUG2". The modifications brought to the LIMA scheme (v1.0) are available upon request from Jean-Pierre Pinty and next in the Supplement related to this article and available at <http://doi.org/10.5281/zenodo.1078527>.

Appendix A: Moments of the gamma and incomplete gamma functions

The p^{th} moment of the generalized gamma function (see definition in the text) is

$$M(p) = \int_0^{\infty} D^p n(D) dD = \frac{\Gamma(\nu + \frac{p}{\alpha})}{\Gamma(\nu)} \frac{1}{\lambda^p} \quad (\text{A1})$$

where the gamma function is defined as:

$$\Gamma(x) = \int_0^{\infty} t^{x-1} e^{-t} dt \quad (\text{A2})$$

The p^{th} moment of the incomplete gamma function is written

$$M^{\text{INC}}(p; X) = \int_0^X D^p n(D) dD \quad (\text{A3})$$

The algorithm of the "GAMMA_INC($p; X$)" function (Press et al., 1992) is used to tabulate $M^{\text{INC}}(p; X) \times \Gamma(p)$ (the "GAMMA" function of Press et al. (1992) is also used). A change of variable is necessary to take the generalized form of the gamma size distributions into account. As a result, $M^{\text{INC}}(p; X)$ is written:

$$M^{\text{INC}}(p; X) = M(p) \times \text{GAMMA_INC}\left(\nu + \frac{p}{\alpha}; (\lambda X)^{\alpha}\right) \quad (\text{A4})$$

with $M(p)$ given by Eq. A1.

Acknowledgements. J.-P. Pinty wishes to thank V. Phillips for discussions about his original work on the topic. This work was done during the PhD of T. Hoarau who is financially supported by Reunion Island Regional Council and the European Union Council. T. Hoarau thanks University of La Réunion for supporting a short stay at Laboratoire d'Aérodologie. Mrs Susan Becker corrected the English of the manuscript. Preliminary computations were performed on the 36 node home-made cluster of Lab. Aérodologie. J.-P. Pinty acknowledges CALMIP (CALcul Midi-Pyrénées) of the University of Toulouse for access to the "Eos" supercomputer where useful additional simulations were performed. T. Hoarau and C. Barthe acknowledge the GENCI resources for access to the "Occigen" supercomputer.

References

Colella, P. and Woodward, P.: The piecewise parabolic method (PPM) for gas-dynamical simulations, *J. Comput. Phys.*, 54, 174–201, 1984.

Field, P. R.: Bimodal ice spectra in frontal clouds, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126, 379–392, doi:10.1002/qj.49712656302, 2000.

Field, P. R., Lawson, R. P., Brown, P. R. A., Lloyd, G., Westbrook, C., Moisseev, D., Miltenberger, A., Nenes, A., Blyth, A., Choulaton, T., Connolly, P., Buehl, J., Crosier, J., Cui, Z., Dearden, C., DeMott, P., Flossmann, A., Heymsfield, A., Huang, Y., Kalesse, H., Kanji, Z. A., Korolev, A., Kirchgaessner, A., Lasher-Trapp, S., Leisner, T., McFarquhar, G., Phillips, V., Stith, J., and Sullivan, S.: Secondary ice production: current state of the science and recommendations for the future, *Meteor. Monogr.*, 58, 7.1–7.20, doi:10.1029/AMSMONOGRAPHS-D-16-0014.1, 2017.

Foote, G. B. and du Toit, P. S.: Terminal velocity of raindrops, *J. Appl. Meteor.*, 8, 249–253, 1969.

Griggs, D. G. and Choulaton, T. W.: A laboratory study of secondary ice article production by the fragmentation of rime and vapour-grown ice crystals, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 112, 149–163, doi:10.1002/qj.49711247109, 1986.

Hallett, J. and Mossop, S. C.: Production of secondary ice particles during the riming process, *Nature*, 249, 405 26–28, doi:10.1038/249026a0, 1974.

Harrington, J. Y., Meyers, M. P., Walko, R. L., and Cotton, W. R.: Parameterization of Ice Crystal Conversion Processes Due to Vapor Deposition for Mesoscale Models Using Double-Moment Basis Functions. Part I: Basic Formulation and Parcel Model Results, *J. Atmos. Sci.*, 52, 4344–4366, doi:10.1175/15200469(1995)052<4344:POICCP>2.0.CO;2, 1995.

Hobbs, P. V. and Farber, R. J.: Fragmentation of ice particles in clouds, *J. Rech. Atmos.*, 6, 245–258, 1972.

Hobbs, P. V. and Rangno, A. L.: Ice particle concentrations in clouds, *J. Atmos. Sci.*, 42, 2523–2549, 1985.

Ladino, L. A., Korolev, A., Heckman, I., Wolde, M., Fridlind, A. M., and Ackerman, A. S.: On the role of ice-nucleating aerosol in the formation of ice particles in tropical mesoscale convective systems, *Geophys. Res. Lett.*, 44, doi:10.1002/2016GL072455, 2017.

Lafore, J. P., Stein, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron, J., Fischer, C., Hérelil, P., Mascart, P., Masson, V., Pinty, J.-P., Redelsperger, J.-L., Richard, E., and Vila-Guerau de Arellano,

J.: The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I: adiabatic formulation and control simulations, *Annales Geophysicae*, 16, 90–109, doi:10.1007/s00585-997-0090-6, 1998.

Lawson, R. P., Gurganus, C., Woods, S., and Bruintjes, R.: Aircraft observations of cumulus microphysics ranging from the Tropics to Midlatitudes: Implications for a "new" secondary ice process, *J. Atmos. Sci.*, 74, 2899–2920, doi:10.1175/JAS-D-17-0033.1, 2017.

Phillips, V. T., Yano, J.-I., and Khain, A.: Ice multiplication by break-up in ice-ice collisions. Part I: Theoretical formulation, *J. Atmos. Sci.*, 74, 1705–1719, doi:10.1175/JAS-D-16-0224.1, 2017.

Press, W. H., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T., and Flannery, B. P.: *Numerical Recipes in FORTRAN: The Art of Scientific Computing*, Cambridge University Press, New-York, 1992.

Rangno, A. L. and Hobbs, P. V.: Ice particles in stratiform clouds in the Arctic and possible mechanisms for the production of high ice concentrations, *J. Geophys. Res.*, 106, 15065–15075, 2001.

Skamarock, W. C., Powers, J. G., Barth, M., Dye, J. E., Matejka, T., Bartels, D., Baumann, K., Stith, J., Parrish, D. D., and Hubler, G.: 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, 2000.

Sullivan, S. C., Hoose, C., and Nenes, A.: Investigating the contribution of secondary ice production to in-cloud ice crystal numbers, *J. Geophys. Res.*, 122, doi:10.1002/2017JD026546, 2017.

Takahashi, T., Nagao, Y., and Kushiyama, Y.: Possible high ice particle production during graupel-graupel collisions, *J. Atmos. Sci.*, 52, 4523–4527, 1995.

Vardiman, L.: The generation of secondary ice particles in clouds by crystal–crystal collision, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35, 2168–2180, doi:10.1029/1978JO0035, 1978.

Vié, B., Pinty, J.-P., Berthet, S., and Leriche, M.: LIMA (v1.0): A quasi two-moment microphysical scheme driven by a multimodal population of cloud condensation and ice freezing nuclei, *Geoscientific Model Development*, 9, 567–586, doi:10.5194/gmd-9-567-2016, 2016.

Yano, J.-I. and Phillips, V. T.: Ice–Ice Collisions: An Ice Multiplication Process in Atmospheric Clouds, *J. Atmos. Sci.*, 68, 322–333, doi:10.1175/2010JAS3607.1, 2011.

Yano, J.-I. and Phillips, V. T.: Explosive Ice Multiplication Induced by multiplicative-Noise fluctuation of Mechanical Break-up in Ice-Ice Collisions, *J. Atmos. Sci.*, 73, 4685–4697, doi:10.1175/JAS-D-16-0051.1, 2016.

Yano, J.-I., Phillips, V. T., and Kanawade, V.: Explosive ice multiplication by mechanical break-up in ice–ice collisions: a dynamical system-based study, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 142, 867–879, doi:10.1002/qj.2687, 2016.

CCN	Aitken mode	Accumulation mode	Coarse mode
N (cm ⁻³)	300	140	50
d_x (μm)	0.23	0.8	2.0
σ_X	2.0	1.5	1.6
IFN	Dust mode	BC+Organics mode	
N (dm ⁻³)	10	10	
d_x (μm)	0.8	0.2	
σ_x	2.0	1.6	

Table 1. Background CCN and IFN configuration for the STERAO idealized case simulations.

N_{sg} (no unit)	0.0	0.1	1.0	2.0	5.0	10.0	20.0	50
N_i (# kg ⁻¹)	790	940	1,160	1,860	8,000	25,670	62,010	112,740
CIBU (%)	0	19	47	135	913	3149	7749	14171

Table 2. After 3 hours of simulation, maximum value of the cloud ice number concentration $N_{i,max}$ as a function of the number of fragments produced per snow/aggregate-graupel collision N_{sg} . The last row is the CIBU enhancement factor $CIBU_{ef}$ in percent (see text).

Process Acronym	Description
ACC	Raindrop accretion on snow to produce graupel
AGGS	Snow growth by capture of cloud ice
BERFI	Growth of cloud ice by Bergeron-Findeisen process
CEDS	Deposition/sublimation of water vapour on cloud ice
CFRZ	Raindrop Freezing by contact with cloud ice
CIBU	Snow break-up by collision with graupel
CMEL	Conversion Melting of snow into graupel
CNVI	Decreasing snow converted back to cloud ice
CNVS	Growing cloud ice converted into snow
DEPG	Water vapour deposition on graupel
DEPS	Water vapour deposition on snow
DRYG	Graupel dry growth (water can freeze fully)
HINC	Heterogeneous nucleation by immersion
HIND	Heterogeneous nucleation by deposition
HONC	Homogeneous freezing of the cloud droplets
HONH	Haze homogeneous freezing
HMG	Droplet riming and Hallett-Mossop process on graupel
HMS	Droplet riming and Hallett-Mossop process on snow
HMS	Water vapour deposition on snow
IMLT	Melting of cloud ice
RIM	Riming of cloud droplets on snow to produce graupel
SEDI	Sedimentation of cloud ice, snow or graupel
WETG	Graupel wet growth (water is partially frozen)

Table 3. Nomenclature of the microphysics processes of the budget profiles.

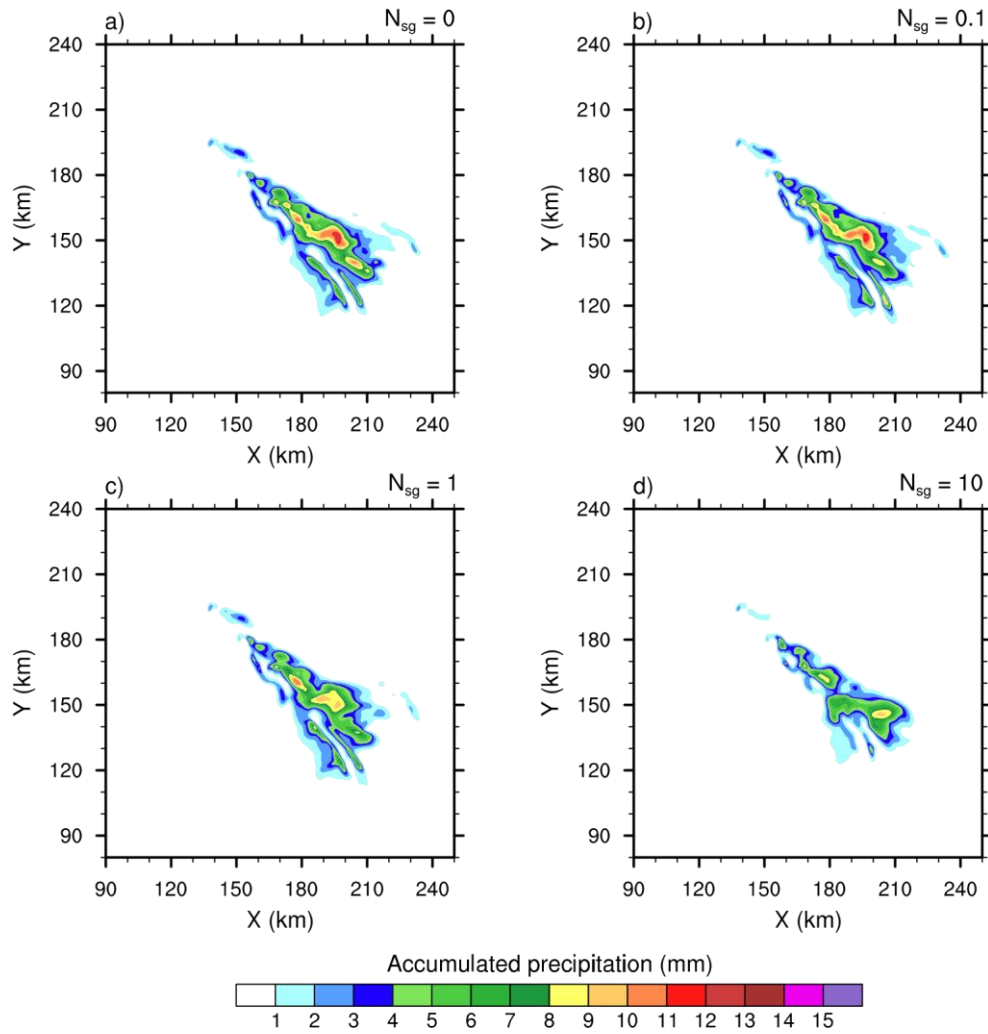


Figure 1. 4-h accumulated precipitation of the STERAO simulations where a) to d) refers to cases with $N_{sg}=0.0, 0.1, 1.0$ and 10.0 ice fragments per collision, respectively. The plots are for a fraction of the computational domain.

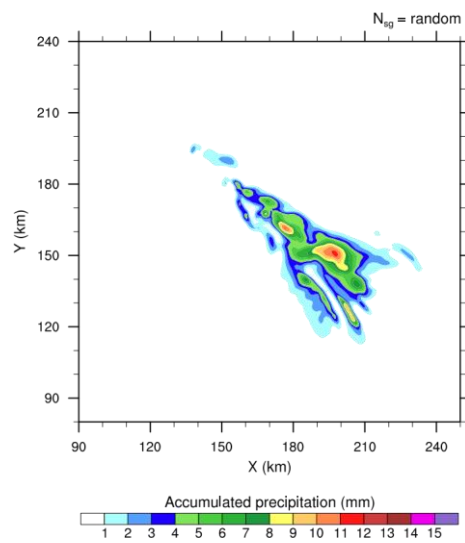


Figure 2. Same as Fig. 1, but for the "RANDOM" simulation.

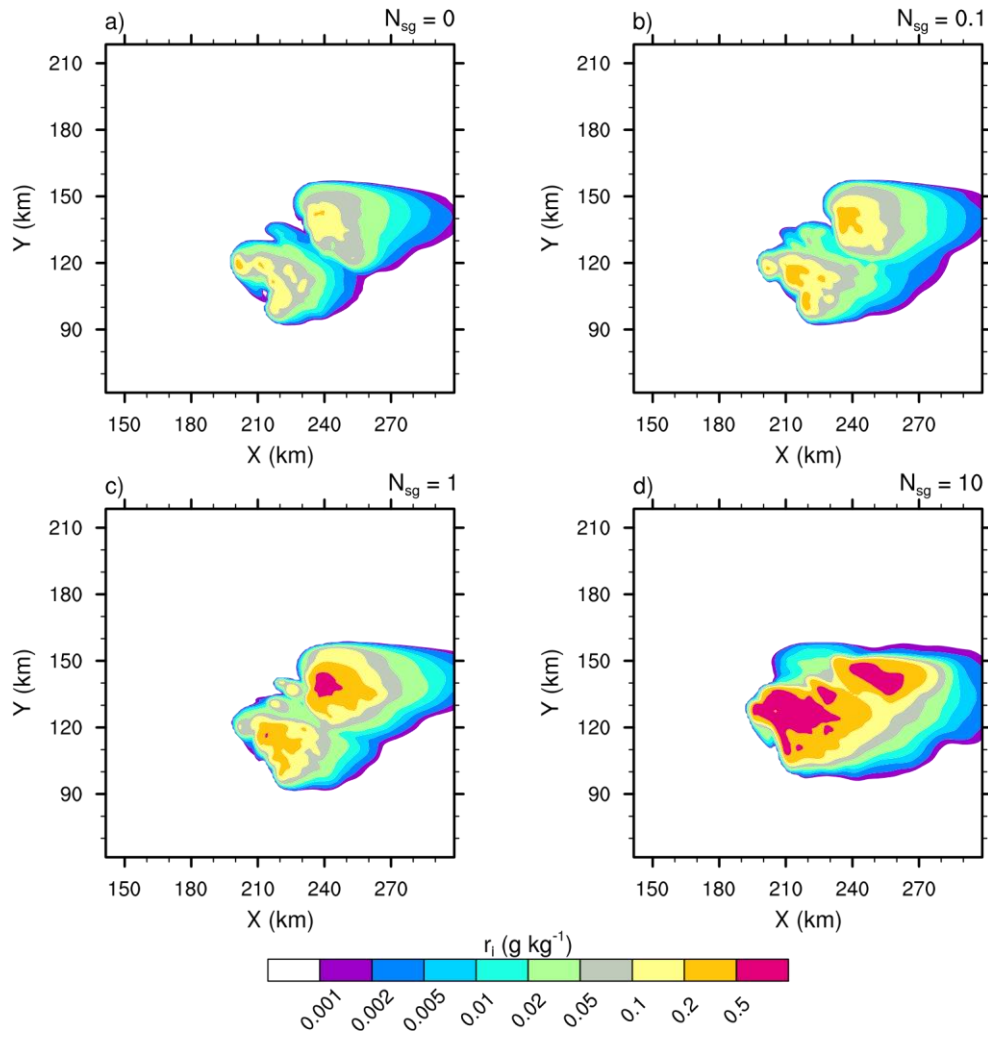


Figure 3. Mixing ratios of the cloud ice (r_i in log scale) of the STERAO simulations at 12 km height, where a) to d) refer to cases with $N_{sg}=0.0, 0.1, 1.0$ and 10.0 ice fragments per collision, respectively. The plots are for a fraction of the computational domain.

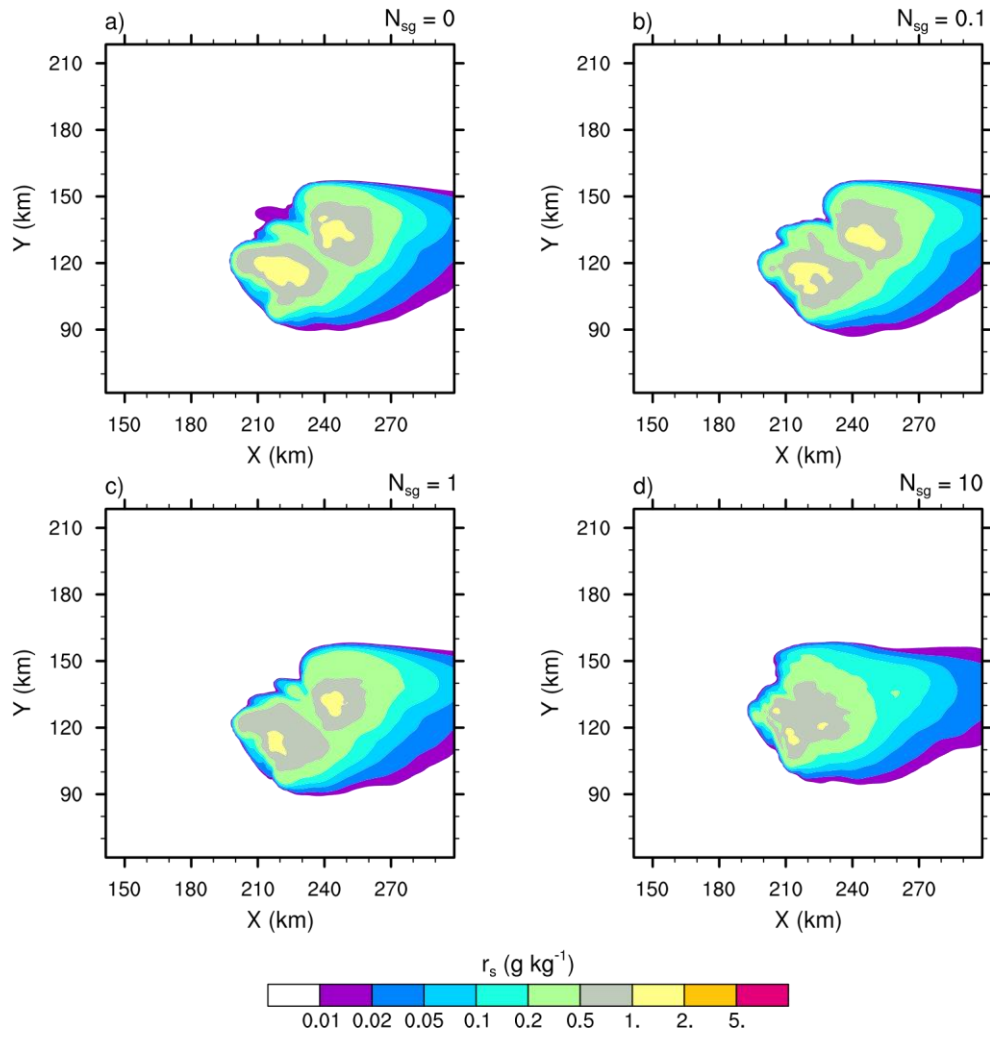


Figure 4. Same as Fig. 3 but for the mixing ratios of snow-aggregates (r_s).

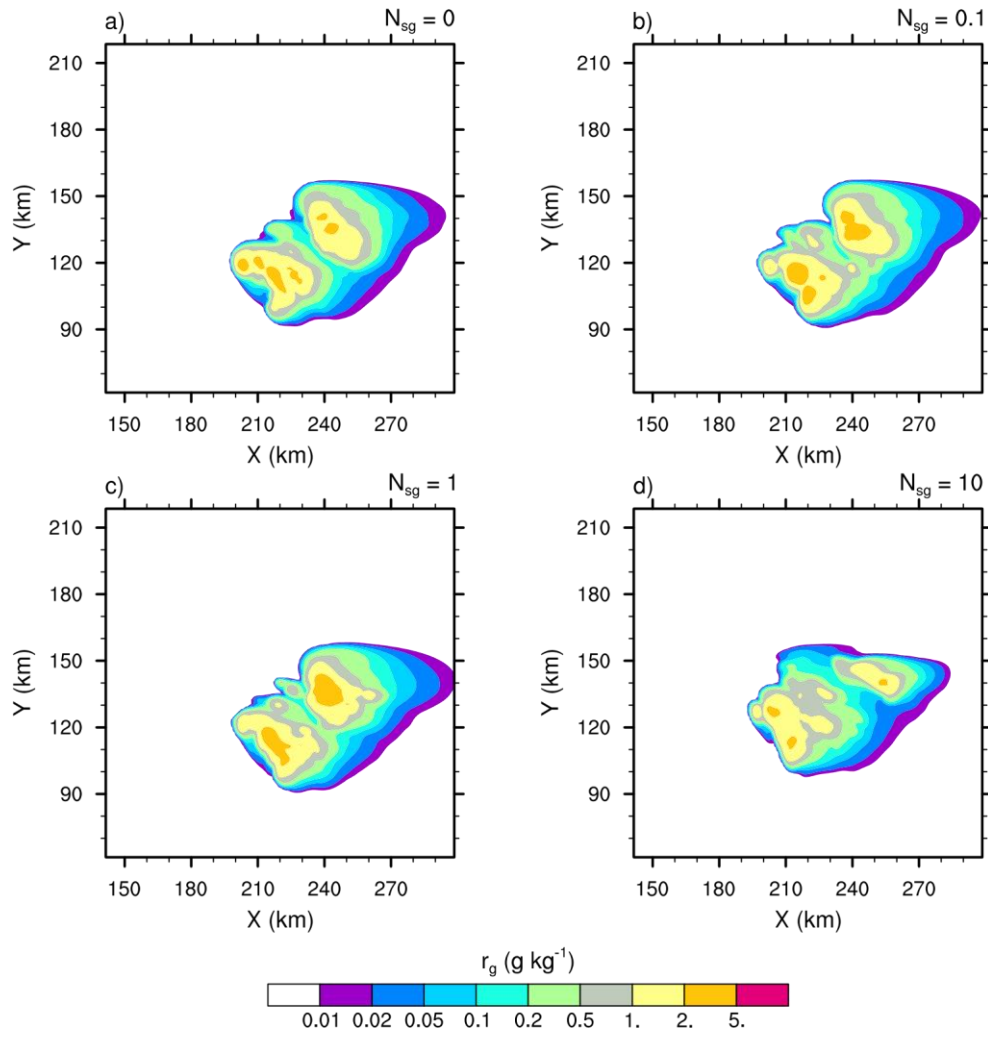


Figure 5. Same as Fig. 3 but for the mixing ratios of graupel (r_g).

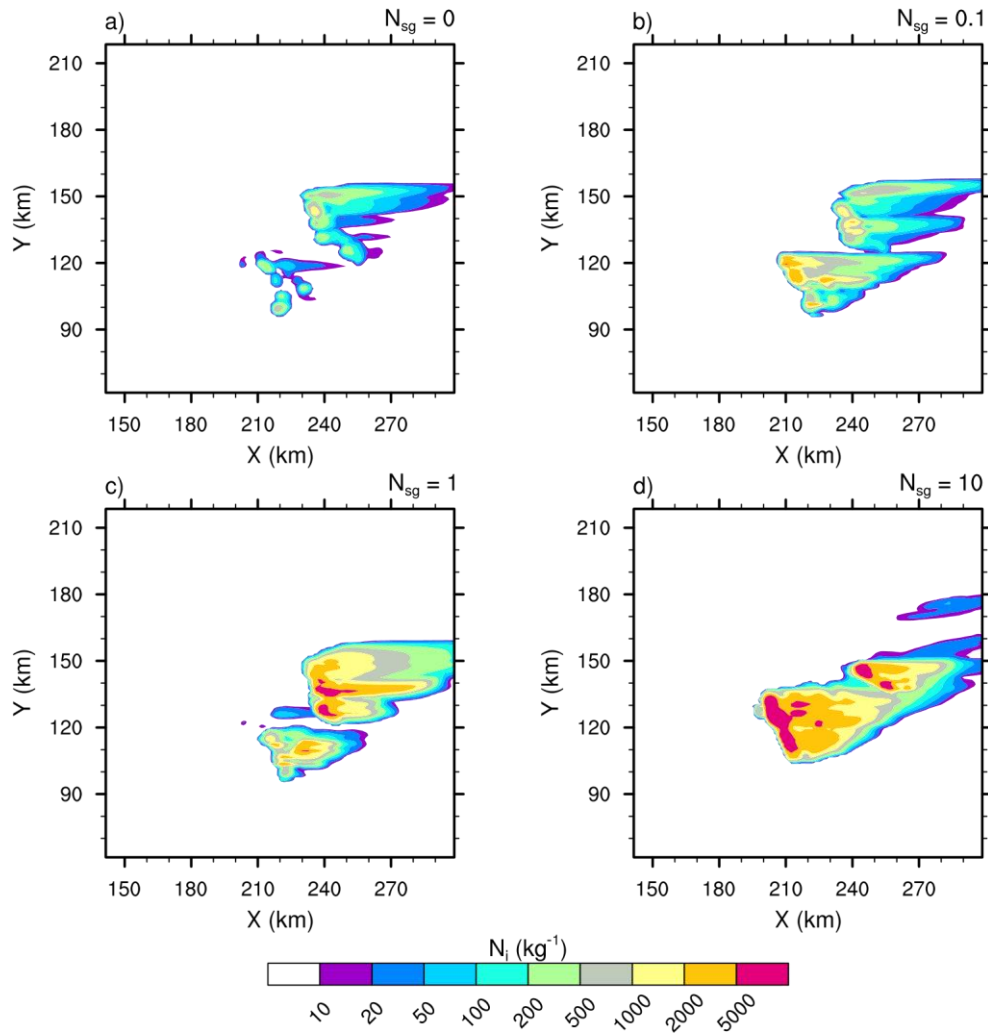


Figure 6. Number concentration of the cloud ice (N_i in log scale) of the STERAO simulations at 15 km height, where a) to d) refer to cases with $N_{sg}=0.0, 0.1, 1.0$ and 10.0 ice fragments per collision, respectively. The plots are for a fraction of the computational domain.

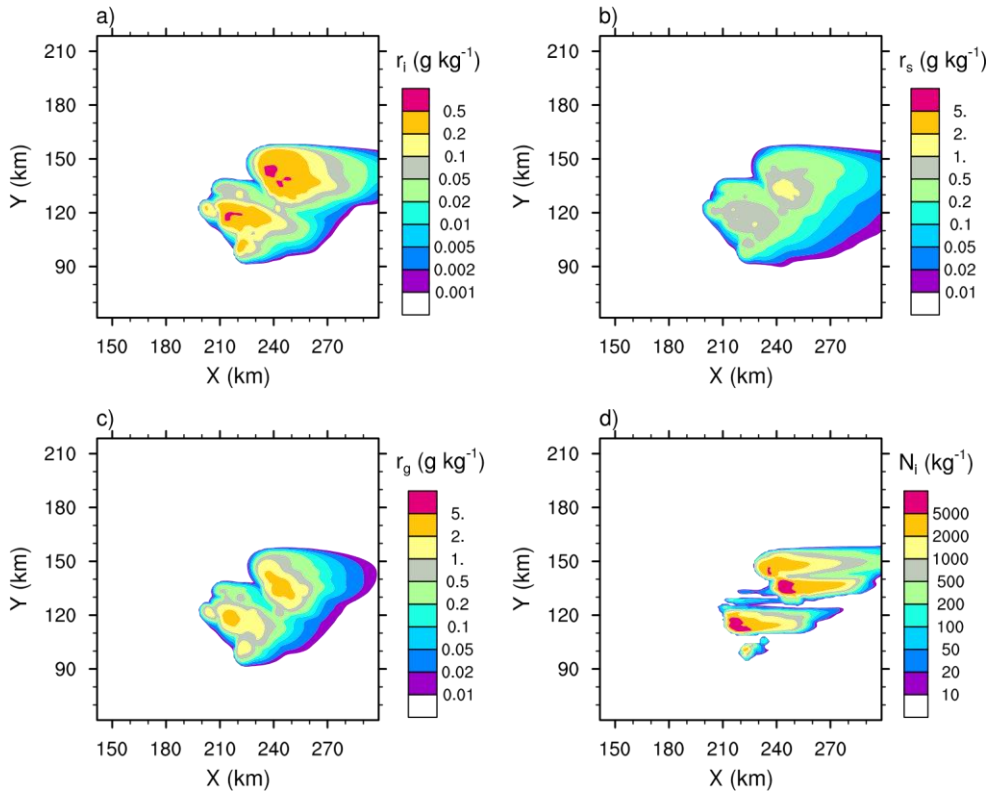


Figure 7. "RANDOM" case of the STERAO simulations showing the mixing ratios of a) the cloud ice (r_i), b) the snow-aggregates (r_s), and c) the graupel (r_g) at 12 km height. Plot d) refers to the number concentration of the cloud ice crystals (N_i) at 15 km height. The plots are for a fraction of the computational domain.

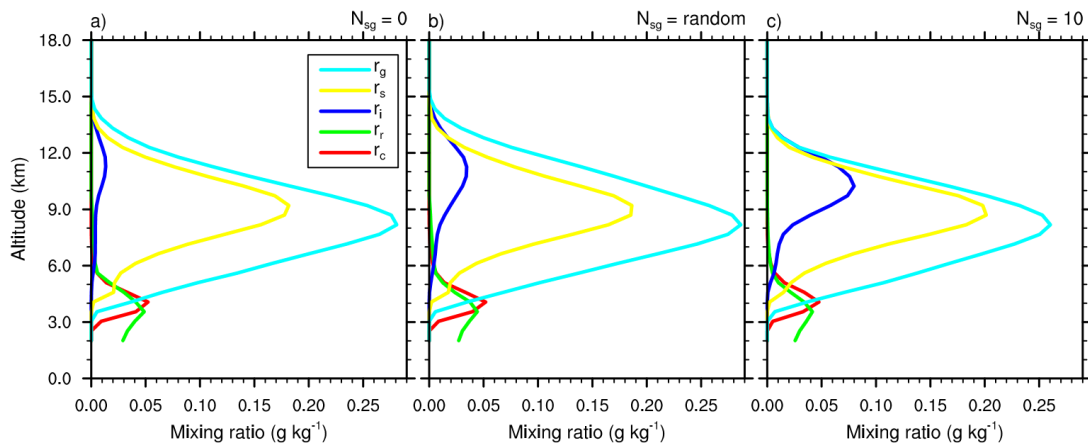


Figure 8. Mean profiles of condensate mixing ratios r_c , r_r , r_i , r_s and r_g ; in g kg^{-1} of the STERAO simulations corresponding to a) the $N_{sg}=0.0$ case, b) the "RANDOM" case and c) the case with $N_{sg} = 10.0$.

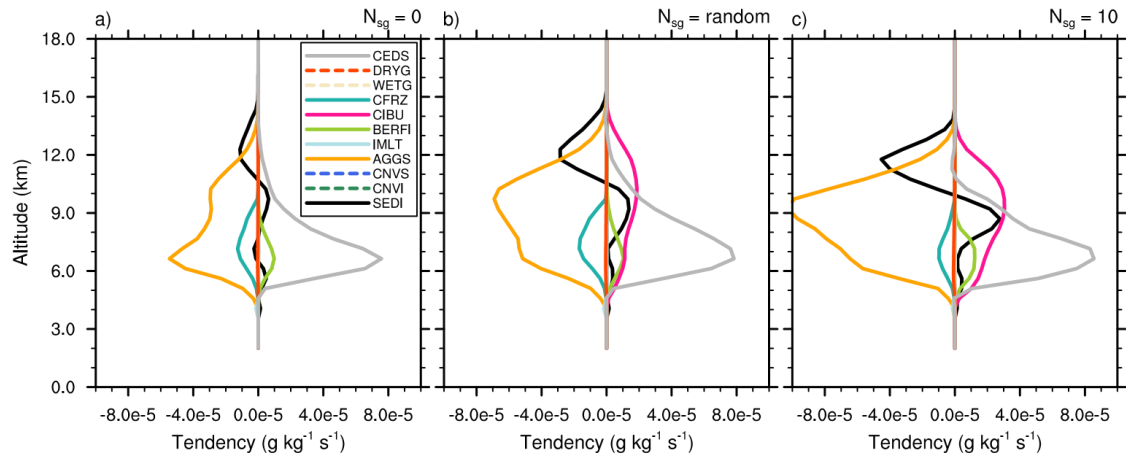


Figure 9. Mean microphysics profiles of cloud ice mixing ratio tendencies of the STERAO simulations corresponding to a) the $N_{sg} = 0.0$ (no CIBU) case, b) the "RANDOM" case and c) the case with $N_{sg} = 10.0$. The dashed lines are associated with processes having no significant impact on these budgets.

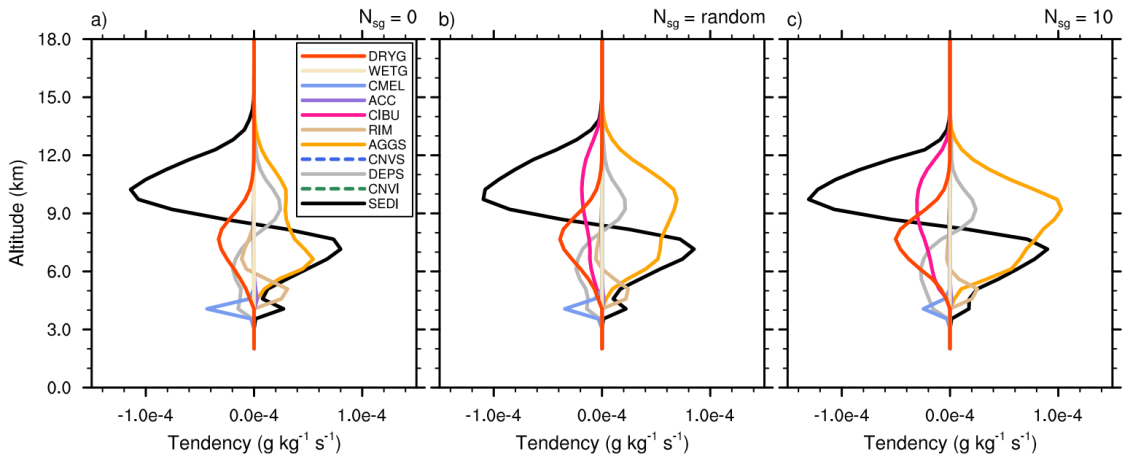


Figure 10. Same as Fig. 9 but for snow-aggregates.

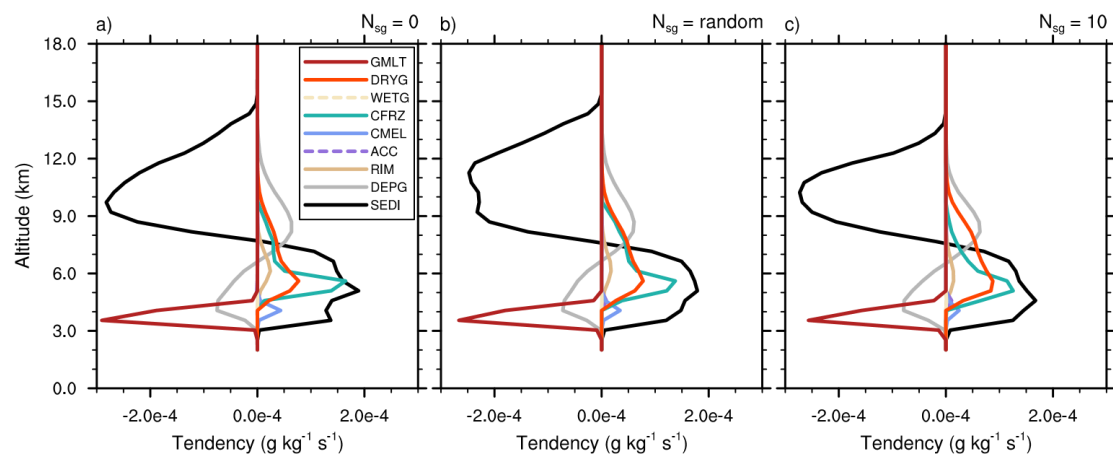


Figure 11. Same as Fig. 9 but for graupel.

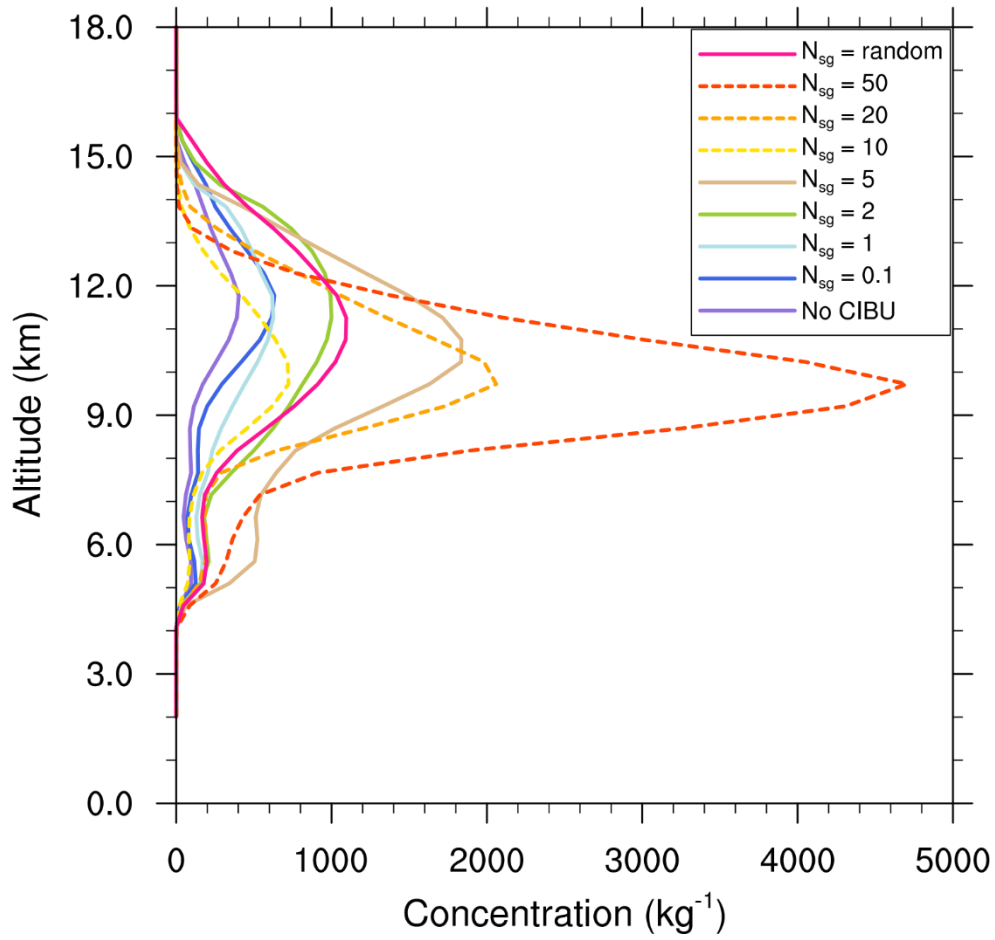


Figure 12. Mean profiles of the cloud ice crystal concentrations N_i (g kg^{-1}) of the STERAO simulations corresponding to different values of N_{sg} (see the legend for details). The profiles drawn with a dashed line have been divided by 10 to fit into the plot.

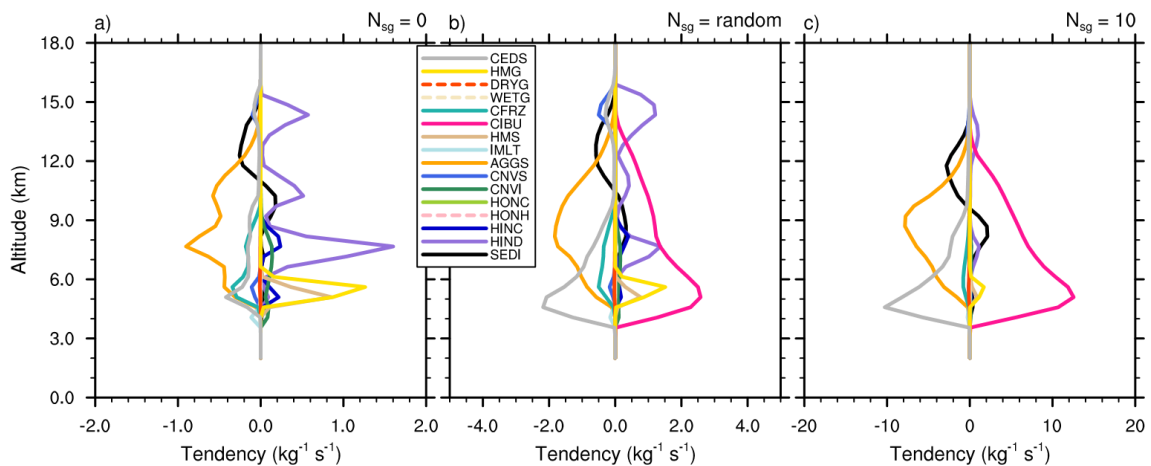


Figure 13. Mean microphysics profiles of the cloud ice crystal concentration tendencies of the STERAO simulations corresponding to a) the $N_{sg} = 0.0$ (no CIBU) case, b) the "RANDOM" case and c) the case with $N_{sg} = 10.0$ (Note that the horizontal scale increases from a) to c)). The dashed lines of the list box are associated with processes having no significant impact on these budgets.

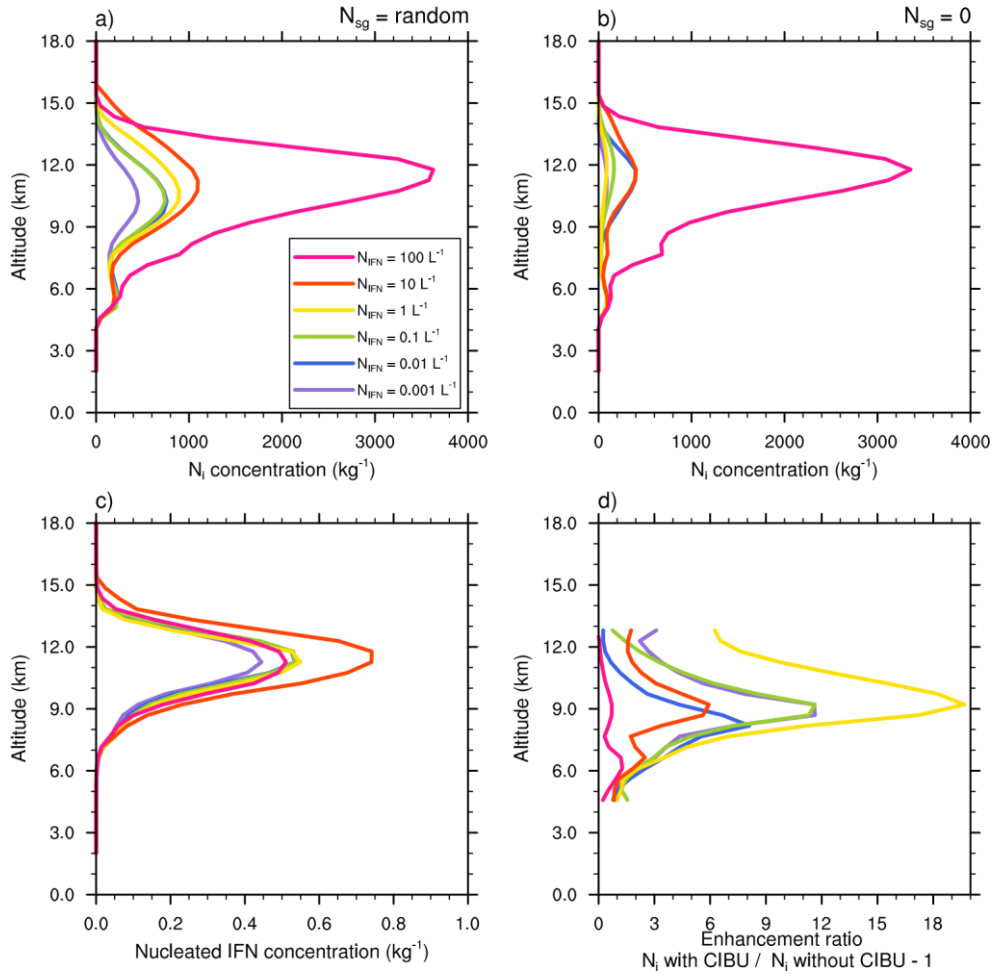


Figure 14. Mean profiles of cloud ice crystal concentration for 6 decades of initial IFN concentrations from 100 dm^{-3} to 0.001 dm^{-3} of the STERAO simulations corresponding to a) the CIBU simulation and "RANDOM" case and b) the non-CIBU simulation. The mean profiles of the nucleated IFN concentrations are plotted in c) after rescaling to fit the $[0.0-1.0]$ range. The rough estimate of CIBU enhancement factor of N_i is plotted in d) as a function of the initial IFN concentrations.

4.3. Effet de CIBU sur le développement du cyclone tropical Dumile

L'objectif de cette section est de d'analyser l'impact du processus de production secondaire de la glace primaire CIBU sur le développement et la structure du cyclone tropical Dumile. De la même manière que lors de l'étude précédente, plusieurs simulations ont été réalisées en faisant varier N_{SG} , le nombre de débris par collision (tableau 6). REF est la simulation de référence où l'on désactive le processus CIBU. Le premier travail sur CIBU a permis de conclure qu'un nombre de débris inférieur ou égal à 10 semblait plus réaliste. Une simulation du cyclone tropical Dumile est donc réalisée en activant CIBU avec $N_{SG} = 10$ (CIH). Une autre simulation est réalisée avec $N_{SG} = 1$ afin d'estimer un seuil minimal d'efficacité du processus (CIL). Enfin, une dernière simulation utilise un nombre de débris aléatoire par collision (RAN) ; N_{SG} étant déduit d'un tirage aléatoire entre 1 et 10. Hormis l'activation de CIBU, la configuration de ces simulations est la même que celle des simulations du Chapitre 3.

Tableau 6. Nombre de débris produits par collision dans le processus CIBU pour chaque simulation.

Simulation	N_{SG}
REF	0
CIL	1
CIH	10
RAN	$1 < N_{SG} < 10$

Nous présentons dans un premier temps l'impact de ce processus sur l'intensité, la trajectoire et les précipitations associées au cyclone tropical Dumile. Dans un deuxième temps, la structure microphysique du système est examinée. Nous considérons en priorité la deuxième partie de la simulation (entre 27 et 57 heures), c'est-à-dire lorsque le domaine fils, à 2 km de résolution, est introduit.

4.3.1 Impact sur la trajectoire et l'intensité

La trajectoire des systèmes simulés (figure 55) est peu sensible au processus CIBU jusqu'à 42 heures. Au-delà de 42 heures de simulation, on observe une légère accélération et une modification de la direction pour les simulations CIL (ligne rouge) et CIH (ligne cyan) uniquement. La simulation utilisant un nombre de débris aléatoire par collision (RAN, en violet) reste très proche de la simulation de référence (REF, en vert).

L'intensité décrite par la pression minimale au niveau de la mer varie peu entre les différentes simulations. L'unique différence notable est l'intensification continue à 48 h des simulations CIH et CIL opposée à un affaiblissement des simulations REF et RAN. Selon l'activation ou non du processus et le choix du paramètre N_{SG} , l'estimation de l'intensité finale peut ainsi varier d'environ 6 hPa. Néanmoins, les divergences de trajectoire et d'intensité sont trop faibles ici pour pouvoir avancer des hypothèses sur un éventuel effet du paramètre CIBU, via une modification de la structure dynamique.

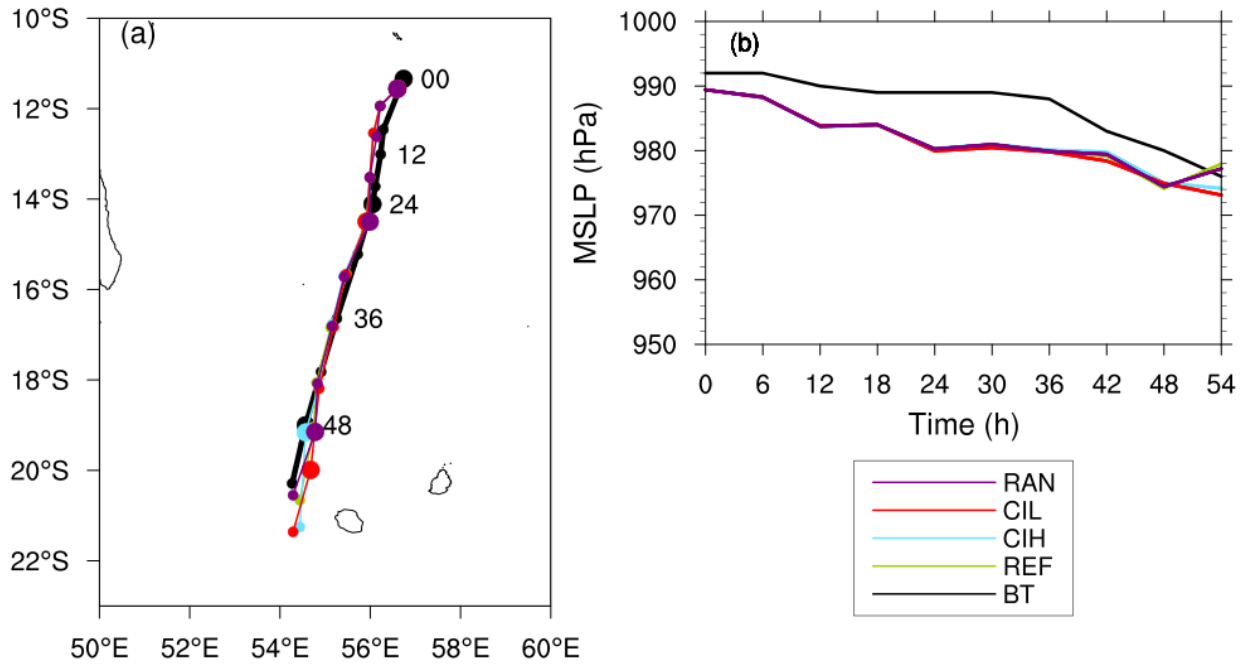


Figure 55. Evolution de (a) la trajectoire et de (b) la pression minimale au niveau de la mer (hPa) de Dumile dans la best-track (BT) et dans les quatre configurations testées (REF, CIH, CIL, RAN ; voir tableau 1)

4.3.2 Impact sur les précipitations

Le précédent travail sur CIBU dans le cadre d'un orage idéalisé a montré un effet indirect du processus sur les précipitations : plus le processus est efficace et consomme de la neige, moins la fonte du graupel (converti à partir de la neige) contribue aux précipitations (figure 1, section 4.2). Nous tentons ici de vérifier si cet effet est visible à l'échelle du cyclone. Bien que la conclusion de la section 4.2 préconise l'utilisation du paramètre « random » pour prendre en compte le caractère aléatoire des collisions selon les surfaces des particules, une première analyse sur ce cas réel de cyclone a montré que la simulation RAN est proche soit de la simulation REF. Dans un souci de clarté, nous nous concentrons sur les deux situations extrêmes CIH et CIL dans la suite de cette section.

La figure 56 montre les précipitations instantanées à 27 h des simulations REF, CIL et CIH et celles obtenues à partir de Windsat. L'effet de CIBU n'est pas comparable à l'effet du couplage d'un schéma microphysique à un schéma d'aérosols (figure 7, section 3.2.2). Quelle que soit la simulation réalisée, la structure globale reste inchangée : on observe les fortes précipitations dans la partie nord du système, ce qui est cohérent avec les données provenant de Windsat. Les précipitations instantanées de chacune des simulations sont toutefois nettement supérieures à celles mesurées par le satellite, avec des maxima supérieurs à 100 mm h^{-1} contre 25 mm h^{-1} pour Windsat.

L'effet sur les précipitations est maintenant examiné sur les précipitations accumulées entre 27 et 54 heures de simulation (figure 57). La trajectoire et la vitesse de déplacement des systèmes étant similaires, il est possible de réaliser une inter-comparaison des simulations basée sur ce paramètre.

Deux phases sont visibles sur les résultats de la simulation de référence. Au-dessus de la latitude -18°S , les cumuls de précipitations sont globalement inférieurs à 100 mm, bien que ce seuil soit dépassé localement au nord et à l'est du système. En revanche, il est clair que le système produit des précipitations plus intenses à partir de 42 h avec des précipitations cumulées dans le cœur du système dépassant 150 mm. Les maxima sont localement supérieurs à 250 mm.

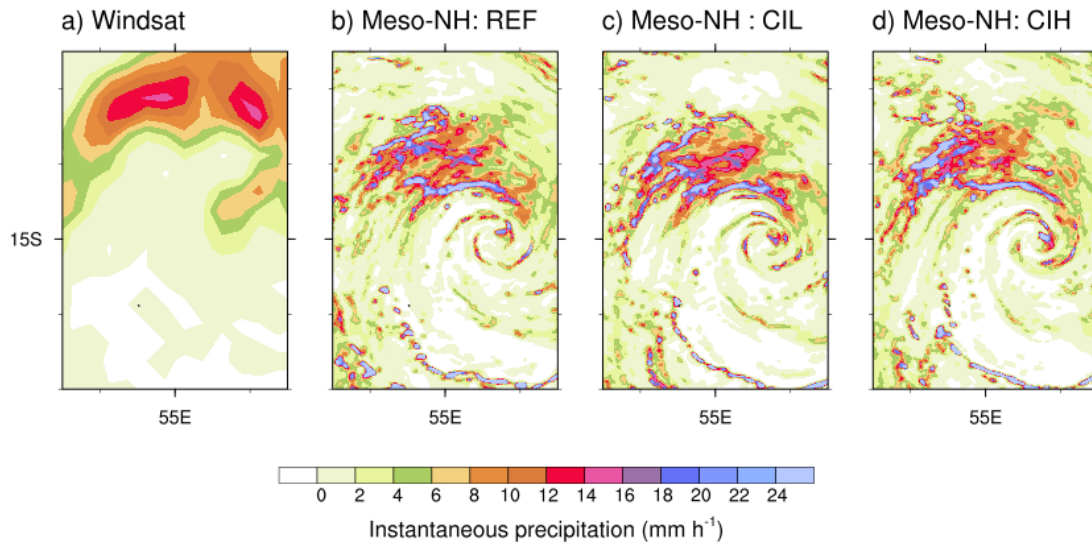


Figure 56. Précipitations instantanées le 02/01/2013 à 03 UTC observées par Windsat (a) et simulées par Meso-NH dans les configurations (b) REF, (c) CIL et (d) CIH.

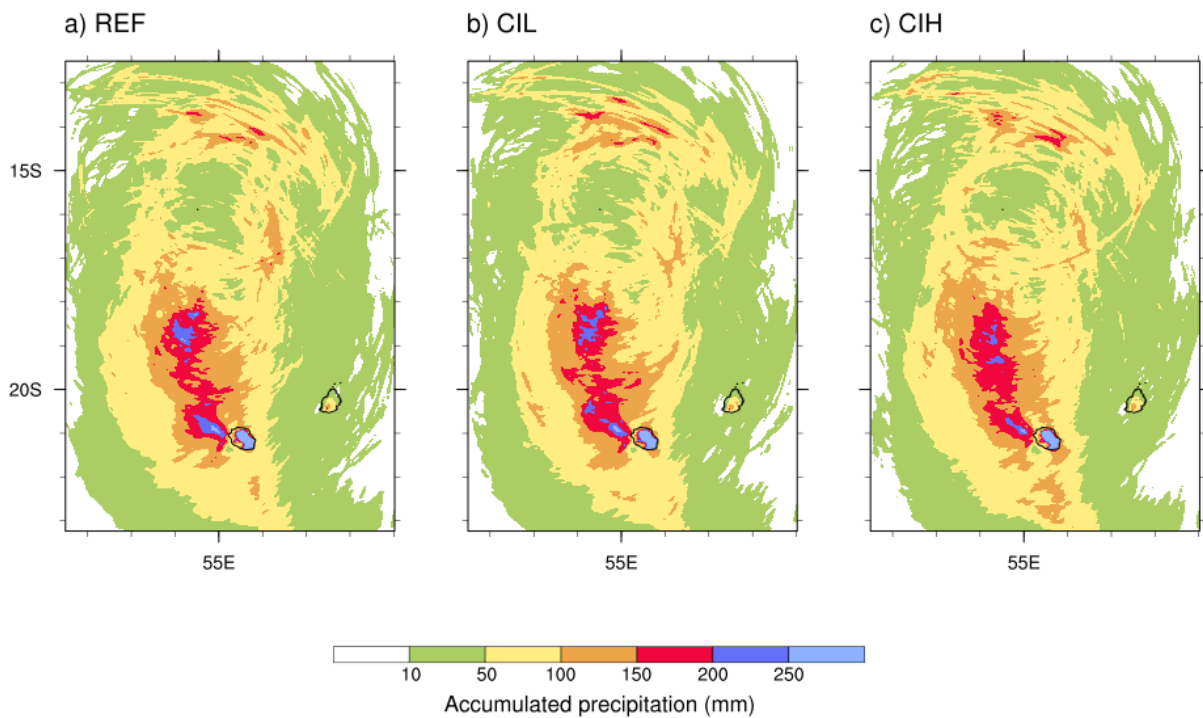


Figure 57. Précipitations accumulées (mm) entre 27 h et 54 h de simulation pour les simulations REF, CIL et CIH.

Si l'on observe la répartition globale des cumuls lors de cette période, il y a peu de divergences lorsque le processus CIBU est activé. En ce qui concerne les plus forts cumuls (couleur bleue), on retrouve les maxima dans les mêmes régions (vers -19° S et -21° S) dans le cœur du système et sur une large moitié est de La Réunion. Les divergences entre CIL et CIH ne montrent pas de tendance significative quant à l'impact du paramètre N_{SG} sur l'intensité des précipitations.

La fonction de densité de probabilité des cumuls de pluie est tracée (figure 58) afin d'essayer de dégager une tendance quant à l'impact de CIBU sur les précipitations cumulées. Afin de mettre en lumière les divergences, nous présentons sur cette figure les deux extrêmes : REF et CIH. Si l'on tient compte de la gamme entière de cumuls (entre 10 et 300 mm), il n'y a pas de tendance particulière liée à l'activation du processus CIBU dans la simulation. CIH génère plus de points avec des précipitations cumulées entre 80 et 130 mm que la simulation REF. Néanmoins, il est à noter que les cumuls entre 200 et 250 mm, qui sont principalement générés dans le cœur du système (figure 56), sont moins fréquents lorsque CIBU est activé. Ceci semble logique dans le sens où CIBU devrait impacter essentiellement le cœur du système où la convection (et les précipitations associées) est maximale. Sous l'action des processus microphysiques mixtes tels que le givrage, on observe dans ces zones des masses importantes de neige et de graupel.

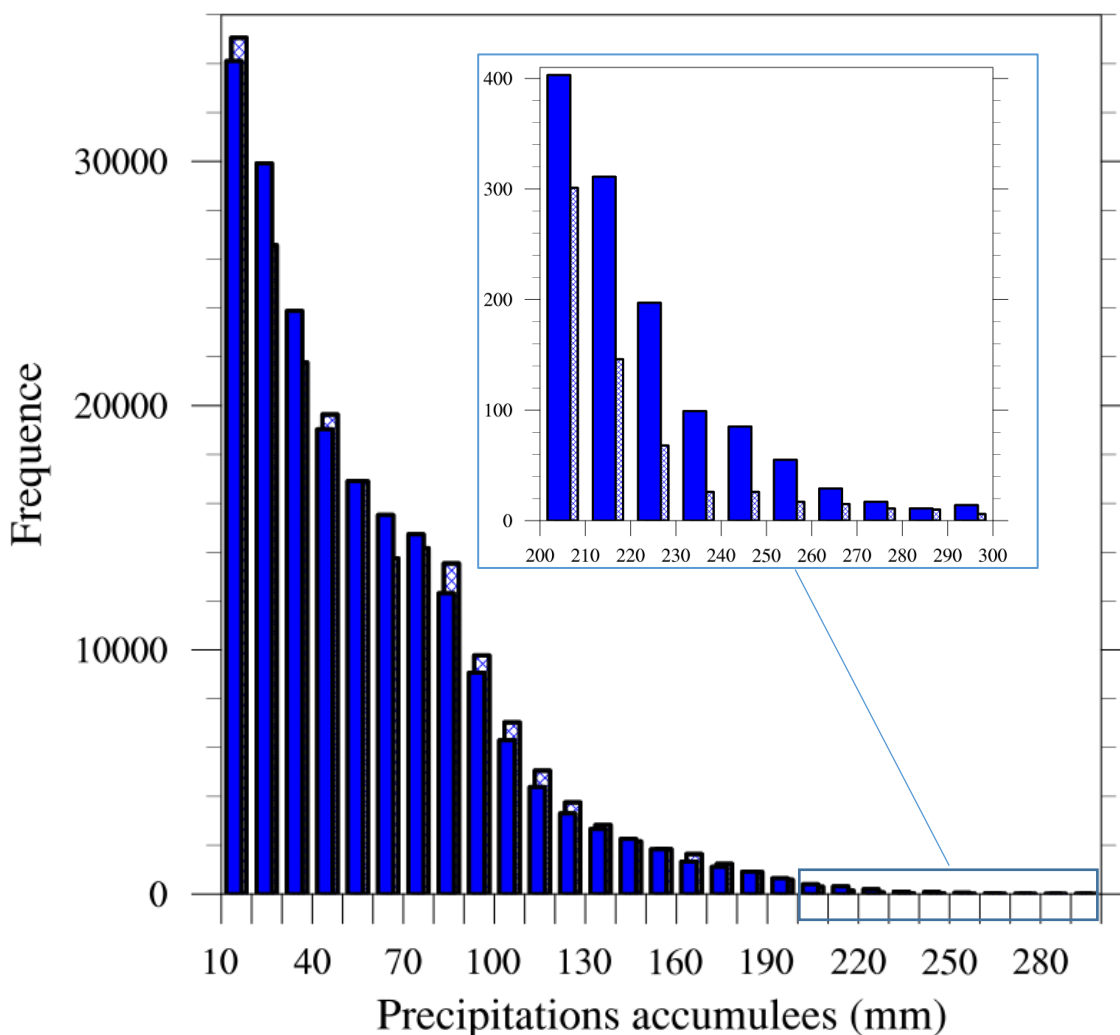


Figure 58. Histogramme de la répartition des cumuls de précipitations (par bin de 10 mm) des simulations REF (bleu) et CIH (zones hachurées).

4.3.3 Impact sur la structure microphysique

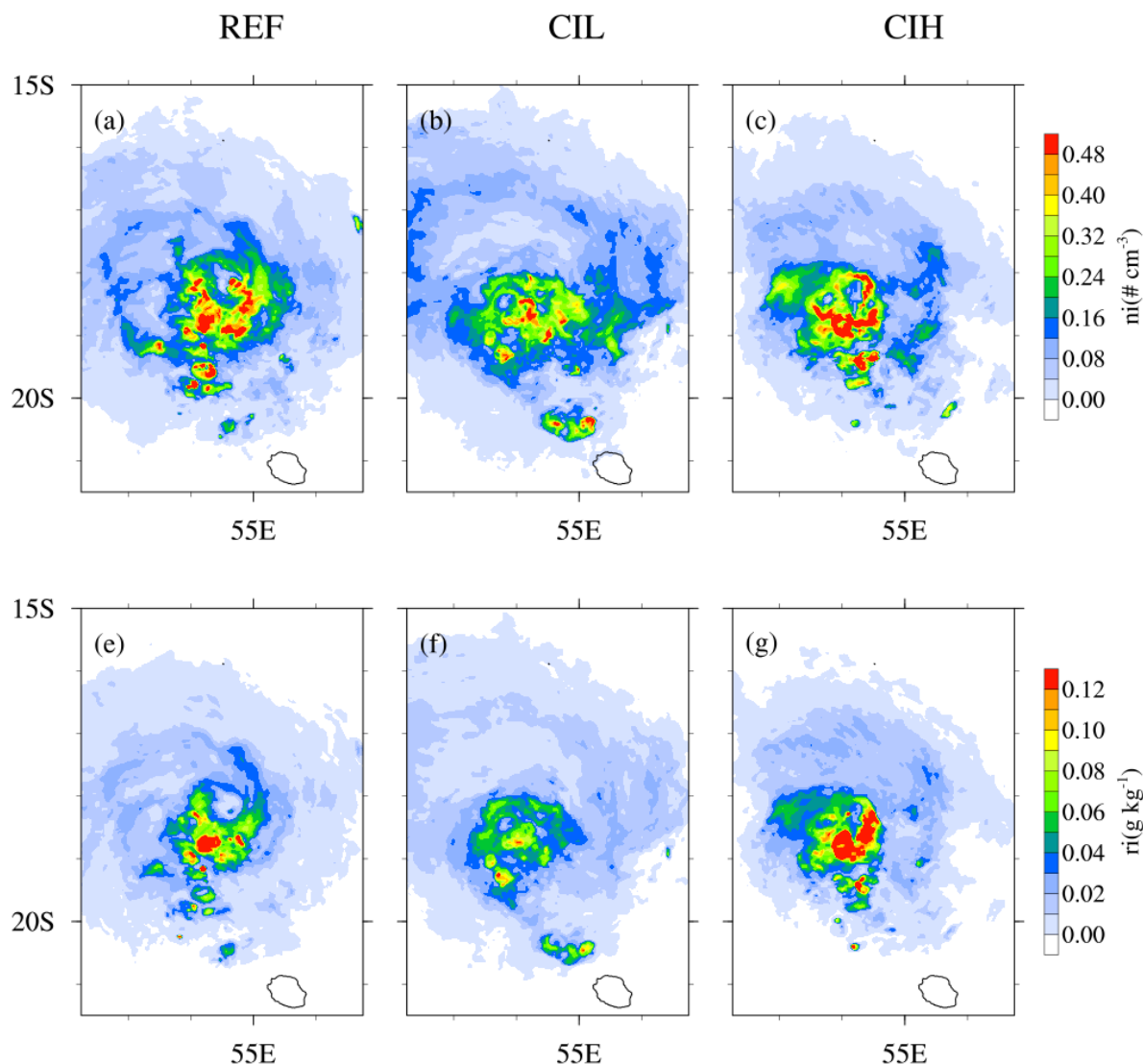


Figure 59. Coupes horizontales à 17 km d'altitude, le 02/01/13 à 21 UTC, (haut) des concentrations en nombre n_i (m^{-3}) et (bas) des rapports de mélange r_i (g kg^{-1}) des cristaux de glace pour les simulations REF, CIL et CIH.

Le processus CIBU étant un mécanisme de génération secondaire de la glace, il est important d'analyser son impact sur les champs de glace primaire. Ainsi, dans cette partie, nous nous concentrons sur la couverture cirriforme du cyclone tropical Dumile (figure 59). L'échéance de 45 h a été choisie car, elle correspond à une période de fortes précipitations. La coupe horizontale de la concentration en nombre de la glace primaire à 17 km d'altitude diffère selon les simulations. Dans le cœur du phénomène où la concentration en nombre dépasse 0.2 cm^{-3} , la simulation CIL semble produire moins de cristaux de glace que REF et CIH. L'étalement horizontal des cirrus représenté par les valeurs inférieures à 0.01 cm^{-3} est plus réduit dans le cas de la simulation CIH. On observe des tendances similaires pour les rapports de mélange des cristaux de glace. Alors que la simulation CIL ne produit quasiment pas de rapport de mélange supérieur à 0.10 g kg^{-1} , elle génère néanmoins une structure plus étendue que les simulations REF et CIH. La simulation CIH produit nettement plus de masse de glace primaire que REF et CIL dans les zones convectives ($r_i > 0.12 \text{ g kg}^{-1}$). Cet excès de masse de glace dans la simulation CIH tend à favoriser la sédimentation et limite ainsi le transport horizontal des hydrométéores.

Ceci pourrait expliquer pourquoi la structure horizontale générée par CIH, à la fois en masse et en concentration en nombre, est minimisée par rapport aux autres simulations. Il serait judicieux d'étudier une représentation de la structure verticale afin d'éclaircir ce point. Si l'on se base sur les divergences entre REF et CIH, l'effet de l'activation de CIBU est mieux visible sur la coupe horizontale du rapport de mélange que celle de la concentration en nombre.

D'après les résultats précédents concernant les précipitations et la structure microphysique de la phase froide, nous pouvons avancer que le processus impacte plus fortement le cœur du phénomène. C'est pourquoi nous choisissons pour la suite d'étudier la structure verticale du phénomène dans un rayon de 120 km autour de l'œil. Les diagrammes CFAD (Contoured Frequency by Altitude Diagrams) (Yuter et Houze, 1995) présentent ici un intérêt car ils permettent d'analyser quantitativement les différences de profils verticaux des rapports de mélange des hydrométéores (figure 59). Nous comparons la simulation REF et la simulation CIH qui présentent les divergences les plus significatives, à une échéance de 45 h de simulation.

Comme le laissaient présager les figures 57 et 58, la phase chaude (gouttelettes nuageuses et gouttes de pluie) semble également être impactée par le processus CIBU. Bien que la répartition verticale reste inchangée, CIH produit plus de forts rapports de mélange de gouttelettes nuageuses (entre 1 et 2 g kg⁻¹) vers 2 km d'altitude. On observe également des rapports de mélange importants (jusqu'à 4 g kg⁻¹) des gouttes de pluie lorsque CIBU est activé, sur une colonne s'étendant entre 0 et 5 km d'altitude. Il est possible que cet excès soit la conséquence directe de la modification de la phase froide liée à CIBU précédemment observée (figure 59). Nous observons ici l'effet inverse, à savoir une augmentation des précipitations. Toutefois, ces divergences ne sont dues qu'à une proportion faible (0.1 voire 0.01 % des points).

De manière globale, la simulation CIH produit plus de masse de glace primaire que la simulation REF sur la colonne troposphérique. Néanmoins, le niveau le plus représentatif de cet écart semble se situer vers 6 km d'altitude (maxima de 1.7 g kg⁻¹ contre 0.7 g kg⁻¹ avec la simulation REF). La distribution de la concentration en nombre des cristaux de glace est nettement stratifiée : on observe deux niveaux préférentiels entre 8 et 11 km d'altitude, et entre 14 et 17 km d'altitude. Ces deux niveaux ont un comportement contraire si l'on observe les maxima de valeurs. Dans des faibles proportions, alors que l'activation de CIBU semble favoriser la génération de concentrations supérieures à 1 cm⁻³ en haute troposphère, elle diminue ces mêmes concentrations en moyenne troposphère. Cet effet est inversé pour les faibles concentrations. La distribution des rapports de mélange de la neige et du graupel est également affectée, bien que la répartition verticale de ces hydrométéores soit conservée. Nous pouvons notamment remarquer que l'écart de proportion concernant la neige est marqué (entre 1 et 10 %) pour les faibles rapports de mélange ($r_g < 1$ g kg⁻¹), quelque soit l'altitude considérée. L'effet sur la proportion est moins visible pour le graupel, toutefois CIBU semble agir sur les maxima entre 6 et 10 km d'altitude : on observe entre 0.1 et 0.5 % de valeurs comprises entre 4 et 7 g kg⁻¹.

Le fait d'observer les divergences significatives vers 6 km d'altitude peut s'expliquer par la présence conjointe de cristaux de glace, de neige, et de graupel, dans une zone où les processus microphysiques mixtes sont les plus actifs. Il est ainsi logique que CIBU soit plus efficace dans cette zone. Son impact s'étend à la haute troposphère (aux cirrus) via le transport vertical dans le mur de l'œil, ce qui pourrait expliquer l'excès de concentration en glace primaire observé entre 14 et 17 km d'altitude dans le cas de la simulation CIBU. Il reste des zones d'ombre dans l'analyse de ces CFAD. Il semble que CIBU favorise la formation de la neige sur une hauteur significative (entre 5 et 16 km d'altitude), ce qui n'est pas cohérent avec les résultats du travail sur STERAO qui montrent l'effet inverse. Il est toutefois possible que le processus d'aggrégation de cristaux de glace par la neige défini comme un processus majeur favorisé par CIBU, compense la perte de neige induite par les collisions. Par ailleurs, l'effet direct de CIBU sur la concentration en nombre des cristaux de glace semble être complexe car les faibles et fortes valeurs réagissent différemment au processus.

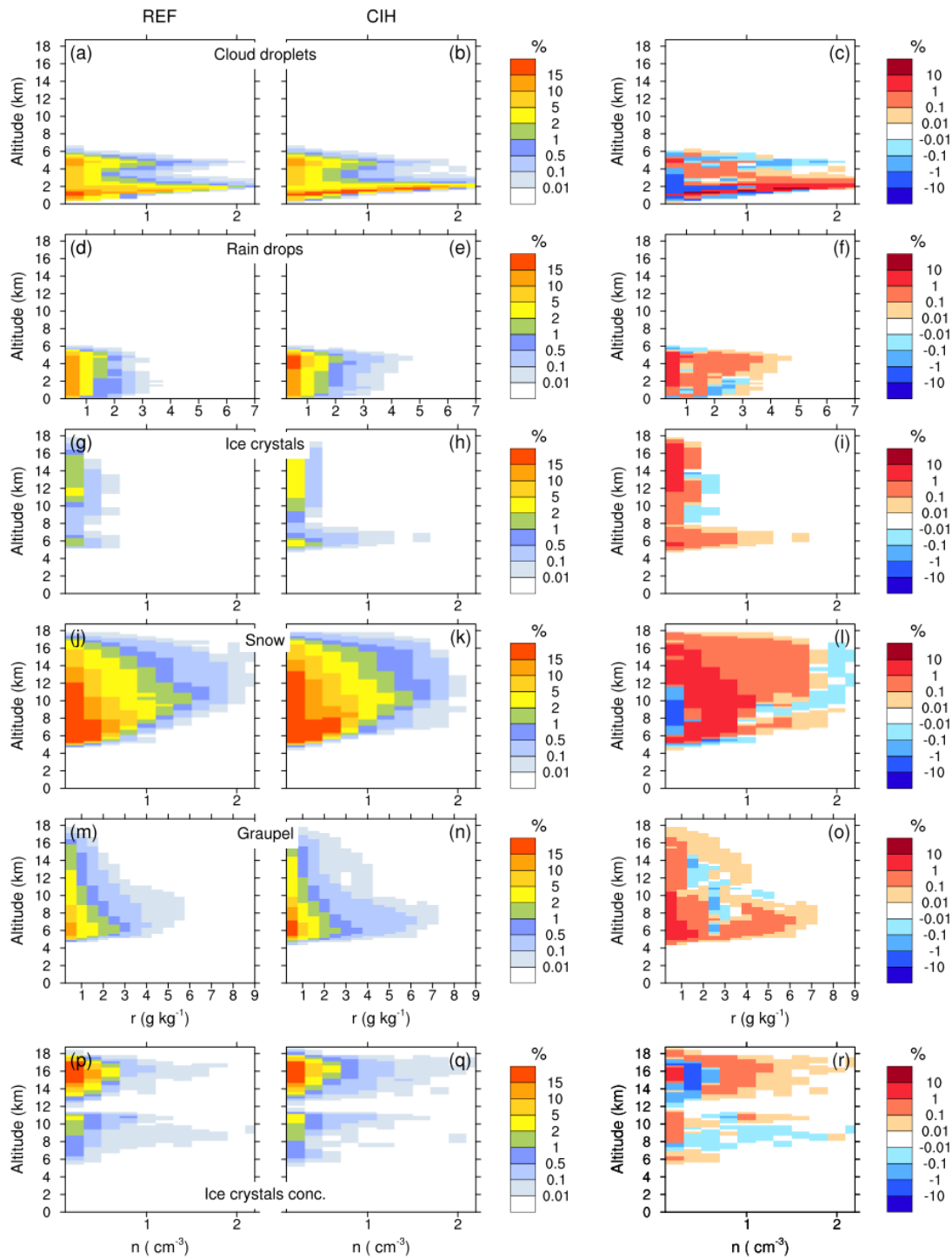


Figure 60. CFAD des rapports de mélange (répartis par « bin ») pour les six espèces considérées : les gouttelettes nuageuses (0.2 g kg^{-1}), les gouttes de pluie (0.5 g kg^{-1}), les cristaux de glace (0.2 g kg^{-1}), la neige (0.2 g kg^{-1}), et le graupel (0.5 g kg^{-1}). La concentration en nombre des cristaux de glace (bins de 0.2 cm^{-3}) est représentée sur la dernière ligne. Les anomalies de fréquence (CIH – REF) sont représentées sur la colonne de droite. Ces points sont compris dans un rayon inférieur à 120 km par rapport à l'œil.

Les diagrammes de Hövmoller présentent un intérêt pour comprendre l'évolution temporelle de la structure microphysique froide en lien avec l'efficacité du processus CIBU (figure 61). Le paramètre étudié est la moyenne azimuthale des rapports de mélange et des concentrations en nombre à un rayon donné. Ce type de visualisation permet de comprendre et de comparer l'extension horizontale des différentes structures, mais présente toutefois un biais dans le cas de systèmes dissymétriques. Nous choisissons une altitude de 6 km car nous considérons que CIBU est plus actif à cette altitude (voir figure 60).

Si l'on se base sur les concentrations en cristaux de glace, nous discernons nettement les phases d'activité modifiant les précipitations observées sur la figure 60. La formation de la glace est ici favorisée à partir de 42 h. La simulation CIH produit au cours de cette période des concentrations en cristaux de glace supérieures à celles de la simulation REF. Ceci a également des répercussions sur le rapport de mélange de la glace primaire et, via la conversion glace/neige, sur le rapport de mélange de la neige. En termes d'extension horizontale, il semble que le noyau de la structure microphysique froide soit plus proche du centre de l'œil dans le cas de la simulation CIH : la zone de concentrations supérieures à 0.02 cm^{-3} est entre 80 et 100 km alors que celle de la simulation REF est située à plus de 110 km de rayon.

Les maxima de rapport de mélange de la neige sont co-localisés avec le pic d'activité de la formation de la glace situé vers 42-45 h. Ces résultats sont cohérents avec les CFAD (figure 60), dans le sens où CIH produit nettement plus de masse de neige que REF. Cette production de neige à 48h semble être consécutive au noyau de glace primaire observé à 42 h de simulation. En complément de la figure 60, ces diagrammes de Hövmoller permettent de comprendre la mise en place d'une structure microphysique dense et des précipitations intenses associées dans le cœur du phénomène.

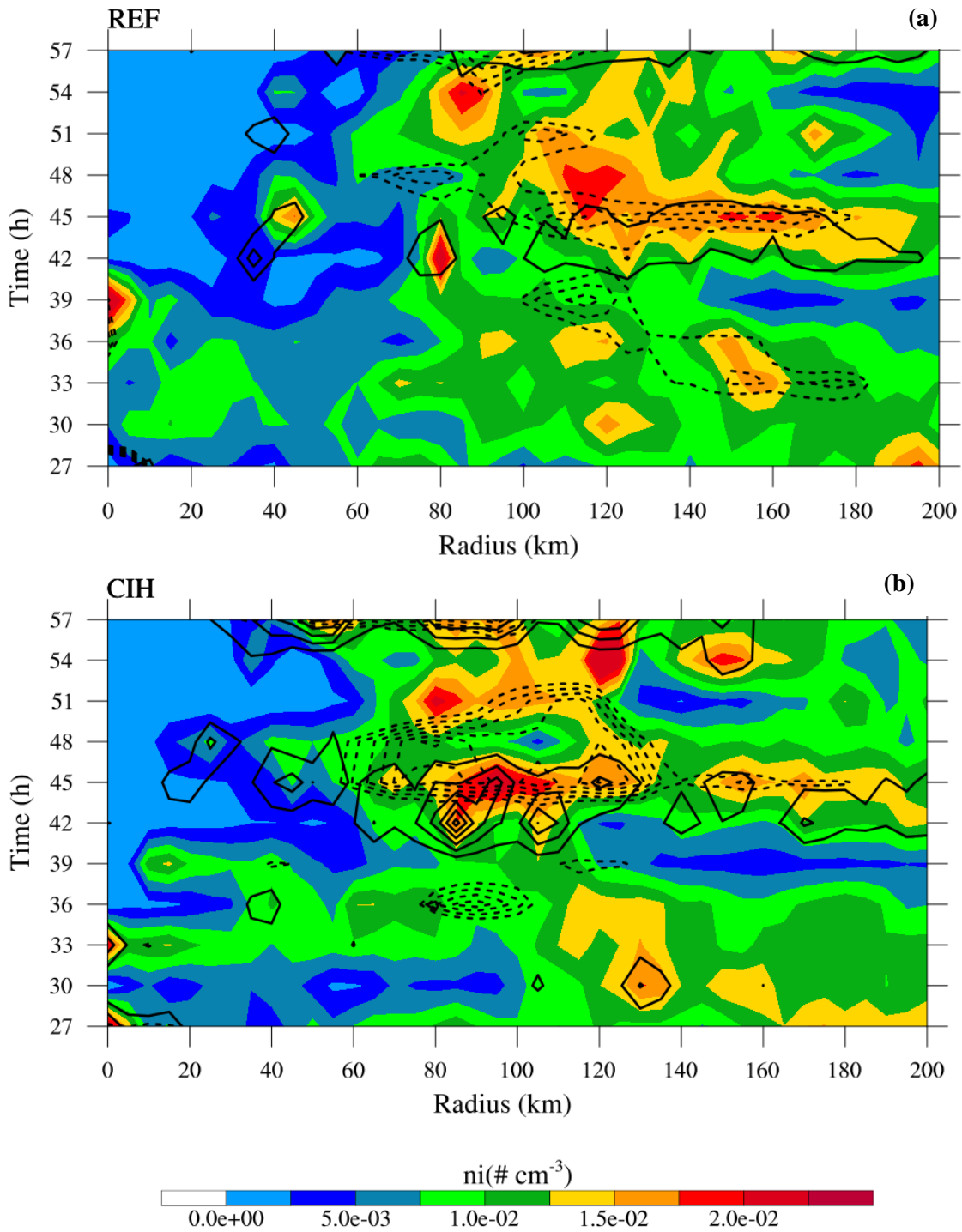


Figure 61. Diagramme de Hövmoller représentant la moyenne azimutale de la concentration en cristaux de glace notée n_i (contours colorés), du rapport de mélange des cristaux de glace (contours pleins tous les $1.4 \cdot 10^{-2} \text{ g kg}^{-1}$, à partir de 0.02 g kg^{-1}), et de la neige (contours pointillés tous les $2 \cdot 10^{-2} \text{ g kg}^{-1}$ à partir de 0.3 et 0.4 g kg^{-1}) à une altitude de 6 km pour les simulations (a) REF et (b) CIH.

4.3.4 Conclusion

Cette étude était une première visant à déterminer quel peut être l'impact du processus CIBU sur le comportement d'un cyclone tropical. Nous avons fait le choix de nous intéresser à l'intensité, la trajectoire, aux précipitations et à la structure microphysique du système. L'intensité et la trajectoire ne sont significativement influencées par l'activation du processus CIBU sur le cas du cyclone Dumile. Il n'est toutefois pas exclu que le processus puisse avoir un impact sur l'intensité à plus longue échéance, ou dans le cas d'un système plus intense. De manière globale, l'activation de CIBU impacte préférentiellement le cœur de la structure microphysique, *i.e.* le mur de l'œil et les bandes internes. Une phase d'augmentation de la convection débutant vers 39-42 h de simulation met en lumière des divergences entre les simulations où CIBU est activé (CIL et CIH) et la simulation de référence (REF).

Bien que chaque simulation ait une structure dynamique et microphysique qui lui est propre, nous nous sommes focalisés sur les simulations CIH ($N_{SG} = 10$) et REF qui diffèrent significativement en termes de précipitations et de distribution spatiale des hydrométéores. Sur la période de développement précédemment définie, les diagrammes de Hövmoller montrent que la simulation CIH favorise la formation de la glace primaire (en masse et en nombre) par rapport à la simulation REF. Toutefois, à l'inverse du cas STERAO, CIBU favorise également la génération de la neige et, par conséquent, du graupel. Nous montrons également que l'activation du processus CIBU tend à réduire les précipitations dans le cœur du système où la convection est la plus intense, ce qui est en accord avec le cas d'étude STERAO. Dans un rayon de 120 km autour de l'œil, il semble que CIBU soit le plus efficace vers 6 km d'altitude, *i.e.* la région où l'on retrouve un mélange de neige et de graupel, ingrédients nécessaires à ce mécanisme. L'impact du processus s'étend alors à la couverture cirriforme car les débris formés sont transportés par les ascendances. Toutefois, l'effet de CIBU sur la couverture cirriforme n'est pas clairement défini. Alors que la masse de glace primaire est nettement augmentée par CIBU en haute troposphère, la concentration en cristaux de glace ainsi que l'extension horizontale des cirrus ne montrent pas de réponse particulière au processus. Il n'est donc pas possible d'après ces résultats de caractériser le lien entre les zones convectives et les parties stratiformes.

Les simulations CIL et RAN ne diffèrent pas significativement de la simulation REF, ce qui pourrait nous laisser penser qu'un nombre de débris inférieur ou égal 1 ne serait pas suffisant pour assurer l'efficacité du processus. Ces résultats mettent également en lumière la difficulté d'extraire l'effet d'un processus microphysique sur un phénomène convectif complexe et de longue durée. Une fois le système modifié par un paramètre donné, il garde une dynamique interne propre qui empêche de dissocier l'effet d'un processus par rapport à l'ensemble des processus microphysiques. Une solution serait d'exagérer l'efficacité du processus CIBU, en prenant par exemple un N_{SG} égal à 50, et d'étudier les bilans microphysiques afin de mieux localiser l'action de CIBU dans les cellules convectives.

Conclusions et perspectives

Ce travail de thèse avait pour objectif d'analyser l'importance de l'effet de la microphysique nuageuse et des aérosols sur le comportement des cyclones tropicaux. Il se focalise plus particulièrement sur l'effet des aérosols marins sur l'évolution des cyclones tropicaux qui n'a pas ou peu été étudiée à ce jour par la communauté scientifique. Au sein du modèle atmosphérique Meso-NH, le schéma microphysique LIMA a été couplé au schéma d'aérosols ORILAM muni d'une fonction d'émission des sels marins. L'intérêt de ce couplage interactif est de générer en continu et en fonction de paramètres atmosphériques et océaniques des aérosols pouvant jouer le rôle de CCN.

Le cyclone tropical Dumile est un cas d'étude intéressant pour appréhender l'impact des aérosols sur les cyclones tropicaux. C'est un système dont la prévision numérique est correcte en termes d'intensité et de trajectoire. En ce qui concerne les aérosols, le contexte synoptique dans lequel il évolue inclut plusieurs types d'aérosols, dont les sels marins (majoritaires) émis sous le cyclone et des poussières désertiques advectées par le flux de mousson.

Une simulation de référence du cyclone Dumile est réalisée en activant le couplage. Nous nous attachons à valider la structure microphysique de cette simulation par comparaison avec l'outil DARDAR (Delanoë et Hogan, 2010) et un produit d'estimation de précipitations provenant de l'instrument Windsat (Wentz et Meissner, 1999), bien qu'il y ait des incertitudes associées aux algorithmes de restitution de ces produits. Il est donc nécessaire de tenir compte de ces biais lors des analyses quantitatives. La simulation avec couplage reproduit correctement les nuages de convection profonde mais tend à minimiser le contenu en glace des cirrus. Elle génère un champ de précipitations dissymétrique, ce qui se rapproche des données de Windsat bien que les pluies simulées semblent être surestimées. Des analyses de sensibilité ont permis de montrer que le couplage avec les aérosols agit à différents niveaux : l'intensité, la trajectoire, la structure dynamique, et la structure microphysique. Le couplage permet de simuler une intensité plus proche de la best-track que le schéma microphysique à 1-moment ICE3. Il influe également sur la trajectoire. A l'heure actuelle, seules quelques études (Fovell et al., 2009, 2016) ont mis en évidence le rôle de la microphysique nuageuse dans le déplacement des cyclones. Nous émettons l'hypothèse selon laquelle la modification de trajectoire serait due à la modulation du « Beta drift » par la structure microphysique. Au premier ordre, cet effet est contrôlé par la taille, la symétrie, et la structure dynamique (vents tangentiels) de basses couches du système considéré. Nous avons montré que l'utilisation d'un schéma couplé aérosol-microphysique modifie la symétrie du système et son extension horizontale par rapport à l'utilisation d'un schéma microphysique simple, comme utilisé habituellement dans les modèles opérationnels de prévision du temps. Les analyses de sensibilité mettent également en lumière la nécessité de la régénération d'aérosols lors de l'utilisation d'un schéma microphysique à 2-moments incluant les aérosols. Sans le couplage interactif, l'initialisation et l'apport aux limites du domaine ne suffit pas à alimenter le cyclone en CCN. Ceux-ci sont consommés en une douzaine d'heures et ne peuvent maintenir les processus de phase de chaude nécessaires à la convection dans le mur de l'œil. Pour reproduire correctement l'intensité, la trajectoire, la structure dynamique, et la structure microphysique, il est nécessaire de tenir compte des sources d'aérosols, en l'occurrence les CCN, qui fluctuent et évoluent avec le système lui-même.

La communauté scientifique s'intéressant à l'impact des aérosols sur les cyclones s'est plutôt focalisée sur l'intégration de panaches d'aérosols provenant de l'extérieur du système. Jusqu'à présent, c'est surtout l'impact des panaches de pollution et de poussières désertiques qui a été examiné. Un consensus a été établi autour de l'hypothèse suivante : les aérosols tendent à favoriser la convection dans les bandes spiralées aux dépens de celle dans le mur de l'œil, ce qui conduit à une augmentation globale des précipitations et à l'affaiblissement du système (Rosenfeld et al., 2012). Ce travail de thèse montre une configuration sensiblement différente dans le sens où une partie des aérosols sont directement émis sous le cyclone et alimentent tout au long de la simulation à la fois les bandes précipitantes et le mur de

l'œil. La convection est ainsi renforcée dans le mur de l'œil, permettant une intensification du système. Les travaux qui se rapprochent le plus de notre configuration sont ceux d'[Herbener et al. \(2011\)](#) qui montrent également une intensification du cyclone simulé due à l'injection d'aérosols dans le mur de l'œil. Cette étude reste différente car elle est basée sur un cas idéalisé ne tenant pas compte d'aérosols marins. L'originalité du modèle que nous utilisons est sa capacité à régénérer les sels marins en fonction de l'évolution de la structure dynamique et des paramètres océaniques (hauteur significative des vagues, température et salinité à la surface de la mer) au cours de la simulation.

Une deuxième partie de la thèse a été axée sur l'impact d'un processus secondaire de formation de cristaux de glace sur le développement de la convection profonde. L'objectif est de simuler une couverture cirriforme comparable aux observations, ce qui n'est pas encore le cas avec les mécanismes actuels (nucléation homogène, nucléation hétérogène, H-M). Dans ce cadre, un processus de multiplication des cristaux de glace nommé CIBU a été intégré au schéma microphysique LIMA et agit en complément du processus d'Hallet-Mossop. C'est un travail pionnier dans le sens où ce processus imaginé par [Hobbs et Farber \(1972\)](#) n'avait jamais été intégré à un modèle atmosphérique 3D. CIBU est un processus de génération de cristaux de glace lors de collisions entre de la neige et du graupel. Différents tests ont été réalisés sur deux cas d'études : un cas idéalisé d'orage (STERAO) et un cas réel de cyclone tropical (Dumile). Le premier cas d'étude a fait l'objet d'une publication.

Les travaux sur le cas d'étude STERAO ont mis en lumière différents effets du processus sur la masse, le nombre, et la localisation des hydrométéores. L'effet premier, *i.e.* l'augmentation de la concentration en nombre (et par conséquent de la masse) de la glace primaire, est visible lorsque le processus est activé. La diminution des précipitations est un effet indirect lié à CIBU. La perte de neige et de graupel associée au processus freine la génération de gouttes de pluie par fonte du graupel. CIBU est actif quelle que soit la concentration initiale d'IFN dans le modèle et abaisse le niveau préférentiel des cristaux de glace de 15 km à 12 km. Cependant, le processus est sensible au nombre de débris créés par collision qu'il faudra contraindre par la suite.

Une première tentative d'évaluer l'apport de la production secondaire de cristaux de glace sur le développement et la structure d'un cyclone tropical a ensuite été réalisée. Une analyse de sensibilité a été réalisée sur le nombre de débris créés pour tenter de déterminer des seuils d'efficacité. Il semble que les valeurs de N_{SG} inférieures à 10 ne soient pas suffisantes pour activer CIBU de manière efficace, ce pourquoi nous avons orienté l'étude vers la comparaison de deux cas extrêmes : la simulation CIH ($N_{SG} = 10$) et la simulation REF ($N_{SG} = 0$). L'intensité et la trajectoire du cyclone Dumile sont peu sensibles à la prise en compte du processus CIBU. Toutefois, les précipitations dans les zones convectives, sur toute la durée de la simulation, semblent être sensiblement réduites lorsque le processus est activé. Ce résultat était d'ores et déjà suggéré par le travail sur le cas d'étude STERAO. D'après l'analyse de la structure microphysique froide du cœur du phénomène, CIBU pourrait favoriser la formation de la glace primaire à un niveau préférentiel de 6 km d'altitude. L'effet se répercuterait ensuite sur les étages supérieurs. Toutefois, l'activation du processus, avec N_{SG} égal à 10, ne semble pas permettre de modéliser une couverture cirriforme plus dense ou plus étalée. A l'inverse des résultats du travail sur STERAO, l'action de CIBU augmente la masse de neige et de graupel sans modifier la répartition verticale de ces hydrométéores.

Le couplage aérosols-microphysique au sein de Meso-NH est opérationnel mais nécessite toutefois certaines améliorations. Le passage des masses d'aérosols provenant de MACC aux concentrations en nombre du module d'aérosols ORILAM est une étape qu'il faut corriger afin d'initialiser de manière plus réaliste le modèle. Le développement du couplage aérosols-microphysique pourrait être étendu au couplage océan-atmosphère. En ajoutant un modèle océanique et un modèle de vagues, l'intérêt dans le cas de notre étude est de pouvoir faire évoluer en ligne les paramètres océaniques de la fonction d'émission ([Ovadnevaite et al., 2014](#)) : la salinité, les TSM, et la hauteur des vagues. Le développement du couplage entre un modèle d'océan (CROCO), un modèle de vagues (WaveWatch3) et Meso-NH/Surfex a été réalisé et validé sur le cas du cyclone tropical Bejisa (2014)

(Pianezze et al., 2018). Cette étude montre notamment qu'il est primordial d'utiliser un modèle de vagues en ligne pour avoir des émissions d'aérosols cohérentes avec le champ de vent et de vagues à l'origine de leur émission. Avec un couplage exhaustif, il serait alors intéressant de tester le modèle sur un cyclone plus irrégulier en termes d'intensité et de déplacement, tel que Fantala (2016), afin de déterminer si le couplage est capable de reproduire la modulation de l'intensité.

Des études de sensibilité ont également été envisagées au cours de cette thèse mais non exploitées faute de temps. L'impact des poussières désertiques sur l'intensité et la structure du cyclone tropical, par exemple, reste à déterminer. Une simulation sans poussières désertiques a été réalisée afin d'évaluer la capacité du modèle à reproduire la formation de glace primaire et les précipitations associées. Au vu des premiers résultats, il est toutefois probable que ces poussières désertiques soient essentielles à l'intensification à partir de 42 h (figure 61, annexes), *i.e.* le moment où elles atteignent le cœur du système. L'autre étude de sensibilité concerne les concentrations initiales des champs d'aérosols. Certaines de nos modélisations montrent que ces champs initiaux influencent le taux d'intensification du cyclone (figure 62, annexes). Dans l'idéal, ces études de sensibilité devraient incorporer des bilans microphysiques afin de localiser l'action des processus d'activation.

En ce qui concerne les travaux sur CIBU, les résultats ont mis en lumière la nécessité de contraindre le paramètre N_{SG} afin de simuler un effet réaliste de CIBU sur la glace primaire formée. Il y a également la possibilité d'affiner les tailles des particules assumées lors de la collision, bien que cet aspect soit secondaire. Dans la continuité de ce travail, un autre processus de collision est en cours de développement dans LIMA : RDSF (RainDrop Shattering when Freezing). La méthodologie est basée sur les travaux de Lawson et al. (2015). C'est un processus de fragmentation lors de la congélation d'une goutte de pluie associé au processus de congélation par contact déjà présent dans LIMA. Le nombre de cristaux de glace formé est dépendant de la vitesse de chute et du diamètre des gouttes de pluie.

Dans l'optique de valider les modélisations et d'orienter les futurs développements des schémas microphysiques selon les spécificités du bassin SOOI, la multiplication des moyens d'observation dans cette région sera essentielle. Elle sera rendue possible par la future campagne de mesures atmosphériques et océaniques, RENOVRIK, en 2019.

Bibliographie

- Albrecht, B. A. (1989). Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science*, 245(4923), 1227-1230.
- Altaratz, O., Koren, I., Remer, L. A., & Hirsch, E. (2014). Cloud invigoration by aerosols—Coupling between microphysics and dynamics. *Atmospheric research*, 140, 38-60.
- Andreae, M. O., Rosenfeld, D., Artaxo, P., Costa, A. A., Frank, G. P., Longo, K. M., & Silva-Dias, M. A. F. (2004). Smoking rain clouds over the Amazon. *science*, 303(5662), 1337-1342.
- Andreae, M. O. (2007). Aerosols before pollution. *Science(Washington)*, 315(5808), 50-51.
- Andreae, M., & Rosenfeld, D. (2008). Aerosol–cloud–precipitation interactions. Part 1. The nature and sources of cloud-active aerosols. *Earth-Science Reviews*, 89. doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.03.001>
- Andreas, E. L., Edson, J. B., Monahan, E. C., Rouault, M. P., & Smith, S. D. (1995). The spray contribution to net evaporation from the sea: A review of recent progress. *Boundary-Layer Meteorology*, 72(1-2), 3-52.
- Andreas, E., & Emmanuel, K. (2001). Effects of Sea Spray on Tropical Cyclone Intensity. *Journal of Atmospheric Sciences*, 58, pp. 3741-3751. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2001\)058<3741:EOSSOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2001)058<3741:EOSSOT>2.0.CO;2)
- Andreas, E. L. (2002). A review of the sea spray generation function for the open ocean. *Advances in Fluid Mechanics*, 33, 1-46.
- Aouizerats, B., Tulet, P., Pigeon, G., Masson, V., & Gomes, L. (2011). High resolution modelling of aerosol dispersion regimes during the CAPITOUL field experiment: from regional to local scale interactions. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(15), 7547-7560.
- Ash, K., & Matyas, C. (2012). The influences of ENSO and the subtropical Indian Ocean Dipole on tropical cyclone trajectories in the southwestern Indian Ocean. *International Journal of Climatology*, 32, pp. 41–56. doi:doi:10.1002/joc.2249
- Auer Jr, A. H., Veal, D. L., & Marwitz, J. D. (1969). Observations of ice crystal and ice nuclei concentrations in stable cap clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 26(6), 1342-1343.
- Ayala, O., Rosa, B., Wang, L. P., & Grabowski, W. W. (2008). Effects of turbulence on the geometric collision rate of sedimenting droplets. Part 1. Results from direct numerical simulation. *New Journal of Physics*, 10(7), 075015.
- Bacon, N. J., Swanson, B. D., Baker, M. B., & Davis, E. J. (1998). Breakup of levitated frost particles. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D12), 13763-13775.
- Barthe, C., Hoarau, T., & Bovallo, C. (2016). Cloud electrification and lightning activity in a tropical cyclone-like vortex. *Atmospheric Research*, pp. 297-309. doi: <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.05.023>
- Bechtold, P., Bazile, E., Guichard, F., Mascart, P., & Richard, E. (2001). A mass-flux convection scheme for regional and global models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127(573), 869-886.

- Bègue, N., Tulet, P., Chaboureau, J. P., Roberts, G., Gomes, L., & Mallet, M. (2012). Long-range transport of Saharan dust over northwestern Europe during EUCAARI 2008 campaign: Evolution of dust optical properties by scavenging. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D17).
- Bègue, N., Tulet, P., Pelon, J., Aouizerats, B., Berger, A., & Schwarzenboeck, A. (2015). Aerosol processing and CCN formation of an intense Saharan dust plume during the EUCAARI 2008 campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(6), 3497-3516.
- Berry, E. X., & Reinhardt, R. L. (1974). An analysis of cloud drop growth by collection: Part I. Double distributions. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 31(7), 1814-1824.
- Bessafi, M., & Wheeler, M. (2006). Modulation of South Indian Ocean Tropical Cyclones by the Madden-Julian Oscillation and Convectively Coupled Equatorial Waves. *Monthly Weather Review*, 134, pp. 638–656. doi: <https://doi.org/10.1175/MWR3087.1>
- Beucher, F.: *Météorologie tropicale: des alizés au cyclone*, Edité par Météo-France, 865 pp., 2010.
- Bjerknes, J. (1969). Atmospheric Teleconnections from the Equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, 97, pp. 163-172. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1969\)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1969)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2)
- Black, R., Bluestein, H., & Black, M. (1994). Unusually Strong Vertical Motions in a Caribbean Hurricane. *Monthly Weather Review*, 122, pp. 2722-2739. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1994\)122<2722:USVMIA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1994)122<2722:USVMIA>2.0.CO;2)
- Blanchard, D. C. (1963). The electrification of the atmosphere by particles from bubbles in the sea. *Progress in oceanography*, 1, 73-202.
- Bosart, L., Bracken, W., Molinari, J., Velden, C., & Black, P. (2000). Environmental Influences on the Rapid Intensification of Hurricane Opal (1995) over the Gulf of Mexico. *Monthly Weather Review*, 128, pp. 322–352. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2000\)128<0322:EIOTRI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128<0322:EIOTRI>2.0.CO;2)
- Boucher, O., M. Pham, and C. Venkataraman, Simulation of the atmospheric sulfur cycle in the Laboratoire de Mé'téorologie Dynamique General Circulation Model. Model description, model evaluation, and global and European budgets, Note scientifique de l'IPSL, 200 2. (<http://www.ipsl.jussieu.fr/poles/modelisation/notesSciences.htm>).
- Brossier, C. L., Ducrocq, V., & Giordani, H. (2009). Two-way one-dimensional high-resolution air–sea coupled modelling applied to Mediterranean heavy rain events. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135(638), 187-204.
- Camargo, S., & Sobel, A. (2010). Revisiting the Influence of the Quasi-Biennial Oscillation on Tropical Cyclone Activity. *Journal of Climate*, 23, pp. 5810–5825. doi: <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3575.1>
- Cannon, T. W., Dye, J. E., & Toutenhoofd, V. (1974). The mechanism of precipitation formation in northeastern Colorado cumulus II. Sailplane measurements. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 31(8), 2148-2151.
- Carlson, T. N., & Prospero, J. M. (1972). The large-scale movement of Saharan air outbreaks over the northern equatorial Atlantic. *Journal of applied meteorology*, 11(2), 283-297.
- Caroff, P., C. Bientz, G. Boudart, T. Dupont, S. Langlade, and H. Quételard (2014), Cyclone season South-West Indian Ocean 2012-2013. Météo-France/Direction Interrégionale de La Réunion, 112 pp.

-
- Chan, J., & Gray, W. (1982). Tropical Cyclone Movement and Surrounding Flow Relationships. *Monthly Weather Review*, 110, pp. 1354–1374. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1982\)110<1354:TCMASF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1982)110<1354:TCMASF>2.0.CO;2)
- Chan, J., & Williams, R. (1987). Analytical and Numerical Studies of the Beta-Effect in Tropical Cyclone Motion. Part I: Zero Mean Flow. *Journal of Atmospheric Sciences*, 44, pp. 1257–1265. doi:[https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1987\)044<1257:AANSOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1987)044<1257:AANSOT>2.0.CO;2)
- Chan, J. (1995). Tropical cyclone activity in the Western North Pacific in relation to the Stratospheric Quasi-Biennial Oscillation. *Monthly Weather Review*, pp. 2567-2571.
- Chen, S., Knaff, J., & Marks, F. (2006). Effects of Vertical Wind Shear and Storm Motion on Tropical Cyclone Rainfall Asymmetries Deduced from TRMM. *Monthly Weather Review*, 134, pp. 3190–3208. doi: <https://doi.org/10.1175/MWR3245.1>
- Chu, P.-S. (2002). Large-scale circulation features associated with decadal variations of tropical cyclone activity over the central North Pacific. *J. Climate*, 15, 2678–2689.
- Chu, P.-S. (2004). ENSO and tropical cyclone activity. *Hurricanes and Typhoons, Past, Present and Future*, R. J. Murnane and K.-B. Liu, Eds., Columbia University Press, 297–332.
- Chu, P.-S., & Wang, J. (1997). Tropical cyclone occurrences in the vicinity of Hawaii: Are the differences between El Niño and non-El Niño years significant? *J. Climate*, 10, 2683–2689.
- Claeys, M., Roberts, G., Mallet, M., Arndt, J., Sellegri, K., Sciare, J., ... & Sauvage, B. (2017). Optical, physical and chemical properties of aerosols transported to a coastal site in the western Mediterranean: a focus on primary marine aerosols. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(12), 7891.
- Clarke, A., Kapustin, V., Howell, S., Moore, K., Lienert, B., Masonis, S., ... & Covert, D. (2003). Sea-salt size distributions from breaking waves: Implications for marine aerosol production and optical extinction measurements during SEAS. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 20(10), 1362-1374.
- Cohard, J. M., Pinty, J. P., & Bedos, C. (1998). Extending Twomey's analytical estimate of nucleated cloud droplet concentrations from CCN spectra. *Journal of the atmospheric sciences*, 55(22), 3348-3357.
- Cohard, J. M., & Pinty, J. P. (2000). A comprehensive two-moment warm microphysical bulk scheme. I: Description and tests. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126(566), 1815-1842.
- Corbosiero, K., Molinari, J., Ayyer, A., & Black, M. (2006). The Structure and Evolution of Hurricane Elena (1985). Part II: Convective Asymmetries and Evidence for Vortex Rossby Waves. *Monthly Weather Review*, 134, pp. 3073–3091. doi: <https://doi.org/10.1175/MWR3250.1>
- CrumeYrolle, S., Gomes, L., Tulet, P., Matsuki, A., Schwarzenboeck, A., & Crahan, K. (2008). Increase of the aerosol hygroscopicity by cloud processing in a mesoscale convective system: a case study from the AMMA campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(23), 6907-6924.
- Cuxart, J., & Jiménez, M. A. (2007). Mixing processes in a nocturnal low-level jet: An LES study. *Journal of the atmospheric sciences*, 64(5), 1666-1679.
- Cuxart, J., Bougeault, P., & Redelsperger, J. L. (2000). A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126(562), 1-30.
- Cziczo, D. J., Froyd, K. D., Hoose, C., Jensen, E. J., Diao, M., Zondlo, M. A., ... & Murphy, D. M. (2013). Clarifying the dominant sources and mechanisms of cirrus cloud formation. *Science*, 340(6138), 1320-1324.

- Dare, R., & McBride, J. (2011). The Threshold Sea Surface Temperature Condition for Tropical Cyclogenesis. *Journal of Climate*, 24, pp. 4570-4576. doi: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-10-05006.1>
- Delanoë, J., Protat, A., Testud, J., Bouniol, D., Heymsfield, A. J., Bansemmer, A., ... & Forbes, R. M. (2005). Statistical properties of the normalized ice particle size distribution. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D10).
- Delanoë, J., & Hogan, R. J. (2008). A variational scheme for retrieving ice cloud properties from combined radar, lidar, and infrared radiometer. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D7).
- Delanoë, J., & Hogan, R. J. (2010). Combined CloudSat-CALIPSO-MODIS retrievals of the properties of ice clouds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D4).
- De Leeuw, G., Andreas, E. L., Anguelova, M. D., Fairall, C. W., Lewis, E. R., O'Dowd, C., ... & Schwartz, S. E. (2011). Production flux of sea spray aerosol. *Reviews of Geophysics*, 49(2).
- DeMaria, M. (1985). Tropical Cyclone Motion in a Nondivergent Barotropic Model. *Monthly Weather Review*, 113, pp. 1199-1210. doi:[https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1985\)113<1199:TCMIAN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1985)113<1199:TCMIAN>2.0.CO;2)
- DeMaria, M. (1996). The Effect of Vertical Shear on Tropical Cyclone Intensity Change. *Journal of Atmospheric Sciences*, 53, pp. 2076-2088. doi:[https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1996\)053<2076:TEOVSO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1996)053<2076:TEOVSO>2.0.CO;2)
- DeMaria, M., Mainelli, M., Shay, L., Knaff, J., & Kaplan, J. (2005). Further Improvements to the Statistical Hurricane Intensity Prediction Scheme (SHIPS). *Weather Forecasting*, 20, pp. 531-543. doi: <https://doi.org/10.1175/WAF862.1>
- DeMaria, M., Sampson, C. R., Knaff, J. A., & Musgrave, K. D. (2014). Is tropical cyclone intensity guidance improving?. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(3), 387-398.
- DeMott, P. J., Möhler, O., Stetzer, O., Vali, G., Levin, Z., Petters, M. D., ... & Kanji, Z. A. (2011). Resurgence in ice nuclei measurement research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(12), 1623-1635.
- Dengler, K. (1997). A numerical study of the effects of land proximity and changes in sea surface temperature on hurricane tracks. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 123, pp. 1307-1321. doi:doi:10.1002/qj.49712354109
- Diaz, H. F., Carlson, T. N., & Prospero, J. M. (1976). A study of the structure and dynamics of the Saharan air layer over the northern equatorial Atlantic during BOMEX.
- Dong, K., & Neumann, C. (1986). The Relationship between Tropical Cyclone Motion and Environmental Geostrophic Flows. *Monthly Weather Review*, 114, pp. 115-122. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1986\)114<0115:TRBTCM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1986)114<0115:TRBTCM>2.0.CO;2)
- Dunion, J., & Velden, C. (2004). The Impact of the Saharan Air Layer on Atlantic Tropical Cyclone Activity. *Bulletin of American Meteorological Society*, 85, pp. 353-366. doi: <https://doi.org/10.1175/BAMS-85-3-353>
- Durand, J., Tulet, P., Leriche, M., Bielli, S., Villeneuve, N., Muro, A. D., & Fillipi, J. B. (2014). Modeling the lava heat flux during severe effusive volcanic eruption: An important impact on surface air quality. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(20).
- Durant, A. J., & Shaw, R. A. (2005). Evaporation freezing by contact nucleation inside-out. *Geophysical Research Letters*, 32(20).

-
- Dvorak, V. F. (1975). Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from satellite imagery. *Monthly Weather Review*, 103(5), 420-430.
- Dvorak, V. F. (1984). Tropical cyclone intensity analysis using satellite data (Vol. 11). US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Environmental Satellite, Data, and Information Service.
- Eadie, W. J. (1971). A molecular theory of the homogeneous nucleation of ice from supercooled water (No. 40). University of Chicago.
- Emanuel, K. A. (1986). An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43(6), 585-605.
- Emanuel, K. A. (1989). The finite-amplitude nature of tropical cyclogenesis. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(22), 3431-3456.
- Emanuel, K. (2010). Tropical Cyclone Activity Downscaled from NOAA-CIRES Reanalysis, 1908–1958. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2, pp. 1942-2466. doi:doi:10.3894/JAMES.2010.2.1
- Faroux, S., Tchuente, A. K., Roujean, J. L., Masson, V., Martin, E., & Le Moigne, P. (2013). ECOCLIMAP-II/Europe: A twofold database of ecosystems and surface parameters at 1 km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models. *Geoscientific Model Development*, 6(2), 563.
- Ferreira, R., & Schubert, W. (1997). Barotropic Aspects of ITCZ Breakdown. *Journal of Atmospheric Sciences*, 54, pp. 261-285. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1997\)054<0261:BAOIB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1997)054<0261:BAOIB>2.0.CO;2)
- Field, P. R., Lawson, R. P., Brown, P. R., Lloyd, G., Westbrook, C., Moisseev, D., ... & Connolly, P. (2017). Secondary Ice Production: Current State of the Science and Recommendations for the Future. *Meteorological Monographs*, 58, 7-1.
- Filippi, J. B., Bosseur, F., Pialat, X., Santoni, P. A., Strada, S., & Mari, C. (2011). Simulation of coupled fire/atmosphere interaction with the MesoNH-ForeFire models. *Journal of Combustion*, 2011.
- Fiorino, M., & Elsberry, R. (1989). Some Aspects of Vortex Structure Related to Tropical Cyclone Motion. *Journal of Atmospheric Sciences*, 46, pp. 975–990. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1989\)046<0975:SAOVSR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1989)046<0975:SAOVSR>2.0.CO;2)
- Foote, G. B., & Du Toit, P. S. (1969). Terminal velocity of raindrops aloft. *Journal of Applied Meteorology*, 8(2), 249-253.
- Fovell, R. G., & Su, H. (2007). Impact of cloud microphysics on hurricane track forecasts. *Geophysical Research Letters*, 34(24).
- Fovell, R., Corbosiero, K., & Kuo, H. (2009). Cloud Microphysics Impact on Hurricane Track as Revealed in Idealized Experiments. *Journal of Atmospheric Sciences*, 66, pp. 1764–1778. doi: <https://doi.org/10.1175/2008JAS2874.1>
- Fovell, R. G., Corbosiero, K. L., Seifert, A., & Liou, K. N. (2010). Impact of cloud-radiative processes on hurricane track. *Geophysical Research Letters*, 37(7).
- Fovell, R. G., Bu, Y. P., Corbosiero, K. L., Tung, W. W., Cao, Y., Kuo, H. C., ... & Su, H. (2016). Influence of cloud microphysics and radiation on tropical cyclone structure and motion. *Meteorological Monographs*, 56, 11-1.

- Franck, W., & Ritchie, E. (2001). Effects of Vertical Wind Shear on the Intensity and Structure of Numerically Simulated Hurricanes. *Monthly Weather Review*, 129, pp. 2249–2269. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2001\)129<2249:EOVWSO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2001)129<2249:EOVWSO>2.0.CO;2)
- Frank, W., & Roundy, P. (2006). The Role of Tropical Waves in Tropical Cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, 134, pp. 2397-2417. doi:<https://doi.org/10.1175/MWR3204.1>
- Fridlind, A. M., Ackerman, A. S., Jensen, E. J., Heymsfield, A. J., Poellot, M. R., Stevens, D. E., ... & Wilson, J. C. (2004). Evidence for the predominance of mid-tropospheric aerosols as subtropical anvil cloud nuclei. *Science*, 304(5671), 718-722.
- Fridlind, A. M., Ackerman, A. S., McFarquhar, G., Zhang, G., Poellot, M. R., DeMott, P. J., ... & Heymsfield, A. J. (2007). Ice properties of single-layer stratocumulus during the Mixed-Phase Arctic Cloud Experiment: 2. Model results. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D24).
- Fukutomi, Y., & Yasunari, T. (2013). *Climate Dynamics*, 40, pp. 1819-1839. doi: <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1417-x>
- Gao, S., Ran, L., & Li, X. (2006). Impacts of Ice Microphysics on Rainfall and Thermodynamic Processes in the Tropical Deep Convective Regime: A 2D Cloud-Resolving Modeling Study. *Monthly Weather Review*, 134, pp. 3015-3024.
- Germain, K. S., Poe, G. A., & Gaiser, P. W. (2002). Polarimetric emission model of the sea at microwave frequencies and comparison with measurements. NAVAL RESEARCH LAB WASHINGTON DC.
- Gilmore, M. S., Straka, J. M., & Rasmussen, E. N. (2004). Precipitation and evolution sensitivity in simulated deep convective storms: Comparisons between liquid-only and simple ice and liquid phase microphysics. *Monthly weather review*, 132(8), 1897-1916.
- Ginoux, P., Chin, M., Tegen, I., Prospero, J. M., Holben, B., Dubovik, O., & Lin, S. J. (2001). Sources and distributions of dust aerosols simulated with the GOCART model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D17), 20255-20273.
- Goni, G., & Trinanes, J. (2003). Ocean thermal structure monitoring could aid in the intensity forecast of tropical cyclones. *EOS Transactions, American Geophysic Union*, 84, pp. 573-578. doi: <https://doi.org/10.1029/2003EO510001>
- Gray, W. M., 1968: Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon. Wea. Rev.*, 96, 669–700.
- Gray, W. M., 1975: Tropical cyclone genesis. Dept. of Atmospheric Science Paper No. 234, Colorado State University, Fort Collins, CO, 121 pp.
- Gray, W. M., 1979: Hurricanes: Their formation, structure and likely role in the general circulation. *Meteorology over the Tropical Oceans*, D. B. Shaw, Ed., Royal Meteorological Society, 155–218.
- Gray, W., Scheaffer, J., & Knaff, J. (1992). Influence of the Stratospheric QBO on ENSO Variability. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 70, pp. 975-995. doi: https://doi.org/10.2151/jmsj1965.70.5_975
- Grini, A., Tulet, P., & Gomes, L. (2006). Dusty weather forecasts using the MesoNH mesoscale atmospheric model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D19).
- Guelle, W., Schulz, M., Balkanski, Y., & Dentener, F. (2001). Influence of the source formulation on modeling the atmospheric global distribution of sea salt aerosol. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D21), 27509-27524.

-
- Hall, J., Matthews, A., & Karoly, D. (2001). The Modulation of Tropical Cyclone Activity in the Australian Region by the Madden–Julian Oscillation. *Monthly Weather Review*, 129, pp. 2970–2982. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2001\)129<2970:TMOTCA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2001)129<2970:TMOTCA>2.0.CO;2)
- Hallett, J., & Mossop, S. C. (1974). Production of secondary ice particles during the riming process. *Nature*, 249(5452), 26.
- Harrington, J. Y., Meyers, M. P., Walko, R. L., & Cotton, W. R. (1995). Parameterization of ice crystal conversion processes due to vapor deposition for mesoscale models using double-moment basis functions. Part I: Basic formulation and parcel model results. *Journal of the atmospheric sciences*, 52(23), 4344-4366.
- Hastenrath, S., & Lamb, P. J. (2004). Climate dynamics of atmosphere and ocean in the equatorial zone: A synthesis. *International journal of climatology*, 24(13), 1601-1612.
- Hawkins, H., & Imbembo, S. (1976). The Structure of a Small, Intense Hurricane—Inez 1966. *Monthly Weather Review*, 104, pp. 418–442. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1976\)104<0418:TSOASI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1976)104<0418:TSOASI>2.0.CO;2)
- Haywood, J., & Boucher, O. (2000). Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review. *Reviews of geophysics*, 38(4), 513-543.
- Hazra, A., Mukhopadhyay, P., Taraphdar, S., Chen, J. P., & Cotton, W. R. (2013). Impact of aerosols on tropical cyclones: An investigation using convection-permitting model simulation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(13), 7157-7168.
- Heintzenberg, J. (1994). Properties of the log-normal particle size distribution. *Aerosol Science and Technology*, 21(1), 46-48.
- Hendon, H., Zhang, C., & Glick, J. (1999). Interannual Variation of the Madden–Julian Oscillation during Austral Summer. *Journal of Climate*, 12, pp. 2538–2550. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<2538:IVOTMJ>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<2538:IVOTMJ>2.0.CO;2)
- Hendricks, E., Montgomery, M., & Davis, C. (2004). The Role of “Vortical” Hot Towers in the Formation of Tropical Cyclone Diana (1984). *Journal of Atmospheric Sciences*, 61, pp. 1209-1232. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2004\)061<1209:TROVHT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2004)061<1209:TROVHT>2.0.CO;2)
- Hendricks, E., Schubert, W., Taft, R., Wang, H., & Kossin, J. (2009). Life Cycles of Hurricane-Like Vorticity Rings. *Journal of Atmospheric Sciences*, 66, pp. 705–722. doi: <https://doi.org/10.1175/2008JAS2820.1>
- Herbener, S., van den Heever, S., & Carrio, G. (2014). Aerosol Indirect Effects on Idealized Tropical Cyclone Dynamics. *Journal of Atmospheric Sciences*, 71, pp. 2040-2055. doi: <https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-0202.1>
- Herndon, D., Velden, C. S., Hawkins, J., Olander, T., & Wimmers, A. (2010, May). The CIMSS SATellite CONsensus (SATCON) tropical cyclone intensity algorithm. In 29 th Conf. Hurricanes and Tropical Meteor.
- Hidalgo, J., Pigeon, G., & Masson, V. (2008). Urban-breeze circulation during the CAPITOUl experiment: observational data analysis approach. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 102(3-4), 223-241.
- Hidalgo, J., Masson, V., & Gimeno, L. (2010). Scaling the daytime urban heat island and urban-breeze circulation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49(5), 889-901.

- Ho, C., Kim, J., Jeong, J., Kim, H., & Chen, D. (2006). Variation of tropical cyclone activity in the South Indian Ocean: El Niño–Southern Oscillation and Madden-Julian Oscillation effects. *Journal of Geophysical Research*, 111. doi:doi:10.1029/2006JD007289
- Ho, C. H., Kim, H. S., Jeong, J. H., & Son, S. W. (2009). Influence of stratospheric quasi-biennial oscillation on tropical cyclone tracks in the western North Pacific. *Geophysical Research Letters*, 36(6).
- Hobbs, P. V. (1969). Ice multiplication in clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 26(2), 315-318.
- Hobbs, P. V., R. J. Farber. (1972). Fragmentation of ice particles in clouds. *Journal de Recherches Atmosphériques*, 6, 245-258
- Hobbs, P. V., Matejka, T. J., Herzegh, P. H., Locatelli, J. D., & Houze Jr, R. A. (1980). The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. I: A case study of a cold front. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(3), 568-596.
- Hobbs, P. V., & Rangno, A. L. (1985). Ice particle concentrations in clouds. *Journal of the atmospheric sciences*, 42(23), 2523-2549.
- Hobbs, P. V., & Rangno, A. L. (1990). Rapid development of high ice particle concentrations in small polar maritime cumuliform clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 47(22), 2710-2722.
- Hogan, R. J., & O’connor, E. J. (2004). Facilitating cloud radar and lidar algorithms: The Cloudnet Instrument Synergy/Target Categorization product, Cloudnet documentation, Dept. of Meteorol. Univ. of Reading, UK
- Holland, G. (1983). Tropical Cyclone Motion: Environmental Interaction Plus a Beta Effect. *Journal of Atmospheric Sciences*, 40, pp. 328–342. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1983\)040<0328:TCMEIP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1983)040<0328:TCMEIP>2.0.CO;2)
- Hong, X., Chang, S., & Raman, S. (2000). The Interaction between Hurricane Opal (1995) and a Warm Core Ring in the Gulf of Mexico. *Monthly Weather Review*, 128, pp. 1347–1365. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2000\)128<1347:TIBHOA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128<1347:TIBHOA>2.0.CO;2)
- Houze Jr, R. A., Lee, W. C., & Bell, M. M. (2009). Convective contribution to the genesis of Hurricane Ophelia (2005). *Monthly Weather Review*, 137(9), 2778-2800.
- Houze, R. (2010). Clouds in Tropical Cyclones. *Monthly Weather Review*, 138, pp. 293-344. doi: <https://doi.org/10.1175/2009MWR2989.1>
- Hu, Y., Winker, D., Vaughan, M., Lin, B., Omar, A., Trepte, C., ... & Holz, R. (2009). CALIPSO/CALIOP cloud phase discrimination algorithm. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(11), 2293-2309.
- Hudson, J. G., & Li, H. (1995). Microphysical contrasts in Atlantic stratus. *Journal of the atmospheric sciences*, 52(16), 3031-3040.
- Jury, M., Pathack, B., & Parker, B. (1999). Climatic Determinants and Statistical Prediction of Tropical Cyclone Days in the Southwest Indian Ocean. *Journal of Climate*, 12, pp. 1738–1746. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<1738:CDASPO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<1738:CDASPO>2.0.CO;2)
- Kärcher, B., & Lohmann, U. (2002). A parameterization of cirrus cloud formation: Homogeneous freezing including effects of aerosol size. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D23).
- Kessler, E. (1969). On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations. In *On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations* (pp. 1-84). American Meteorological Society, Boston, MA.

-
- Khain, A. P., Beheng, K. D., Heymsfield, A., Korolev, A., Krichak, S. O., Levin, Z., ... & den Heever, S. C. (2015). Representation of microphysical processes in cloud-resolving models: Spectral (bin) microphysics versus bulk parameterization. *Reviews of Geophysics*, 53(2), 247-322.
- Khain, A., Lynn, B., & Shpund, J. (2016). High resolution WRF simulations of Hurricane Irene: Sensitivity to aerosols and choice of microphysical schemes. *Atmospheric Research*, 167, pp. 129-145. doi: <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.07.014>
- Knaff, J., Seseske, S., DeMaria, M., & Demuth, J. (2004). On the Influences of Vertical Wind Shear on Symmetric Tropical Cyclone Structure Derived from AMSU. *Monthly Weather Review*, 132, pp. 2503–2510. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2004\)132<2503:OTIOVW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132<2503:OTIOVW>2.0.CO;2)
- Köhler, H. (1936). The nucleus in and the growth of hygroscopic droplets. *Transactions of the Faraday Society*, 32, 1152-1161.
- Korolev, A. V., Bailey, M. P., Hallett, J., & Isaac, G. A. (2004). Laboratory and in situ observation of deposition growth of frozen drops. *Journal of Applied Meteorology*, 43(4), 612-622.
- Kossin, J., & Schubert, W. (2001). Mesovortices, Polygonal Flow Patterns, and Rapid Pressure Falls in Hurricane-Like Vortices. *Journal of Atmospheric Sciences*, 58, pp. 2196–2209. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2001\)058<2196:MPFPAR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2001)058<2196:MPFPAR>2.0.CO;2)
- Kreidenweis, S. M., McInnes, L. M., & Brechtel, F. J. (1998). Observations of aerosol volatility and elemental composition at Macquarie Island during the First Aerosol Characterization Experiment (ACE 1). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D13), 16511-16524.
- Lac, C., Chaboureaud, P., Masson, V., Pinty, P., Tulet, P., Escobar, J., ... & Aumond, P. (2018). Overview of the Meso-NH model version 5.4 and its applications. *Geoscientific Model Development Discussions*, 1-66.
- Lamb, D., & Verlinde, J. (2011). *Physics and chemistry of clouds*. Cambridge University Press.
- Lau, K. M., & Wu, H. T. (2003). Warm rain processes over tropical oceans and climate implications. *Geophysical Research Letters*, 30(24).
- Lawson, R. P., Woods, S., & Morrison, H. (2015). The microphysics of ice and precipitation development in tropical cumulus clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 72(6), 2429-2445.
- Leipper, D. (1967). Observed Ocean Conditions and Hurricane Hilda, 1964. *Journal of Atmospheric Sciences*, 24, pp. 182–186. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1967\)024<0182:OOCAHH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1967)024<0182:OOCAHH>2.0.CO;2)
- Leisner, T., Pander, T., Handmann, P., & Kiselev, A. (2014, July). Secondary ice processes upon heterogeneous freezing of cloud droplets. In 14th Conf. on Cloud Physics and Atmospheric Radiation.
- Lemonsu, A., Bastin, S., Masson, V., & Drobinski, P. (2006). Vertical structure of the urban boundary layer over Marseille under sea-breeze conditions. *Boundary-Layer Meteorology*, 118(3), 477-501.
- Leriche, M., Pinty, J. P., Mari, C., & Gazen, D. (2013). A cloud chemistry module for the 3-D cloud-resolving mesoscale model Meso-NH with application to idealized cases. *Geoscientific Model Development*, 6, 1275-1298.
- Leroux, M.-D., Plu, M., Barbary, D., Roux, F., & Arbogast, P. (2013). Dynamical and Physical Processes Leading to Tropical Cyclone Intensification under Upper-Level Trough Forcing. 70, pp. 2547–2565. doi: <https://doi.org/10.1175/JAS-D-12-0293.1>
-

- Li, J., Wang, G., Lin, W., He, Q., Feng, Y., & Mao, J. (2013). Cloud-scale simulation study of Typhoon Hagupit (2008) Part I: Microphysical processes of the inner core and three-dimensional structure of the latent heat budget. *Atmospheric research*, 120, 170-180.
- Li, X., & Pu, Z. (2008). Sensitivity of numerical simulation of early rapid intensification of Hurricane Emily (2005) to cloud microphysical and planetary boundary layer parameterizations. *Monthly Weather Review*, 136(12), 4819-4838.
- Li, Wang, & Lin. (2013). Cloud-scale simulation study of Typhoon Hagupit (2008) Part I: Microphysical processes of the inner core and three-dimensional structure of the latent heat budget,. *Atmospheric Research*, pp. 170-180. doi: <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2012.08.015>
- Liebmann, B., Hendon, H., & Glick, J. (1994). The Relationship Between Tropical Cyclones of the Western Pacific and Indian Oceans and the Madden-Julian Oscillation. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 72, pp. 401-412. doi: https://doi.org/10.2151/jmsj1965.72.3_401
- Lietzke, C., Deser, C., & Vonder Haar, T. (2001). Evolutionary Structure of the Eastern Pacific Double ITCZ Based on Satellite Moisture Profile Retrievals. *Journal of Climate*, 14, pp. 743-751. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<0743:ESOTEP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<0743:ESOTEP>2.0.CO;2)
- Lin, M. L., & Jeng, F. S. (2000). Characteristics of hazards induced by extremely heavy rainfall in Central Taiwan—Typhoon Herb. *Engineering Geology*, 58(2), 191-207.
- Lin, I., Wu, C., & Emanuel, K. (2005). The Interaction of Supertyphoon Maemi (2003) with a Warm Ocean Eddy. *Monthly Weather Review*, 133, pp. 2635–2649. doi: <https://doi.org/10.1175/MWR3005.1>
- Lohmann, U., Lüönd, F. (2012). An introduction to clouds, aerosols and precipitation. ETH Zurich, Institute for Atmospheric and Climate Science
- Lord, S. J., Willoughby, H. E., & Piotrowicz, J. M. (1984). Role of a parameterized ice-phase microphysics in an axisymmetric, nonhydrostatic tropical cyclone model. *Journal of the atmospheric sciences*, 41(19), 2836-2848.
- MacIntyre, F. (1972). Flow patterns in breaking bubbles. *Journal of Geophysical Research*, 77(27), 5211-5228.
- Madden, R., & Julian, P. (1994). Observations of the 40–50-Day Tropical Oscillation—A Review. *Monthly Weather Review*, 122, pp. 814-837. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1994\)122<0814:OOTDTP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1994)122<0814:OOTDTP>2.0.CO;2)
- Maloney, E., & Hartmann, D. (2000). Modulation of Eastern North Pacific Hurricanes by the Madden–Julian Oscillation. *Journal of Climate*, 13, pp. 1451-1460. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<1451:MOENPH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<1451:MOENPH>2.0.CO;2)
- Mårtensson, E. M., Nilsson, E. D., de Leeuw, G., Cohen, L. H., & Hansson, H. C. (2003). Laboratory simulations and parameterization of the primary marine aerosol production. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D9).
- Masciadri, E., Lascaux, F., Turchi, A., & Fini, L. (2017, September). MOSE: A Demonstrator for an Automatic Operational System for the Optical Turbulence Forecast for ESO Sites. In *ESO Calibration Workshop: The Second Generation VLT Instruments and Friends*.
- Masson, V., Champeaux, J. L., Chauvin, F., Meriguet, C., & Lacaze, R. (2003). A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *Journal of climate*, 16(9), 1261-1282.

-
- McFarquhar, G., Zhang, H., & Heymsfield, G. (2006). Factors Affecting the Evolution of Hurricane Erin (2001) and the Distributions of Hydrometeors: Role of Microphysical Processes. *Journal of Atmospheric Sciences*, 63.
- McGauley, M., & Nolan, D. (2011). Measuring Environmental Favorability for Tropical Cyclogenesis by Statistical Analysis of Threshold Parameters. *Journal of Climate*, 24, pp. 5968-5997. doi: <https://doi.org/10.1175/2011JCLI4176.1>
- McFarquhar, G. M., & Black, R. A. (2004). Hurricane Observations of Particle Size and Phases and their Implications for Mesoscale Modeling of Microphysical Processes.
- Merrill, R. (1988). Environmental Influences on Hurricane Intensification. *Journal of Atmospheric Sciences*, 45, pp. 1678–1687. doi:[https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1988\)045<1678:EIOHI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1988)045<1678:EIOHI>2.0.CO;2)
- Meyers, M. P., DeMott, P. J., & Cotton, W. R. (1992). New primary ice-nucleation parameterizations in an explicit cloud model. *Journal of Applied Meteorology*, 31(7), 708-721.
- Meyers, M. P., Walko, R. L., Harrington, J. Y., & Cotton, W. R. (1997). New RAMS cloud microphysics parameterization. Part II: The two-moment scheme. *Atmospheric Research*, 45(1), 3-39.
- Mielonen T., Evaluation and application of passive and active optical remote sensing methods for the measurement of atmospheric aerosol properties, Finnish Meteorological Institute Contributions No. 85, 2010.
- Milbrandt, J. A., & Yau, M. K. (2005). A multimoment bulk microphysics parameterization. Part II: A proposed three-moment closure and scheme description. *Journal of the atmospheric sciences*, 62(9), 3065-3081.
- Miller, R. L., & Tegen, I. (1998). Climate response to soil dust aerosols. *Journal of climate*, 11(12), 3247-3267.
- Monahan, E. C., & Muircheartaigh, I. (1980). Optimal power-law description of oceanic whitecap coverage dependence on wind speed. *Journal of physical oceanography*, 10(12), 2094-2099.
- Monahan, E. C., Spiel, D. E., & Davidson, K. L. (1986). A model of marine aerosol generation via whitecaps and wave disruption. In *Oceanic whitecaps*(pp. 167-174). Springer, Dordrecht.
- Moncrieff, M., & Miller, M. (1976). The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines. *Quarterly Journal of Meteorological Society*, 102, pp. 373-394. doi:doi:10.1002/qj.49710243208
- Montgomery, M., & Kallenbach, R. (1997). A theory for vortex rossby-waves and its application to spiral bands and intensity changes in hurricanes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 123, pp. 435-465. doi:<https://doi.org/10.1002/qj.49712353810>
- Montgomery, M., Nicholls, M., Cram, T., & Saunders, A. (2006). A Vortical Hot Tower Route to Tropical Cyclogenesis. *Journal of Atmospheric Sciences*, 63, pp. 355–386. doi:<https://doi.org/10.1175/JAS3604.1>
- Morcrette, J. J., Boucher, O., Jones, L., Salmond, D., Bechtold, P., Beljaars, A., ... & Schulz, M. (2009). Aerosol analysis and forecast in the European Centre for medium-range weather forecasts integrated forecast system: Forward modeling. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D6).
- Mossop, S. C. (1985). Secondary ice particle production during rime growth: The effect of drop size distribution and rimer velocity. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 111(470), 1113-1124.

- Neumann, C. J. (1979). On the use of deep-layer mean geopotential height fields in statistical prediction of tropical cyclone motion. Preprints, Sixth Conf. on Probability and Statistics in Atmosphere Sciences, Banff, AB, Canada, Amer. Meteor. Soc., 32–38.
- Neumann, C. (1993). Global overview. Global Guide to. World Meteorological Organization Tech. Rep.
- Noppel, H., A. Pokrovsky, B. Lynn, A. P. Khain, and K. D. Beheng (2010a), A spatial shift of precipitation from the sea to the land caused by introducing submicron soluble aerosols: Numerical modeling, *J. Geophys. Res.*, 115, D18212, doi:10.1029/2009JD012645.
- Norris, S. J., Brooks, I. M., Hill, M. K., Brooks, B. J., Smith, M. H., & Sproson, D. A. (2012). Eddy covariance measurements of the sea spray aerosol flux over the open ocean. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D7).
- O'Dowd, C. D., & Smith, M. H. (1993). Physicochemical properties of aerosols over the northeast Atlantic: Evidence for wind-speed-related submicron sea-salt aerosol production. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 98(D1), 1137-1149.
- O'Dowd, C., & De Leeuw, G. (2007). Marine aerosol production: a review of the current knowledge. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 365(1856), 1753-1774.
- Olander, T. L., & Velden, C. S. (2007). The advanced Dvorak technique: Continued development of an objective scheme to estimate tropical cyclone intensity using geostationary infrared satellite imagery. *Weather and Forecasting*, 22(2), 287-298.
- Omar, A. H., Won, J. G., Winker, D. M., Yoon, S. C., Dubovik, O., & McCormick, M. P. (2005). Development of global aerosol models using cluster analysis of Aerosol Robotic Network (AERONET) measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D10).
- Onishi, R., & Takahashi, K. (2012). A warm-bin–cold-bulk hybrid cloud microphysical model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69(5), 1474-1497.
- Ovadnevaite, J., de Leeuw, G., Ceburnis, D., Monahan, C., Partanen, A. I., Korhonen, H., & O'Dowd, C. D. (2014). A sea spray aerosol flux parameterization encapsulating wave state. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(4), 1837.
- Palmen, E. (1948). On the formation and structure of tropical cyclones. *Geophysica*, 3, pp. 26-38.
- Partanen, A. I., Dunne, E. M., Bergman, T., Laakso, A., Kokkola, H., Ovadnevaite, J., ... & O'Dowd, C. (2014). Global modelling of direct and indirect effects of sea spray aerosol using a source function encapsulating wave state. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(21), 11731-11752.
- Phillips, V. T., Pokrovsky, A., & Khain, A. (2007). The influence of time-dependent melting on the dynamics and precipitation production in maritime and continental storm clouds. *Journal of the atmospheric sciences*, 64(2), 338-359.
- Phillips, V. T. J., Andronache, C., Christner, B., Morris, C. E., Sands, D. C., Bansemer, A., ... & Seman, C. (2009). Potential impacts from biological aerosols on ensembles of continental clouds simulated numerically. *Biogeosciences*, 6(6), 987-1014.
- Phillips, V. T., DeMott, P. J., & Andronache, C. (2008). An empirical parameterization of heterogeneous ice nucleation for multiple chemical species of aerosol. *Journal of the atmospheric sciences*, 65(9), 2757-2783.

-
- Phillips, V. T., Demott, P. J., Andronache, C., Pratt, K. A., Prather, K. A., Subramanian, R., & Twohy, C. (2013). Improvements to an empirical parameterization of heterogeneous ice nucleation and its comparison with observations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 70(2), 378-409.
- Pianezze, J., Barthe, C., Bielli, S., Tulet, P., Jullien, S., Cambon, G., ... & Cordier, E. (2018). A New Coupled Ocean-Waves-Atmosphere Model Designed for Tropical Storm Studies: Example of Tropical Cyclone Bejisa (2013-2014) in the South-West Indian Ocean. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*.
- Pigeon, G., Legain, D., Durand, P., & Masson, V. (2007). Anthropogenic heat release in an old European agglomeration (Toulouse, France). *International Journal of Climatology*, 27(14), 1969-1981.
- Pincus, R., & Baker, M. B. (1994). Effect of precipitation on the albedo susceptibility of clouds in the marine boundary layer. *Nature*, 372(6503), 250.
- Pinty, J. P., & Jabouille, P. (1998, August). 6B. A mixed-phased cloud parameterization for use in a mesoscale non-hydrostatic model: simulations of a squall line and of orographic precipitation. In *Conference on Cloud Physics: 14th Conference on Planned and Inadvertent Weather Modification* (pp. 17-21).
- Podgorny, I. A., Conant, W., Ramanathan, V., & Satheesh, S. K. (2000). Aerosol modulation of atmospheric and surface solar heating over the tropical Indian Ocean. *Tellus B*, 52(3), 947-958.
- Powell, M. D. (1990). Boundary layer structure and dynamics in outer hurricane rainbands. Part I: Mesoscale rainfall and kinematic structure. *Monthly Weather Review*, 118(4), 891-917.
- Price, J. (1981). Upper Ocean Response to a Hurricane. *Journal of Physical Oceanography*, 11, pp. 153–175.
- Pruppacher, H. R., & Klett, J. D. (1978). Diffusion Growth and Evaporation of Water Drops and Ice Crystals. In *Microphysics of Clouds and Precipitation*(pp. 412-463). Springer, Dordrecht.
- Pruppacher, H., & Klett, J. (1997). *Microphysics of Clouds and Precipitation*. Atmospheric and Oceanographic Sciences Library, Vol. 18.
- Quante, M. (2004). The role of clouds in the climate system. *Journal de Physique IV*, 121, pp. 61-86. doi: <https://doi.org/10.1051/jp4:2004121003>
- Ramage, C. (1959). HURRICANE DEVELOPMENT. *Journal of Meteorology*, 16, pp. 227–237. doi:[https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1959\)016<0227:HD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1959)016<0227:HD>2.0.CO;2)
- Rangno, A. L., & Hobbs, P. V. (2005). Microstructures and precipitation development in cumulus and small cumulonimbus clouds over the warm pool of the tropical Pacific Ocean. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(606), 639-673.
- Rappin, E., Nolan, E., & Emanuel, K. (2010). Thermodynamic control of tropical cyclogenesis in environments of radiative-convective equilibrium with shear. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136, pp. 1954-1971. doi:doi:10.1002/qj.706
- Reddy, M. S., Boucher, O., Bellouin, N., Schulz, M., Balkanski, Y., Dufresne, J. L., & Pham, M. (2005). Estimates of global multicomponent aerosol optical depth and direct radiative perturbation in the Laboratoire de Météorologie Dynamique general circulation model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D10).
- Riemer, M., Montgomery, M., & Nicholls, M. (2010). A new paradigm for intensity modification of tropical cyclones: thermodynamic impact of vertical wind shear on the inflow layer. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9, pp. 10 711–10 775.
-

- Rogers, R. R., & Yau, M. K. (1989). A short course in cloud physics, International series in natural philosophy.
- Rogers, R., Chen, S., Tenerelli, J., & Willoughby, H. (2003). A numerical study of the impact of vertical shear on the distribution of rainfall in Hurricane Bonnie (1998). *Monthly Weather Review*, 131, pp. 1577-1599.
- Rosenfeld, D. (1999). TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. *Geophysical research letters*, 26(20), 3105-3108.
- Rosenfeld, D., & Woodley, W. L. (2003). Closing the 50-year circle: From cloud seeding to space and back to climate change through precipitation physics. *Cloud Systems, Hurricanes, and the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), Meteor. Monogr*, (51), 59-80.
- Rosenfeld, D., Khain, A., & Lynn, B. (2007). Simulation of hurricane response to suppression of warm rain by. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7, pp. 3411-3424.
- Rosenfeld, D., Lohmann, U., Raga, G. B., O'Dowd, C. D., Kulmala, M., Fuzzi, S., ... & Andreae, M. O. (2008). Flood or drought: how do aerosols affect precipitation?. *science*, 321(5894), 1309-1313.
- Rosenfeld, D., Andreae, M. O., Asmi, A., Chin, M., Leeuw, G., Donovan, D. P., ... & Lau, W. (2014). Global observations of aerosol-cloud-precipitation-climate interactions. *Reviews of Geophysics*, 52(4), 750-808.
- Rosenfeld, D., Woodley, W., & Khain, A. (2012). Aerosol Effects on Microstructure and Intensity of Tropical Cyclones. *Bulletin of American Meteorological Society*, 93, pp. 987-1001. doi: <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00147.1>
- Rotunno, R., & Emanuel, K. (1987). An Air–Sea Interaction Theory for Tropical Cyclones. Part II: Evolutionary Study Using a Nonhydrostatic Axisymmetric Numerical Model. *Journal of Atmospheric Sciences*, 44, pp. 542-561. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1987\)044<0542:AAITFT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1987)044<0542:AAITFT>2.0.CO;2)
- Saji, N., & Yamagata, T. (2002). Structure of SST and Surface Wind Variability during Indian Ocean Dipole Mode. *Journal of Climate*, pp. 2735-2751.
- Saleeby, S. M., & Cotton, W. R. (2004). A large-droplet mode and prognostic number concentration of cloud droplets in the Colorado State University Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). Part I: Module descriptions and supercell test simulations. *Journal of applied meteorology*, 43(1), 182-195.
- Sanders, F., Adams, A., & Jensen, W. (1980). Further Development of a Barotropic Operational Model for Predicting Paths of Tropical Storms. *Monthly Weather Review*, 108, pp. 642–654. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1980\)108<0642:FDOABO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1980)108<0642:FDOABO>2.0.CO;2)
- Sarrat, C., Lemonsu, A., Masson, V., & Guedalia, D. (2006). Impact of urban heat island on regional atmospheric pollution. *Atmospheric environment*, 40(10), 1743-1758.
- Sarrat, C., Noilhan, J., Lacarrere, P., Donier, S., Lac, C., Calvet, J. C., ... & Paris, J. D. (2007). Atmospheric CO2 modeling at the regional scale: Application to the CarboEurope Regional Experiment. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D12).
- Sassen, K. (1991). The polarization lidar technique for cloud research: A review and current assessment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 72(12), 1848-1866.
- Schubert, W., Montgomery, M., Taft, R., Guinn, T., Fulton, S., Kossin, J., & Edwards, J. (1999). Polygonal Eyewalls, Asymmetric Eye Contraction, and Potential Vorticity Mixing in Hurricanes. *Journal of Atmospheric Sciences*, 56, pp. 1197–1223. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1999\)056<1197:PEAECA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1999)056<1197:PEAECA>2.0.CO;2)

-
- Schulz, M., de Leeuw, G., & Balkanski, Y. (2004). Sea-salt aerosol source functions and emissions. In *Emissions of Atmospheric Trace Compounds* (pp. 333-359). Springer, Dordrecht.
- Seinfeld, J. H., & Pandis, S. N. (1998). Chemistry of the atmospheric aqueous phase. *Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change*, 337407.
- Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bénard, P., Bouttier, F., ... & Masson, V. (2011). The AROME-France convective-scale operational model. *Monthly Weather Review*, 139(3), 976-991.
- Shay, L., Goni, G., & Black, P. (2000). Effects of a Warm Oceanic Feature on Hurricane Opal. *Monthly Weather Review*, 128, pp. 1366–1383. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2000\)128<1366:EOAWOF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128<1366:EOAWOF>2.0.CO;2)
- Shpund, J., Pinsky, M., & Khain, A. (2011). Microphysical Structure of the Marine Boundary Layer under Strong Wind and Spray Formation as Seen from Simulations Using a 2D Explicit Microphysical Model. Part I: The Impact of Large Eddies. *Journal of Atmospheric Sciences*, 68, pp. 2366-2384. doi: <https://doi.org/10.1175/2011JAS3652.1>
- Skamarock, W. C., Powers, J. G., Barth, M., Dye, J. E., Matejka, T., Bartels, D., ... & Hubler, G. (2000). Numerical simulations of the July 10 Stratospheric-Tropospheric Experiment: Radiation, Aerosols, and Ozone/Deep Convection Experiment convective system: Kinematics and transport. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D15), 19973-19990.
- Smith, M. H., & Harrison, N. M. (1998). The sea spray generation function. *Journal of Aerosol Science*, 29, S189-S190.
- Spichtinger, P., & Krämer, M. (2012). Tropical tropopause ice clouds: a dynamic approach to the mystery of low crystal numbers. *Atmospheric Chemistry & Physics Discussions*, 12(10).
- Squires, P. (1958). The Microstructure and Colloidal Stability of Warm Clouds: Part II-The Causes of the Variations in Microstructure. *Tellus*, 10(2), 262-271.
- Starr, D. O. C., & Cox, S. K. (1985). Cirrus clouds. Part I: A cirrus cloud model. *Journal of the atmospheric sciences*, 42(23), 2663-2681.
- Stephens, G. L., Vane, D. G., Boain, R. J., Mace, G. G., Sassen, K., Wang, Z., ... & Miller, S. D. (2002). The CloudSat mission and the A-Train: A new dimension of space-based observations of clouds and precipitation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83(12), 1771-1790.
- Steranka, J., Rodgers, E., & Gentry, R. (1986). The Relationship between Satellite Measured Convective Bursts and Tropical Cyclone Intensification. *Monthly Weather Review*, 114, pp. 1539-1546. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1986\)114<1539:TRBSMC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1986)114<1539:TRBSMC>2.0.CO;2)
- Takahashi, T., Nagao, Y., & Kushiya, Y. (1995). Possible high ice particle production during graupel–graupel collisions. *Journal of the atmospheric sciences*, 52(24), 4523-4527.
- Tang, I. N., Tridico, A. C., & Fung, K. H. (1997). Thermodynamic and optical properties of sea salt aerosols. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D19), 23269-23275.
- Tao, W. K., Chen, J. P., Li, Z., Wang, C., & Zhang, C. (2012). Impact of aerosols on convective clouds and precipitation. *Reviews of Geophysics*, 50(2).
- Thorpe, S. A. (1992). Bubble clouds and the dynamics of the upper ocean. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 118(503), 1-22.
- Tory, K., & Dare, R. (2015). Sea Surface Temperature Thresholds for Tropical Cyclone Formation. *Journal of Climate*, 28, pp. 8171-8183. doi: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00637.1>
-

- Tost, H., Jöckel, P., Kerkweg, A., Sander, R., & Lelieveld, J. (2006). A new comprehensive SCAVenging submodel for global atmospheric chemistry modelling. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6(3), 565-574.
- Tripoli, G. J., Flatau, P. J., & Cotton, W. R. (1988). Generalized microphysics scheme for use in mesoscale/cloud models. In *Annals from the German Meteorological Society*, No. 25: 10th International Cloud Physics Conference (Vol. 25).
- Tulet, P., Crassier, V., Cousin, F., Suhre, K., & Rosset, R. (2005). ORILAM, a three-moment lognormal aerosol scheme for mesoscale atmospheric model: Online coupling into the Meso-NH-C model and validation on the Escompte campaign. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D18).
- Tulet, P., Crahan-Kaku, K., Leriche, M., Aouizerats, B., & Crumeyrolle, S. (2010). Mixing of dust aerosols into a mesoscale convective system: Generation, filtering and possible feedbacks on ice anvils. *Atmospheric Research*, 96(2-3), 302-314
- Twomey, S. (1959). The nuclei of natural cloud formation part II: The supersaturation in natural clouds and the variation of cloud droplet concentration. *Geofisica pura e applicata*, 43(1), 243-249.
- Twomey, S. (1974). Pollution and the planetary albedo. *Atmospheric Environment* (1967), 8(12), 1251-1256.
- Van Den Heever, S. C., & Cotton, W. R. (2004). The impact of hail size on simulated supercell storms. *Journal of the atmospheric sciences*, 61(13), 1596-1609.
- Van Weverberg, K., Vogelmann, A. M., Morrison, H., & Milbrandt, J. A. (2012). Sensitivity of idealized squall-line simulations to the level of complexity used in two-moment bulk microphysics schemes. *Monthly Weather Review*, 140(6), 1883-1907.
- Vardiman, L. (1978). The generation of secondary ice particles in clouds by crystal-crystal collision. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35(11), 2168-2180.
- Veron, F. (2015). Ocean spray. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 47, 507-538.
- Vié, B., Pinty, J. P., Berthet, S., & Leriche, M. (2016). LIMA (v1. 0): A quasi two-moment microphysical scheme driven by a multimodal population of cloud condensation and ice freezing nuclei. *Geoscientific Model Development*, 9(2), 567.
- Vignati, E., Leeuw, G., & Berkowicz, R. (2001). Modeling coastal aerosol transport and effects of surf-produced aerosols on processes in the marine atmospheric boundary layer. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D17), 20225-20238.
- Vincendon, B., Ducrocq, V., Dierer, S., Kotroni, V., Le Lay, M., Milelli, M., ... & Chancibault, K. (2009). Flash flood forecasting within the PREVIEW project: value of high-resolution hydrometeorological coupled forecast. *Meteorology and atmospheric physics*, 103(1-4), 115-125.
- Vionnet, V., Martin, E., Masson, V., Guyomarc'h, G., Bouvet, F. N., Prokop, A., ... & Lac, C. (2014). Simulation of wind-induced snow transport and sublimation in alpine terrain using a fully coupled snowpack/atmosphere model. *Cryosphere*, 8, p-395.
- Walko, R. L., Cotton, W. R., Meyers, M. P., & Harrington, J. Y. (1995). New RAMS cloud microphysics parameterization part I: the single-moment scheme. *Atmospheric Research*, 38(1-4), 29-62.
- Wallace, J. M., and P. V. Hobbs, 1977: *Atmospheric Science: An Introductory Survey*. Academic Press, 467 pp
- Wallace, J. M., & Hobbs, P. V. (2006). *Atmospheric science: an introductory survey* (Vol. 92). Elsevier.

-
- Wang, Y. (1999). A triply-nested movable mesh tropical cyclone model with explicit cloud microphysics-(TCM3). Bureau of Meteorology Research Centre.
- Wang, Y. (2001). An explicit simulation of tropical cyclones with a triply nested movable mesh primitive equation model: TCM3. Part I: Model description and control experiment. *Monthly weather review*, 129(6), 1370-1394.
- Wang. (2002). An Explicit Simulation of Tropical Cyclones with a Triply Nested Movable Mesh Primitive Equation Model: TCM3. Part II: Model Refinements and Sensitivity to Cloud Microphysics Parameterization. *Monthly Weather Review*, pp. 3022-3036. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2002\)130%3C3022:AESOTC%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2002)130%3C3022:AESOTC%3E2.0.CO;2)
- Wang, Y. (2002). Vortex Rossby Waves in a Numerically Simulated Tropical Cyclone. Part II: The Role in Tropical Cyclone Structure and Intensity Changes. *Journal of Atmospheric Sciences*, 59, pp. 1239–1262. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2002\)059<1239:VRWIAN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2002)059<1239:VRWIAN>2.0.CO;2)
- Wang, Y. (2007). A multiply nested, movable mesh, fully compressible, nonhydrostatic tropical cyclone model – TCM4: Model description and development of asymmetries without explicit asymmetric forcing. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 97, pp. 93–116. doi: <https://doi.org/10.1007/s00703-006-0246-z>
- Wang, Y., & Wu, C. (2004). Current understanding of tropical cyclone structure and intensity changes – a review. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 87, pp. 257–278.
- Wang, Y. (2009). How Do Outer Spiral Rainbands Affect Tropical Cyclone Structure and Intensity? *Journal of Atmospheric Sciences*, 66, pp. 1250–1273. doi: <https://doi.org/10.1175/2008JAS2737.1>
- Wang, Y., Lee, K.-H., & Lin, Y. (2014). Distinct effects of anthropogenic aerosols on tropical cyclones. *Nature Climate Change*, 4, pp. 368-373. doi:doi:10.1038/nclimate2144
- Welti, A., Lüönd, F., Stetzer, O., & Lohmann, U. (2009). Influence of particle size on the ice nucleating ability of mineral dusts. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(18), 6705-6715.
- Wentz, F. J. (1992). Measurement of oceanic wind vector using satellite microwave radiometers. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 30(5), 960-972.
- Wentz, F. J., & Meissner, T. (1999). Algorithm theoretical basis document (ATBD). AMSR Ocean Algorithm, Version, 2.
- Willoughby, H., Clos, J., & Shoreibah, M. (1982). Concentric Eye Walls, Secondary Wind Maxima, and The Evolution of the Hurricane vortex. *Journal of Atmospheric Sciences*, 39, pp. 395-411. doi:[https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1982\)039<0395:CEWSWM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1982)039<0395:CEWSWM>2.0.CO;2)
- Willoughby, H. E., Marks Jr, F. D., & Feinberg, R. J. (1984). Stationary and moving convective bands in hurricanes. *Journal of the atmospheric sciences*, 41(22), 3189-3211.
- Willoughby, H. E., Jorgensen, D. P., Black, R. A., & Rosenthal, S. L. (1985). Project STORMFURY: A scientific chronicle 1962–1983. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 66(5), 505-514.
- Willoughby, H. E., 1988: The dynamics of the tropical hurricane core. *Aust. Meteor. Mag.*, 36, 183-191.
- Willoughby, H. E., 1990: Temporal changes of the primary circulation in tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, 47, 242–264.
- Willoughby, H. E., 1998: Tropical cyclone eye thermodynamics. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 3053–3067.

- Willoughby, H. E., 2009: Diabatically induced secondary flows in tropical cyclones. Part II: Periodic forcing. *Mon. Wea. Rev.*, 137, 822–835.
- Winker, D. M., Pelon, J. R., & McCormick, M. P. (2003, March). The CALIPSO mission: Spaceborne lidar for observation of aerosols and clouds. In *Lidar Remote Sensing for Industry and Environment Monitoring III* (Vol. 4893, pp. 1-12). International Society for Optics and Photonics.
- Winker, D. M., Hunt, W. H., & McGill, M. J. (2007). Initial performance assessment of CALIOP. *Geophysical Research Letters*, 34(19).
- Winker, D. M., Pelon, J., Coakley Jr, J. A., Ackerman, S. A., Charlson, R. J., Colarco, P. R., ... & Kubar, T. L. (2010). The CALIPSO mission: A global 3D view of aerosols and clouds. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(9), 1211-1230.
- Wu, J. (1979). Spray in the atmospheric surface layer: Review and analysis of laboratory and oceanic results. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 84(C4), 1693-1704.
- Wu, C., & Cheng, H. (1999). An Observational Study of Environmental Influences on the Intensity Changes of Typhoons Flo (1990) and Gene (1990). *Monthly Weather Review*, 127, pp. 3003–3031. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1999\)127<3003:AOSOEI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1999)127<3003:AOSOEI>2.0.CO;2)
- Yano, J. I., & Phillips, V. T. J. (2011). Ice–ice collisions: An ice multiplication process in atmospheric clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68(2), 322-333.
- Yano, J. I., Phillips, V. T., & Kanawade, V. (2016). Explosive ice multiplication by mechanical break-up in ice–ice collisions: a dynamical system-based study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142(695), 867-879.
- Yuan, T., Remer, L. A., Pickering, K. E., & Yu, H. (2011). Observational evidence of aerosol enhancement of lightning activity and convective invigoration. *Geophysical Research Letters*, 38(4).
- Yuter, S. E., & Houze Jr, R. A. (1995). Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part II: Frequency distributions of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity. *Monthly weather review*, 123(7), 1941-1963.
- Zehr, R., 1992: Tropical cyclogenesis in the western North Pacific. NOAA Tech. Rep. NESDIS 61, 181 pp
- Zhang, H., McFarquhar, G. M., Saleeby, S. M., & Cotton, W. R. (2007). Impacts of Saharan dust as CCN on the evolution of an idealized tropical cyclone. *Geophysical Research Letters*, 34(14).
- Zhang, H., McFarquhar, G. M., Cotton, W. R., & Deng, Y. (2009). Direct and indirect impacts of Saharan dust acting as cloud condensation nuclei on tropical cyclone eyewall development. *Geophysical Research Letters*, 36(6).
- Zhu, & Zhang. (2006). Numerical Simulation of Hurricane Bonnie (1998). Part II: Sensitivity to Varying Cloud Microphysical Processes. *Journal of Atmospheric Sciences*, 63, pp. 109-126. doi:<https://doi.org/10.1175/JAS3599.1>

Annexes

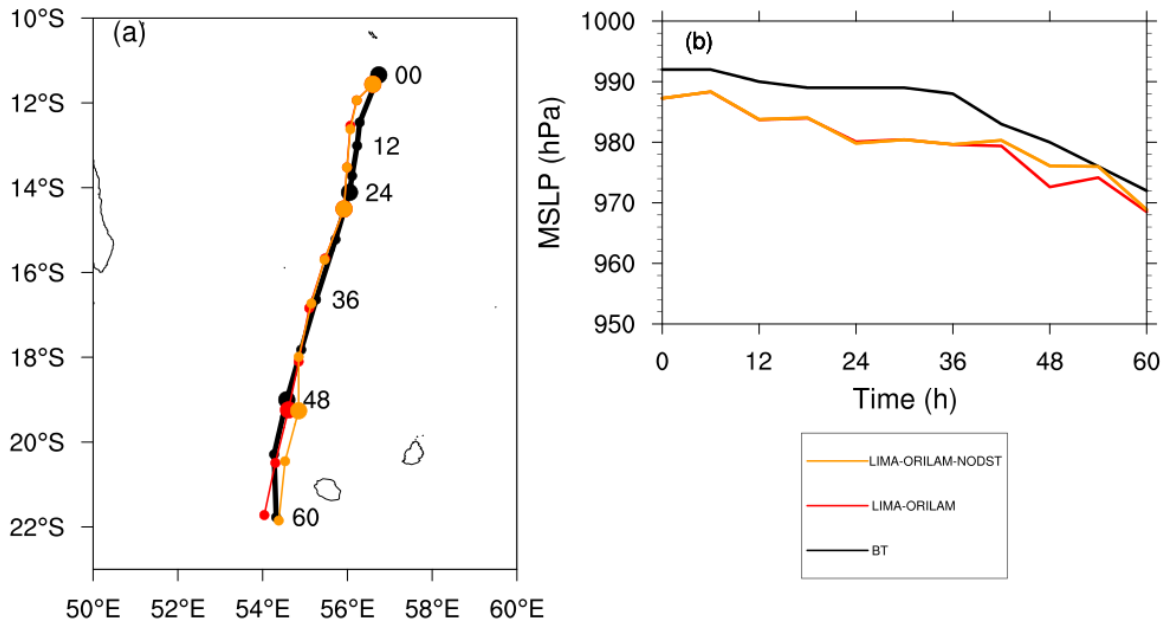


Figure 62. Evolution de la trajectoire et de l'intensité d'une simulation de référence du cyclone Dumile (rouge) et d'une simulation sans activation des poussières désertiques en tant qu'IFN (orange).

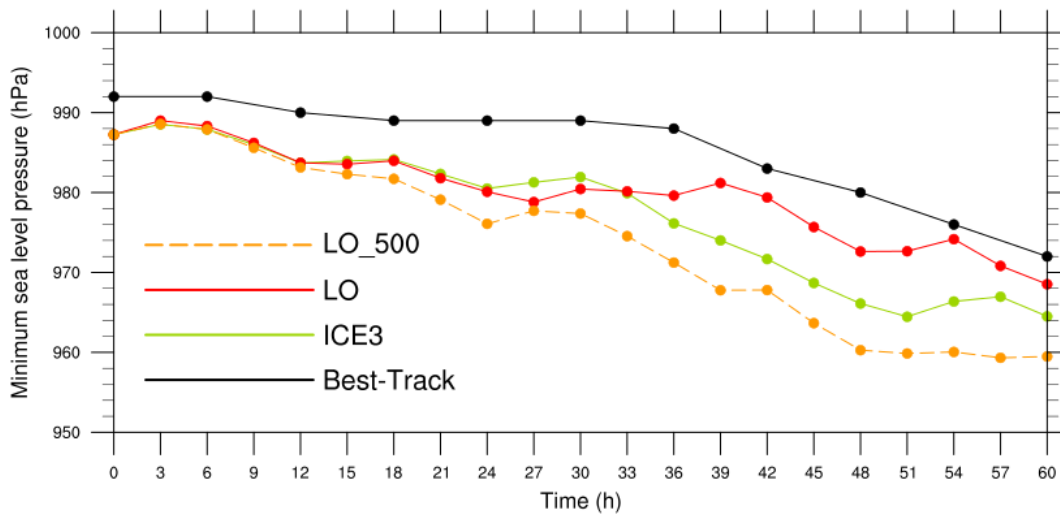


Figure 63. Evolution de l'intensité simulée selon les concentrations initiales en aérosols marins au centre du domaine et celles advectées à chaque pas de temps aux bordures du domaine. La simulation de référence avec couplage LIMA-ORILAM (LO) est basée sur un champ initial comprenant des concentrations entre 100 et 200 cm^{-3} dans le cœur du système, alors que la simulation LO_500 débute avec des concentrations initiales comprises entre 400 et 500 cm^{-3} .

Article disponible à l'adresse : <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169809516301430>

Atmospheric Research 180 (2016) 297–309



Contents lists available at ScienceDirect

Atmospheric Research

journal homepage: www.elsevier.com/locate/atmosres



Cloud electrification and lightning activity in a tropical cyclone-like vortex



C. Barthe^{a,*}, T. Hoarau^a, C. Bovalo^b

^a 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 09, La Réunion, France

^b Laboratoire d'Aérodynamique, UMR 5560 CNRS/Université de Toulouse, 14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

Author : Thomas HOARAU

Title : Aerosols-microphysics coupling for tropical cyclone modelling : tropical cyclone Dumile case study (2013)

Supervisor / Co-supervisor : Christelle BARTHE / Olivier BOUSQUET

Date and place of the thesis defence : 15 May 2018 at the University of Reunion Island

Abstract

Intensity forecast of tropical cyclones is still a major scientific issue. Forecast errors are mainly due to weaknesses of numerical models and to the lack of understanding of physical key processes and their interactions. Until recently, numerical studies on tropical cyclones dealt with the dynamical structure and the impact of large scale factors. Among intern factors having a potential impact on cyclone intensity variations, the fundamental role of clouds microphysics and aerosols has been recently underlined.

This issue motivated the evaluation of the 2-moment microphysical scheme LIMA in a tropical context and the development of a coupling with the aerosol scheme ORILAM into the atmospheric model Meso-NH. The interest of this numerical development is to represent the emission of sea salt aerosols depending on cyclonic winds and oceanic parameters at each time step. The application of this aerosols-microphysics coupling to the simulation of the tropical cyclone Dumile (2013) shows that the coupled model allows to correctly represent the intensity, the track and the structure of the tropical cyclone by a comparison with observations. The use of a 1-moment microphysical scheme, usually used in operational models of weather forecasting, tends to overestimate the intensity and exaggerate the symmetry of the system by enhancing the deep convection. Besides, the track system is deviated to the west. Using a 2-moment microphysical scheme without production of sea salt aerosols beneath the cyclone leads to the system collapse from 24 h of simulation. These results suggest the numerical development of cloud microphysics and aerosols could allow us to better model tropical cyclones intensity and the spatial heterogeneity of precipitation in the eyewall and the outer rainbands.

The secondary production of ice crystals is an active research subject in clouds microphysics. Indeed, observations show ice crystals concentrations in tropical clouds can be highly greater than ice nuclei. This means that secondary processes of ice formation are active in convective clouds. A parameterization of collisional ice break-up process is thus implemented into the microphysical scheme LIMA. The process impact has been tested on a mid-latitude storm and on the tropical cyclone Dumile. Both case studies react similarly regarding this process: an increasing of ice crystals concentration and mass and a decreasing of precipitation. Concerning the tropical cyclone, this process acts in highly convective areas close to 0° C isotherm and its impact extends to the high troposphere through the secondary circulation. These results are encouraging and motivate the pursuit of numerical developments to determine if this process of secondary formation could improve the cirrus modelling of tropical cyclones.

Keywords : tropical cyclone, cloud microphysics, sea salt aerosols, modelling, intensity forecast

Auteur : Thomas HOARAU

Titre : Couplage aérosols-microphysique pour la simulation des cyclones tropicaux : cas du cyclone tropical Dumile (2013)

Directrice de thèse / Co-Directeur de thèse : Christelle BARTHE / Olivier BOUSQUET

Date de soutenance : le 15 Mai 2018 à l'Université de La Réunion

Résumé

La prévision de l'intensité des cyclones tropicaux est encore aujourd'hui un enjeu scientifique majeur. Les erreurs de prévision des cyclones sont en partie dues à la limitation des modèles numériques et au manque de compréhension des processus physiques en jeu et de leurs interactions. Jusqu'à récemment, les études numériques sur les cyclones tropicaux ont surtout porté sur leur structure dynamique et sur les impacts des facteurs de grande échelle. Parmi les facteurs internes ayant un impact potentiel sur les variations d'intensité des cyclones, le rôle fondamental de la microphysique nuageuse et des aérosols a été récemment mis en évidence.

Cette problématique a motivé l'évaluation du schéma microphysique à 2-moments LIMA en milieu tropical et le développement d'un couplage avec le schéma d'aérosols ORILAM au sein du modèle atmosphérique Meso-NH. L'intérêt de ce développement numérique est de représenter l'émission des aérosols marins en fonction des vents cycloniques et des paramètres océaniques à chaque pas de temps. L'application de ce couplage aérosols-microphysique à la simulation du cyclone tropical Dumile (2013) montre alors que le modèle couplé permet de représenter correctement l'intensité, la trajectoire, et la structure du cyclone tropical en comparaison avec les observations. L'utilisation d'un schéma microphysique simple à 1 moment, habituellement utilisé dans les modèles opérationnels de prévision du temps, tend à surestimer l'intensité et exagérer la symétrie du système en favorisant la convection dans le mur de l'œil. Parallèlement, la trajectoire de ce système est déviée vers l'ouest. L'utilisation d'un schéma microphysique à 2 moments sans régénération des aérosols marins par le cyclone conduit à l'effondrement du système dès 24 h de simulation. Ces résultats suggèrent que le développement numérique de la microphysique nuageuse et des aérosols pourrait permettre de mieux modéliser l'intensité des cyclones tropicaux ainsi que l'hétérogénéité spatiale des précipitations dans le mur de l'œil et les bandes précipitantes.

La production secondaire des cristaux de glace est un thème de recherche actif en microphysique nuageuse. En effet, des observations montrent que les concentrations en cristaux de glace dans des nuages tropicaux peuvent être largement supérieures aux concentrations en noyaux glaçogènes. Cela sous-entendrait que des processus secondaires de formation de la glace sont actifs au sein du nuage convectif. Ainsi, une paramétrisation du processus de rupture collisionnelle de la glace a été implémentée dans le schéma microphysique LIMA. L'impact de ce processus a été testé sur le développement d'un orage des moyennes latitudes et sur le cyclone tropical Dumile. Les deux cas d'étude ont des réponses similaires vis-à-vis de ce processus : une augmentation de la concentration et de la masse des cristaux de glace et une diminution des cumuls de précipitations. Dans le cas du cyclone tropical, ce processus agit dans les zones fortement convectives proches de l'isotherme 0°C et son impact s'étend à la haute troposphère via la circulation secondaire. Ces résultats sont encourageants et motivent la poursuite de développements numériques afin de déterminer si ce processus de formation secondaire pourrait améliorer notamment la modélisation de la couverture cirriforme des cyclones tropicaux.

Mots-clés : Cyclone tropical, microphysique nuageuse, sels marins, modélisation, prévision d'intensité

LETTRE D'ENGAGEMENT DE NON-PLAGIAT

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

Fait à Saint-Denis le : 18/04/2018

Signature :



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

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

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

En conséquence, chaque utilisateur doit :

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

La contrefaçon et le faux

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

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

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

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

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

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