



INTERREG-V OCEAN INDIEN 2014-2020

Projet de Recherche

RENOVRISK-CYCLONES ET CHANGEMENT CLIMATIQUE

Axe-1 OT-1 OS-01a - Action I-3 TF



Livrable 15

Rapport de synthèse sur la représentation des interactions aérosols – nuages – rayonnement

Christelle BARTHE, UMR 8105 LACy

Septembre 2020

Ce livrable est associé à la sous-action 2.2 intitulée :

Paramétrisation physiques

Il consiste en un rapport présentant le résultat de travaux visant à améliorer la représentation des interactions des interactions aérosols - nuages - rayonnement dans les modèles numériques de cyclones.

Sommaire

Contexte	2
1 Interactions aérosols - microphysique : activation des aérosols	3
1.1 État de l'art	3
1.1.1 Nuages et microphysique	3
1.1.2 Aérosols	4
1.1.3 Interactions aérosols-microphysique en contexte cyclonique	4
1.2 Méthodologie	5
1.2.1 Développements	6
1.2.2 Cas d'étude	6
1.2.3 Configuration numérique	7
1.3 Résultats	8
1.4 Conclusion	9
2 Interactions microphysique - rayonnement : forme des cristaux de glace	11
2.1 État de l'art	11
2.1.1 Les cristaux de glace	11
2.1.2 Interactions des cristaux de glace avec le rayonnement	12
2.1.3 Représentation des cristaux de glace dans les modèles numériques	13
2.2 Représentation numérique des cristaux de glace dans Meso-NH	13
2.2.1 Quelques généralités sur le schéma microphysique LIMA (Liquid Ice Multiple Aerosols)	14
2.2.2 Prise en compte de plusieurs formes de cristaux de glace	14
2.3 Premiers résultats : supercellule idéalisée	19
2.3.1 Configuration du modèle	19
2.3.2 Résultats : impact du choix de la forme des cristaux	20
2.3.3 Résultats : prise en compte de la diversité de forme des cristaux	33
2.3.4 Conclusion	38
2.4 Validation du modèle : orage du 15 mai 2015 sur Cayenne	40
2.4.1 Observations	40
2.4.2 Configuration du modèle Meso-NH	41
2.4.3 Résultats	44
2.4.4 Conclusion	62
2.5 Conclusion	64
Conclusion	66
Remerciements	67

Contexte

Ce rapport synthétise les développements numériques et les résultats de modélisation sur les interactions aérosols-microphysique-rayonnement dans les systèmes dépressionnaires tropicaux. Ce travail a été réalisé dans le cadre de l'Action 2 - Sous-action 2.2 "Paramétrisations physiques" du programme ReNovRisk-Cyclones.

Ce rapport est divisé en 2 parties : la première concerne les interactions aérosols - microphysique à travers l'activation des aérosols, alors que la deuxième partie se concentre sur les interactions entre la microphysique nuageuse et le rayonnement à travers les différentes formes de cristaux de glace. La première partie ayant fait l'objet d'une thèse et d'un article, tous deux publiés et accessibles via les archives ouvertes HAL (<https://hal.archives-ouvertes.fr/>), seul un résumé des développements numériques et des résultats scientifiques est présenté ici.

Une partie des travaux sur le couplage aérosol-microphysique a été réalisée dans le cadre de la thèse de Thomas Hoarau au LACy (2014-2018). Les développements sur les formes des cristaux de glace ont débuté dans le cadre du CDD de Marine Claeys au LACy (septembre 2017 - juillet 2019).

L'ensemble des développements numériques a été réalisé dans le modèle communautaire français Meso-NH <http://mesonh.aero.obs-mip.fr/>. Ce modèle est ouvert et accessible librement sous licence CeCILL-C.

Partie 1

Interactions aérosols - microphysique : activation des aérosols

1.1 État de l'art

1.1.1 Nuages et microphysique

Selon Météo-France, "un nuage est formé d'une multitude de gouttelettes d'eau ou de cristaux de glace en suspension dans l'atmosphère. Son aspect est fonction de la nature, de la taille et de la répartition des particules qui le composent, ainsi que de la lumière qui l'éclaire. À l'intérieur d'un nuage, les particules sont sans cesse en mouvement. Elles fusionnent, fondent, s'évaporent, se subliment pour mieux condenser ou geler à nouveau". On regroupe sous le terme de microphysique nuageuse l'ensemble des interactions entre les particules d'eau et de glace (qu'on appelle aussi hydrométéores) au sein des nuages (Figure 1.1).

Dans les modèles numériques, la microphysique nuageuse est décrite par des paramétrisations. On distingue principalement deux types de schémas microphysiques : les schémas "bulk" et les schémas "bin". Les schémas bulk reposent sur une loi semi-empirique de représentation de la distribution en taille des hydrométéores. Certains paramètres de la loi de distribution en taille sont fixés alors que d'autres évoluent librement. Lorsqu'on prédit uniquement la masse des hydrométéores (à partir du moment d'ordre 3 de leur distribution en taille), on parle de schémas à 1 moment. Ce sont les schémas qui ont été les plus utilisés ; ils sont encore en vigueur dans les modèles opérationnels de prévision numérique du temps. Si on prédit aussi la concentration en nombre des particules (à partir du moment à l'ordre 0 de la distribution en taille), on parle alors de schémas microphysiques à 2 moments. Ce type de schéma est actuellement en plein développement. Le degré de complexité de ces schémas dépend aussi du nombre d'hydrométéores dont l'évolution est suivie par le modèle. De façon assez classique, on distingue les gouttelettes nuageuses, les gouttes de pluie, les cristaux de glace, la neige (ou agrégats), le graupel, et éventuellement la grêle.

Les schémas de type "bin" ne nécessitent pas d'hypothèse sur la distribution en taille des particules. Le spectre des hydrométéores n'a pas de forme fixée mais est discrétisé sur une grille de taille ou de masse. La distribution dimensionnelle des gouttes se déplace ensuite sur la grille au gré des processus microphysiques de croissance des hydrométéores (Planche, 2011). Etant donné le nombre élevé de bins nécessaires au découpage de la distribution en taille des particules, ce type de schéma est très coûteux numériquement. Différents types de schémas hybrides sont aussi développés, mais ne sont pas explicités ici. Les études menées lors de ce projet se sont concentrées sur les schémas microphysiques "bulk" qui sont les plus à même d'être intégrés dans des modèles numériques opérationnels.

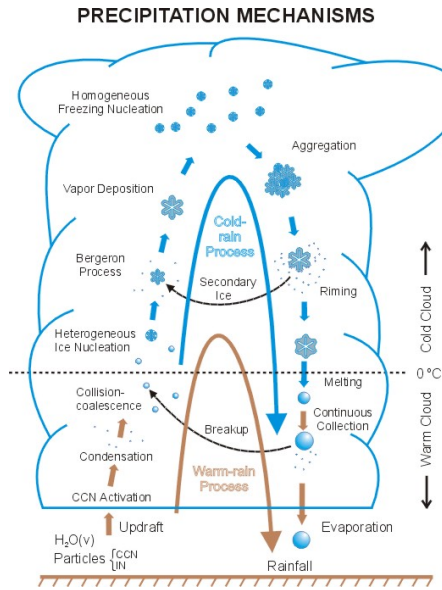


Figure 1.1: Modèle conceptuel des processus microphysiques en jeu dans un nuage de convection profonde. Tiré de [Korolev et al. \(2017\)](#).

1.1.2 Aérosols

Les aérosols sont des particules fines solides ou liquides (hors hydrométéores) 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).

En impactant les bilans radiatif et thermodynamique de la Terre, l’aérosol atmosphérique a des effets importants sur l’évolution du climat. Les effets radiatifs directs sont ceux basés sur l’interaction du rayonnement avec le champ d’aérosols. Les aérosols affectent aussi le bilan radiatif par une voie indirecte car ces particules nucléent les gouttelettes et cristaux primaires en jouant le rôle de noyaux de condensation. A travers leurs formes, leurs masses et leurs contenus en eau, les particules nuageuses déterminent alors les propriétés radiatives et précipitantes d’un nuage.

1.1.3 Interactions aérosols-microphysique en contexte cyclonique

La microphysique nuageuse joue un rôle clé dans l’évolution des cyclones tropicaux. Avec l’avènement de schémas microphysiques à plusieurs moments, les concentrations en CCN (Cloud Condensation Nuclei) et IFN (Ice Freezing Nuclei) doivent être précisées. Les schémas multi-moments et les schémas *bins* nécessitent la concentration en CCN et IFN pour pronostiquer les concentrations en eau et glace nuageuses. En particulier, il a été montré que l’augmentation de la concentration en nombre de CCN à la périphérie d’un cyclone tropical tend à diminuer son intensité ([Carrio et Cotton, 2011](#); [Hazra et al., 2013](#); [Khain et al., 2008, 2010](#); [Wang et al., 2014](#); [Zhang et al., 2007](#)). [Rosenfeld et al. \(2012\)](#) ont fait l’hypothèse que les aérosols désertiques ou de pollution qui se situent au voisinage des bandes externes agissent comme CCN et augmentent le nombre de gouttelettes nuageuses tout en diminuant leur taille. Ceci a pour effet de retarder la formation de pluie ([Albrecht, 1989](#); [Twomey, 1977](#)) et de favoriser la formation de particules de glace en altitude ([Carrio et Cotton, 2011](#); [van den Heever et al., 2006](#); [van den Heever et Cotton, 2007](#)). Le renforcement de la convection dans les bandes précipitantes associé au relâchement de

chaleur latente au cours de la congélation de l'eau liquide tend à réduire la convergence d'air humide dans les basses couches vers le centre du système, et à réduire la vitesse du vent maximum. Cet effet serait amplifié par le refroidissement de l'air convergent des basses couches lié à la fonte et à l'évaporation d'un plus fort contenu en glace. Cependant, en utilisant le modèle RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) avec un schéma microphysique "hybride" (Saleeby et Cotton, 2008), Herbener *et al.* (2014) ont montré que le cyclone tropical modélisé a une taille réduite et une intensité plus forte lorsqu'une source d'aérosols est localisée à la périphérie du système. Ces résultats a priori contradictoires peuvent s'expliquer par la pénétration ou non des aérosols dans le cœur du système. Lynn *et al.* (2016) ont réalisé plusieurs simulations de l'ouragan Irene (2011) avec le modèle WRF (Weather Research and Forecasting) incluant un schéma microphysique bin spectral (Khain *et al.*, 2010) et des distributions spatiales en aérosols variables. En utilisant une distribution spatiale en aérosols uniforme typique d'un environnement maritime, l'évolution de l'intensité d'Irene ne peut être reproduite. Par contre, si des aérosols d'origine continentale, une couche de 3 km d'épaisseur d'aérosols désertiques issus du Sahara et des aérosols d'origine maritime sur l'océan sont spécifiés, le cycle de remplacement du mur de l'œil est reproduit de même que le délai de 40 heures entre le minimum de pression et le maximum de vent. En présence d'aérosols d'origine continentale, la concentration en gouttelettes nuageuses augmente et renforce la convection dans les bandes externes permettant la formation d'un mur de l'œil secondaire. Khain *et al.* (2016) ont aussi testé un grand panel de schémas microphysiques dans le modèle WRF pour examiner l'impact des aérosols issus des Etats-Unis et de la couche d'air Saharienne sur le développement de l'ouragan Irene (2011). En accord avec les études précédentes, ils ont montré que le choix du schéma microphysique avait un impact fort sur la structure microphysique des nuages, le profil de chaleur latente et l'intensité du système.

Cependant, si de nombreuses études ont mis en évidence le rôle important des aérosols sur l'intensité, l'évolution, la structure, ou la trajectoire des cyclones tropicaux, la plupart d'entre elles ne considèrent pas l'ensemble des processus liés au cycle de vie des aérosols, comme leur émission, leur dépôt et les interactions avec le rayonnement. De plus, la majorité de ces schémas font l'hypothèse d'une concentration constante et homogène spatialement d'une population d'aérosols à un seul mode.

1.2 Méthodologie

Afin d'avancer dans la compréhension des interactions aérosols-microphysique, nous avons développé un modèle original pour étudier explicitement les interactions aérosols-nuage dans les cyclones tropicaux. Les caractéristiques de ce modèle ainsi que la configuration numérique utilisée pour son évaluation sont décrites ci-après.

Les développements et les résultats associés ont fait l'objet d'une publication et d'une thèse qui sont consultables sur l'archive ouverte HAL :

- sur <https://hal.archives-ouvertes.fr/insu-01850098/> pour la publication Hoarau *et al.* (2018a) ;
- sur <https://hal.univ-reunion.fr/tel-01879641v1> pour la thèse de Thomas Hoarau (Hoarau, 2018).

Dans la suite de ce rapport, les développements numériques et les résultats scientifiques sont résumés.

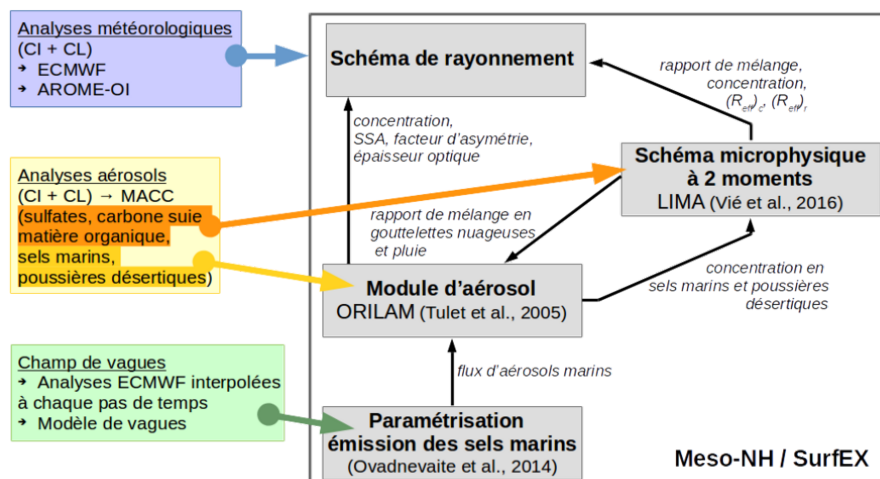


Figure 1.2: Schéma de principe du couplage aérosols-microphysique dans le modèle Meso-NH. Les boîtes grises représentent les modules de Meso-NH/SurfEX. Les boîtes colorées sur la gauche représentent les conditions initiales et aux limites. Les échanges entre les différents modules de Meso-NH/SurfEX sont représentés par les flèches noires associées au texte en italique.

1.2.1 Développements

Le couplage entre le schéma d'aérosol ORILAM (Organic Inorganic Log-normal Aerosol Model) (Tulet *et al.*, 2005) muni d'une paramétrisation d'émission des aérosols marins (issu d'Ovadnevaite *et al.* (2014), et adapté par Claeys (2016)) et le schéma microphysique à 2 moments LIMA (Vié *et al.*, 2016) a été réalisé dans le modèle communautaire Meso-NH (Lac *et al.*, 2018) (<http://mesonh.aero.obs-mip.fr/>) afin de représenter les interactions aérosol-microphysique-dynamique dans les cyclones tropicaux (Figure 1.2). Ce travail a été réalisé en partie dans le cadre de la thèse de Thomas Hoarau au LACy (Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones).

Bien que LIMA puisse traiter les CCN et IFN interstitiels et nucléés (Vié *et al.*, 2016), il est nécessaire de coupler ce schéma microphysique avec un schéma d'aérosols pour pouvoir gérer l'émission, le transport et le dépôt de façon cohérente. Ainsi, l'émission, le transport et le dépôt sec et humide des aérosols sont traités au sein du schéma d'aérosols ORILAM et la concentration de ces aérosols est ensuite transférée au schéma microphysique LIMA afin qu'ils puissent être utilisés comme des CCN et IFN interstitiels à chaque pas de temps. Etant donné que l'atmosphère de l'océan Indien sud-ouest est peu polluée en aérosols en dehors de la saison des feux de biomasse (Dufлот *et al.*, 2011), seuls les aérosols d'origine naturelle (sels marins et poussières désertiques) sont considérés dans le schéma d'aérosols pour cette étude. Cette hypothèse est faite afin de limiter le coût numérique des simulations. En retour, le schéma microphysique fournit la masse des hydrométéores qui vont servir au dépôt humide des aérosols. Les détails techniques de ces développements sont expliqués en détail dans Hoarau *et al.* (2018a) et Hoarau (2018).

1.2.2 Cas d'étude

Une première évaluation de ce couplage a été faite sur le cyclone tropical Dumile passé à proximité de La Réunion en décembre 2012-janvier 2013. Dumile s'est développé à partir d'une pulsation de l'oscillation de Madden-Julian à la fin du mois de décembre 2012. Le 27 et le 28 décembre, les conditions synoptiques ne sont pas favorables à son développement en raison

d'un fort cisaillement de vent. Le 29 décembre, l'environnement de basses couches s'améliore, avec un renforcement du flux de mousson qui augmente la convergence avec les alizés. Mais le cisaillement de vent est toujours fort sur la région. Le 30-31 décembre, le centre du système est localisé près d'Agalega. La circulation est très étendue et désorganisée, même si l'activité convective est intense, s'apparentant à une dépression de mousson (Baray *et al.*, 2010). Le 1^{er} janvier 2013, la trajectoire s'incurve vers le sud en raison du développement d'une dorsale de moyenne troposphère à l'est du système. Alors que le système s'approche de l'axe de la dorsale d'altitude, le cisaillement de vent décroît et Dumile adopte une structure typique de tempête tropicale. Le 2 janvier, le cœur du système se contracte et l'activité convective se développe autour du centre. L'intensité de Dumile continue d'augmenter, atteignant le stade de forte tempête tropicale. L'après-midi du 2 janvier, un œil devient visible sur les images satellites. Le 3 janvier, Dumile atteint le stade de cyclone tropical alors que son centre passe à 105 km à l'ouest de La Réunion. Le 4 janvier, un cisaillement de vent de nord-est apparaît et le contenu énergétique de l'océan diminue, conduisant à un affaiblissement rapide de Dumile alors qu'il se trouve au sud de La Réunion.

En raison de la petite taille du système et de sa vitesse de déplacement assez rapide, le mur de l'œil de Dumile n'a fait qu'effleurer La Réunion. L'influence du cyclone tropical Dumile a été très hétérogène sur l'île. Seules les régions de l'ouest, du centre et le flanc est du volcan ont subi des conditions cycloniques réelles. Les valeurs maximales de rafales enregistrées sont de 137 km h⁻¹ sur la côte et 162 km h⁻¹ dans les hauts de l'île. En termes de précipitations, les maxima sont relevés sur les sommets de l'île (plus de 500 mm de cumuls sur 2 jours) alors que les zones côtières ont été relativement épargnées (moins de 100 mm sur 2 jours), hormis le littoral sud. Un cumul de 1187 mm sur 48 h a été enregistré au Piton de la Fournaise.

1.2.3 Configuration numérique

Meso-NH est configuré avec deux domaines imbriqués ayant des mailles horizontales de 8 (D1) et 2 (D2) km et des tailles de grilles de 450 × 450 points et 400 × 584 points, respectivement. 70 niveaux verticaux sont utilisés, avec une résolution accrue près de la surface. La simulation débute le 1^{er} janvier 2013 à 00 UTC et se termine le 3 janvier 2013 à 03 UTC. Les analyses opérationnelles de l'ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecast) sont utilisées pour initialiser Meso-NH et pour fournir les conditions aux limites latérales. Un premier segment de la simulation avec seulement le domaine D1 est réalisé sur 24 heures. Ensuite, le domaine à haute résolution D2 est introduit et couvre le cœur du cyclone et ses bandes précipitantes pour les 27 heures suivantes. Dans le domaine D2, la convection profonde est explicitement résolue alors qu'elle est paramétrée selon Bechtold *et al.* (2001) dans le domaine D1. Une paramétrisation pour la convection peu profonde (Bechtold *et al.*, 2001) est utilisée pour les deux domaines. La paramétrisation de la turbulence est basée sur une fermeture à l'ordre 1,5 (Cuxart *et al.*, 2000) en faisant l'hypothèse de flux turbulents purement verticaux, et en utilisant la longueur de mélange de Bougeault et Lacarrere (1989). Le schéma radiatif est celui utilisé à l'ECMWF (Gregory *et al.*, 2000) incluant la paramétrisation RRTM (Rapid Radiative Transfer Model) (Mlawer *et al.*, 1997). Les interactions surface-atmosphère sont regroupées dans la plateforme SurfEX (Surface EXternalisée) (<https://www.umr-cnrm.fr/surfex/>) (Masson *et al.*, 2013; Voldoire *et al.*, 2017). Pour cette étude, sont utilisés le modèle de surface terrestre ISBA (Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère) (Noilhan et Planton, 1989) et la paramétrisation COARE (Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment) (Fairall *et al.*, 2003) pour les flux à l'interface océan-atmosphère.

Dans la simulation de référence, le schéma microphysique à 2 moments LIMA est utilisé et couplé au schéma d'aérosols ORILAM pour les sels marins et les poussières désertiques.

ORILAM est utilisé en mode 1 moment (rayon médian et écart type fixés). Les aérosols sont initialisés et forcés aux limites latérales par les analyses MACC (Monitoring Atmospheric Composition and Climate project) de l’ECMWF. Dans cette étude, Meso-NH n’est pas couplé à un modèle de vagues. La position du cyclone modélisé par Meso-NH étant très proche de celle vue par le modèle de l’ECMWF, la hauteur significative des vagues, un paramètre de la fonction d’émission des sels marins, est directement extraite des analyses de l’ECMWF et interpolée à chaque pas de temps sur la grille de Meso-NH. Cette simulation est référencée par l’acronyme 2MA dans la suite.

Afin de mettre en évidence l’importance du couplage aérosols-microphysique dans la modélisation des cyclones tropicaux, deux simulations additionnelles sont réalisées. La première utilise le schéma microphysique à 1 moment ICE3 (Pinty et Jabouille, 1998) (notée 1M dans la suite). Ce schéma, dérivé de celui de Lin *et al.* (1983), pronostique le rapport de mélange de 5 espèces d’hydrométéores : les gouttelettes nuageuses, la pluie, la glace nuageuse, la neige et le graupel. La deuxième simulation utilise le schéma microphysique LIMA, mais sans le couplage avec le schéma d’aérosols ORILAM (notée 2M dans la suite). Ainsi, les CCN/IFN interstitiels dans LIMA sont initialisés et rafraîchis aux limites latérales par les analyses MACC, mais ne sont pas émis à la surface durant la simulation.

A noter qu’une troisième simulation additionnelle a été réalisée avec le schéma microphysique LIMA utilisant une source constante et homogène sur tout le domaine de CCN. La concentration est fixée à 100 cm^{-3} entre la surface et 1000 m d’altitude, et décroît ensuite avec l’altitude pour imiter un environnement maritime propre. La trajectoire, l’intensité et la structure du cyclone simulé sont très similaires avec ceux de la simulation utilisant le schéma microphysique à 1 moment ICE3. En effet, LIMA est construit à partir de ICE3 : les deux schémas partagent les mêmes paramétrisations pour les processus microphysiques. Donc, utiliser LIMA avec une source de CCN constante et homogène (donc sans limitation du nombre de CCN) revient plus ou moins à utiliser ICE3. Les résultats de cette simulation ne sont pas présentés ici.

1.3 Résultats

Pour rappel, la validation de la simulation et les résultats détaillés sont décrits dans la publication (Hoarau *et al.*, 2018a) consultable au lien suivant : <https://hal.archives-ouvertes.fr/insu-01850098/>. Seuls les résultats principaux sont repris ici.

On montre que le système couplé ORILAM-LIMA (simulation 2MA) reproduit bien la trajectoire et l’intensité du cyclone tropical Dumile (Figure 1.3), avec la transition d’une dépression de mousson vers un cyclone tropical. La validation de la simulation de référence (ou 2MA) a été réalisée grâce aux analyses best-track du CMRS (Centre Météorologique Régional Spécialisé) de La Réunion (trajectoire, intensité, extension des vents), aux données radar de Météo-France à La Réunion (structure du système à proximité de l’île), et aux observations satellites (structure convective du système sur océan, distribution des aérosols) (Hoarau *et al.*, 2018a) et n’est pas détaillée dans ce rapport.

L’utilisation d’un schéma microphysique à 1 moment (simulation 1M) produit un système plus intense et plus symétrique dont la trajectoire est décalée à l’ouest. Dans la simulation couplée aérosols-microphysique (2MA), les aérosols marins, la principale source de CCN pour le cyclone tropical Dumile, sont produits préférentiellement dans les régions de vents forts et de vagues, ce qui renforce les asymétries convectives par rapport à la simulation utilisant le schéma microphysique à 1 moment. Les systèmes tropicaux avec des vents plus intenses sur une large distance radiale ont tendance à avoir une plus forte stabilité inertielle et à être plus résilient par rapport aux influences de l’environnement. Ainsi, la trajectoire de ces systèmes est plus

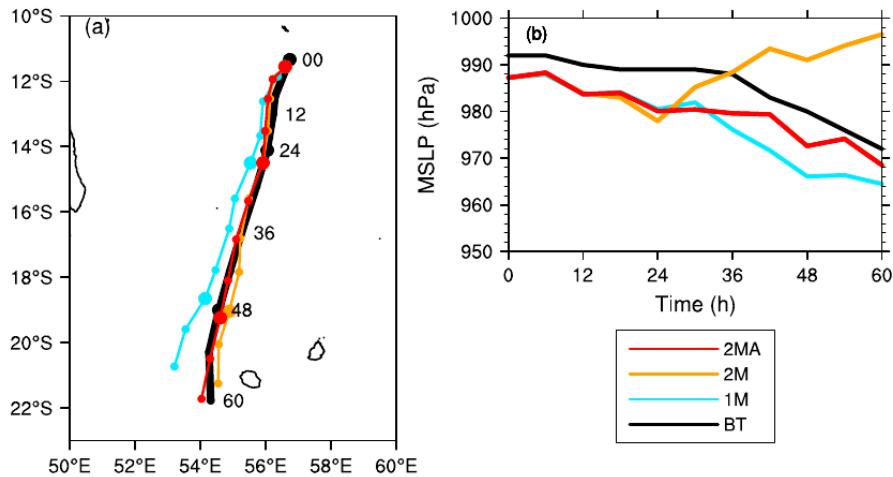


Figure 1.3: Trajectoire et intensité du cyclone tropical Dumile issues de la best-track (noir) et des simulations Meso-NH (couleurs). Tiré de Hoarau *et al.* (2018a).

sensible à l'effet beta (Fovell *et al.*, 2016; Fovell et Su, 2007), ce qui peut en partie expliquer la trajectoire plus à l'ouest du système dans la simulation 1M.

Si le schéma microphysique à 2 moments LIMA (sans émission de sels marins) est utilisé (simulation 2M), Dumile s'affaiblit de façon spectaculaire après 24 heures de simulation. Cet affaiblissement est lié à la consommation et au lessivage des CCN interstitiels dans le cœur du système. En l'absence d'émission d'aérosols marins dans la simulation 2M, il n'y a plus de source de CCN pour former des gouttelettes nuageuses dans le cœur du système, excepté ceux transportés depuis l'environnement du cyclone. En l'absence de CCN interstitiels dans le cœur du système, la concentration en nombre des gouttelettes nuageuses est faible, conduisant à des particules plus grosses, plus propices à croître par coalescence et à être converties en gouttes de pluie. Cela a donc tendance à inhiber la formation de glace nuageuse et la libération de chaleur latente associée, et ainsi la convection, conduisant à un affaiblissement de l'intensité du cyclone. Il est donc primordial de prendre en compte de façon explicite l'émission de sels marins associée aux vents forts et aux vagues pour la simulation des cyclones tropicaux, phénomènes à relativement longue durée de vie et qui génèrent leurs propres CCN (Hoarau *et al.*, 2018a).

1.4 Conclusion

Jusqu'à présent, les études numériques à échelle kilométrique sur l'impact des aérosols sur les cyclones tropicaux (Hazra *et al.*, 2013; Herbener *et al.*, 2014; Khain *et al.*, 2008, 2010, 2016; Rosenfeld *et al.*, 2012; Wang *et al.*, 2014) utilisaient, pour l'état initial et les conditions aux limites latérales, un champ d'aérosols plus ou moins homogène avec des concentrations qui décroissent selon l'altitude. La plupart du temps, les concentrations arbitrairement fixées en aérosols, et représentatives de valeurs en atmosphère maritime propre, continentale propre ou continentale polluée, sont fournies aux bords du domaine et advectées vers le cyclone en conditions favorables de vent. Cependant, la production locale de sels marins, qui sont considérés comme les plus efficaces CCN (Andreae et Rosenfeld, 2008; O'Dowd *et al.*, 1999), n'est pas considérée dans ces études, excepté dans Wang *et al.* (2014). Les sels marins sont produits à la surface de la mer par éclatement de bulles (Blanchard, 1963), et par arrachage à la crête des vagues par vent fort (Monahan *et al.*, 1986). Ces conditions sont préférentiellement réunies dans

le cœur du cyclone où les vents les plus forts et les vagues les plus hautes sont présents.

Dans le cas où les aérosols sont transportés vers le système par le flux environnant, ils peuvent être activés en gouttelettes nuageuses dans les bandes externes et internes avant d'atteindre le mur de l'œil (Khain *et al.*, 2016; Lynn *et al.*, 2016; Rosenfeld *et al.*, 2012). En contexte maritime propre, cette hypothèse d'une source continue d'aérosols fournis par advection à partir des limites latérales du domaine ne peut pas être soutenue. De plus, la plupart des études précédentes ne considèrent pas le lessivage des aérosols alors que ce processus peut empêcher les particules d'aérosols issues de l'environnement d'être ingérées dans le cœur du système. Cette étude a montré qu'il est important de prendre en compte explicitement la production locale de sels marins associés aux vents forts et aux vagues dans les cyclones tropicaux pour reproduire les interactions aérosol-microphysique-dynamique. Ceci est d'autant plus important lorsque l'on réalise des simulations de systèmes à longue durée de vie qui génèrent leurs propres noyaux de condensation en conditions atmosphériques propres.

Partie 2

Interactions microphysique - rayonnement : forme des cristaux de glace

2.1 État de l'art

2.1.1 Les cristaux de glace

Les petits cristaux de glace peuvent se former de façon hétérogène, c'est-à-dire sur un aérosol qui agit comme noyau glaçogène, à des températures allant de -1°C à -40°C . Pour des températures plus froides, les cristaux de glace peuvent se former de façon homogène, sans noyau glaçogène, suite à la congélation de gouttelettes nuageuses ou d'aérosols déliquescents. Selon la température à laquelle ils se forment, les cristaux ont des formes différentes (Figure 2.1).

Les principaux cristaux primaires ont une forme hexagonale aplatie, qui correspond aux plaquettes (*plates* sur la Figure 2.1), ou allongée qui correspond aux colonnes (*columns* sur la Figure 2.1). Ces cristaux vont ensuite grossir par dépôt de vapeur d'eau, puis par agrégation, pour former des particules ayant potentiellement de nouvelles formes. Il existe ainsi une multitude de formes de cristaux de glace, qui vont dépendre des conditions thermodynamiques rencontrées pendant leur cycle de vie (Ukichiro, 1954; Magono et Lee, 1966).

Ces cristaux de glace ont des propriétés différentes selon leur forme, comme leur vitesse de chute ou leur capacité à croître par dépôt de vapeur d'eau (Locatelli et Hobbs, 1974). De nombreuses études se sont attelées à caractériser ces propriétés selon les formes de cristaux. Par exemple, une des premières études, menée par Locatelli et Hobbs (1974), a déterminé des relations entre la vitesse de chute, la masse ainsi que la dimension maximale pour des particules solides comme le graupel, les colonnes ou les plaquettes. Des différences marquées entre les cristaux de différentes formes ont ainsi été mises en évidence. Une colonne peut par exemple avoir une vitesse de chute jusqu'à deux fois plus importante qu'une plaquette (Evans *et al.*, 2005).

La capacité des cristaux de glace à croître par dépôt de vapeur d'eau est représentée par leur capacitance, qui dépend de paramètres tels que les conditions thermodynamiques, la forme des cristaux, leurs dimensions et leur mémoire de forme (Hallett *et al.*, 1958). Selon la gamme de température dans laquelle les cristaux se situent, la croissance va se faire préférentiellement selon l'axe vertical ou horizontal (Chen et Lamb, 1994). On peut également noter que la capacitance des cristaux ayant un rapport d'aspect plus extrême est plus importante. Ainsi, les dendrites croissent plus rapidement que les plaquettes hexagonales, à cause de leur plus grande capacitance

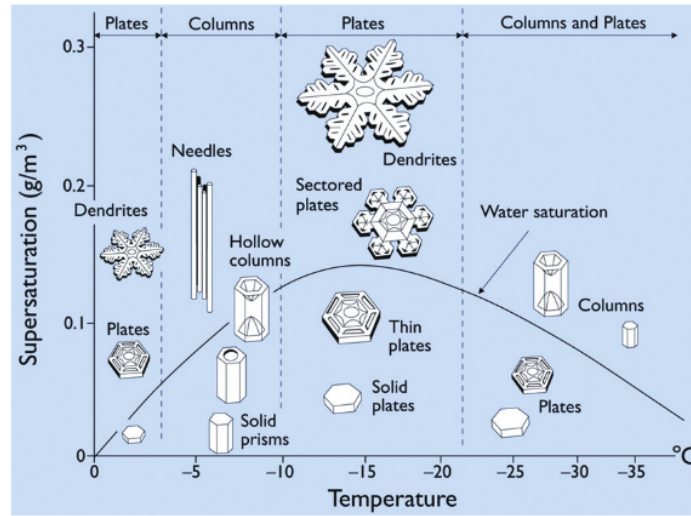


Figure 2.1: Forme des cristaux de glace à leur formation selon les conditions thermodynamiques (température et sursaturation) de l’atmosphère. Tiré de Libbrecht (2005).

et de leur rapport de forme extrême (Avramov et Harrington, 2010).

2.1.2 Interactions des cristaux de glace avec le rayonnement

La forme des cristaux de glace va également impacter leurs propriétés optiques, c’est à dire la façon dont ils interagissent avec le rayonnement. Les propriétés de diffusion simple telles que l’efficacité d’absorption ou d’extinction, le facteur d’asymétrie et l’albédo de simple diffusion, vont ainsi évoluer différemment en fonction de la taille des cristaux et du spectre optique, selon la forme des cristaux.

Mais la plupart des paramétrisations ne tiennent pas compte de la forme des cristaux de glace dans les calculs de transfert radiatif. Par exemple, Fu et Liou (1993) et Fu (1996) considèrent uniquement des cristaux de type hexagonaux ainsi qu’une taille effective moyenne. Ces paramétrisations ne distinguant pas les différentes formes de cristaux de glace sont couramment utilisées pour des études sur le cycle de vie des systèmes convectifs (Dearden *et al.*, 2016).

Or, de nombreuses études ont montré que les propriétés optiques de cristaux de glace de formes complexes diffèrent de celles de colonnes hexagonales et de sphères (Takano et Liou, 1995; Macke *et al.*, 1996; Yang et Liou, 1998; Key *et al.*, 2002). Par exemple, Baum *et al.* (2005a) ont effectué une comparaison des propriétés de simple diffusion entre un mélange de cristaux de glace et uniquement des cristaux de type colonnes. Ces résultats mettent en avant des différences significatives pour l’albédo de simple diffusion dans les grandes longueurs d’ondes et pour le facteur d’asymétrie dans les courtes longueurs d’ondes. Une étude sur les algorithmes d’inversion satellitaires (MODIS) a mis en avant une meilleure comparaison avec des mesures in-situ aéroportées en utilisant un mélange de formes de cristaux de glace, plutôt qu’une seule forme, quelle qu’elle soit (Baum *et al.*, 2005b).

Ainsi, les différentes formes de cristaux de glace influent sur les propriétés optiques des nuages, telles que leur réflectance (Yang *et al.*, 2001; Takano et Liou, 1989). Une étude réalisée par Key *et al.* (2002) a montré que la différence en termes de flux montant et descendant dans le visible SW (Short-Wave) et le proche infrarouge LW (Long-Wave) peut être de 15% lorsque la forme des cristaux est modifiée. De même, la différence pour des restitutions satellitaires d’AOD (Aerosol Optical Depth) peut être supérieure à 50%. Yi *et al.* (2013) ont montré que la rugosité

de surface des cristaux a un impact sur leurs propriétés optiques et donc sur les flux SW et LW à la surface et au sommet de l’atmosphère. Cet effet est plus important en SW, jusqu’à plus de 10 W m^{-2} localement, mais n’est pas négligeable en LW.

Ainsi, l’interaction des cristaux avec le rayonnement solaire incident est fortement dépendante des propriétés des cristaux comme leur forme (Baum *et al.*, 2005b; Yang *et al.*, 2001; Takano et Liou, 1989), leur rugosité de surface (Yi *et al.*, 2013), et leur distribution en taille (Yang *et al.*, 2001). De ce fait, la microphysique des nuages froids va avoir un impact à plus grande échelle, sur la dynamique des systèmes convectifs, leur cycle de vie et les précipitations associées. En particulier, les cyclones étant composés à leur sommet de nuages froids et ayant une longue durée de vie, ces cristaux vont interagir avec le rayonnement (Liou, 1986), influencer le refroidissement radiatif des cyclones par leur sommet, et agir sur l’évolution de l’intensité de ces systèmes. Des études récentes montrent l’importance des interactions nuage-rayonnement dans la trajectoire (Fovell *et al.*, 2016), la structure (Bu *et al.*, 2014) et l’intensité (Trabing *et al.*, 2019) des cyclones tropicaux. Une représentation fine de ces petits cristaux de glace est donc nécessaire pour améliorer la prévision de l’intensité des cyclones ainsi que les précipitations associées, paramètres qui sont aujourd’hui encore soumis à de nombreuses incertitudes.

2.1.3 Représentation des cristaux de glace dans les modèles numériques

Il existe différentes méthodes pour représenter les cristaux de glace dans les schémas microphysiques des modèles numériques. Dans le cas de la représentation par classe d’hydrométéores, comme c’est le cas dans le modèle Meso-NH, chaque catégorie dispose de propriétés physiques représentées par des équations reliant la masse et la vitesse de chute des particules à leur diamètre (Vié *et al.*, 2016; Woods *et al.*, 2007).

De nombreux modèles *bulk* représentent différentes catégories d’hydrométéores, dont les hydrométéores glacés (cristaux de glace, neige, graupel) (Lin *et al.*, 1983; Rutledge et Hobbs, 1983; Walko *et al.*, 1995; Phillips *et al.*, 2007; Morrison *et al.*, 2009; Mansell *et al.*, 2010; Lang *et al.*, 2011) mais peu d’entre eux distinguent en plus différentes catégories de petits cristaux de glace.

Des travaux se sont récemment focalisés sur la représentation des cristaux, non plus en fonction de catégories prédéfinies, mais en fonction de l’évolution de leurs deux axes principaux (Sulia et Harrington, 2011; Harrington *et al.*, 2013; Jensen et Harrington, 2015; Chen et Tsai, 2016). Cette méthode permet de représenter directement l’évolution de la forme des cristaux en fonction des axes sur lesquelles la vapeur d’eau va se déposer préférentiellement, selon les conditions thermodynamiques. Cependant, cette méthode repose sur l’évolution dans le temps d’une variable appelé paramètre de taille et qui n’est pas conservative, et ne permet pas la présence simultanée de plusieurs formes de cristaux dans une même maille du modèle.

Le schéma microphysique LIMA du modèle Meso-NH repose sur l’évolution du rapport de mélange et de la concentration en nombre des cristaux de glace car ces quantités sont physiquement transportables. De plus, l’utilisation de différentes catégories de cristaux de glace est cohérente avec le traitement des autres hydrométéores (gouttelettes nuageuses, neige...). Notre choix s’est donc porté vers l’ajout de nouvelles espèces d’hydrométéores dans le schéma microphysique LIMA.

2.2 Représentation numérique des cristaux de glace dans Meso-NH

Pour cette étude, le modèle atmosphérique de recherche Meso-NH (Lac *et al.*, 2018) a été utilisé. Les développements réalisés dans le modèle sont présentés ci-dessous. Tout comme dans le

Chapitre 1, c'est le schéma microphysique LIMA qui est au cœur des développements dans cette partie. Dans un premier temps sont traités les développements liés uniquement au schéma microphysique (2.2.2), et dans un second temps, un premier pas vers la prise en compte des formes des cristaux de glace dans le schéma de rayonnement est détaillé (2.2.2).

2.2.1 Quelques généralités sur le schéma microphysique LIMA

Le schéma microphysique LIMA (Vié *et al.*, 2016) est un schéma à phase mixte, c'est-à-dire prenant en compte à la fois l'eau liquide, la glace et l'eau surfondue. Deux types de particules liquides (l'eau nuageuse et la pluie) et quatre classes d'hydrométéores glacées (la glace primaire, la neige, le grésil et la grêle) sont considérées, ainsi que la vapeur d'eau. Le schéma comporte une équation pronostique pour le rapport de mélange de chaque espèce r_x :

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho_{dref}r_x) + \nabla \cdot (\rho_{dref}r_x \vec{U}) = \rho_{dref}S_x \quad (2.1)$$

avec ρ_{dref} la densité de référence de l'air, \vec{U} le vecteur vitesse de l'air, et S_x le terme source. La concentration en nombre N_x de l'eau nuageuse, de la pluie et de la glace primaire est aussi une variable pronostique :

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho_{dref}N_x) + \nabla \cdot (\rho_{dref}N_x \vec{U}) = \rho_{dref}S_x \quad (2.2)$$

Par contre, la concentration totale en nombre de la neige, du grésil et de la grêle s'écrit sous la forme $N = C\lambda^x$ (Caniaux *et al.*, 1994), où λ est le paramètre de pente de la distribution en taille des particules. C et x sont des constantes empiriques déduites des observations.

Pour l'ensemble des hydrométéores, des lois en puissance sont utilisées pour relier la masse (m) et la vitesse de chute (v) de la particule à son diamètre (D) :

$$m(d) = aD^b \quad (2.3)$$

$$v(D) = cD^d \left(\frac{\rho_{00}}{\rho_{dref}} \right)^{0.4} \quad (2.4)$$

où ρ_{00} est la densité de référence de l'air à la surface. On admet que la distribution en taille suit la loi :

$$n(D)dD = Ng(D)dD = N \frac{\alpha}{\Gamma(\nu)} \lambda^{\alpha\nu} D^{\alpha\nu-1} \exp(-(\lambda D)^\alpha) dD \quad (2.5)$$

$g(D)$ est une loi de distribution normalisée (loi gamma généralisée) dépendant des paramètres α , ν et λ . Le p^{eme} moment de la loi se met sous la forme :

$$M(p) = \int_0^{+\infty} D^p g(D) dD = \frac{\Gamma(\nu + p/\alpha)}{\Gamma(\nu)} \frac{1}{\lambda^p} = \frac{G(p)}{\lambda^p} \quad (2.6)$$

2.2.2 Prise en compte de plusieurs formes de cristaux de glace

Dans la version distribuée en ligne de Meso-NH, les petits cristaux de glace dans le schéma microphysique LIMA (Vié *et al.*, 2016) ne sont représentés que par une seule classe que l'utilisateur peut choisir : plaquettes, colonnes, ou *bullet rosettes*. Chaque forme est associée à des valeurs différentes des paramètres a , b , c et d (équations 2.3 et 2.4) et de la capacitance C qui permettent ainsi d'avoir des vitesses de chute et des taux de croissance par déposition de vapeur différents selon la forme sélectionnée. Or, dans la réalité, différentes formes coexistent au sein d'un même nuage. Ainsi, afin de pallier au manque de diversité de formes de cristaux de glace dans le modèle, nous avons introduit la possibilité de représenter jusqu'à 4 formes de cristaux simultanément.

Variabes pronostiques Chaque forme est représentée par une variable concentration en nombre (N_{ix} , x étant l’une des 4 formes de la glace primaire i), qui est une variable pronostique du modèle (équation 2.2). Par contre, pour la masse, on choisit de ne pas faire la distinction entre les différentes formes de cristaux de glace, et on considère que le rapport de mélange total (r_i) de la glace nuageuse est la seule variable pronostique (équation 2.1).

Choix des formes Deux formes "primaires" sont nécessaires : les plaquettes et les colonnes. Les plaquettes sont formées pour des températures comprises entre -1 et -3°C, et entre -9 et -22°C, alors que les colonnes sont formées entre -3 et -9°C (Figure 2.1). Afin de représenter l'évolution de la forme de ces cristaux en fonction des conditions thermodynamiques rencontrées pendant leur cycle de vie, une troisième forme est nécessaire. Par exemple, si une plaquette se retrouve dans des conditions thermodynamiques pour lesquelles la croissance par dépôt de vapeur d'eau se distribue sur l'axe privilégié des colonnes, ce cristal va pouvoir changer de forme, et se retrouver dans une catégorie de transition. Pour représenter la transition plaquette-colonne et colonne-plaquette, on introduit la forme "irrégulier".

Après analyse de photographies de cristaux de glace observés pendant la campagne de mesures HAIC (High Altitude Ice Crystals) sur la Guyane, on fait l'hypothèse que les cristaux irréguliers, servant de transition entre les colonnes et les plaquettes, sont des colonnes coiffées (ou *capped columns*). Cette forme est régulièrement observée dans les zones convectives, régions privilégiées pour que les cristaux de glace soient soumis à différentes conditions thermodynamiques (notamment lors de leur transport dans les ascendances convectives) (cf section 2.4.1).

Caractéristiques des formes des cristaux Les coefficients a et b de la relation masse-diamètre sont issus de Pruppacher et Klett (2010) pour les plaquettes et de Mitchell (1996) pour les colonnes (en faisant l'hypothèse $D < 100 \mu\text{m}$). Les coefficients c et d de la relation vitesse de chute-diamètre viennent de Locatelli et Hobbs (1974) pour les plaquettes et de Starr et Cox (1985) pour les colonnes. Les coefficients \mathcal{C} pour le calcul de la capacitance sont issus de Westbrook (2008) pour les plaquettes et colonnes, en utilisant un rapport d'aspect fixé à 0.1 et 5, respectivement. Par manque de données sur les colonnes coiffées dans la littérature, on fait les hypothèses suivantes pour la forme irrégulier :

- les coefficients a , b , c et d des relations masse-diamètre et vitesse-diamètre correspondent à une moyenne entre plaquettes et colonnes
- la capacitance est calculée selon Westbrook (2008), pour un cristal hexagonal de rapport d'aspect égal à 1.

Les valeurs des paramètres a , b , c , d et \mathcal{C} pour les trois formes actuellement implémentées dans LIMA sont données dans le tableau 2.1 et les relations masse-diamètre et vitesse-diamètre pour ces 3 formes de cristaux sont tracées sur la Figure 2.2.

Processus microphysiques L'ajout de plusieurs formes de cristaux de glace va donc impacter les processus microphysiques qui modifient ou font intervenir la concentration en nombre des cristaux de glace sous la forme x (Figure 2.3).

Les cristaux de glace sont initiés par nucléation hétérogène (HEN) et homogène (HON), et la forme de ces cristaux primaires (colonnes ou plaquettes) dépend de la température comme indiqué sur la figure 2.1. Dans un premier temps, l'impact de la sursaturation par rapport à la glace n'est pas considéré.

	Plaquettes	Colonnes	Irréguliers
a	0.82	110.798	10.0
b	2.5	2.91	2.7
c	747.0	1.96e5	7000.0
d	1.0	1.585	1.235
C	0.339	0.24	0.566

Table 2.1: Paramètres utilisés pour décrire les trois formes de cristaux de glace implémentées dans le schéma LIMA de Meso-NH.

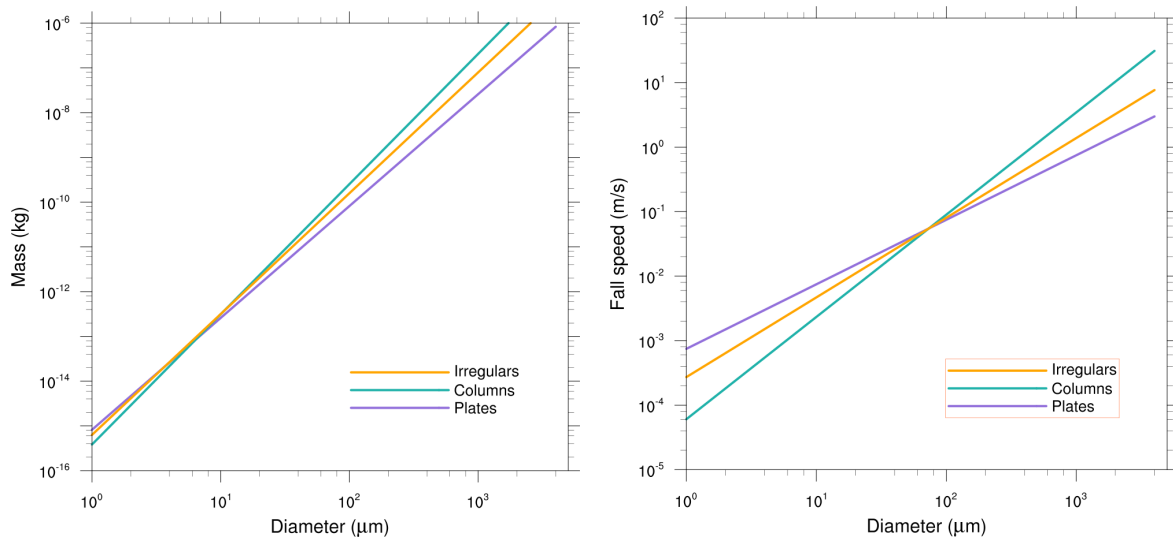


Figure 2.2: Relations masse-diamètre et vitesse-diamètre pour les plaquettes, les colonnes et les irréguliers en utilisant les coefficients du tableau 2.1.

L'évolution de la concentration en nombre des cristaux de glace par forme est calculée explicitement pour les processus dépendants de la forme des cristaux : sédimentation (SED), agrégation (AGG), autoconversion des cristaux en neige (AUTOI) et effet Bergeron (BER). Pour les processus indépendants de la forme des cristaux comme la congélation des gouttelettes (IFR), le givrage (DRYG, WETG, CFR), et la fonte (MLT), la tendance de la concentration totale en cristaux de glace est calculée puis répartie dans les différentes catégories en conservant les proportions.

Dans le cas des processus secondaires de formation des cristaux, on considère que des colonnes sont produites par le processus d'Hallett-Mossop (HM) qui a lieu entre -3 et -8°C. Pour les processus de rupture lors de collisions entre neige et graupel, et d'éclatement des gouttes de pluie lors leur congélation, on fait l'hypothèse que les cristaux produits ont la forme des cristaux prédominants dans la maille (cela revient à introduire une dépendance à la température).

Transition entre cristaux de formes "primaires" Le traitement du changement de forme des cristaux de glace dans le schéma LIMA de Meso-NH s'inspire des travaux réalisés par [Chen et Lamb \(1994\)](#). Lorsque des cristaux de glace croissent par déposition de vapeur dans un régime de température différent de leur température nominale, ils sont transférés dans la catégorie irréguliers :

$$T_x^N \propto \begin{cases} \alpha_{COL \rightarrow IRR} = \frac{\Gamma(T) - \Gamma_{IRR}}{\Gamma_{PLA} - \Gamma_{IRR}} \\ \alpha_{COL \rightarrow IRR} = \frac{\Gamma(T) - \Gamma_{IRR}}{\Gamma_{PLA} - \Gamma_{IRR}} \end{cases}$$

Γ est appelé le rapport de croissance intrinsèque, et correspond au rapport entre le coefficient de condensation de la base et le coefficient de condensation des faces latérales d'un prisme. Γ_{PLA} , Γ_{COL} et Γ_{IRR} sont fixés à 0.5, 1.0 et 1.5 en s'appuyant sur la Figure 2.4.

Interactions avec le schéma de rayonnement

Le schéma de rayonnement a pour objectif de calculer les flux radiatifs en prenant en compte l'absorption et l'émission du rayonnement infra-rouge (ou LW), et la réflexion, la diffusion et l'absorption du rayonnement solaire visible (ou SW) par l'atmosphère terrestre et les surfaces. Le flux radiatif net total F (W m^{-2}) est ensuite utilisé pour évaluer la tendance de la température potentielle, une variable pronostique du modèle Meso-NH. F est un flux net, somme du flux radiatif dirigé vers l'espace (F^\uparrow) et du flux radiatif dirigé vers la surface (F^\downarrow). C'est aussi un flux total, somme du flux solaire dans le visible (ou dans les courtes longueurs d'onde, SW) et du flux atmosphérique infra-rouge (ou dans les grandes longueurs d'onde, LW). Ces flux sont illustrés sur la Figure 2.5.

Chaque particule de glace absorbe, diffuse, et émet une quantité d'énergie plus ou moins importante à chaque longueur d'onde des spectres solaire et infrarouge. On nomme extinction la somme de la diffusion et de l'absorption. Pour les calculs radiatifs, un cristal de glace est défini par trois grandeurs :

- l'efficacité d'extinction (Q_e) qui quantifie l'atténuation de l'énergie incidente par la particule ;
- l'albédo de simple diffusion (ω) qui est le rapport entre la diffusion et l'extinction ;
- le facteur d'asymétrie g qui caractérise la direction de diffusion de l'énergie par la particule.

Meso-NH dispose du schéma de rayonnement de l'ECMWF "original" (nommé ECMWF dans la suite), et de la nouvelle version (ecRad) utilisée à l'ECMWF depuis 2016. Jusqu'à présent,

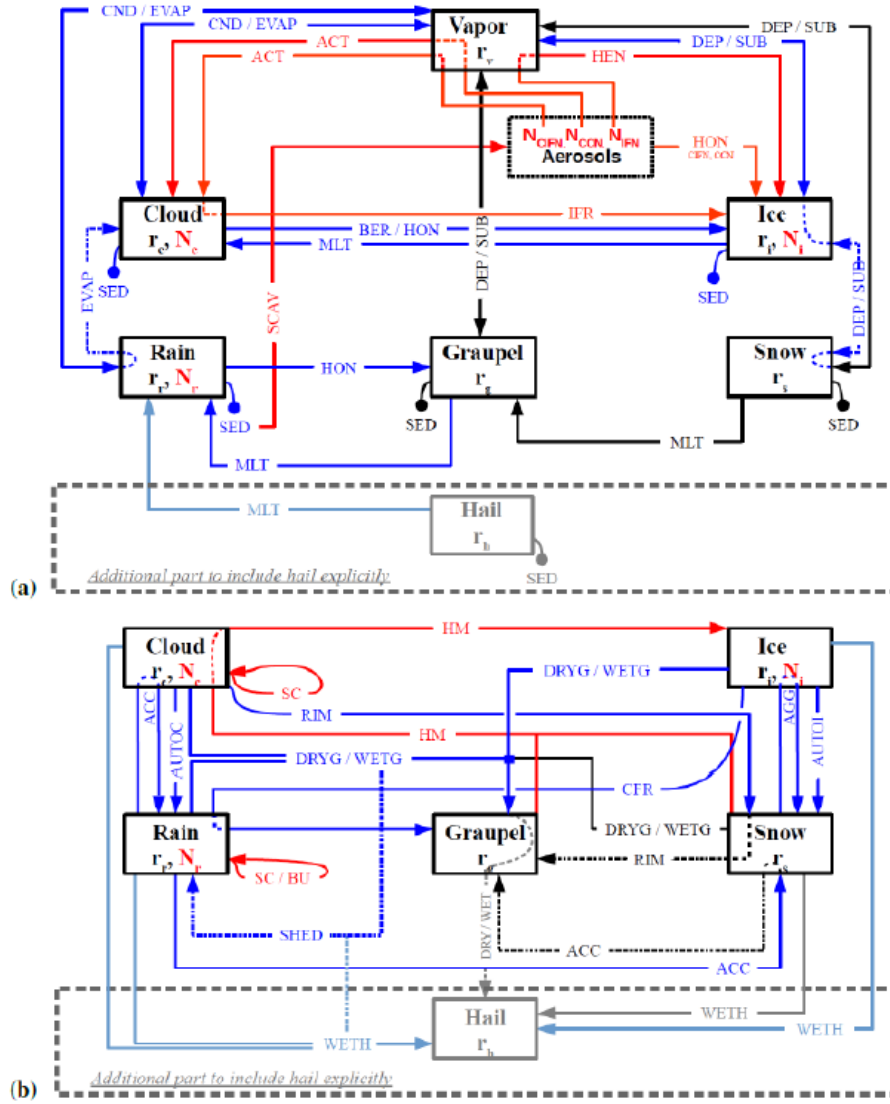


Figure 2.3: Diagramme des processus microphysiques du schéma LIMA entre les différents hydrométéores représentés par leur rapport de mélange r et leur concentration N . (a) Totalité des processus excepté les processus de collection. (b) Processus de collection uniquement. Les flèches bleues représentent les processus déjà présents dans le schéma microphysique à 1 moment à l'origine de LIMA mais modifiés, les flèches rouges font référence aux processus propres à l'inclusion d'un 2^{ème} moment dans le schéma microphysique, et les flèches noires sont les processus identiques dans les schémas à 1 et 2 moments. Les processus liés à la grêle sont représentés en couleurs plus claires. Tiré de Lac *et al.* (2018).

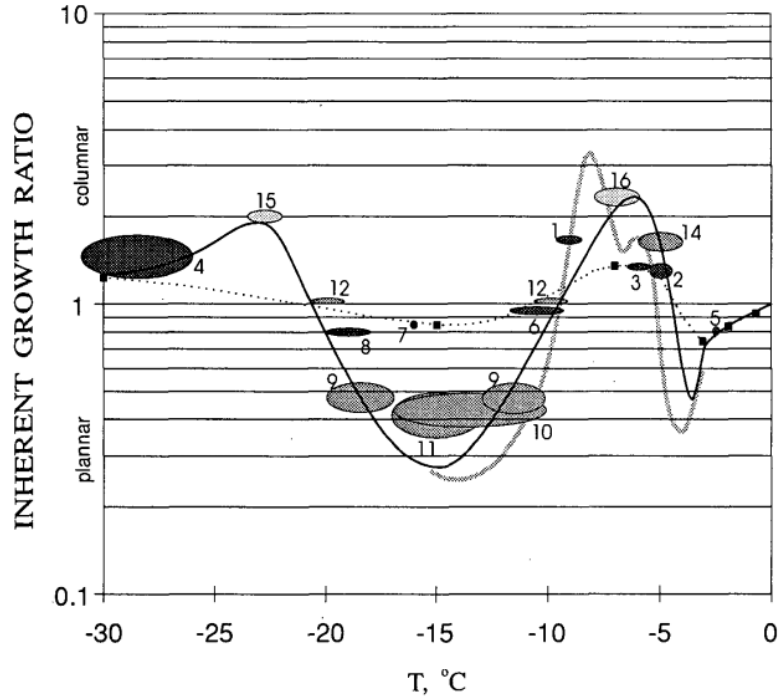


Figure 2.4: Évolution du rapport de croissance intrinsèque en fonction de la température proposée par [Chen et Lamb \(1994\)](#) (courbe noire). Extrait de [Chen et Lamb \(1994\)](#).

le rayon effectif était fixé à $40 \mu\text{m}$ ou calculé à partir d'une relation empirique uniquement fonction de la température ([Ou et Liou, 1995](#)). Nous avons introduit dans ces deux schémas de rayonnement la possibilité de calculer le rayon effectif (R_{eff}) des particules de glace à partir de la masse et de la concentration en nombre de cristaux calculés par le schéma microphysique. Dans le cas où plusieurs formes de cristaux cohabitent dans une maille, le rayon effectif est calculé pour la forme prépondérante. Comme nous le verrons dans la suite, cette hypothèse est justifiée dans l'état actuel du code car une forme prédomine largement sur les autres au sommet du nuage (cf Section 2.4.3). Afin d'éviter des problèmes numériques, le rayon effectif de la glace ainsi calculé est restreint à la gamme de valeurs 20-250 μm .

2.3 Premiers résultats : supercellule idéalisée

Dans un premier temps, les développements décrits dans la section précédente ont été testés sur un orage supercellulaire idéalisé. Le cadre idéalisé permet de s'affranchir de l'influence de l'environnement et de se concentrer sur les processus internes au système convectif. Quant à l'orage supercellulaire, il permet de se focaliser sur une unique cellule convective à courte durée de vie (~ 1 h). Cette simulation permet donc de comprendre comment le choix des propriétés liées aux cristaux de glace impacte la structure d'une cellule convective simple.

2.3.1 Configuration du modèle

Les simulations sont réalisées sur PC portable avec une version utilisateur (SRC_CPL_SHAPE_ECRAD_v6) de Meso-NH en version 5-4-2.

Le domaine comprend $40 \times 40 \times 30$ points, avec $dx = dy = 1$ km et $dz = 0.5$ km. La

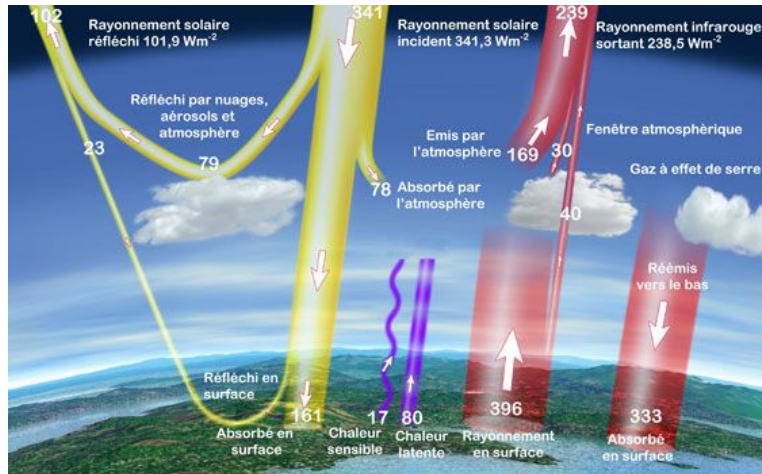


Figure 2.5: Bilan énergétique moyen pour la période de mars 2000 à mars 2004 en $W m^{-2}$.
Source : <http://education.meteofrance.fr>.

simulation dure 60 minutes, avec un pas de temps de 5 s. Le schéma de rayonnement utilisé est celui de l'ECMWF en prenant en compte le calcul explicite du rayon effectif de la glace à partir de la concentration en nombre et de la masse des cristaux de glace issue de LIMA. L'orage est initialisé par une bulle chaude et un sondage homogène sur le domaine (Klemp et Wilhelmson, 1978).

Différentes simulations sont réalisées pour tester l'impact de la forme des cristaux et du nombre de cristaux considérés. La physique est commune à toutes les simulations ; seuls le nombre et la forme des cristaux de glace considérés sont modifiés. Les détails des expériences sont récapitulés dans le Tableau 2.2.

Les bilans sont activés : 3 masques sont utilisés. Les champs de contenu intégré en hydrométéores et de vitesse verticale sont utilisés pour décrire les masques zone nuageuse, zone convective et zone stratiforme. Des profils moyens pour chacun de ces masques sont produits toutes les 1 min.

Exp.	PLA	COL	IRR	Coût
1	x			37.098
2		x		37.128
3	x	x	x	39.302

Table 2.2: Récapitulatif des expériences réalisées sur l'orage supercellulaire idéalisé. Le coût numérique (cputime) est exprimé en $\mu s/stp/pt$.

2.3.2 Résultats : impact du choix de la forme des cristaux

Dans cette section, les expériences 1 et 2 sont comparées afin de comprendre comment le choix d'une forme de cristaux de glace peut impacter le cycle de vie du nuage et sa structure. Dans la suite, seules les figures pour l'échéance 45 min sont généralement montrées : un comportement similaire est observé pour les autres échéances, à moins que ce ne soit clairement explicité dans le texte.

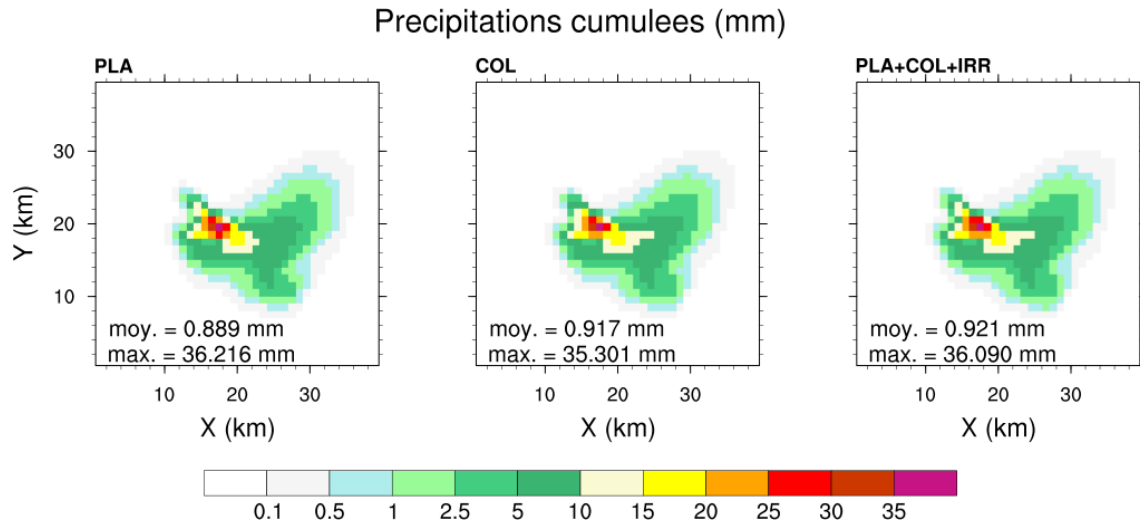


Figure 2.6: Précipitations cumulées (mm) à 60 min de simulation pour l'ensemble des expériences. Les valeurs moyenne et maximale des précipitations cumulées sont indiquées en bas à gauche de chaque figure. La moyenne est réalisée sur l'ensemble du domaine horizontal.

Précipitations

Les précipitations cumulées (Figure 2.6) sont très similaires pour la simulation utilisant des plaquettes et celle utilisant des colonnes. On note tout de même que l'expérience 1 (PLA) tend à produire un maximum de précipitation cumulée légèrement plus fort que l'expérience 2 (COL): 32.2 mm vs. 35.3 mm. Par contre, la valeur moyenne des précipitations cumulées est légèrement plus forte pour l'expérience COL que pour l'expérience PLA, avec une zone de précipitations cumulées supérieures à 10 mm un peu plus étendue. Mais, les précipitations cumulées sont peu affectées pour ce cas-là par la forme des cristaux de glace utilisée.

Structure microphysique du nuage

Le contenu intégré sur la verticale en glace primaire (THIC, Figure 2.7) est identique en moyenne qu'on utilise des colonnes ou des plaquettes. Cependant, la valeur maximale est supérieure dans la simulations PLA (1.34 mm) par rapport à la simulation COL (1.24 mm). On note que les mailles avec des valeurs supérieures à 1.25 mm sont plus nombreuses pour la simulation PLA.

Le comportement est assez similaire pour la neige (THSN, Figure 2.7), mais avec des différences plus marquées. Les valeurs moyenne et maximale sont plus fortes pour la simulation PLA que pour la simulation COL : 0.34 vs. 0.25 mm en moyenne, et 3.62 vs. 2.33 mm au maximum. Ces différences sont visibles dans la partie convective de l'orage : la simulation PLA montre clairement des valeurs supérieures à 2.5 mm non atteintes par la simulation COL.

Concernant le graupel (THGR, Figure 2.7), on observe le comportement opposé : le contenu intégré en graupel est un peu plus important à la fois en valeur moyenne et en valeur maximale pour l'expérience COL. On atteint des valeurs de 20.99 mm (1.54 mm en moyenne) pour COL contre 19.63 mm (1.48 mm en moyenne) pour PLA.

L'évolution temporelle des profils moyens des rapports de mélange des différents hydrométéores (Figure 2.8) montre que la phase chaude est peu affectée par le choix de la forme des cristaux. Entre 15 et 35 min, on trouve des rapports de mélange de l'eau nuageuse entre 0.01 et 0.05 g kg^{-1} entre 6 et 6.5 km dans la simulation COL, non présents dans la simulation PLA. On

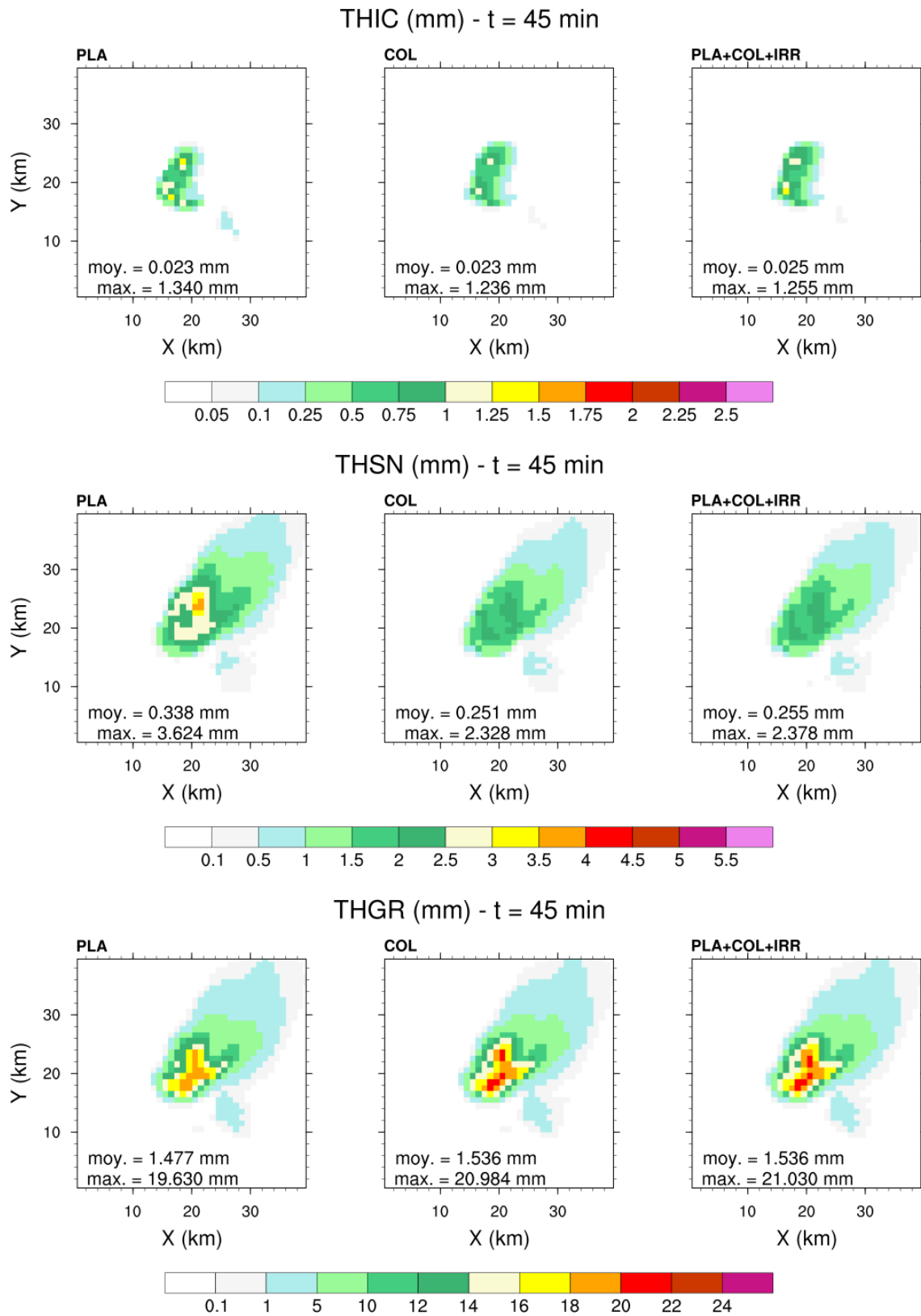


Figure 2.7: Contenu intégré en cristaux de glace (haut ; THIC, mm), en neige (milieu ; THSN, mm) et en graupel (bas ; THGR, mm) à 45 min de simulation. Les valeurs moyenne et maximale des champs tracés sont indiquées en bas à gauche de chaque figure. La moyenne est réalisée sur l'ensemble du domaine horizontal.

observe la même tendance pour le rapport de mélange de la pluie. Pour la pluie, on note aussi quelques différences dans la bande 1.5-2km d'altitude, qui correspond à la couche de fonte des particules glacées.

Pour les cristaux de glace, on retrouve plus haut en altitude des rapports de mélange moyens des cristaux de glace supérieurs à 0.1 g kg^{-1} dans la simulation utilisant des colonnes par rapport à la simulation utilisant des plaquettes. Dans les deux simulations, on trouve du rapport de mélange supérieur à 0.01 g kg^{-1} à partir de 3.5 km d'altitude. Dans la simulation COL, l'enveloppe du rapport de mélange supérieur à 0.01 g kg^{-1} atteint 10.5 km à 30 min de simulation, mais ne dépasse pas 10 km d'altitude pour PLA. Entre 35 et 60 min, l'épaisseur de cette enveloppe est moins importante pour la simulation COL, ce qui peut expliquer les résultats différents selon le moment de la simulation pour THIC (non montré).

Les différences sont beaucoup plus marquées pour la neige. Entre 20 et 50 min, entre 5 et 9 km d'altitude, le rapport de mélange moyen de la neige est beaucoup plus élevé dans la simulation PLA que dans la simulation COL. Il dépasse 0.4 g kg^{-1} sur une large épaisseur de nuage dans PLA (voire même 0.5 g kg^{-1} entre 20 et 45 min), mais atteint péniblement 0.3 g kg^{-1} dans COL. Ce résultat est cohérent avec les plus fortes valeurs d'épaisseur intégrée sur la verticale de neige (Figure 2.7).

La principale différence entre l'évolution des profils moyens nuageux pour le grésil dans les simulations PLA et COL se situe entre 20 et 30 min. On constate un noyau de valeurs de rapport de mélange moyen de graupel supérieur à 3 g kg^{-1} plus important dans la simulation COL que dans la simulation PLA. Hormis cela, les profils moyens de r_g sont assez proches qu'on utilise des plaquettes ou des colonnes, même si la simulation utilisant des colonnes tend à produire des contenus intégrés en graupel légèrement plus importants que dans la simulation utilisant les plaquettes (Figure 2.7).

L'évolution du profil moyen de concentration en nombre de l'eau nuageuse, de la pluie et de la glace primaire est tracée sur la Figure 2.9. Pour l'eau nuageuse, on observe peu de différences en dessous de 6.5 km d'altitude. Au dessus de cette altitude, on note que la simulation COL produit en moyenne une concentration en nombre de gouttelettes plus importante et légèrement plus haut en altitude. Par exemple, entre 20 et 30 min, la simulation COL produit entre 6.5 et 7 km une concentration en nombre de gouttelettes moyenne entre 10 et 30 kg^{-1} , alors que la simulation COL produit à la même altitude entre 1 et 10 particules kg^{-1} .

De façon générale, l'évolution du profil moyen de la concentration en nombre de la pluie est proche dans les deux simulations PLA et COL. On observe cependant quelques différences après 25 min de simulation. La simulation COL montre des concentrations en nombre de pluie supérieures à 1000 kg^{-1} 500 m plus haut que dans la simulation PLA. Cette tendance est aussi observée pour les valeurs les plus fortes de la concentration en nombre ($> 10000 \text{ kg}^{-1}$). Cette tendance d'avoir des concentrations en nombre de gouttes plus haut dans la simulation COL que dans la simulation PLA se poursuit jusqu'à la fin de la simulation.

Pour les cristaux de glace, l'évolution des profils moyens de concentration en nombre est très similaire jusqu'à 25 min. Les deux simulations produisent un maximum de concentration en nombre (entre 10000 et 30000 kg^{-1}) à 19 min, entre 4 et 4.5 km d'altitude. Au delà, on observe quelques différences. La simulation COL montre des concentrations en nombre de cristaux à plus haute altitude que la simulation PLA, comme on peut l'observer à 30 min. Entre 40 et 50 min, les concentrations en nombre de cristaux supérieures à 1000 kg^{-1} atteignent des altitudes plus hautes dans la simulation COL ($\sim 1 \text{ km}$).

En termes de rayon effectif de la glace, à 45 min de simulation (Figure 2.10), on voit que les colonnes ont un rayon effectif plus faible que les plaquettes, quelle que soit l'altitude. A 9

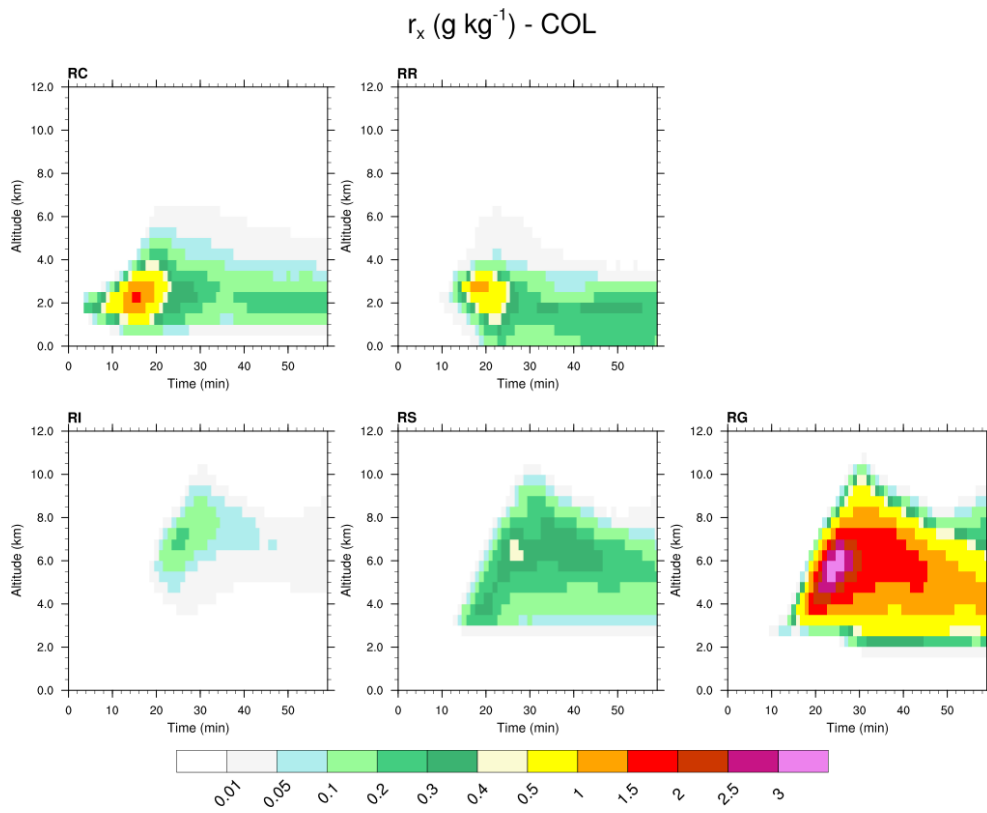
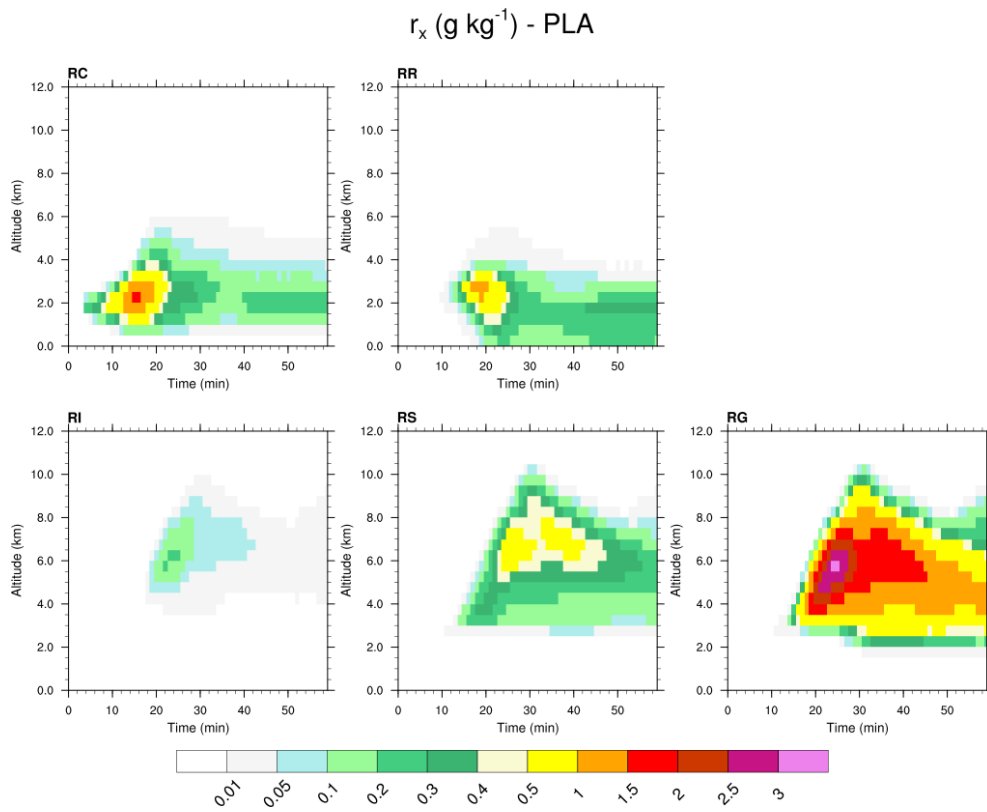


Figure 2.8: Évolution temporelle du profil moyen de rapport de mélange (g kg⁻¹) de l'eau nuageuse, de la pluie, de la glace primaire, de la neige et du grésil, pour les simulations utilisant des plaquettes (PLA, haut) et des colonnes (COL, bas). Les profils moyens sont calculés au sein du nuage à chaque minute.

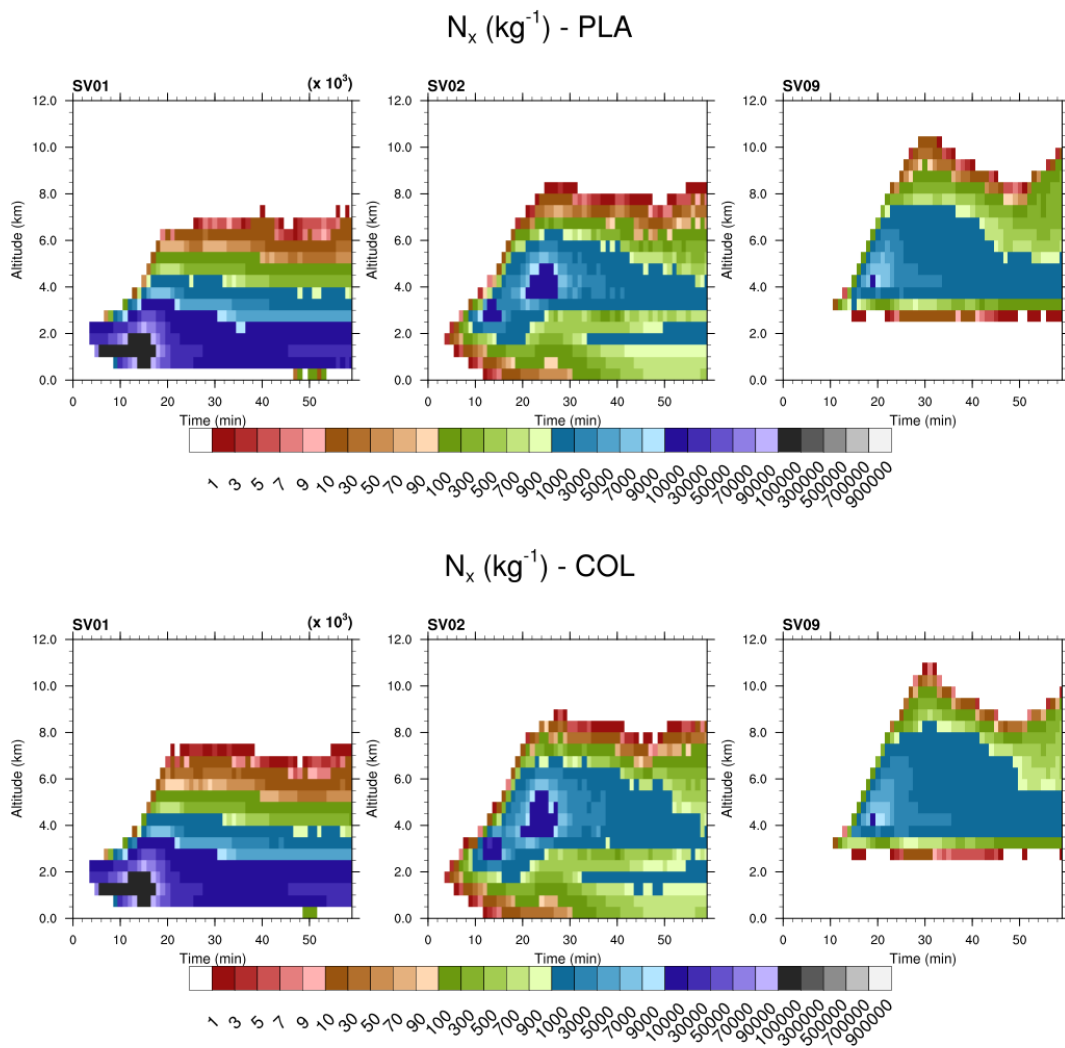


Figure 2.9: Évolution temporelle du profil moyen de concentration en nombre (kg^{-1}) de l'eau nuageuse (SV01), de la pluie (SV02) et de la glace primaire (SV09) pour les simulations utilisant des plaquettes (PLA, haut) et des colonnes (COL, bas). Les profils moyens sont calculés au sein du nuage à chaque minute.

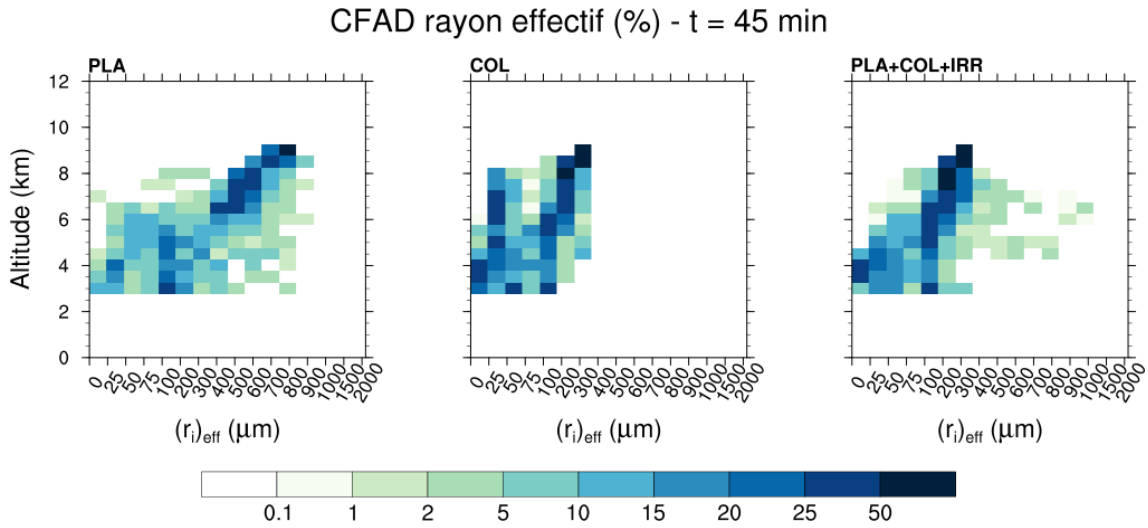


Figure 2.10: CFAD (Contour Frequency per Altitude Diagram, %) du rayon effectif de la glace primaire à 45 minutes de simulation pour l'ensemble des expériences. Le CFAD représente le nombre de points normalisés par gamme d'altitude dans chaque intervalle de rayon effectif. La somme des pourcentages par altitude est de 100%.

km d'altitude, quasiment 100% des colonnes ont un rayon effectif entre 300 et 400 μm , alors que le rayon effectif des plaquettes à la même altitude est compris entre 600 et 800 μm . Quelle que soit l'altitude, les colonnes ne dépassent pas un rayon effectif de 400 μm , alors que celui des plaquettes atteint 900 μm . Dans les deux simulations, on note une augmentation avec l'altitude du rayon effectif moyen. Au delà de 6 km d'altitude, la fréquence des petits cristaux diminue significativement. Cette différence de comportement entre les deux simulations se vérifie quel que soit le stade de développement de l'orage (non montré).

Flux grandes longueurs d'onde sortant au sommet des nuages

Les différences en termes de rayon effectif des cristaux de glace sont directement visibles sur le flux *longwave* sortant au sommet des nuages (Figure 2.11). Les plus faibles rayons effectifs pour la simulation COL conduisent à des flux moyens et minimum significativement plus faibles pour la simulation COL par rapport à la simulation PLA. Les différences se situent majoritairement dans le cœur de la cellule. Ainsi, on observe en moyenne environ 1 W m^{-2} de différence entre les deux simulations, alors que 8 W m^{-2} séparent les valeurs minimales des flux des deux simulations. La différence entre les valeurs minimales des flux *longwave* au sommet des nuages est maximale à 30 min de simulation (161.04 vs. 148.31 W m^{-2}). A 60 min, les flux au sommet du nuage sont très proches à la fois en répartition spatiale, valeur moyenne et valeur minimale. Dans ce cas d'étude, les différences entre les simulations sont maximales au stade de développement et au stade mature de la cellule convective et s'estompent lorsque le système s'effondre.

Bilans des processus

Afin de comprendre quels processus sont à l'origine d'une divergence de structure microphysique du nuage lorsque la forme des cristaux est modifiée, l'évolution des bilans des processus impliquant la concentration des cristaux de glace est tracée pour l'expérience 1 utilisant des plaquettes (Figure 2.12) et pour l'expérience 2 utilisant des colonnes (Figure 2.13). Les principales différences entre les 2 expériences sont discutées.

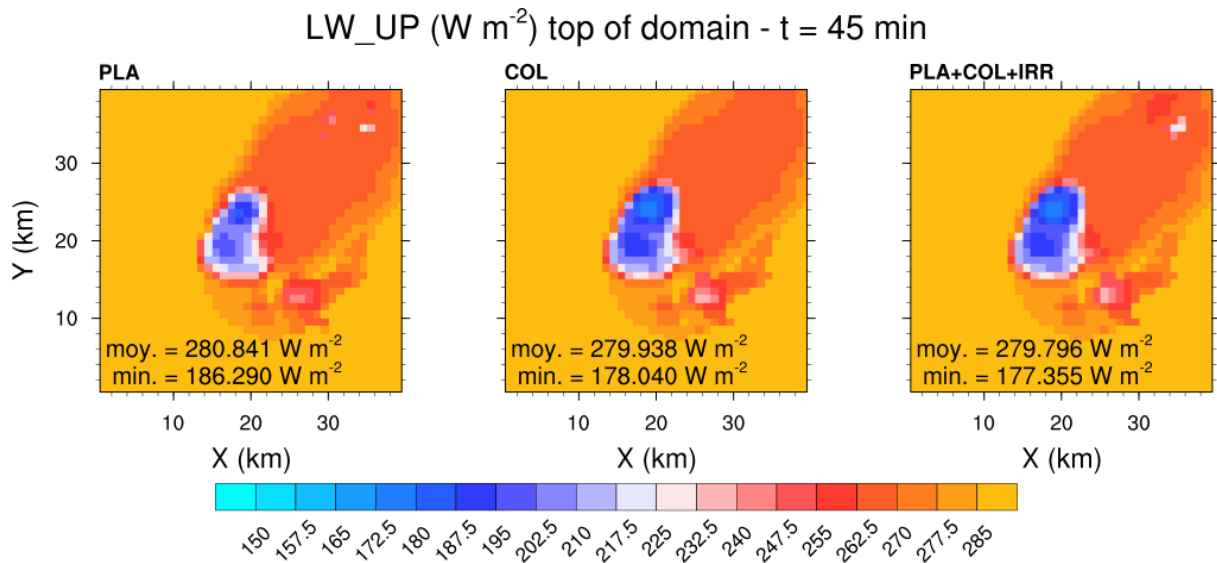


Figure 2.11: Flux de rayonnement grandes longueurs d’onde au sommet des nuages (W m^{-2}) à 45 minutes de simulation pour l’ensemble des expériences. Les valeurs moyenne et minimale du flux sont indiquées en bas à gauche de chaque figure. La moyenne est réalisée sur l’ensemble du domaine horizontal.

La formation de glace primaire débute dans les deux expériences à 10 min par la nucléation hétérogène via des IFNs enrobés (HINC). Elle a lieu entre 3000 et 7000 m d’altitude. L’ordre de grandeur est le même en dessous de 4500 m d’altitude tout au long de la simulation. Par contre, au dessus de 4500 m d’altitude, ce processus est plus important pour les plaquettes que pour les colonnes entre 20 et 30 min. Ce processus est maximum environ 5-10 minutes après son initiation à une altitude donnée, puis décroît sans disparaître jusqu’en fin de simulation.

La nucléation hétérogène via des IFNs insolubles (HIND) a lieu entre 3500 et 10500 m d’altitude et démarre dès 10 min dans les deux expériences. Ce processus est maximum entre 7000 et 10500 m d’altitude entre 20 et 35 min. Des valeurs supérieures à 0.1 s^{-1} sont détectées sur une plus longue période (5-6 min) dans le cas des colonnes. Cette tendance est liée à une sursaturation par rapport à la glace plus forte entre 8 et 11 km d’altitude à 30 min pour l’expérience 2 utilisant des colonnes (non montré).

Une fois que la phase glace a été initiée, les processus de nucléation secondaire de la glace par Hallet-Mossop sont actifs entre 3000 et 5000 m d’altitude (ce qui correspond à la gamme de température $-3 - -8^\circ\text{C}$, et sont de la même intensité pour la simulation utilisant des plaquettes et celle utilisant des colonnes.

Le processus HIND (~ 0.1) est un ordre de grandeur inférieur à HINC (~ 1), qui est lui même un ordre de grandeur inférieur à Hallet-Mossop (~ 10).

La concentration en nombre de glace peut aussi être augmentée par le processus de conversion neige-glace (CNVI) en conditions de sous-saturation par rapport à la glace. Ce processus est un plus fort pour les plaquettes que pour les colonnes.

La perte en nombre de cristaux de glace se fait majoritairement via l’agrégation de cristaux sur la neige (AGGS) et l’ajustement à saturation (CEDS). Ces deux processus interviennent sur toute la partie mixte/froide du nuage, entre 2500 et 11000 m d’altitude, et ce, dès que la glace primaire est formée. Ces deux processus sont maximum entre 4000 et 6000 m (5000 m pour AGGS) d’altitude entre 15 et 25 min. Entre 20 et 40 min, AGGS détruit plus de concentration

Bilan N_i (s^{-1}) - PLA

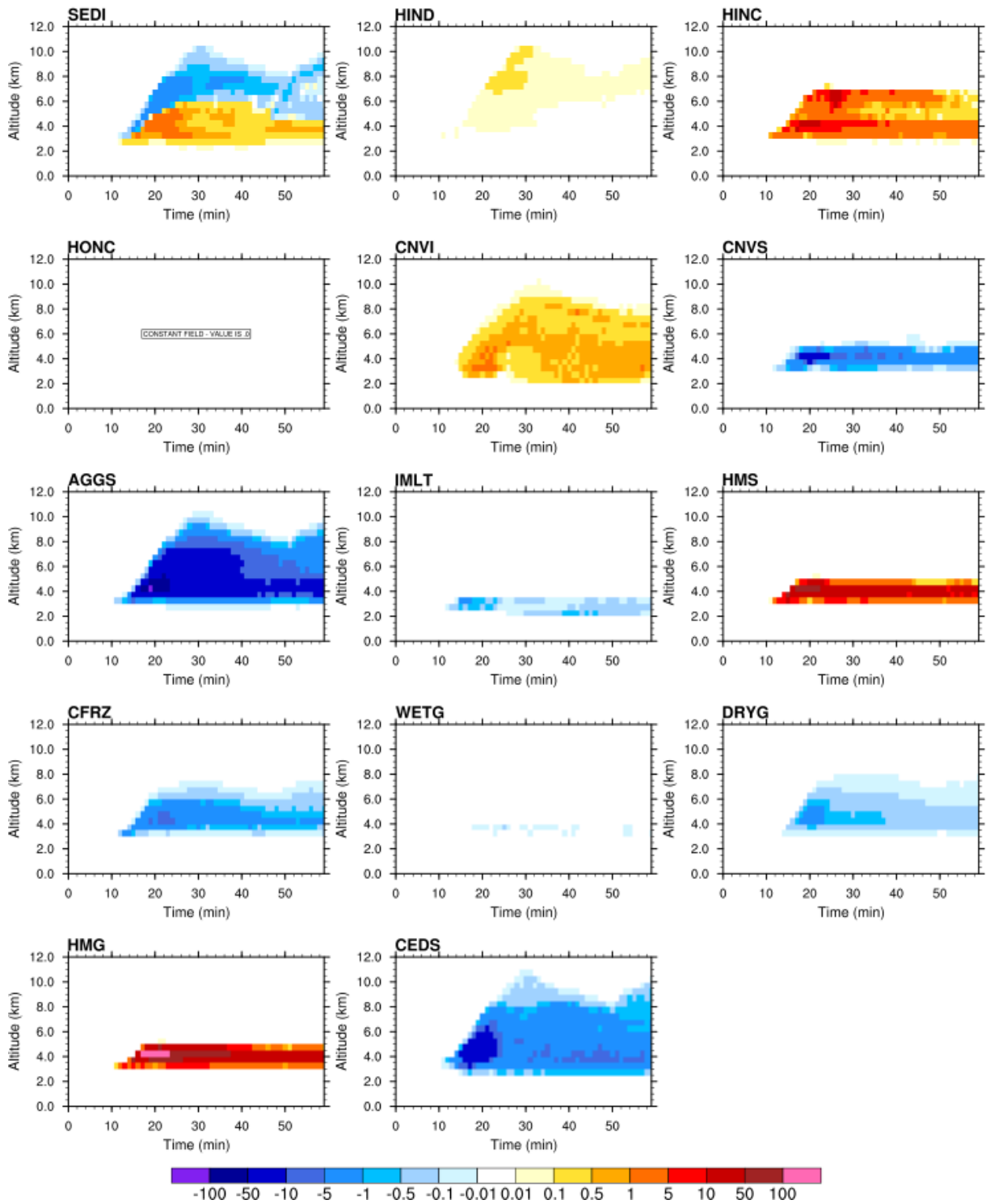


Figure 2.12: Évolution des profils moyens des tendances de concentration en nombre des cristaux pour l'expérience 1 (PLA) pour tous les processus microphysiques affectant N_i .

Bilan N_i (s^{-1}) - COL

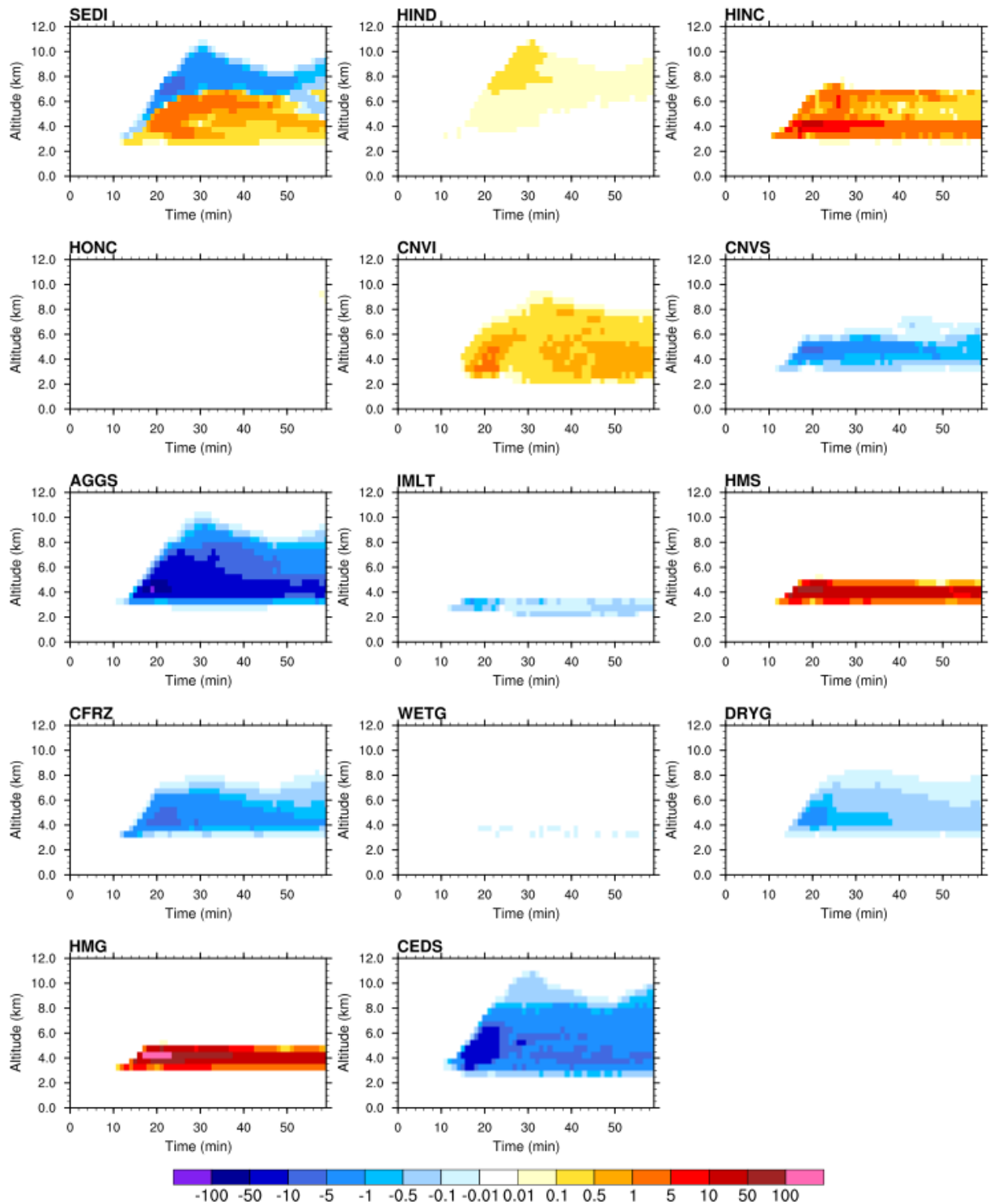


Figure 2.13: Évolution des profils moyens des tendances de concentration en nombre des cristaux pour l'expérience 2 (COL) pour tous les processus microphysiques affectant N_i .

en nombre de plaquettes que de colonnes entre 5000 et 7000 m d'altitude. La tendance pour CEDS est équivalente pour les deux formes de cristaux en dessous de 7000 m d'altitude. Au dessus de 7000 m, la tendance négative est un peu plus forte pour les colonnes.

La perte en nombre de cristaux de glace lors de la congélation des gouttes de pluie par contact (CFRZ) est du même ordre de grandeur pour les deux expériences. Cependant, dans le cas des colonnes, ce processus agit sur une plus grande bande d'altitude (bande élargie de 500 m vers le haut pour COL).

La consommation de cristaux de glace pour produire de la neige par déposition de vapeur (CNVS) se produit sur une plus grande gamme d'altitude pour les colonnes mais avec une intensité maximale moindre par rapport aux plaquettes. Pour les plaquettes, CNVS intervient principalement entre 3000 et 5000 m d'altitude, et dépasse -10 s^{-1} autour de 20 min. Pour les colonnes, CNVS est actif entre 3000 et 6000 m (jusqu'à 7000 m entre 40 et 50 min), mais atteint à peine -5 s^{-1} .

Tout comme les processus précédents de perte de concentration en nombre de cristaux de glace, DRYG est équivalent pour les deux simulations (entre 3000 et 8000 m, maximum entre -1 et -5 s^{-1} vers 20 min et 4500 m d'altitude), et on note qu'il s'étend légèrement plus haut pour l'expérience COL. WETG est faible et équivalent pour les deux simulations.

La fonte des cristaux de glace (IMLT) intervient entre 2000 et 3500 m d'altitude dans les deux expériences, avec un ordre de grandeur similaire. On note une augmentation de la perte de cristaux de glace par fonte autour de 40 min dans l'expérience PLA, qui n'est pas présente dans l'expérience COL.

Le bilan de sédimentation des concentrations en nombre de cristaux (SEDI) est composé d'une tendance positive dans la moitié inférieure du nuage et d'une tendance négative dans la moitié supérieure du nuage. Cette tendance s'observe pour les deux expériences, mais la limite entre les deux régions est située plus haut en altitude pour l'expérience COL que pour PLA. Entre 30 et 40 min, cette limite est située à 7000 m d'altitude pour les colonnes, et à 6000 m d'altitude pour les plaquettes. Les tendances sont plus importantes en valeur absolue pour les colonnes que pour les plaquettes. On voit sur la Figure 2.2 que la vitesse de chute des plaquettes est supérieure pour les particules dont le rayon est inférieur à $40 \mu\text{m}$, et que ce sont les colonnes qui ont une vitesse de chute plus importante au delà de $40 \mu\text{m}$ de rayon. Or, la Figure 2.10 montre que le rayon effectif des colonnes est plus faible que le rayon effectif des plaquettes à une altitude donnée. En moyenne, le rayon effectif des colonnes est deux fois plus petit que le rayon effectif des plaquettes. L'effet de la forme sur la vitesse de chute devrait donc être atténué par la différence de taille des particules.

Les bilans des rapports de mélange de la glace primaire sont tracés sur la Figure 2.14 pour l'expérience utilisant des plaquettes, et sur la Figure 2.14 pour celle utilisant des colonnes. L'évolution des bilans est similaire pour les expériences utilisant des plaquettes et des colonnes pour tous les processus de formation de la glace primaire (HIND, HINC, HMG, HMS) : les tendances en termes de masse sont très faibles ($< 0.5 \times 10^{-8} \text{ kg kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$). Au niveau des termes sources, le processus Bergeron-Findeisen (BERFI) est plus fort pour les plaquettes dans la gamme d'altitude 4000 - 7000 m en raison d'une capacitance plus élevée pour les plaquettes que pour les colonnes (Tableau 2.1). Cependant, ce processus est actif jusqu'à 8000 m d'altitude pour les colonnes puisqu'on retrouve cette forme de cristaux plus haut en altitude (Figures 2.8 et 2.9). Les taux de sédimentation sont plus forts en valeur absolue pour les colonnes que pour les plaquettes, en raison d'une vitesse de chute plus élevée des colonnes par rapport aux plaquettes au delà d'un rayon de $40 \mu\text{m}$ (Figure 2.2). La limite entre valeurs positives et négatives se situe à une altitude légèrement plus élevée pour les colonnes que pour les plaquettes, de façon identique à ce que l'on retrouve pour les bilans de concentration en nombre (Figure 2.12).

Bilan r_i ($\times 10^8 \text{ s}^{-1}$) - PLA

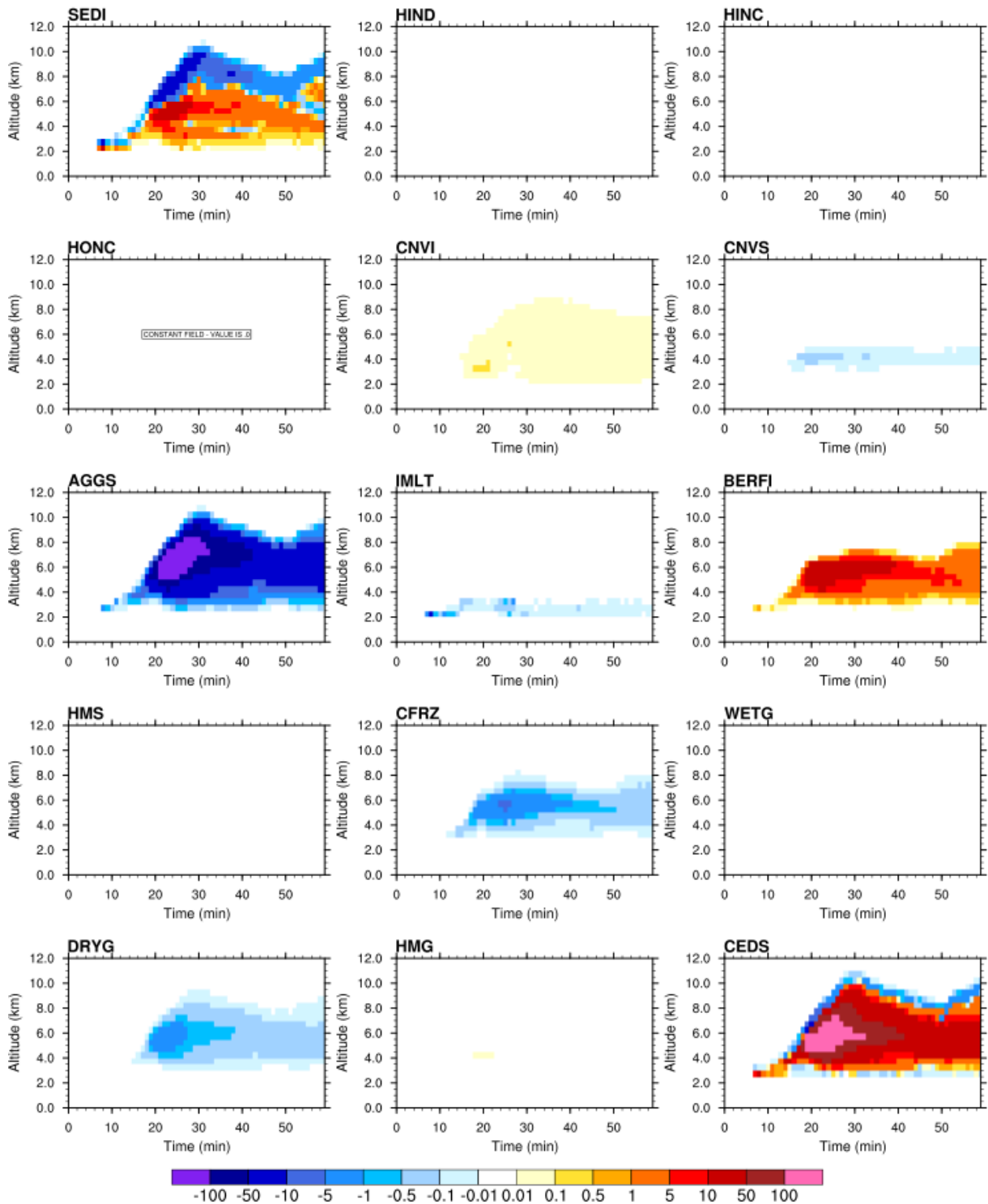


Figure 2.14: Évolution des profils moyens des tendances de rapport de mélange des cristaux pour l'expérience 1 (PLA) pour l'ensemble des processus microphysiques affectant r_i .

Bilan r_i ($\times 10^8 \text{ s}^{-1}$) - COL

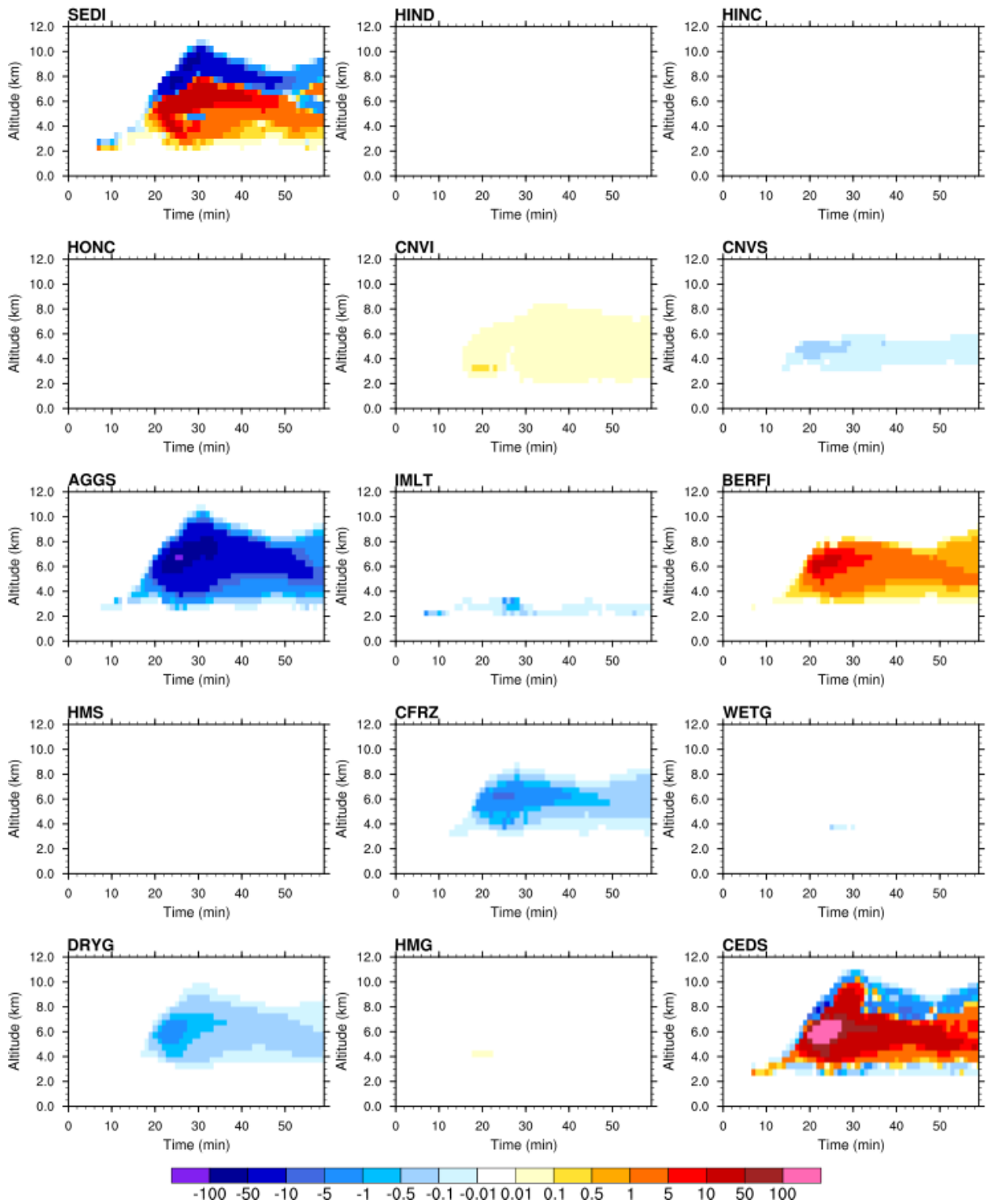


Figure 2.15: Évolution des profils moyens des tendances de rapport de mélange des cristaux pour l'expérience 2 (COL) pour l'ensemble des processus microphysiques affectant r_i .

Les taux de conversion par agrégation (AGGS) sont plus forts pour les plaquettes que pour les colonnes, produisant des rapports de mélange de neige significativement plus importants dans la simulation utilisant des plaquettes (Figure 2.8). Cette différence est liée à la présence plus importante de neige dans l'expérience 1 (Figures 2.7 et 2.8). En effet, le taux d'agrégation dépend du paramètre de pente λ_s de la neige (directement lié au rapport de mélange r_s) mais est limité par la disponibilité en rapport de mélange de la glace primaire r_i . Le schéma d'ajustement à saturation (CEDS) tend à produire plus de masse de plaquettes que de colonnes en raison d'une capacitance plus élevée pour les plaquettes que pour les colonnes. Entre 32 et 48 min, dans la simulation utilisant des colonnes, on observe une inversion du signe de la tendance pour CEDS (négative) au dessus de 7 km par rapport à la simulation utilisant des plaquettes (positive). On observe donc une sublimation des cristaux de glace sur une plus grande portion supérieure du nuage dans l'expérience 2.

En résumé :

- effet important du choix de la forme des cristaux de glace (paramètres des relations $m(D)$, $v(D)$ et capacitance)
- précipitations cumulées peu affectées par le choix de la forme
- microphysique en phase chaude peu impactée par le choix de la forme, mais eau surfondue observée plus haut en altitude avec les colonnes
- augmentation de la concentration en nombre de cristaux au-dessus de 6000 m d'altitude si la forme colonne est choisie : la nucléation hétérogène via des IFNs insolubles est stimulée par une sursaturation par rapport à la glace augmentée dans la partie supérieure du nuage
- contenu intégré en neige nettement diminué lorsque l'on considère des colonnes plutôt que des plaquettes (processus d'agrégation des cristaux sur la neige moins important), alors que le contenu intégré en graupel est légèrement augmenté
- en raison de la plus grande concentration en nombre des colonnes, le rayon effectif dans l'expérience utilisant des colonnes est plus petit que pour l'expérience utilisant des plaquettes, quelle que soit l'altitude et le stade de développement de l'orage \implies le flux *longwave* sortant au sommet des nuages est plus faible pour la simulation utilisant des colonnes.

2.3.3 Résultats : prise en compte de la diversité de forme des cristaux

On constate en analysant les Figures 2.6 et 2.7 que l'expérience 3 qui utilise 3 formes différentes de cristaux de glace (plaquettes, colonnes et irréguliers) donne des résultats très proches de la simulation 2 utilisant uniquement des colonnes. On note surtout que l'utilisation de trois formes de cristaux réduit significativement l'épaisseur intégrée de neige, tout comme dans l'expérience 2 utilisant uniquement des colonnes. La distribution des rayons effectifs (Figure 2.10) de l'expérience avec 3 formes de cristaux est aussi proche de celle avec la seule forme colonne. On retrouve un maximum de fréquence de rayons effectifs autour de 300 μm à 9000 m d'altitude. Cependant, entre 4000 et 5000 m d'altitude, on observe des rayons effectifs jusqu'à 800 μm qui apparaissent aussi dans la simulation utilisant la seule forme plaquettes. Cette similarité des résultats sur les rayons effectifs des cristaux de glace en altitude conduit donc à des flux *longwave* au sommet du nuage très proches pour les expériences 2 et 3 (Figure 2.11). L'effet de la forme des cristaux n'est pas pris en compte actuellement dans le calcul des propriétés

N_x (kg^{-1}) - PLA+COL+IRR

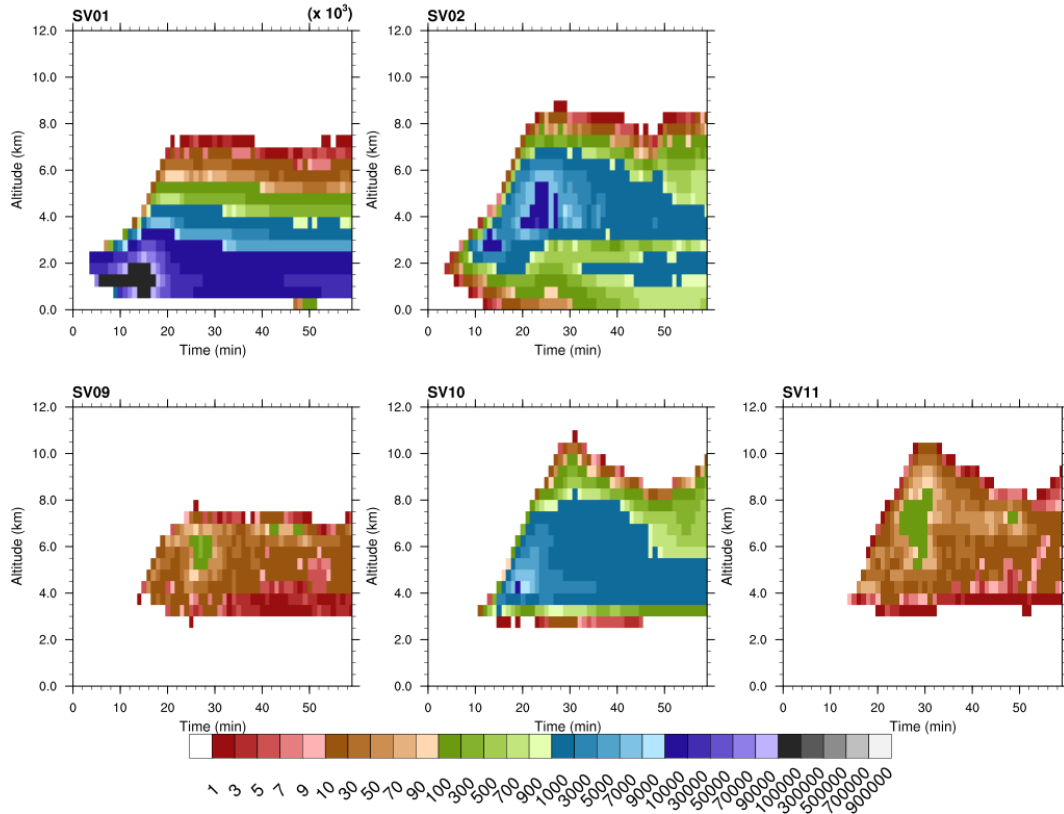


Figure 2.16: Évolution temporelle du profil moyen de concentration en nombre (kg^{-1}) de l'eau nuageuse (SV01), de la pluie (SV02) et de la glace primaire sous forme plaquettes (SV09), colonnes (SV10) et irréguliers (SV11) pour l'expérience 3 utilisant des plaquettes, des colonnes et des irréguliers. Les profils moyens sont calculés au sein du nuage à chaque minute.

optiques (travail en cours).

Si on examine l'évolution temporelle du profil moyen de concentration en nombre des différentes espèces microphysiques (Figure 2.16), on remarque que ces champs sont similaires avec ceux de l'expérience 2 pour les gouttelettes nuageuses et la pluie (Figure 2.9). Concernant les cristaux de glace, on voit que l'espèce prédominante en termes de concentration en nombre est la forme colonne (SV10) avec des concentrations moyennes atteignant 10000 kg^{-1} à 4 km d'altitude et 20 min. Entre 3500 et ~ 8000 m, la concentration moyenne est de l'ordre de 1000 kg^{-1} . La limite supérieure de l'enveloppe 1000 kg^{-1} s'abaisse autour de 5000 m un peu avant 50 min de simulation. On trouve des colonnes entre 3000 et 10500 m d'altitude (sommet du nuage). La concentration en nombre moyenne de plaquettes et irréguliers est 1 à 2 ordres de grandeur inférieure à celle des colonnes. Pour ces deux espèces, on trouve des noyaux de concentration en nombre moyenne de l'ordre de 100 kg^{-1} entre 25 et 30 min de simulation, vers 6000 m d'altitude. En dehors de cette période et de ces zones, la concentration en nombre moyenne de ces deux formes de cristaux est plutôt de l'ordre de quelques 10 kg^{-1} . Les plaquettes sont confinées entre 3000 m et 7000-8000 m d'altitude, alors qu'on retrouve des irréguliers jusqu'au sommet du nuage, dans la même gamme d'altitude que les colonnes.

Les rapports de mélange des différents hydrométéores issus de l'expérience 3 (Figure 2.17)

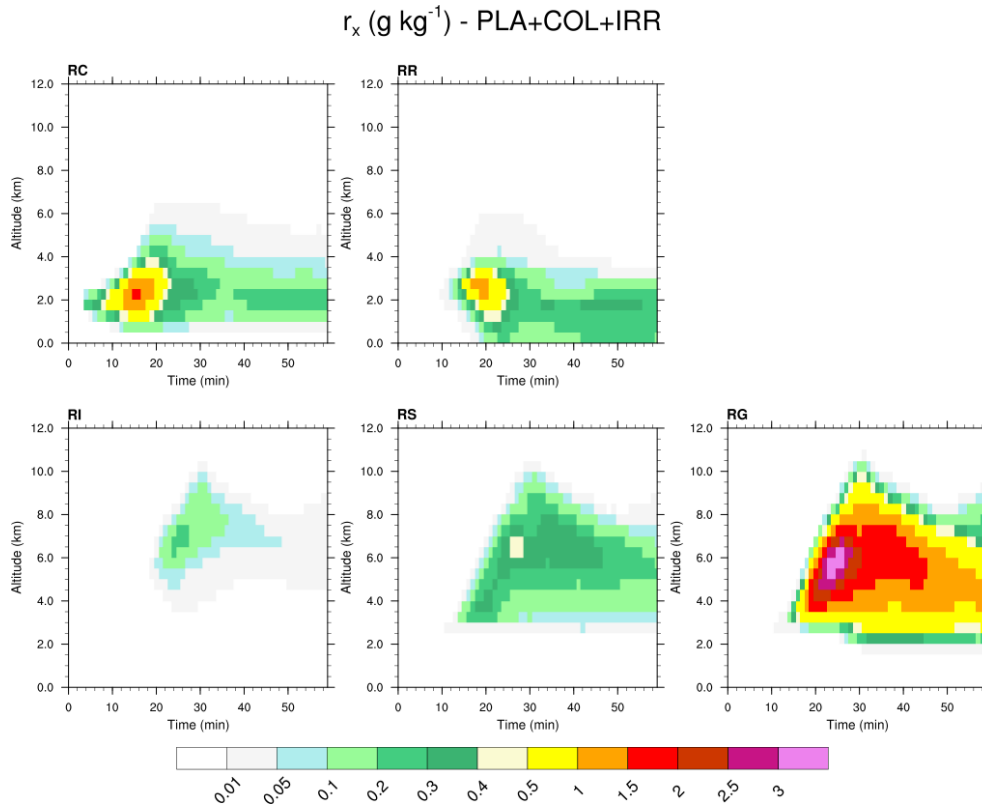


Figure 2.17: Évolution temporelle du profil moyen de rapport de mélange (g kg⁻¹) de l'eau nuageuse, de la pluie, de la glace primaire, de la neige et du grésil, pour la simulation utilisant trois formes de cristaux. Les profils moyens sont calculés au sein du nuage à chaque minute.

sont quasiment identiques aux rapports de mélange des expériences 1 et 2 (Figure 2.8).

Les bilans de concentration en nombre des plaquettes, colonnes et irréguliers sont tracés sur les Figures 2.18, 2.19 et 2.20. Les plaquettes sont formées dans la gamme d'altitude 3500 - 7000 m (Figure 2.18). Or, en moyenne sur tout le domaine, les isothermes 0, -3, -9 et -22° se situent à l'altitude de 3, 3.6, 4.7 et 7.3 km. La formation primaire des plaquettes a donc bien lieu dans la gamme de température -9 – -22°. Elles se forment principalement par nucléation hétérogène d'aérosols enrobés (HINC). Le maximum de formation ($\sim 5\text{-}10 \text{ s}^{-1}$) se situe à 6000 m d'altitude, à 25 min de simulation. La formation hétérogène via des aérosols insolubles (HIND) ne dépasse pas 0.1 s^{-1} .

Les colonnes sont, quant à elles, formées dans différentes gammes d'altitude et de température (Figure 2.19). La nucléation hétérogène via des aérosols enrobés (HINC) a lieu entre 3000 et 4500 m, alors que la nucléation hétérogène via des aérosols insolubles (HIND) a lieu préférentiellement entre 7000 et 10500 m. Cependant, tout comme pour l'expérience 2, les tendances d'HINC sont 1 à 2 ordres de grandeur supérieures à celles d'HIND. On note qu'au delà de -22°C (soit ~ 7300 m), des colonnes sont principalement produites, traduisant une sursaturation par rapport à la glace supérieure à celle par rapport à l'eau liquide dans les régions de formation des cristaux de glace (cf Figure 2.1). La principale voie de formation des colonnes est la nucléation secondaire selon Hallet-Mossop dans la gamme de température -3 – -8°C (cf Section 2.2.2). La formation uniquement de colonnes par ce processus secondaire très efficace pourrait expliquer la prépondérance de colonnes dans le nuage.

Bilan N_i (s^{-1}) - PLA+COL+IRR

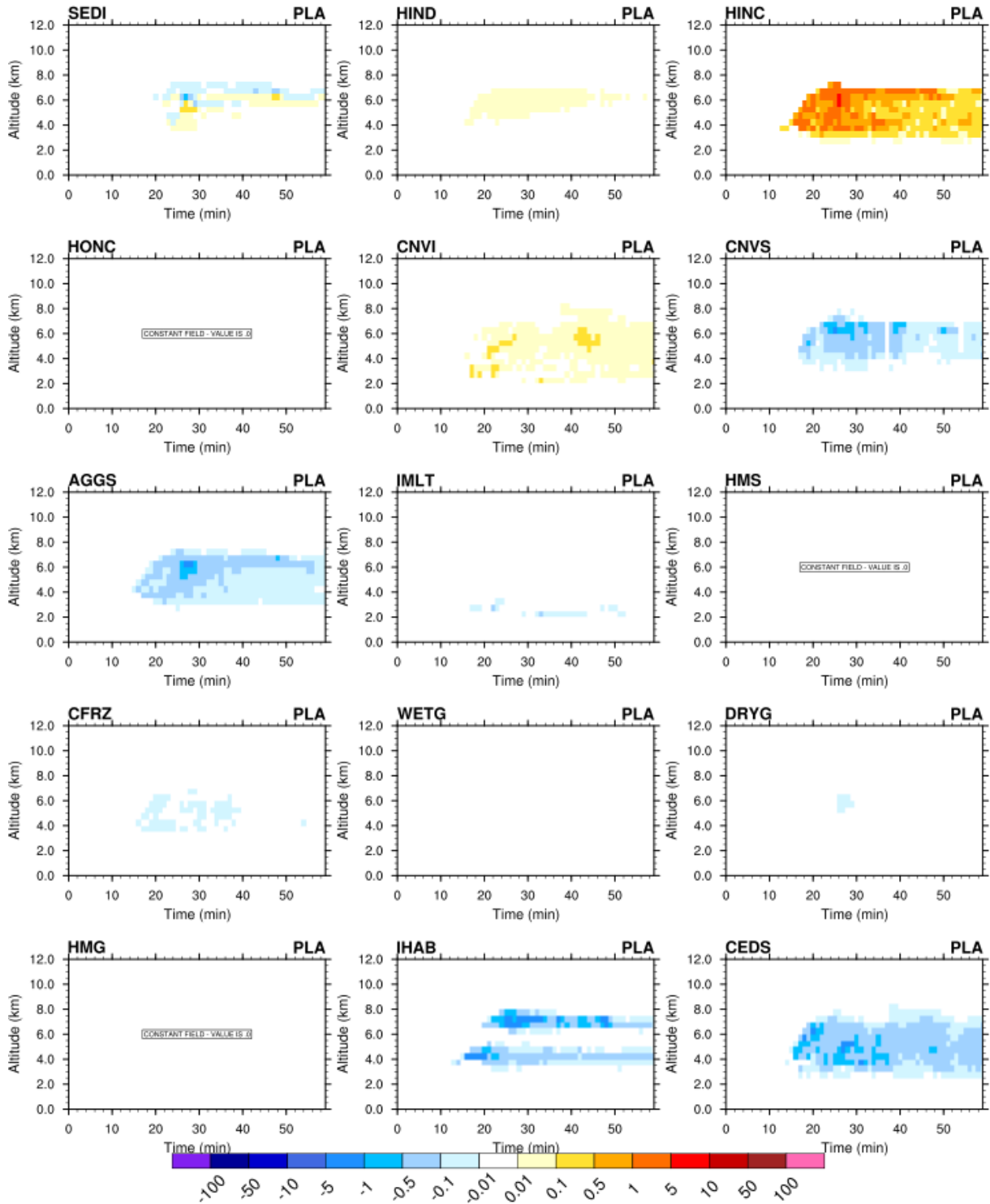


Figure 2.18: Évolution des profils moyens des tendances de concentration en nombre des plaquettes pour l'expérience 3 (PLA+COL+IRR) pour différents processus.

Bilan N_i (s^{-1}) - PLA+COL+IRR

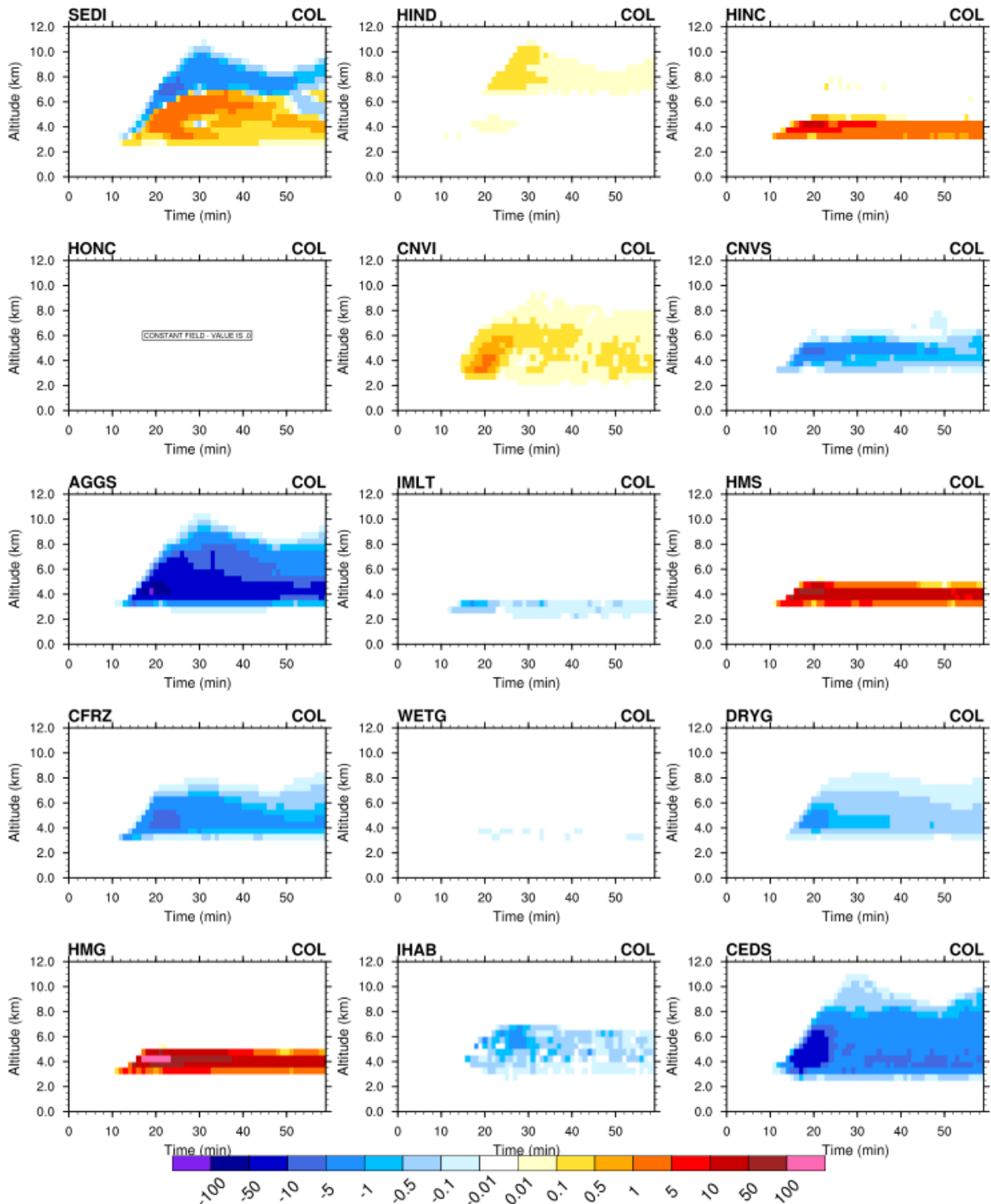


Figure 2.19: Évolution des profils moyens des tendances de concentration en nombre des colonnes pour l'expérience 3 (PLA+COL+IRR) pour différents processus.

Quant aux irréguliers, ils sont formés uniquement par changement de forme lors de la déposition de vapeur sur les cristaux de glace (IHAB) dans des conditions de température hors régime de croissance nominal des formes primaires (Figure 2.20). Ils sont formés dans la gamme d’altitude 3000 - 8000 m, mais avec deux régions privilégiées autour de 4500 et 7000 m d’altitude, correspondant aux transitions plaquettes → irréguliers (cf IHAB sur les Figures 2.18). La transition colonnes → irréguliers se fait sur une région plus large entre 3000 et 7000 m (Figure 2.19). Les valeurs maximales des tendances de ce processus sont de l’ordre de 1 à 5 s⁻¹, soit du même ordre de grandeur que les tendances pour la formation primaire des plaquettes.

On retrouve l’ensemble des processus de perte de concentration en nombre des cristaux (AGGS, CNVS, IMLT, CFRZ, WETG, DRYG, CEDS) sur les trois formes, mais avec des intensités qui varient en fonction de la proportion de particules dans la maille. Ainsi, les processus mettant en jeu des colonnes sont beaucoup plus intenses que ceux mettant en jeu les plaquettes et les irréguliers.

En résumé :

- fortes similitudes sur les champs macroscopiques (précipitations, flux *longwave*...) entre la simulation utilisant 3 formes distinctes de cristaux de glace et celle utilisant la forme colonne uniquement
- plaquettes confinées en dessous de 7.5 km d’altitude ($\sim 22^\circ\text{C}$) avec un maximum autour de 6 km d’altitude
- présence de colonnes dans tout le nuage au dessus de l’isotherme 0°C, avec une forte prédominance de colonnes par rapport aux deux autres formes dans la partie supérieure du nuage ; concentration de colonnes maximale vers 4 km d’altitude en lien avec la formation secondaire de cristaux par le processus Hallet-Mossop
- présence d’irréguliers sur toute la colonne convective, avec un maximum entre 5 et 8 km d’altitude

2.3.4 Conclusion

Cette première évaluation des développements numériques liés à la forme des cristaux de glace dans le schéma microphysique LIMA de Meso-NH est extrêmement encourageante. On montre à travers une simulation simple d’un orage supercellulaire idéalisé que le choix d’une forme de cristaux de glace ou de la prise en compte de plusieurs formes de cristaux de glace n’affecte pas significativement la microphysique en phase chaude de l’orage et donc les précipitations cumulées. Par contre, la structure microphysique froide est affectée, que ce soit au niveau des proportions des différentes hydrométéores (glace primaire, neige, grésil), de leur répartition dans le nuage, ou de la taille des cristaux au sommet du nuage et donc du flux grandes longueurs d’onde sortant au sommet du nuage.

Cette première étude questionne sur les réglages habituels réalisés dans les schémas microphysiques de Meso-NH (ICE3 et LIMA) et du modèle opérationnel AROME. Par défaut, la forme ”plaquette” est sélectionnée dans ces schémas microphysiques. Or, dans le cas de la simulation d’un orage supercellulaire, on voit que lorsqu’on prend en compte plusieurs formes, l’expérience utilisant une seule forme qui se rapproche le plus est celle utilisant la forme ”colonnes”. Il sera donc important d’évaluer ces développements numériques concernant la forme des cristaux de glace sur un cas réel documenté (Section 2.4). Par ailleurs, le rayon effectif des cristaux de glace au sommet du nuage dépasse 100-200 μm pour les expériences 2 (COL) et 3 (PLA+COL+IRR),

Bilan N_i (s^{-1}) - PLA+COL+IRR

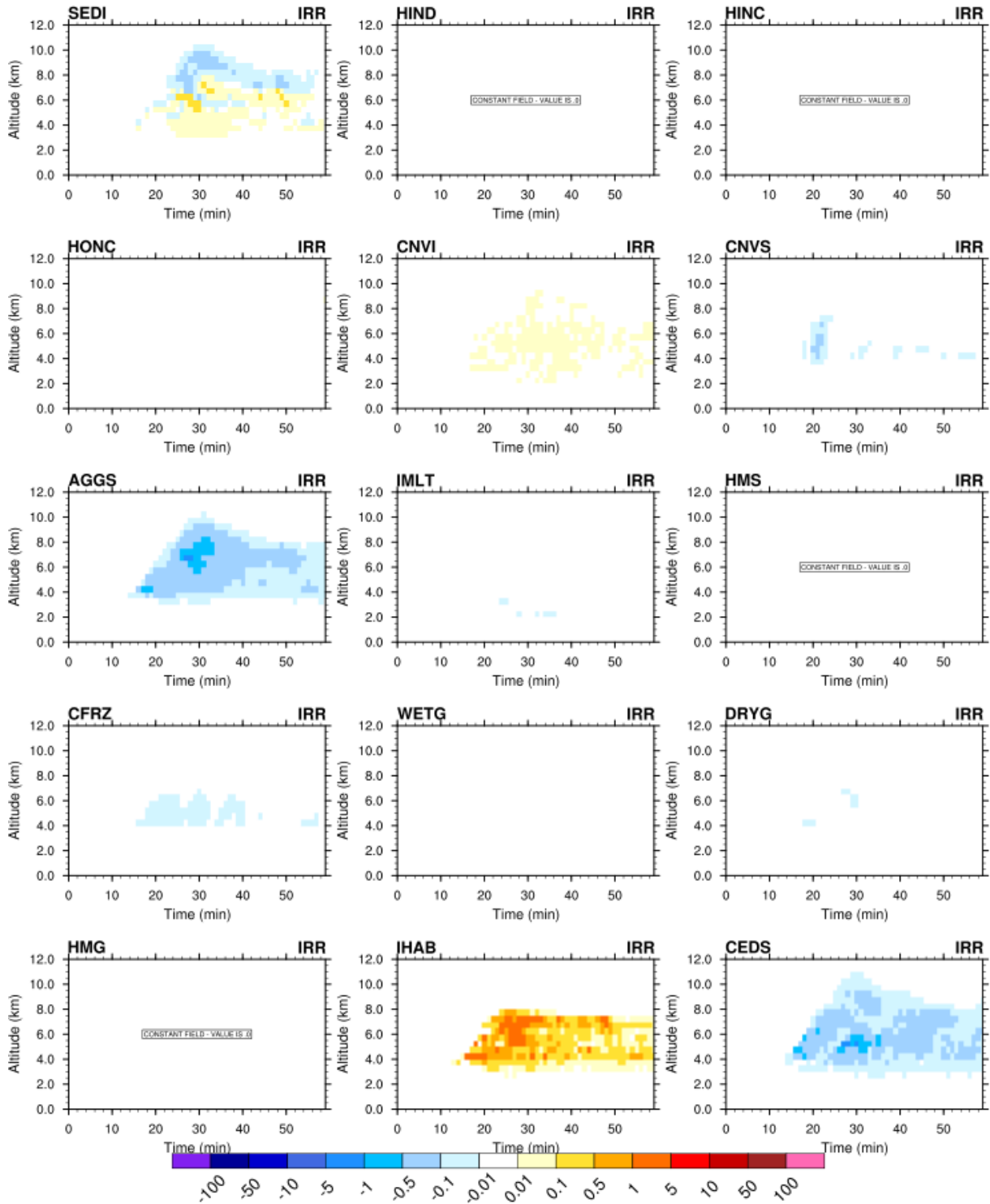


Figure 2.20: Évolution des profils moyens des tendances de concentration en nombre des irréguliers pour l'expérience 3 (PLA+COL+IRR) pour différents processus.

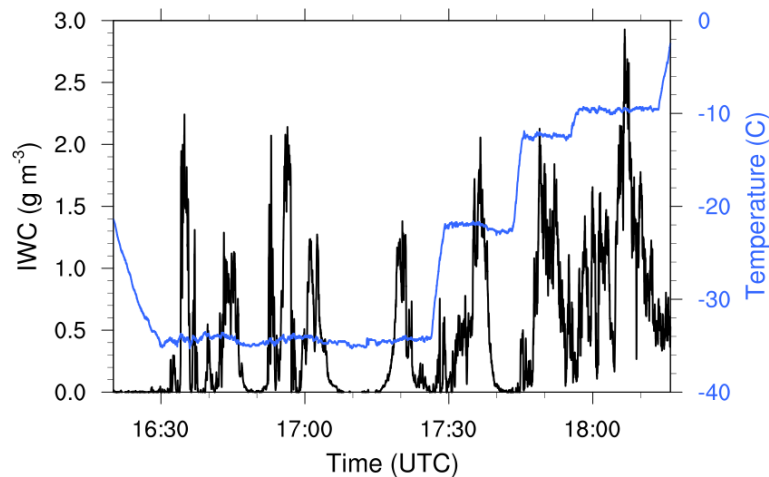


Figure 2.21: Série temporelle du contenu en glace (IWC pour Ice Water Content) restitué à partir des mesures de la sonde IKP à bord du Falcon 20 (courbe noire, axe de droite). La température de l’atmosphère est représentée par la courbe bleue.

et atteint même $700\text{-}800\ \mu\text{m}$ pour l’expérience 1 (PLA). Or, les observations aéroportées (cf Figure 2.22) et les restitutions satellites (van Diedenhoven *et al.*, 2014) s’accordent plutôt pour des rayons effectifs des cristaux de glace autour de quelques dizaines de μm . Dans la section suivante, des processus microphysiques supplémentaires de formation des cristaux de glace seront donc intégrés pour tenter de mieux représenter le rayon effectif des cristaux de glace et donc l’interaction du nuage avec le rayonnement.

D’un point de vue purement numérique, l’ajout de 2 nouvelles variables pronostiques permettant de décrire deux formes supplémentaires de cristaux de glace n’engendre un surcoût que de 6 % sur la simulation d’une supercellule idéalisée sur un PC de développement (Tableau 2.2).

2.4 Validation du modèle : orage du 15 mai 2015 sur Cayenne

Le cas d’étude choisi est un orage convectif tropical qui s’est développé le 16 mai 2015 après-midi, au-dessus de la Guyane française. Cet orage a été échantillonné lors de la campagne de mesures HAIC (Dezitter *et al.*, 2013). Ce cas d’étude a été choisi car de nombreuses mesures y ont été réalisées, en particulier des photographies des cristaux de glace pendant un vol avion. Un passage des satellites de l’A-train a également été concomitant avec ces mesures, enrichissant les données disponibles pour l’évaluation du modèle.

2.4.1 Observations

Mesures aéroportées

Le Falcon 20 était équipé avec un ensemble d’instruments de mesures : sondes microphysiques, radar de recherche, capteurs d’humidité... Dans cette étude, on se focalise sur le contenu en glace restitué (Coutris, 2019) et sur les images de cristaux de glace. Sur le vol du 16 mai 2015, le Falcon 20 a échantillonné l’orage suivant des paliers de température à -35°C , -22°C et -10°C comme indiqué sur la Figure 2.21.

De nombreuses photographies de cristaux ont été réalisées par la sonde 2D-S, mais notre étude s’est intéressée à un petit échantillon de données représentatif. Les photographies ont été réalisées sur deux axes différents, ce qui permet d’avoir une vision sous deux angles de

vue et d’avoir une meilleure estimation de la forme des cristaux. La Figure 2.22 présente des photographies des cristaux échantillonnés. L’information issue de ces photographies est utilisée ici uniquement de façon qualitative. Sur la Figure 2.22, on peut voir que les deux lignes du haut, issues d’une zone cirriforme à -35°C , contiennent essentiellement des petits cristaux, donc la gamme de taille correspond à celle des cristaux de glace dans le modèle MesoNH. On repère la forme hexagonale, mais sans possibilité de discriminer les plaquettes des colonnes. Ces zones cirriformes ne contiennent que des petits cristaux car les plus gros sédimentent dans des couches plus basses. Les deux lignes du milieu représentent des cristaux issus d’une zone stratiforme à -22°C : on observe que cette région contient en majorité de gros agrégats. Les zones stratiformes sont les zones où la glace primaire va subir des pertes par agrégation et sédimentation. Enfin les deux dernières lignes sont issues d’une zone convective à -10°C . On y aperçoit des cristaux dont la taille est d’environ $500\ \mu\text{m}$ et pour la plupart de forme hexagonale ou en colonnes coiffées. La zone convective est la zone où les cristaux vont se former, croître par dépôt de vapeur d’eau et changer de forme, comme on peut le voir avec la présence de colonnes coiffées.

Satellites

Les données de température de brillance infra-rouge sont utilisées pour visualiser la zone échantillonnée et la replacer dans un contexte synoptique. Il s’agit de données globales issues des satellites géostationnaires européen, japonais et américain, et fusionnées sur une grille de 4 km de résolution (Janowiak *et al.*, 2001). Cette base de données (doi:10.5067/P4HZB9N27EKU) est disponible en ligne (https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/GPM_MERGIR_V1/summary?keywords=MERG).

La constellation de satellites de l’A-Train (Afternoon Train) est un groupe de satellites coordonnés en orbite polaire héliosynchrone qui traverse l’équateur à environ 13:30 et 01:30 heure locale. Différents instruments à bord de ces satellites peuvent être combinés pour obtenir de l’information sur la microphysique nuageuse ou les propriétés des aérosols. En particulier la combinaison des données de CALIPSO et de CloudSat permet de restituer la phase thermodynamique des nuages (Delanoë et Hogan, 2010). En particulier, le produit DARDAR est un produit basé sur cette synergie radar/lidar.

2.4.2 Configuration du modèle Meso-NH

Meso-NH est configuré avec deux domaines imbriqués ayant des mailles horizontales de 4 km (D1) et 1 km (D2) et des tailles de grilles de 256×256 points et 512×512 points, respectivement. 70 niveaux verticaux sont utilisés, avec une résolution accrue près de la surface. La simulation débute le 16 mai 2015 à 06 UTC et se termine le 17 mai 2015 à 00 UTC. Les analyses opérationnelles de l’ECMWF sont utilisées pour initialiser Meso-NH et pour fournir les conditions aux limites latérales. Dans le domaine D2, la convection profonde est explicitement résolue alors qu’elle est paramétrée selon Bechtold *et al.* (2001) dans le domaine D1. Une paramétrisation pour la convection peu profonde (Bechtold *et al.*, 2001) est utilisée pour les deux domaines. La paramétrisation de la turbulence est basée sur une fermeture à l’ordre 1,5 (Cuxart *et al.*, 2000) en faisant l’hypothèse de flux turbulents purement verticaux, et en utilisant la longueur de mélange de Bougeault et Lacarrere (1989). Le schéma microphysique LIMA est utilisé dans les deux domaines. Afin de remédier au problème de surestimation des rayons effectifs de la glace, des processus de formation de la glace primaire ont été activés dans les expériences 1, 2, 3 et 4 (cf Tableau 2.2) : la nucléation des aérosols déliquescents (HHONI), et les processus de formation secondaire des cristaux de glace par collision entre neige et graupel (CIBU) (Hoarau *et al.*, 2018b) et par éclatement des gouttes lors du givrage (RDSF). Les aérosols

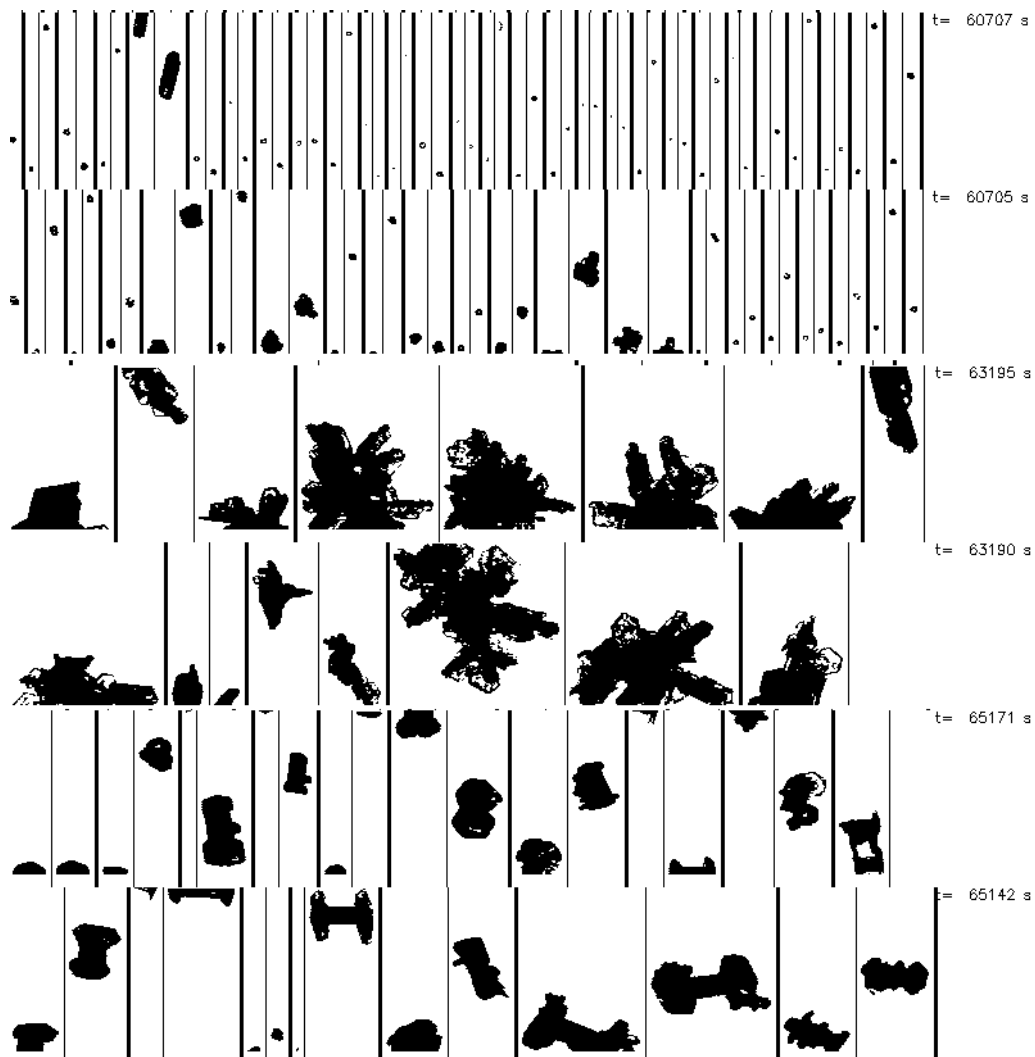


Figure 2.22: Photographies stéréographiques de cristaux de glace échantillonnés par la sonde 2D-S lors du vol du Falcon 20 le 16 mai 2015. Les deux angles de vue sont séparés par une ligne verticale fine, et les cristaux sont séparés par les lignes verticales épaisses. La hauteur du trait vertical représente 1,28 mm. Les deux lignes du haut correspondent à un échantillon d'une zone cirriforme à -35°C , les deux lignes du milieu à un échantillon d'une zone stratiforme à -22°C et les deux lignes du bas à un échantillon d'une zone convective à -10°C .

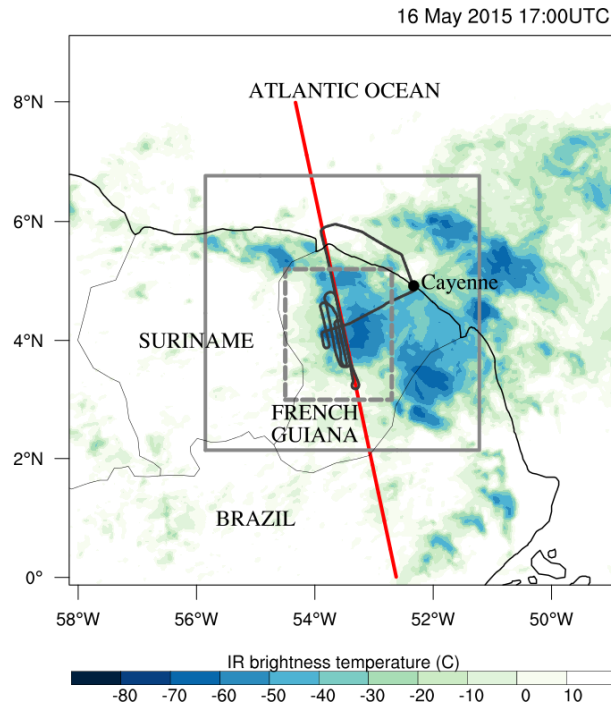


Figure 2.23: Température de brillance infra-rouge (couleurs ; °C) le 18 mai 2015 à 17 UTC. Les traces de l'A-Train et du Falcon-20 sont respectivement matérialisées par un segment rouge et une courbe noire. La boîte grise représente l'emprise du domaine fils.

sont initialisés et forcés aux limites latérales par les analyses MACC de l'ECMWF. Le schéma radiatif est celui utilisé à l'ECMWF (Gregory *et al.*, 2000) incluant la paramétrisation RRTM (Mlawer *et al.*, 1997). Les interactions surface-atmosphère sont regroupées dans la plateforme SurfEX (<https://www.umr-cnrm.fr/surfex/>) (Masson *et al.*, 2013; Voldoire *et al.*, 2017). Pour cette étude, sont utilisés le modèle de surface terrestre ISBA (Noilhan et Planton, 1989) et la paramétrisation COARE (Fairall *et al.*, 2003) pour les flux à l'interface océan-atmosphère.

Afin d'analyser le rôle de la forme des cristaux de glace sur le cycle de vie de l'orage, des analyses de sensibilité ont été réalisées. Dans toutes les simulations, le schéma microphysique à 2 moments LIMA est utilisé. Seuls changent : le nombre de formes de cristaux de glace, la forme des cristaux de glace considérés et la prise en compte ou non du rayon effectif calculé explicitement à partir du nombre et de la masse des cristaux. Une ultime simulation est réalisée dans laquelle la nucléation des cristaux via des aérosols déliquescents et les processus secondaires de formation des cristaux sont désactivés. Cette dernière expérience correspond à une configuration standard du modèle.

Sélection de zones dynamiques et de paliers de température

Etant donnée l'impossibilité d'avoir une correspondance parfaite entre le système nuageux observé et celui modélisé, une comparaison point à point n'est pas adaptée. On a donc choisi de structurer notre analyse autour de cinq régions distinctes : convective, stratiforme, cirriforme, convection peu profonde et ciel clair. Les conditions de répartition entre les différentes zones sont données dans le tableau 2.4. Le découpage du domaine en ces 5 régions est illustré sur la Figure 2.24. De plus, afin de comparer les résultats des simulations numériques avec les mesures aéroportées, les données issues des simulations sont aussi extraites par paliers de température :

Exp.	PLA	COL	IRR	HHONI	CIBU+RDSF	CEFRADI	Coût
PLA+COL+IRR (1)	x	x	x	x	x	C3R5	51.005 / 32.664
PLA (2)	x			x	x	C3R5	42.089 / 29.117
COL (3)		x		x	x	C3R5	41.962 / 29.131
LIOU (4)	x	x	x	x	x	LIOU	49.519 / 32.752
INIT (5)	x					LIOU	41.786 / 28.678

Table 2.3: Récapitulatif des expériences réalisées sur l’orage HAIC. Le coût numérique (cputime) est extrait pour le domaine père et le domaine fils, et exprimé en $\mu\text{s}/\text{stp}/\text{pt}$.

$-10 \pm 2.5^\circ\text{C}$, $-22 \pm 2.5^\circ\text{C}$ et $-30 \pm 2.5^\circ\text{C}$.

Etant donné que les observations obtenues l’ont été dans des zones convectives, stratiformes et cirriformes à des températures inférieures à -10°C , les zones en ciel clair et de convection peu profonde ne sont pas considérées dans la suite de l’étude.

Région	condition préliminaire	taux précipitation	épaisseur eau liquide	épaisseur glace
Convective (CONV)		$> 5 \text{ mm/h}$		
Stratiforme (STRA)	non(CONV)	$> 0.5 \text{ mm/h}$	$> 0.01 \text{ mm}$	$> 0.1 \text{ mm}$
Cirriforme (CIRR)	non(STRA)		$< 0.01 \text{ mm}$	$> 0.01 \text{ mm}$
Convection peu profonde (SHAL)	non(CIRR)		$> 0.01 \text{ mm}$	$< 0.1 \text{ mm}$
Ciel clair (CLEA)	non(SHAL)			

Table 2.4: Conditions de détection des zones convectives, stratiformes, cirriformes, de convection peu profonde et de ciel clair.

2.4.3 Résultats

Structure générale et cycle de vie de l’orage

Si on compare les Figures 2.25 et 2.26, on constate que Meso-NH reproduit bien la mise en place et le développement d’un système convectif sur la région de Cayenne. En accord avec les observations satellites, le système se développe sur le littoral et se déplace en s’intensifiant vers l’intérieur des terres.

Les précipitations cumulées sur toute la durée de la simulation sont tracées sur la Figure 2.27. L’enveloppe globale des précipitations faibles (entre 10 et 90 mm) est similaire dans les 5 expériences. Par contre, les résultats divergent pour les précipitations supérieures à 90 mm. Dans la simulation de référence (PLA+COL+IRR), on note cinq zones de précipitations supérieures à 90 mm situées autour des positions (5°N ; 56°W), (5°N ; 54°W), (3.5°N ; 55°W), (4.2°N ; 53°W) et (2°N ; 53.7°W). Selon l’expérience, ces spots de fortes pluies peuvent être augmentés ou diminués. Dans les expériences LIOU et INIT, on observe une diminution de ces spots de fortes pluies.

L’évolution de la fraction du domaine D2 couverte par des colonnes convectives, stratiformes, cirriformes, par de la convection peu profonde et par du ciel clair, comme définies dans le Tableau 2.4 est représentée sur la Figure 2.28. En début de simulation, le domaine est majoritairement

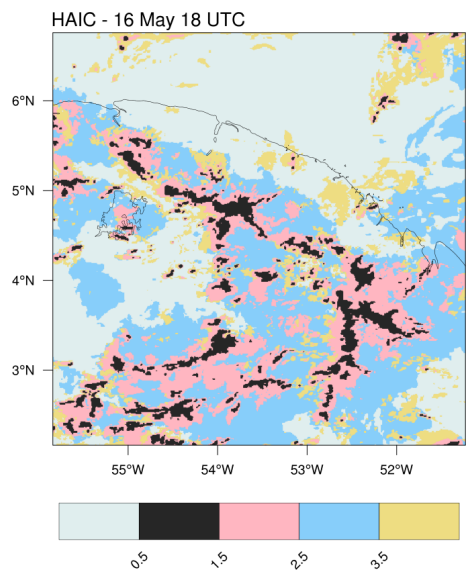
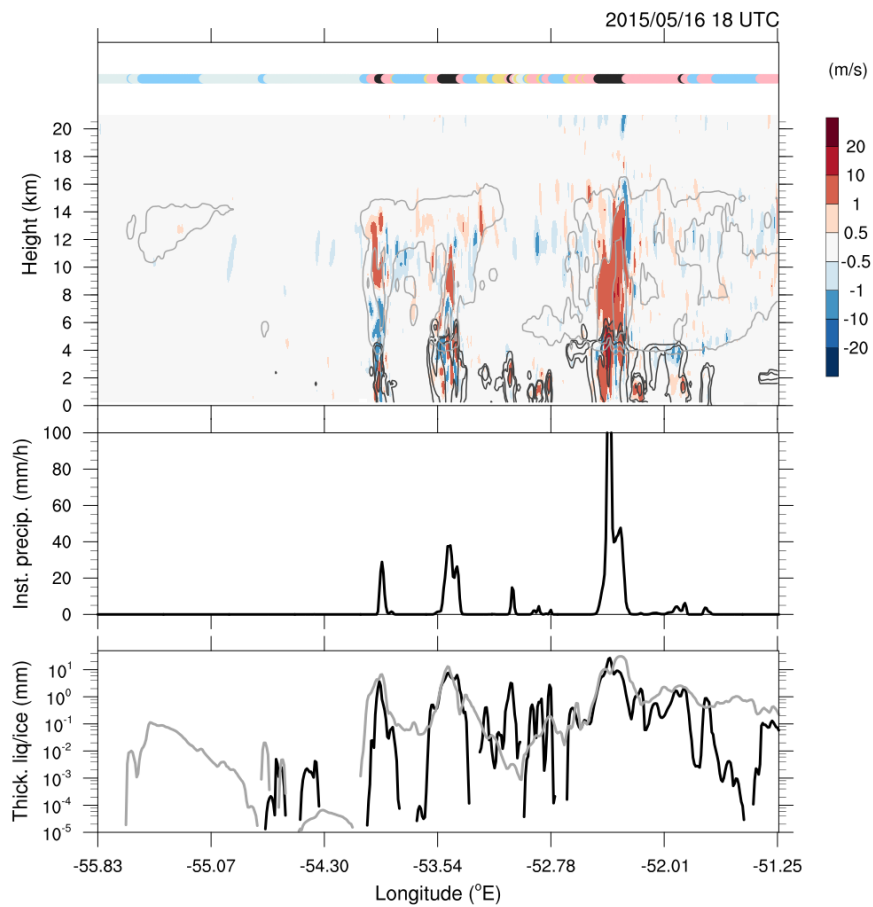


Figure 2.24: Haut : coupe verticale de la vitesse verticale (couleurs ; $m s^{-1}$), du contenu en eau liquide (isolignes noires) et du contenu en glace (isolignes grises). Précipitations instantanées (mm) le long de la coupe verticale. Epaisseur intégrée sur la verticale d'eau liquide (noir ; mm) et de glace (gris ; mm). Bas : découpage du domaine D2 en régions convectives (noir), stratiformes (rose), cirriformes (bleu), de convection peu profonde (jaune), et de ciel clair (bleu clair). Ce code couleur est utilisé dans la figure du haut pour attribuer une zone à chaque pixel.

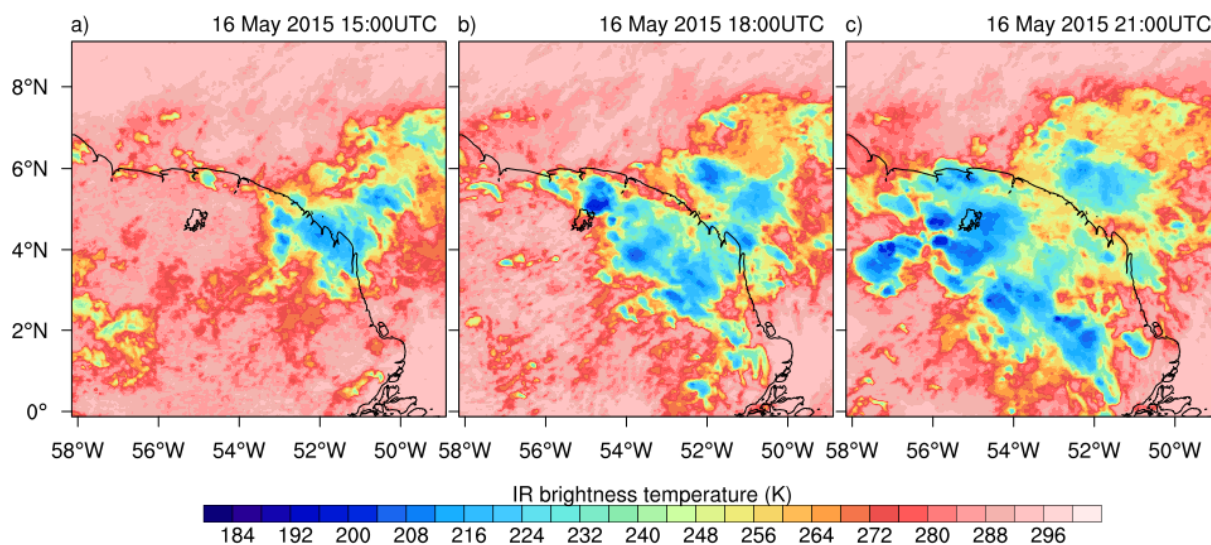


Figure 2.25: Température de brillance infra-rouge (K) le 16 mai à (a) 15 UTC, (b) 18 UTC et (c) 21 UTC sur le domaine D1.

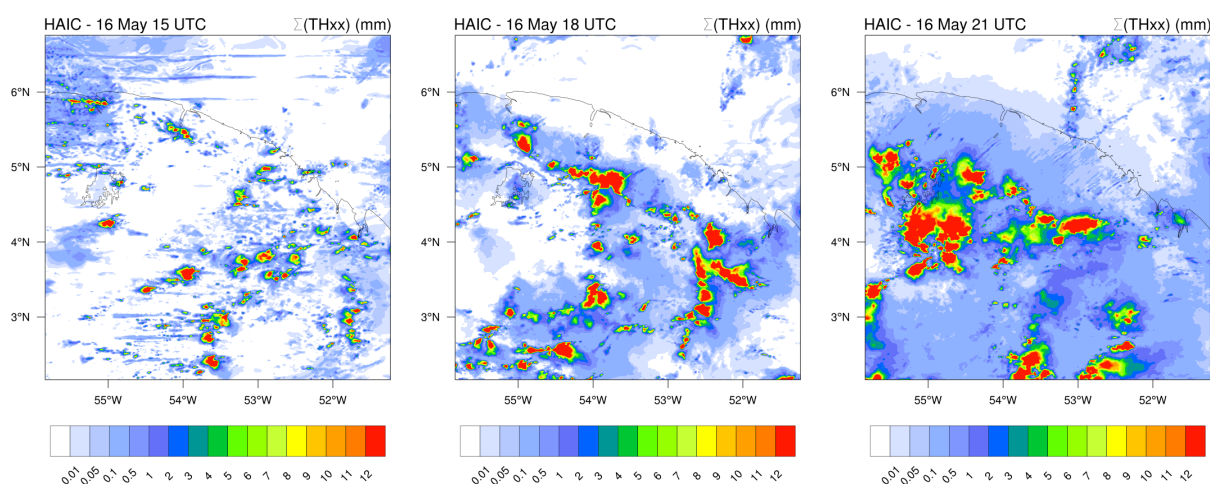


Figure 2.26: Contenu intégré sur la colonne de l'ensemble des hydrométéores (mm) issu de la simulation Meso-NH de référence (PLA+COL+IRR) le 16 mai à 15 UTC (gauche), 18 UTC (milieu) et 21 UTC (droite) sur le domaine D2.

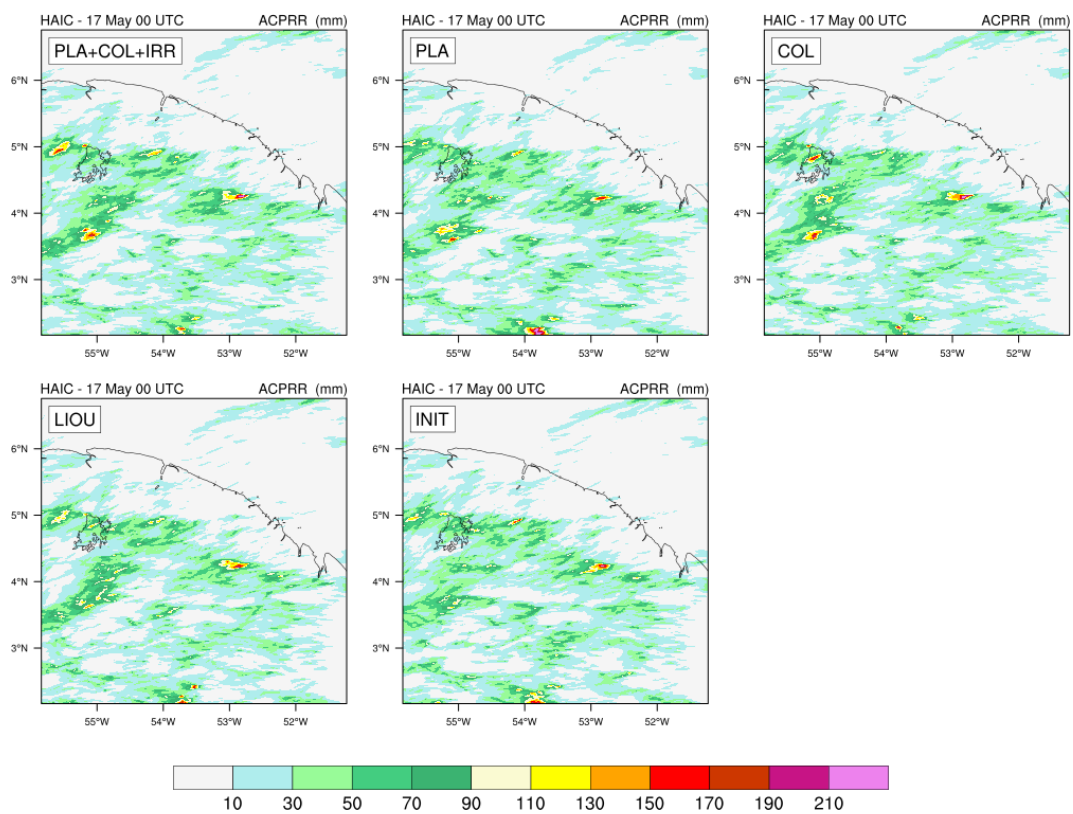


Figure 2.27: Précipitations cumulées (mm) sur toute la durée de la simulation pour les 5 expériences décrites dans le tableau 2.3.

couvert par des colonnes ciel clair ($\sim 50\%$) et de convection peu profonde ($\sim 42\%$). La fraction de domaine couverte par ces deux zones va ensuite s'affaiblir pour être quasiment nulle à la fin de la simulation. En contrepartie, les zones convectives, stratiformes et cirriformes se développent tout au long de la simulation. A noter qu'après 22 UTC, la fraction de colonnes convectives commence à diminuer, mais que les nuages stratiformes et cirriformes persistent et continuent de progresser.

On constate que jusqu'à 16 UTC, les fractions sont identiques pour toutes les simulations. A partir de 16 UTC, l'expérience INIT présente de plus fortes fractions de zones ciel clair et de convection peu profonde que les 4 autres expériences, mais à l'opposé, ses fractions de zones stratiforme et cirriforme sont plus faibles que pour les 4 autres expériences. Les différences peuvent atteindre 10% à partir de 18 UTC. La simulation PLA suit la même tendance que l'expérience INIT, mais avec des différences par rapport à la simulation de référence moins marquées. Les expériences PLA+COL+IRR, COL et LIOU présentent des résultats similaires sur toute la durée de la simulation. La fraction de colonnes convectives est quasiment identique ($< 8\%$) entre toutes les expériences tout au long de la simulation. On observe quelques divergences à partir de 20 UTC, mais aucune tendance claire ne se dégage.

Dans la suite, les figures sont tracées généralement à 18 UTC. Cette échéance a été choisie car elle correspond à la majorité des données disponibles (Falcon 20 et A-Train). Les résultats ont aussi été examinés à 17 UTC et 19 UTC, et ne montrent pas de différence significative avec l'échéance 18 UTC.

Impact sur la structure microphysique du nuage

Contenu en glace La Figure 2.29 représente des diagrammes en boîte du contenu en glace total (IWC pour *Ice Water Content*) pour différentes régions et différentes gammes de température. Concernant la simulation de référence (PLA+COL+IRR), on observe que, de façon générale, le contenu en glace du nuage diminue avec l'altitude à la fois dans la région convective et dans la région stratiforme. La valeur médiane est de 0.37 g m^{-3} dans la partie convective (0.10 g m^{-3} dans la partie stratiforme) à -10°C , et diminue à 0.06 g m^{-3} (0.015 g m^{-3}) à -22°C et à 0.018 g m^{-3} (0.018 g m^{-3}) à -35°C . La même tendance est observée pour les valeurs maximales : 3.25 g m^{-3} à -10°C , 1.37 g m^{-3} à -22° et 0.62 g m^{-3} à -35°C par exemple dans la partie convective. Le contenu en glace diminue aussi significativement quand on s'éloigne du cœur convectif.

Des diagrammes en boîte ont été générés à partir des observations du Falcon 20 (Figure 2.30). A -10°C , les données issues du Falcon 20 révèlent une valeur médiane de l'ordre de 1.1 g m^{-3} . A cette altitude ($\sim 6900 \text{ m}$), la sonde microphysique du Falcon 20 a échantillonné des valeurs d'IWC jusqu'à 2.5 g m^{-3} . A -22°C ($\sim 8900 \text{ m}$), les restitutions d'IWC à partir des données issues de la sonde microphysique présentent une valeur médiane autour de 0.3 g m^{-3} et 50% des données comprises dans la gamme $0.05 - 0.6 \text{ g m}^{-3}$. A -35°C ($\sim 10500 \text{ m}$), la valeur médiane décroît à 0.15 g m^{-3} , et 50% des données sont comprises entre 0.05 et 0.65 g m^{-3} .

En comparant les résultats de la simulation de référence (PLA+COL+IRR) aux restitutions de la sonde microphysique aéroportée, on constate que :

- les fortes valeurs d'IWC à -10 et -22°C sont comparables entre le modèle et les observations ; ces valeurs se retrouvent dans la partie définie comme convective dans le modèle.
- la valeur médiane d'IWC est significativement plus faible dans le modèle par rapport aux observations, ce qui sous-entend que le modèle tend à produire trop de faibles IWC.

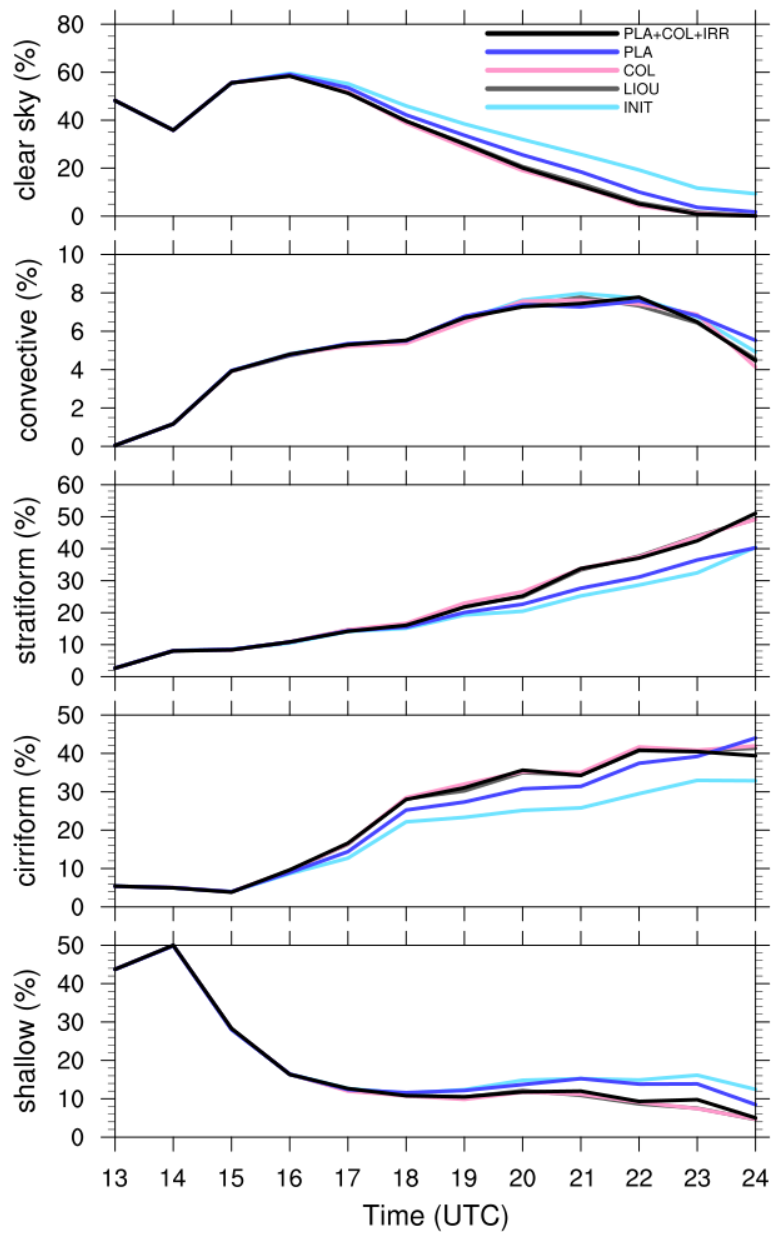


Figure 2.28: Proportion (%) de points du domaine couverts par des zones ciel clair, convectives, stratiformes, cirriformes et de convection peu profonde, pour les 5 expériences décrites dans le tableau 2.3.

- à -35°C , IWC est largement sous-estimé par le modèle comparé aux observations. La médiane est inférieure à 0.05 g m^{-3} dans le modèle contre environ 0.15 g m^{-3} dans les observations. L'IWC restitué par DARDAR à cette altitude (Figure 2.31) est cependant plus faible que dans les observations in-situ et plus proche des résultats du modèle.

Si on compare les différentes expériences entre elles, on constate que toutes les expériences donnent des résultats proches de la simulation de référence à -10°C quelle que soit la région du système. Les valeurs maximales atteignent 3 g m^{-3} dans toutes les expériences pour la partie convective, avec des valeurs médianes autour de $0.3\text{-}0.4\text{ g m}^{-3}$. Ainsi, l'effet des formes, des processus de nucléation de la glace et du rayonnement ne se font pas ressentir de façon significative à cette altitude.

À -22°C , on observe quelques divergences entre les expériences dans la partie convective. Les expériences PLA et INIT, qui utilisent toutes deux uniquement des plaquettes, donnent des résultats similaires et tendent à produire des valeurs extrêmes moins importantes que les autres simulations (valeurs maximales $< 1.2\text{ g m}^{-3}$). Les expériences utilisant 3 formes (PLA+COL+IRR et LIOU) et la forme colonnes (COL) permettent de reproduire des valeurs extrêmes un peu plus importantes ($> 1.3\text{-}1.4\text{ g m}^{-3}$). À -35°C , le même comportement qu'à -22°C entre les différentes expériences est observé.

Ainsi, l'effet des processus secondaires de formation des cristaux et de la nucléation des aérosols déliquescents a peu d'impact sur le contenu en glace total du nuage, quelle que soit la région examinée. L'effet de la forme des cristaux est plus marqué, avec des valeurs d'IWC plus fortes en altitude lorsque 3 formes ou des colonnes sont utilisées pour représenter la glace primaire.

Concentration en nombre de cristaux Les diagrammes en boîte pour la concentration en nombre des cristaux de glace modélisés par Meso-NH sont tracés sur la Figure 2.32. Dans le cas de la simulation de référence (PLA+COL+IRR), on remarque une forte augmentation de la concentration en nombre de cristaux lorsque l'on passe de -22°C à -35°C . D'une valeur médiane à 600 m^{-3} à -10°C , on passe à 9000 m^{-3} à -35°C . Alors qu'à -10°C et -22°C , la concentration en nombre de cristaux diminue significativement lorsqu'on s'éloigne du cœur convectif, à -35°C , la médiane et les valeurs extrêmes de la concentration en nombre sont assez similaires selon les régions. On constate toutefois une légère diminution de N_i dans la partie cirriforme par rapport aux régions convective et stratiforme : la valeur médiane est de 9000 et 11000 m^{-3} dans les parties convective et stratiforme respectivement, et de 6000 m^{-3} dans la partie cirriforme.

Les concentrations en nombre de cristaux issues des restitutions satellites DARDAR (Figure 2.33) sont tracées pour des tailles de cristaux supérieures à $5\text{ }\mu\text{m}$, à $25\text{ }\mu\text{m}$ et à $100\text{ }\mu\text{m}$. Pour les cristaux de taille supérieure à 5 et $25\text{ }\mu\text{m}$, on constate deux régions de forte concentration en cristaux. La première, associée à la convection profonde, se situe entre 5 et 9 km d'altitude, et atteint des concentrations de l'ordre de 50000 à 100000 m^{-3} . La deuxième est située au sommet du nuage et la concentration en nombre de cristaux dépasse localement 500000 m^{-3} . Ces fortes concentrations en petits cristaux sont le signe de la formation locale de cristaux de glace. Concernant les cristaux les plus gros ($> 100\text{ }\mu\text{m}$), leur concentration est maximale dans le cœur convectif, autour de $6\text{-}7\text{ km}$ d'altitude avec des valeurs autour de 100000 m^{-3} . Leur concentration diminue lorsqu'on s'éloigne du cœur convectif du système et avec l'altitude.

Si la concentration en nombre des cristaux de glace est sous-estimée dans Meso-NH par rapport aux restitutions DARDAR, la distribution spatiale est qualitativement bien reproduite, notamment la diminution de la concentration en nombre des cristaux en s'éloignant de la zone convective.

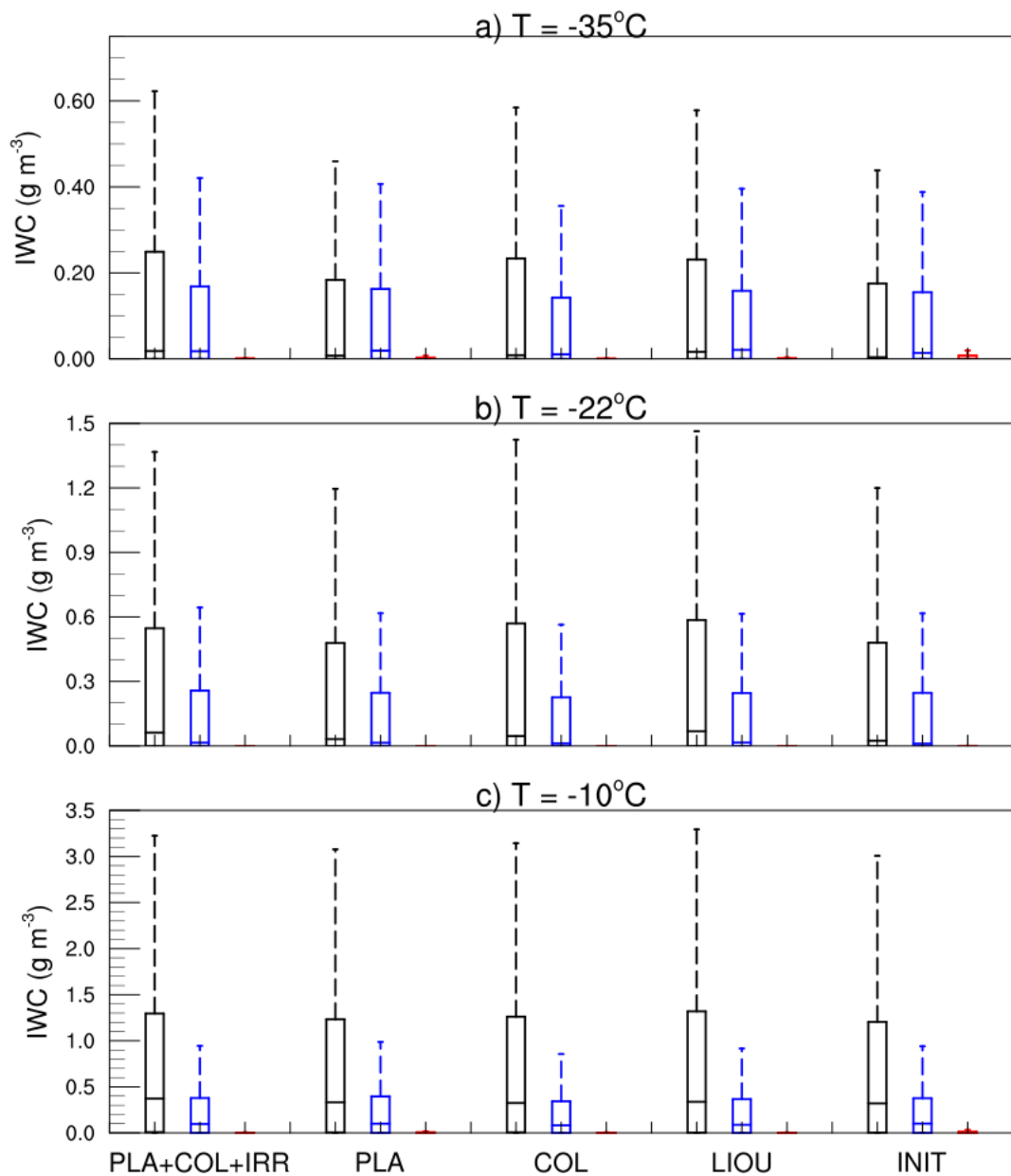


Figure 2.29: Diagramme en boîte du contenu en glace (g m^{-3}) issu des 5 simulations Meso-NH le 16 mai 2015 à 18 UTC pour les régions convective (noir), stratiforme (bleu) et cirriforme (rouge) dans les gammes de température $-35 \pm 2.5^\circ\text{C}$ (haut), $-22 \pm 2.5^\circ\text{C}$ (milieu) et $-10 \pm 2.5^\circ\text{C}$ (bas).

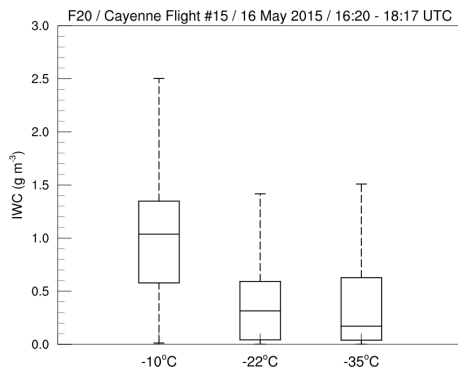


Figure 2.30: Diagramme en boîte du contenu en glace (g m^{-3}) issu des données du vol 15 . Les données aéroportées utilisées pour construire ce diagramme sont acquises entre 16:20 et 18:17 UTC ; la trajectoire du Falcon 20 est matérialisée sur la Figure 2.23 par la courbe noire.

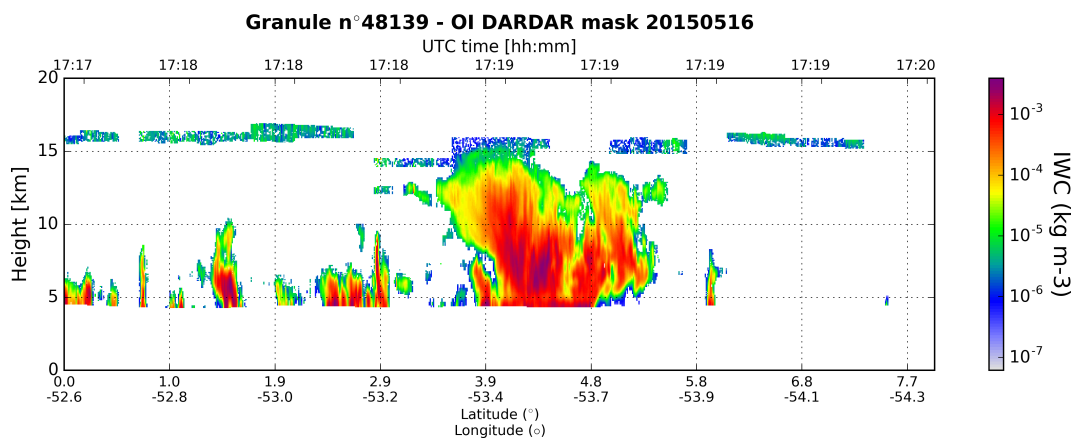


Figure 2.31: (Haut) Contenu en glace du nuage (IWC, g m^{-3}) restitué par DARDAR pour la granule 48139 entre l'équateur et 8°N .

Si on compare les différentes expériences de modélisation (Figure 2.32), on constate que quelle que soit la simulation, la concentration en nombre diminue lorsqu'on s'éloigne de la zone convective. L'expérience COL produit significativement plus de concentration en nombre de cristaux que l'expérience PLA, quelle que soit la température et la région. La simulation de référence présente des résultats intermédiaires entre les simulations PLA et COL à -10 et -35°C. Par contre, la concentration en cristaux de glace est beaucoup plus faible à -22°C dans la simulation de référence, avec des valeurs médianes 2 à 3 fois plus importantes dans les simulations PLA et COL que dans PLA+COL+IRR. L'effet de la prise en compte des formes est donc différencié selon l'altitude concernant la concentration en nombre des cristaux. L'effet de la prise en compte du rayon effectif dans le rayonnement est visible en comparant les simulations PLA+COL+IRR et LIOU. Si les résultats sont identiques à -10 et -22°C, des différences apparaissent à -35°C. Dans les cellules convectives, LIOU tend à produire des valeurs plus importantes de concentration en nombre de cristaux alors que dans les colonnes cirriformes, 95% des valeurs sont inférieures à 55000 m⁻³ dans PLA+COL+IRR contre 35000 m⁻³ dans LIOU. Enfin, l'effet combiné de la nucléation des aérosols intersitiels et des processus secondaires de formation de la glace est visible en comparant les résultats des simulations PLA et INIT. Si les résultats sont similaires à -22°C, en revanche on constate que INIT produit beaucoup moins de cristaux de glace à -10°C et à -35°C. A -35°C, les valeurs extrêmes de N_i ne dépassent pas 15000 m⁻³ dans INIT alors qu'elles excèdent 45000 m⁻³ dans PLA.

La structure spatiale et la concentration en nombre des cristaux de glace sont donc significativement impactées par la forme des cristaux, le nombre de formes de cristaux, la prise en compte de divers chemins de formation des cristaux et par l'effet de la taille des cristaux sur le rayonnement.

Distribution des formes de cristaux La fraction des trois formes de cristaux de glace en fonction de la région (convective, stratiforme, cirriforme) et de la température (-10, -22 et -35°C) est tracée sur la Figure 2.34. Dans la partie convective, à -10°C, on observe en majorité des cristaux irréguliers (40% ; assimilés à des colonnes coiffées dans LIMA), en accord avec les observations qui montrent une majorité de colonnes coiffées (Figure 2.22, 2 lignes du bas). La proportion de plaquettes augmente alors que celle d'irréguliers diminue quand on s'éloigne du cœur convectif dans cette gamme de température. On passe ainsi d'environ 25% de plaquettes dans les colonnes convectives, à 45% dans les colonnes stratiformes, et à plus de 60% dans les colonnes cirriformes.

A -22°C, les irréguliers ne constituent plus qu'une minorité de particules (< 20%) dans les parties stratiforme et cirriforme, mais leur proportion atteint 22% dans le cœur convectif du système. La fraction de plaquettes atteint quasiment 60% dans les colonnes convectives, mais décroît à moins de 40% dans les colonnes cirriformes. Quant aux colonnes, si elles ne représentent que 15% de la totalité des cristaux dans les colonnes convectives, leur proportion augmente en s'éloignant de la convection jusqu'à atteindre 55% dans les colonnes cirriformes. Dans cette gamme d'altitude, la sonde 2DS échantillonne des gros agrégats (Figure 2.22, 2 lignes du milieu). Or, si on examine le rapport du contenu en neige sur le contenu en glace dans le modèle, on se rend compte que dans cette région du nuage, la proportion (en masse) d'agrégats atteint 10 fois celle de glace primaire. Dans les parties convective à -10°C et cirriforme à -35°C, cette proportion est d'environ 3. On a donc clairement, dans le modèle comme dans les observations, une prédominance d'agrégats dans la partie stratiforme du nuage, à cette gamme de température.

A -35°C, quelle que soit la région, on ne modélise quasiment que des colonnes, exceptés

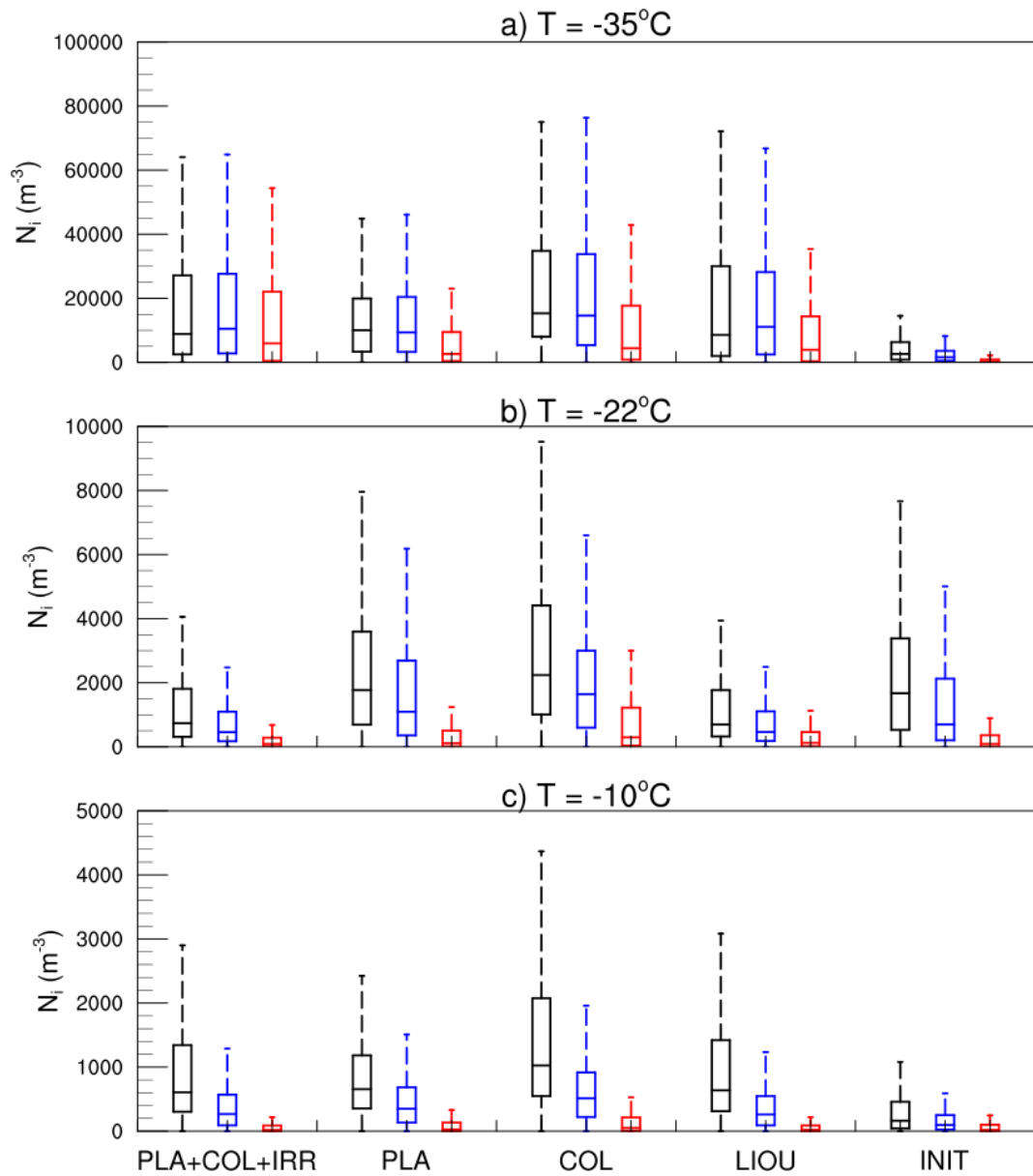


Figure 2.32: Diagramme en boîte de la concentration en nombre de cristaux de glace (m^{-3}) issu des 5 simulations Meso-NH le 16 mai 2015 à 18 UTC pour les régions convective (noir), stratiforme (bleu) et cirriforme (rouge) dans les gammes de température $-35 \pm 2.5^\circ C$ (haut), $-22 \pm 2.5^\circ C$ (milieu) et $-10 \pm 2.5^\circ C$ (bas).

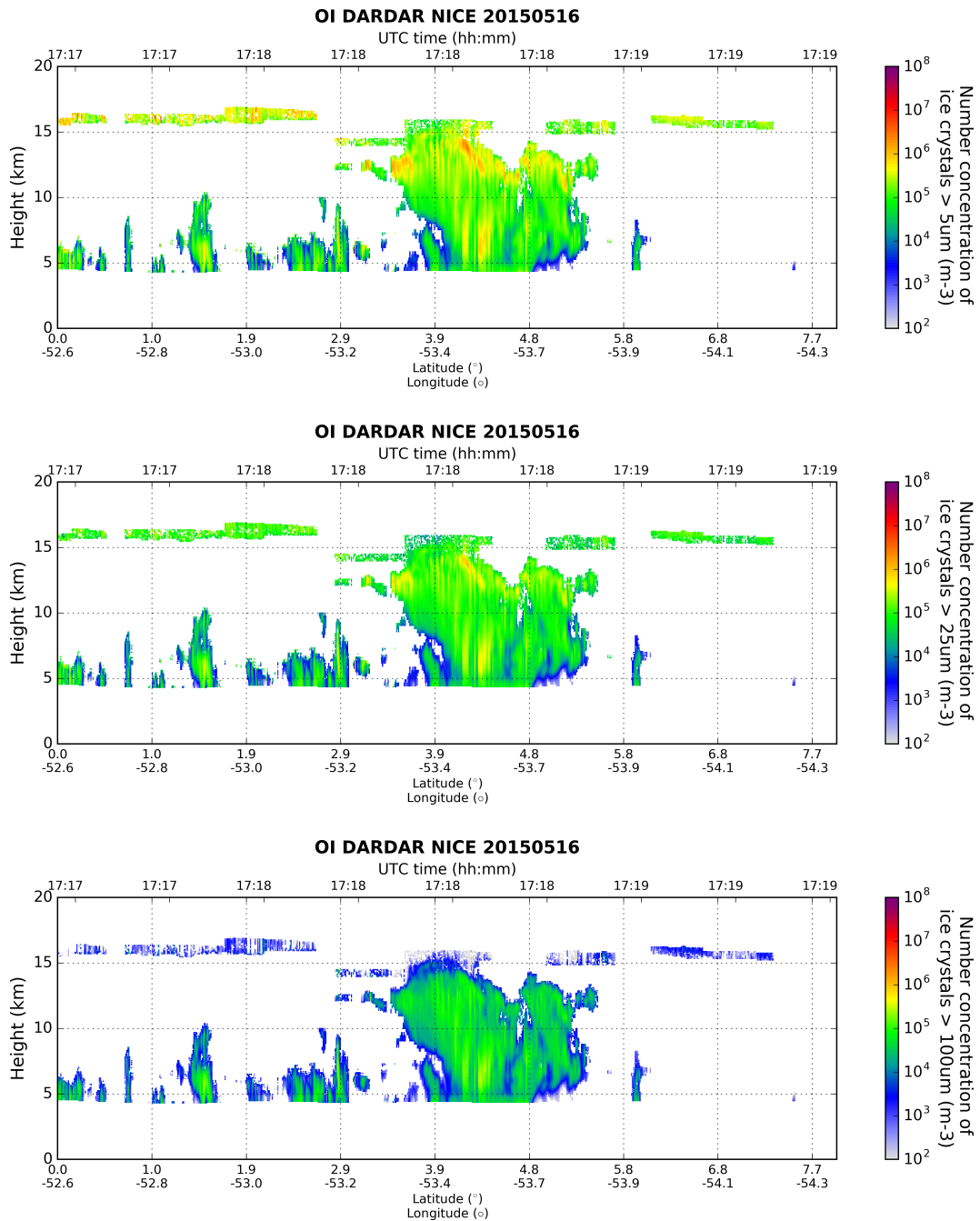


Figure 2.33: Concentration en nombre des particules de glace ayant un rayon effectif supérieur à $5 \mu\text{m}$ (haut), supérieur à $25 \mu\text{m}$ (milieu) et supérieur à $100 \mu\text{m}$ (bas), et restitués par DARDAR pour la granule 48139 entre l'équateur et 8°N .

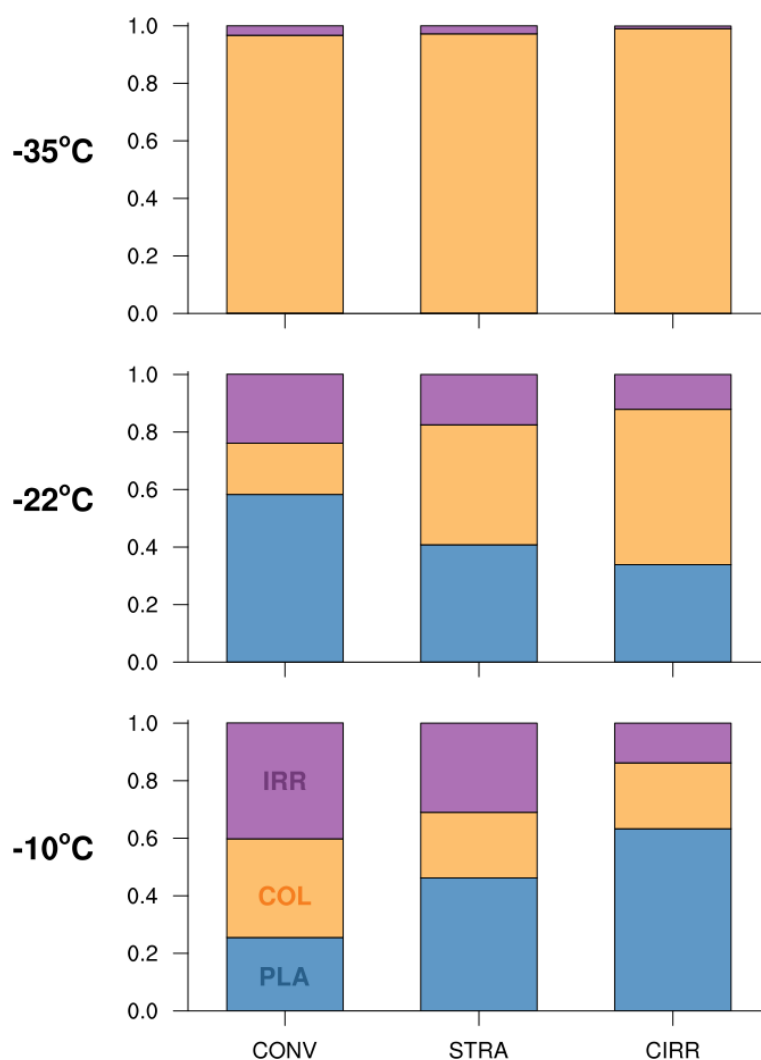


Figure 2.34: Proportion de chaque forme (%) dans les régions convective (CONV), stratiforme (STRA) et cirriforme (CIRRH) à -10, -22 et -35°C pour l'expérience de référence (PLA+COL+IRR) le 16 mai 2015 à 18 UTC. Les cristaux de glace de forme plaquette (PLA), colonne (COL) et irrégulier (IRR) sont représentés respectivement en bleu, orange et violet.

quelques irréguliers dans les cellules convectives. Les images issues du Falcon 20 à -35°C (Figure 2.22, 2 lignes du haut) ne permettent pas de juger de la pertinence des données modélisées. La taille de la grande majorité des particules échantillonnées par la sonde 2DS ne permet pas de distinguer clairement leur forme.

Rayon effectif des cristaux Le comportement du rayon effectif (Figure 2.35) est quasiment opposé à celui de la concentration en nombre des cristaux de glace (Figure 2.32) pour les expériences PLA+COL+IRR, PLA et COL. Dans le cas de la simulation de référence, la médiane des rayons effectifs est de 390 μm dans les colonnes convectives à -10°C, 420 μm à -22°C et diminue à 85 μm à -35°C. A -35°C, la valeur médiane des rayons effectifs est similaire dans les 3 régions, mais les valeurs extrêmes sont les plus élevées dans la partie convective (240 μm) et diminuent dans les parties stratiformes (200 μm) et cirriformes (180 μm). On observe la même tendance, plus marquée, à -22°. En accord avec les plus faibles (fortes) valeurs de

concentration en nombre des cristaux de glace modélisées (Figure 2.10) par la simulation PLA (COL), on observe, pour ces mêmes simulations, des rayons effectifs de la glace plus grands (petits) par rapport à la simulation de référence. Ce résultat était attendu car plus on produit de cristaux de glace en nombre, plus ceux-ci sont petits car la quantité de vapeur disponible doit diffuser sur l'ensemble des cristaux. Et plus les cristaux sont petits, moins ils sont efficaces pour être collectés par d'autres hydrométéores. Concernant les simulations LIOU et INIT, le rayon effectif est d'environ $55 \mu\text{m}$ à -35°C , soit bien inférieur aux rayons effectifs médians déduits de la masse et du nombre de cristaux de glace dans les expériences PLA+COL+IRR, PLA et COL. Or, plus particulièrement dans le cas de l'expérience INIT qui produit significativement moins de cristaux de glace en altitude que la simulation de référence, le rayon effectif déduit de la formulation de [Ou et Liou \(1995\)](#) (qui dépend uniquement de la température) n'est pas du tout cohérent avec la structure microphysique du système nuageux. On remarque aussi que le rayon effectif de la glace déduit de [Ou et Liou \(1995\)](#) est le même quelle que soit la région, alors qu'on observe des différences entre les régions pour les 3 expériences qui utilisent un rayon effectif de la glace calculé à partir des paramètres du schéma microphysique. Cette paramétrisation ne permet donc pas de reproduire la variabilité spatiale horizontale du rayon effectif de la glace.

Or, si on observe le rayon effectif issu du produit satellite DARDAR (Figure 2.36, on voit bien qu'à une altitude donnée, on a une variabilité du rayon effectif assez importante. Par exemple, à 10 km d'altitude ($\sim -30^\circ\text{C}$), le rayon effectif issu de DARDAR varie entre 40 et $90 \mu\text{m}$. Cette variabilité spatiale à une altitude donnée n'est pas reproduite par les expériences utilisant la paramétrisation de [Ou et Liou \(1995\)](#) pour décrire le rayon effectif. L'expérience PLA produit des rayons effectifs beaucoup trop importants à -35°C avec une médiane autour de $210 \mu\text{m}$. Quant à l'expérience COL, elle montre une légère augmentation du rayon effectif lorsqu'on s'éloigne des colonnes convectives à -35°C ce qui est en désaccord avec le signal DARDAR autour de 10.5 km d'altitude qui montre une diminution du rayon effectif dans ces mêmes conditions. Ainsi, la simulation de référence permet d'avoir le meilleur accord qualitatif et quantitatif avec les observations en comparaison avec les autres expériences.

Distribution des hydrometeores Les profils moyens des rapports de mélange des 5 catégories d'hydrométéores pour le 16 mai 2015 à 17 UTC dans les régions convective, stratiforme et cirriforme sont tracés sur la Figure 2.37. Pour l'eau nuageuse, on ne distingue par de différence significative entre les expériences. Pour la pluie, excepté dans la région stratiforme, les profils moyens sont relativement proches. Dans la partie stratiforme, les expériences INIT et PLA exhibent des valeurs maximales de l'ordre de 0.13 g kg^{-1} alors que les 3 autres simulations ont leur maximum autour de 0.11 g kg^{-1} . Par contre, pour les espèces glacées, les profils moyens sont très différents selon les expériences.

Pour la glace primaire, dans la partie convective et pour la simulation de référence (PLA+COL+IRR, courbe noire), on observe 2 pics dans le rapport de mélange moyen : un pic primaire à 0.15 g kg^{-1} à 13 km d'altitude et un pic secondaire à 0.10 g kg^{-1} à 6 km d'altitude. L'expérience COL présente un profil similaire, mais avec un pic primaire à 13 km accentué (0.18 g kg^{-1}) et un pic secondaire à 6 km d'altitude moins important (0.09 g kg^{-1}). L'utilisation des colonnes par rapport à trois formes distinctes de cristaux, tend à favoriser la présence de glace primaire en altitude au détriment de la moyenne troposphère. La zone de minimum de rapport de mélange moyen de cristaux de glace se situe environ 500 m plus bas dans l'expérience COL par rapport à la référence. L'utilisation de plaquettes (PLA, courbe bleue) à la place des colonnes (COL, courbe rose) diminue le rapport de mélange moyen sur toute la colonne nuageuse, mais les deux pics sont toujours apparents. Le maximum primaire est toujours situé à 13 km d'altitude, mais

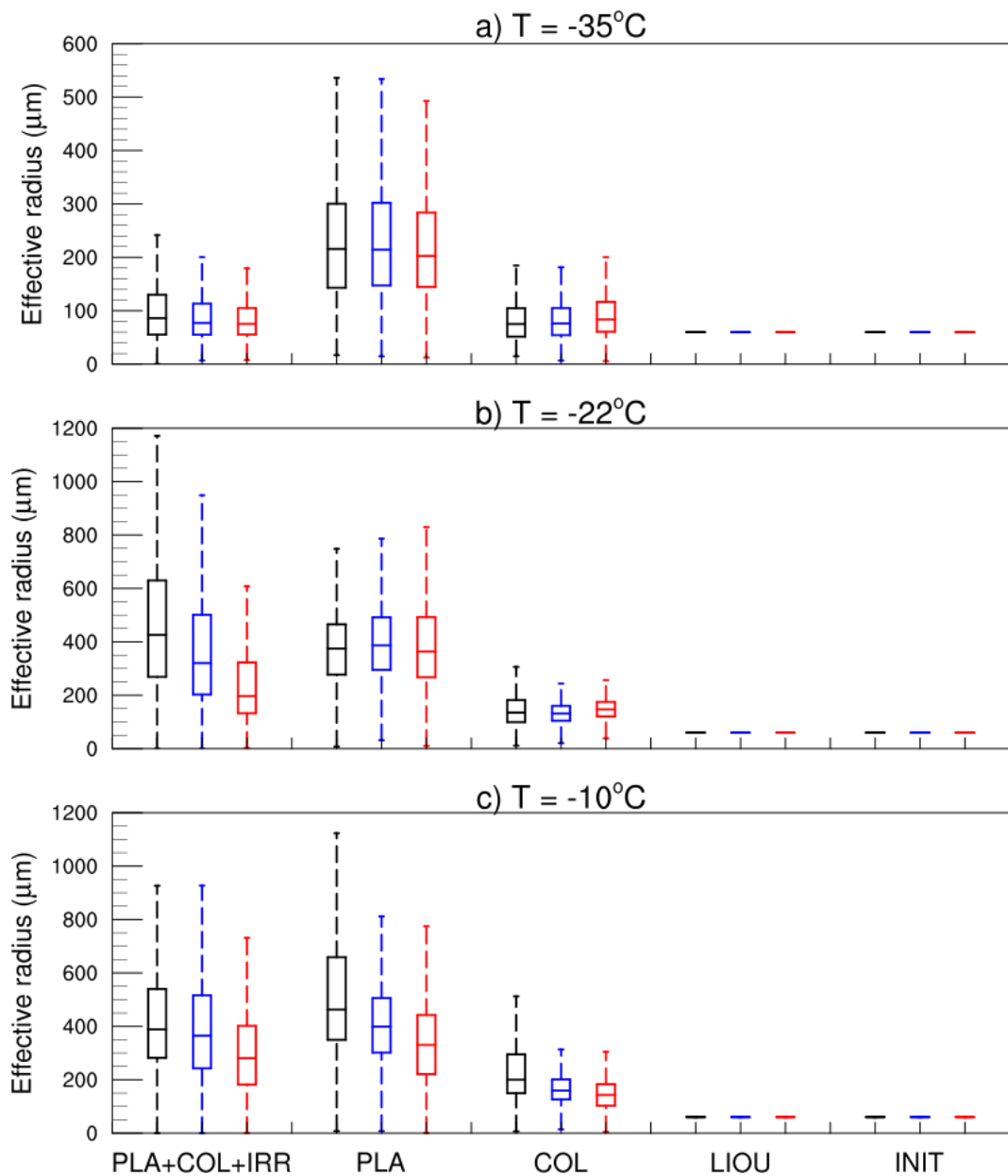


Figure 2.35: Diagramme en boîte du rayon effectif des cristaux de glace (μm) issu des 5 simulations Meso-NH le 16 mai 2015 à 18 UTC pour les régions convective (noir), stratiforme (bleu) et cirriforme (rouge) dans les gammes de température $-35\pm 2.5^{\circ}\text{C}$ (haut), $-22\pm 2.5^{\circ}\text{C}$ (milieu) et $-10\pm 2.5^{\circ}\text{C}$ (bas). A noter que dans le cas des expériences LIOU et INIT, la formulation de [Ou et Liou \(1995\)](#) est utilisée : le rayon effectif ainsi calculé dépend uniquement de la température. Pour les expériences PLA+COL+IRR, PLA et COL, le rayon effectif est calculé à partir du rapport de mélange et de la concentration en nombre de cristaux de glace issus de LIMA, mais restreint à la gamme de valeurs $[20-250]\mu\text{m}$ pour éviter des problèmes numériques.

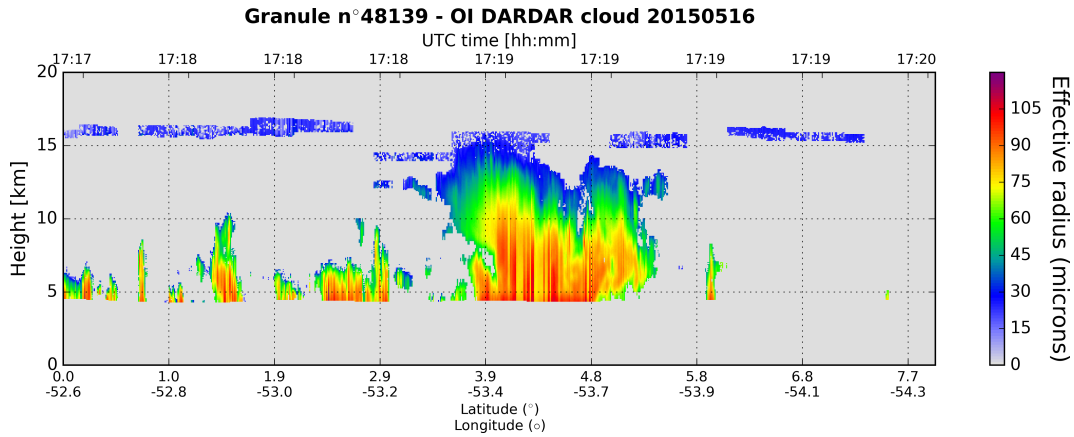


Figure 2.36: Rayon effectif des particules de glace (μm) restitué par DARDAR pour la granule 48139 entre l'équateur et 8°N .

il est diminué d'un facteur 2 par rapport à l'expérience COL. Quant au maximum secondaire, il se situe environ 700 m plus bas que dans l'expérience COL, et ne dépasse pas 0.065 g kg^{-1} . Cet abaissement des rapports de mélange et des altitudes où on retrouve en majorité des cristaux de glace dans l'expérience PLA est attendu puisque le rayon effectif des plaquettes est plus important que pour les colonnes (Figure 2.35). La capacitance des plaquettes est aussi plus importante que pour les colonnes (Tableau 2.1), ce qui augmente les taux de dépôt de vapeur à leur surface, leur rayon effectif, et leur taux de sédimentation. De plus, une taille accrue les rend plus propice à la collection par les agrégats neigeux. L'expérience INIT est assez proche de l'expérience PLA, mais elle ne prend pas en compte les processus de formation secondaire des cristaux de glace et la nucléation des aérosols interstitiels. La non-prise en compte des processus secondaires de formation des cristaux de glace qui a lieu principalement dans la moyenne troposphère, là où les conditions thermodynamiques et microphysiques sont favorables, peut expliquer la forte diminution du profil de r_i dans l'expérience INIT par rapport à PLA à 6 km d'altitude. Enfin, le profil moyen de rapport de mélange de la glace primaire issu de l'expérience LIOU est quasiment confondu avec celui de la simulation de référence.

Dans la partie stratiforme, le pic primaire est toujours situé à la même altitude (13 km), mais il est légèrement plus faible que dans la partie convective pour l'ensemble des simulations. Par contre, le pic secondaire est décalé à 5.5 km d'altitude pour toutes les expériences, et est largement diminué par rapport aux profils convectifs ($< 0.015 \text{ g kg}^{-1}$). Cette diminution du pic à plus basse altitude est liée à une disparition des processus de formation des cristaux dans la partie stratiforme dans cette gamme d'altitude.

Dans la partie cirriforme, le pic dans la moyenne troposphère a disparu, et les cristaux de glace se retrouvent principalement dans la gamme d'altitude 8-17 km quelle que soit l'expérience. Les profils moyens de rapport de mélange de la glace primaire dans la région cirriforme sont bien séparés. L'expérience INIT présente le profil avec les valeurs les plus faibles lié à un déficit de production de cristaux de glace et à une forme plaquette plus encline à grossir par dépôt de vapeur et agrégation, et donc à changer de catégorie d'hydrométéore. Vient ensuite l'expérience PLA, puis les expériences PLA+COL+IRR et LIOU dont les profils sont quasiment confondus. Le profil de l'expérience COL est celui présentant les valeurs les plus élevées car les colonnes sont les particules de glace, considérées ici, qui ont la capacitance la plus faible et qui sont donc les moins aptes à grossir par dépôt de vapeur, et donc à passer dans la catégorie neige/agrégat.

Le profil moyen de la neige dans la région convective montre que l'expérience PLA possède un pic qui se situe plus bas en altitude (~ 1 km) que les autres expériences. Ce résultat est en accord avec les profils moyens du rapport de mélange des cristaux de glace qui culmine environ 500 m plus haut dans les simulations PLA+COL+IRR, COL et LIOU. Ce sont les profils moyens de neige dans les expériences utilisant 3 formes de cristaux qui atteignent les valeurs les plus élevées (0.6 g kg^{-1}) alors que l'expérience COL montre le pic le plus faible (0.5 g kg^{-1}). Cette tendance peut être attribuée à l'effet de la capacitance qui est la plus forte pour les irréguliers (cf Tableau 2.1), largement présents dans cette zone (Figure 2.34) et la plus faible pour les colonnes, favorisant ainsi la croissance des irréguliers par déposition de vapeur et accroissant leur potentiel à se transformer en agrégats neigeux. Les profils de rapport de mélange moyen de la neige pour PLA+COL+IRR et LIOU sont supérieurs à ceux des autres simulations sur toute la colonne convective.

Dans la partie stratiforme, les profils moyens de rapport de mélange de la neige sont assez proches en termes de valeurs. L'expérience COL présente des valeurs plus faibles sur toute la colonne, et à l'opposé, l'expérience PLA présente des valeurs plus fortes sur l'ensemble du nuage stratiforme. Les profils moyens sont maximum à 6 km d'altitude, ce qui correspond au pic secondaire fortement réduit du profil moyen de rapport de mélange de la glace primaire. Cela suggère un processus de croissance de la neige par agrégation de cristaux de glace très efficace dans cette région.

Dans la partie cirriforme, les profils moyens de r_s sont inversés par rapport aux profils moyens de r_i : les expériences qui présentent les valeurs de r_s moyen les plus faibles sont celles qui ont les valeurs de r_i moyen les plus fortes. Logiquement, l'augmentation de masse de la neige se fait aux dépens de la glace primaire. Mais les rapports de mélange moyen de la neige dans la partie cirriforme sont 10 fois moins importants que dans la partie convective.

Concernant le rapport de mélange du graupel, les profils moyens dans les parties convective et stratiforme du nuage sont assez semblables quelle que soit l'expérience. On observe quelques différences au dessus de 6 km d'altitude. Dans la partie stratiforme, le rapport de mélange du graupel est en moyenne plus important pour les expériences INIT et PLA ($0.23\text{-}0.24 \text{ g kg}^{-1}$) que pour les 3 autres expériences ($0.20\text{-}0.22 \text{ g kg}^{-1}$). Ce rapport de mélange du graupel supérieur dans les expériences INIT et PLA est à mettre en relation avec le pic plus important pour ces deux mêmes expériences au niveau du profil moyen de la pluie qui est pour partie issue de la fonte du graupel. Le profil moyen de r_g dans la partie convective est 5 fois plus important que dans la partie stratiforme et 100 fois plus important que dans la partie cirriforme : les graupels sont donc principalement localisés dans la partie convective. Ce résultat est attendu puisque la formation et la croissance du grésil est dépendante de la présence d'eau surfondue dans le nuage.

Impact radiatif

La Figure 2.38 montre le flux grandes longueurs (LW) d'onde sortant au sommet du nuage modélisé par Meso-NH le 16 mai à 18 UTC. On observe de fortes différences entre les simulations. On distingue deux groupes de simulations : celles produisant une large couverture nuageuse avec des flux LW inférieurs à 100 W m^{-2} sur une large région (PLA+COL+IRR, COL et LIOU), et celles produisant des flux inférieurs à 100 W m^{-2} sur une région beaucoup plus réduite (PLA et INIT).

Afin d'estimer plus précisément comment le flux LW au sommet du nuage est impacté par les différentes configurations du modèle, la distribution du flux LW au sommet du nuage a été calculée pour chaque expérience par *bin* de 10 W m^{-2} (Figure 2.39). Le calcul a été réalisé à 18 UTC et 22 UTC. A 18 UTC, on observe 2 modes centrés sur les mêmes valeurs pour toutes

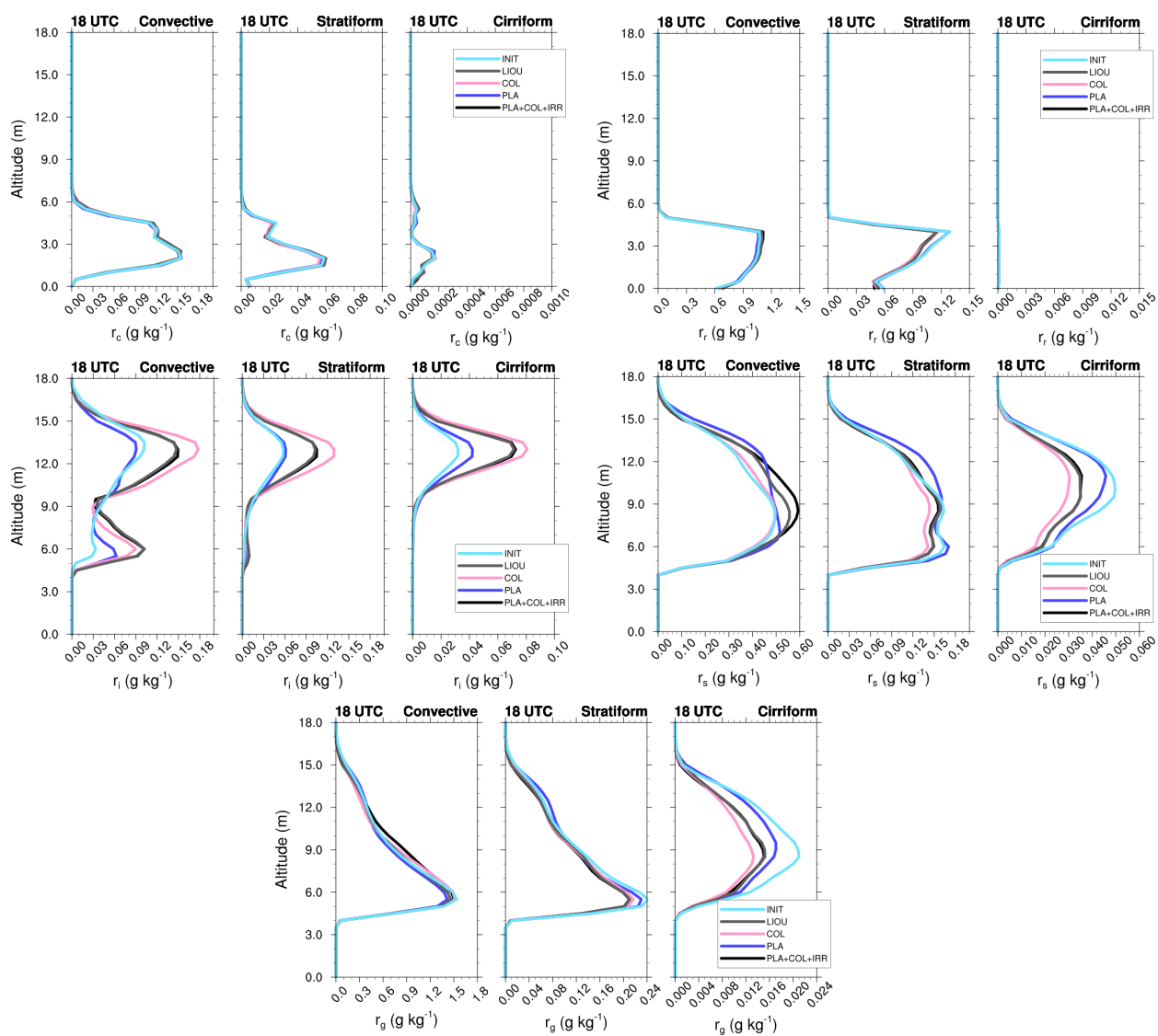


Figure 2.37: Profils moyens des rapports de mélange de l'eau nuageuse (r_c), de la pluie (r_r), de la glace primaire (r_i), de la neige (r_s) et du graupel (r_g) issus des 5 expériences PLA+COL+IRR (noir), PLA (bleu), COL (rose), LIOU (gris) et INIT (cyan). Les profils sont réalisés pour les régions convective, cirriforme et stratiforme le 16 mai 2015 à 18 UTC.

les expériences : un mode principal sur la gamme 280-290 W m^{-2} et un mode secondaire sur la gamme 90-100 W m^{-2} . Environ 25% des points du domaine ont un flux LW compris entre 280 et 290 W m^{-2} . Cette proportion passe à 28% pour la simulation INIT. Pour le pic secondaire, les différences entre les simulations sont beaucoup plus marquées. La fraction de points ayant un flux LW au sommet du nuage compris entre 90 et 100 W m^{-2} varie entre 4.5% pour la simulation INIT et 14.5% pour la simulation PLA+COL+IRR. Pour les simulations PLA et COL, où seule la forme de l'espèce cristaux de glace change, la fraction de points avec un flux LW entre 90 et 100 W m^{-2} passe de 7.2% pour PLA à 13% pour COL (soit une différence de 5.8%). Entre les expériences PLA+COL+IRR et LIOU où seul le calcul du rayon effectif pour le schéma de rayonnement change, la fraction de points du domaine avec un flux LW entre 90 et 100 W m^{-2} passe de 11.5% pour LIOU à 14.5% pour PLA+COL+IRR (soit un écart de 3%).

A 22 UTC, les deux modes se sont décalés de 10 W m^{-2} vers les faibles valeurs de flux LW pour toutes les simulations. Cependant, excepté pour l'expérience INIT, le pic principal est maintenant celui à 80-90 W m^{-2} en raison de l'extension de la couverture nuageuse du système. Le pic principal de l'expérience INIT, situé dans l'intervalle 270-280 W m^{-2} , culmine à 14% et son pic secondaire à 9%. Les expériences COL et PLA+COL+IRR présentent des courbes (rose et noire) quasiment confondues, avec une fraction de points avec un flux LW entre 80 et 90 W m^{-2} de 47%. Ces résultats similaires s'expliquent par la prédominance de colonnes dans la partie supérieure du nuage pour l'expérience de référence (Figure 2.34). Si on modifie la prise en compte du rayon effectif dans le schéma de rayonnement, l'impact est significatif sur le mode entre 80 et 90 W m^{-2} . Dans l'expérience LIOU, pour laquelle le rayon efficace de la glace primaire est de l'ordre de 30 μm à 15-16 km, la fraction de points avec un flux LW entre 80 et 90 W m^{-2} est de 32%. Pour la simulation de référence, le rayon effectif de la glace primaire à la même altitude est d'environ 20 μm . En comparant les expériences PLA+COL+IRR et LIOU, on constate que le rayon effectif de la glace impacte les valeurs faibles du flux LW sortant au sommet du nuage, mais n'affecte quasiment pas la structure générale du champ.

2.4.4 Conclusion

Une première validation de la prise en compte de la forme des cristaux de glace a été effectuée sur l'orage du 16 mai 2015 à Cayenne (Guyane). Cet orage a été échantillonné au cours de la campagne HAIC. La simulation de référence qui prend en compte trois formes distinctes de cristaux de glace reproduit correctement le contenu en glace du nuage, la taille des cristaux et la distribution des formes compte tenu des incertitudes sur le modèle et sur les restitutions issues des observations (incertitudes sur la mesure, hypothèses sur la distribution en taille des particules et sur la relation masse-diamètre pour le calcul des paramètres).

Des simulations de référence ont permis de mettre en évidence le rôle à la fois du choix de la forme, du nombre de formes, de la taille des cristaux utilisée en entrée du schéma de rayonnement, et de processus additionnels de formation des cristaux de glace. Ainsi, le choix d'une forme de cristaux (plaquettes vs. colonnes par exemple) impacte significativement le rapport de mélange, la concentration en nombre et le rayon effectif des cristaux (en termes de valeurs et de distribution spatiale), influençant alors le flux grandes longueurs d'onde sortant au sommet du nuage, la couverture nuageuse, et la quantité et la répartition de la masse de neige, graupel et pluie. Des simulations additionnelles en activant les bilans sur les processus microphysiques sur la période d'intérêt (17-19 UTC) vont être réalisés pour identifier avec certitude les processus responsables des différentes structures microphysiques modélisées.

L'impact de la prise en compte de plusieurs formes dépend de la simulation à laquelle on compare l'expérience PLA+COL+IRR. L'expérience de référence montrant une forte prédominance de colonnes dans les couches supérieures du nuage, les résultats sont assez proches de la simu-

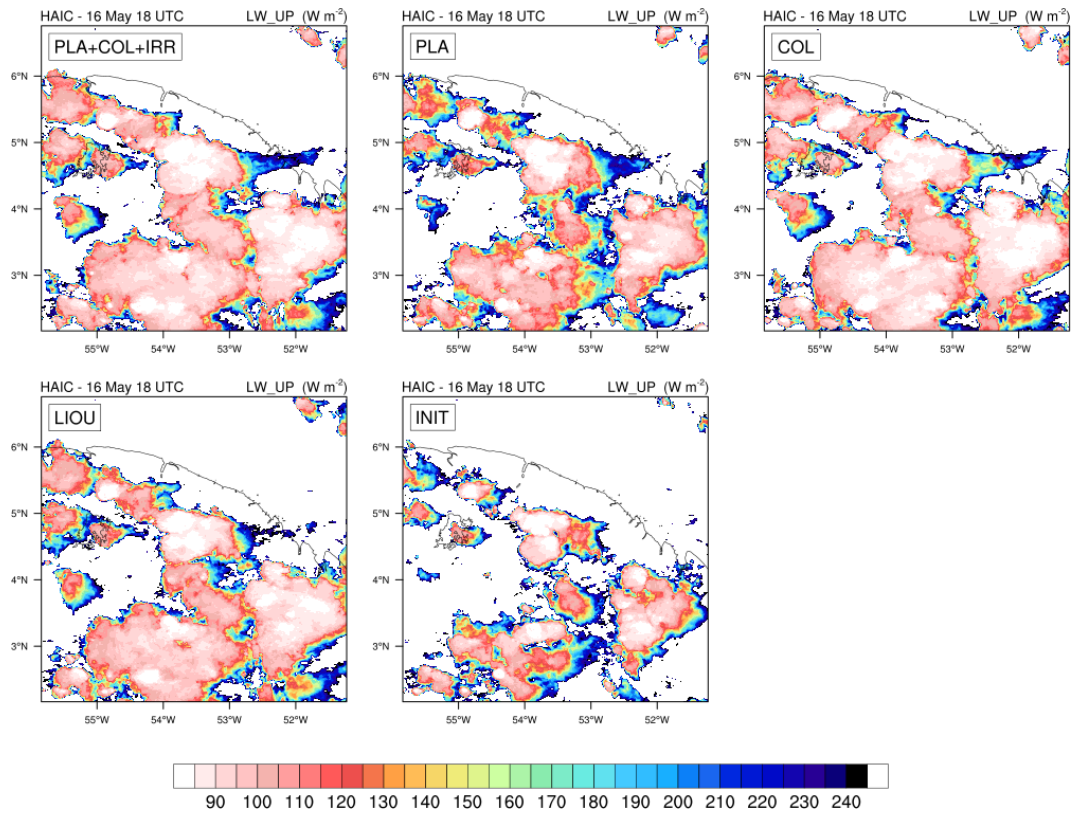


Figure 2.38: Flux *longwave* sortant au sommet du domaine (W m²) le 16 mai à 18 UTC pour les 5 expériences décrites dans le tableau 2.3.

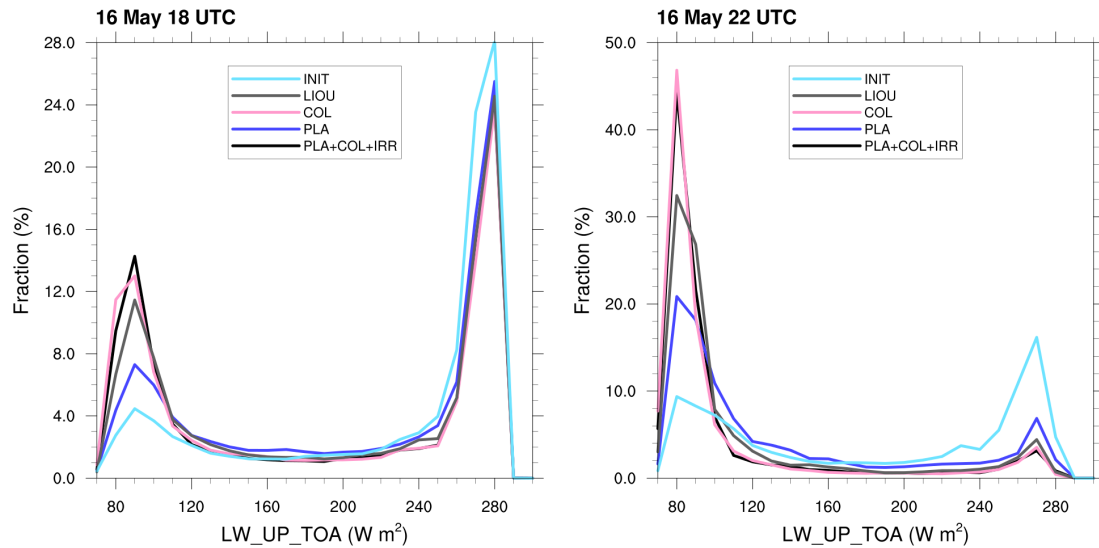


Figure 2.39: Distribution du flux *longwave* sortant au sommet du domaine (W m²) le 16 mai à 18 UTC (gauche) et à 22 UTC (droite) pour les 5 expériences décrites dans le tableau 2.3. Le point qui correspond à la valeur X W m⁻² sur l'axe des abscisses représente la fraction de points du domaine dont le flux LW est compris entre X et (X + 10) W m⁻².

lation COL et beaucoup plus éloignés de l'expérience PLA. Cependant, il faut noter que seules trois formes de cristaux de glace sont considérées ici (plaquettes, colonnes et colonnes coiffées), alors qu'on retrouve une proportion importante de polycristaux dans les nuages cirriformes (Pruppacher et Klett, 2010).

La prise en compte de processus additionnels de formation des cristaux (formation secondaire par production de débris lors de chocs entre particules de glace et lors de la congélation des gouttes de pluie, et nucléation via des aérosols déliquescents) impacte significativement la concentration en cristaux de glace au sommet du nuage, modifie la sursaturation par rapport à la glace et donc les profils des rapports de mélange, les précipitations, la couverture nuageuse et le flux grandes longueurs d'onde au sommet du nuage.

Enfin, l'effet de la taille des cristaux de glace a été évalué (PLA+COL+IRR vs. LIOU). La structure microphysique des orages simulés dans les deux expériences est très proche, mais on constate un effet relativement important sur le flux LW au sommet du nuage lorsque le système convectif est bien développé. L'orage modélisé ici n'a duré que quelques heures, et nous ne nous sommes intéressés qu'à la phase mature du système qui correspondait aux observations disponibles. Par la suite, il sera intéressant de poursuivre l'analyse sur plusieurs heures, voire plusieurs journées supplémentaires pour analyser notamment les effets sur la persistance des nuages cirriformes.

2.5 Conclusion

La prise en compte des cristaux de glace dans le schéma microphysique de Meso-NH a tout d'abord été testé sur une supercellule orageuse dans un cadre idéalisé. Cela nous a permis, via des bilans sur les processus microphysiques, de comprendre les processus fortement liés, directement (sédimentation, déposition de vapeur, effet Bergeron) et par rétroaction (agrégation de cristaux par la neige, givrage), à la forme des cristaux. Ces développements numériques ont ensuite été validés grâce à la simulation d'un orage observé lors de la campagne HAIC. On a montré que la forme, la taille et le contenu en cristaux de glace était raisonnablement bien reproduit par le modèle compte tenu des incertitudes sur la modélisation et sur le calcul de paramètres issus des observations.

Un certain nombre de limitations liées à la modélisation ont été relevées et feront l'objet de futurs développements. Tout d'abord, seulement 3 formes de cristaux sont considérées ici : les deux formes primaires plaquettes et colonnes, et les colonnes coiffées qui sont le résultat de cristaux initialement colonnes qui ont changé de régime de croissance par déposition de vapeur. Une quatrième forme devrait être considérée : les polycristaux qui sont généralement formés à haute altitude lors de la nucléation homogène. Au dessus de l'isotherme -30° , les cristaux de glace seraient composés d'une mixture de colonnes et de polycristaux, modifiant à la fois la taille, la forme et la concentration des cristaux au sommet du nuage et donc potentiellement le flux LW au sommet du nuage.

On a montré ici un effet du nombre des cristaux et de leur taille sur le rayonnement, mais on s'attend à un effet accru de leur forme (Macke *et al.*, 1998; Schlimme *et al.*, 2005). Un travail sur la finalisation de l'interaction entre la microphysique et le rayonnement via la forme des cristaux sera réalisé en collaboration avec Q. Libois (CNRM) en 2021. Des développements seront réalisés dans le module de rayonnement ecRad afin de calculer la contribution de chaque forme de cristaux de glace à chaque longueur d'onde en fonction de leurs propriétés (efficacité d'extinction, albedo de simple diffusion et facteur d'assymétrie) et de leur présence en chaque maille du modèle. Pour cela, on s'appuiera sur la bibliothèque de données de Yang *et al.* (2013).

Enfin, on a pu voir que l'effet de la prise en compte de la forme des cristaux était significatif

sur un système convectif de méso-échelle d'une durée de vie de quelques heures. On s'attend donc à un impact important sur un cyclone tropical dont la durée de vie est de plusieurs jours et la couverture nuageuse de plusieurs centaines de kilomètres. Une simulation du cyclone tropical Idai (2019) est en cours pour évaluer l'apport de la prise en compte de la forme des cristaux sur le cycle de vie du système.

Conclusion

Ce travail de développement et de validation de modules couplés aérosol-microphysique-rayonnement au sein du modèle communautaire français Meso-NH permet de disposer d'un modèle unique et complet pour traiter ces interactions au sein des cyclones tropicaux. Ces développements viennent en complément des travaux sur les interactions océan-vagues-atmosphère réalisées dans le cadre de l'ANR DiMe et du programme ReNovRisk-C3 (CDDs de J. Pianezze sur le couplage océan-vague-atmosphère et les flux océan-atmosphère par vent fort ; Pianezze *et al.* (2018) ; <https://hal.univ-reunion.fr/hal-02923663>, <https://hal.univ-reunion.fr/hal-02923749>). Ainsi, on dispose d'un modèle couplé innovant permettant de représenter à haute résolution les précipitations, le vent et la houle associés aux cyclones tropicaux.

Remerciements

Ce travail a en partie été réalisé dans le cadre de la thèse de Thomas Hoarau, financée par La Région Réunion et l'Union Européenne, et du CDD de Marine Claeys financé par le programme ReNovRisk-C3 (INTERREG5). Les simulations du cyclone tropical Dumile ont été réalisées sur le supercalculateur Occigen (projet GENCI 6660), alors que celles de l'orage sur la Guyane ont été réalisées sur le supercalculateur Beaufix de Météo-France à Toulouse. A. Schwarzenboeck et P. Coutris (LaMP) ont fourni les données microphysiques récoltées à bord du Falcon 20 pour l'orage du 16 mai 2015. H. Vérèmes (LACy) a fourni les données DARDAR pour l'orage du 16 mai 2015. M. Claeys, T. Hoarau et P. Tulet (LACy), Q. Libois (CNRM) et J.-P. Pinty (LA) ont collaboré à différents aspects du travail qui a donné lieu à ce rapport.

Références

- Albrecht BA. 1989. Aerosols, Cloud Microphysics, and Fractional Cloudiness. *Science* **245**(4923): 1227–1230, doi:10.1126/science.245.4923.1227.
- Andreae M, Rosenfeld D. 2008. Aerosol–cloud–precipitation interactions. Part 1. The nature and sources of cloud-active aerosols. *Earth-Science Reviews* **89**(1-2): 13–41, doi:10.1016/j.earscirev.2008.03.001.
- Avramov A, Harrington JY. 2010. Influence of parameterized ice habit on simulated mixed phase Arctic clouds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **115**(D3), doi:10.1029/2009JD012108.
- Baray JL, Clain G, Plu M, Feld E, Caroff P. 2010. Occurrence of monsoon depressions in the Southwest Indian Ocean: Synoptic descriptions and stratosphere to troposphere exchange investigations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **115**(D17), doi:10.1029/2009JD013390.
- Baum BA, Heymsfield AJ, Yang P, Bedka ST. 2005a. Bulk Scattering Properties for the Remote Sensing of Ice Clouds. Part I: Microphysical Data and Models. *Journal of Applied Meteorology* **44**(12): 1885–1895, doi:10.1175/JAM2308.1.
- Baum BA, Yang P, Heymsfield AJ, Platnick S, King MD, Hu YX, Bedka ST. 2005b. Bulk Scattering Properties for the Remote Sensing of Ice Clouds. Part II: Narrowband Models. *Journal of Applied Meteorology* **44**(12): 1896–1911, doi:10.1175/JAM2309.1.
- 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, doi:10.1002/qj.49712757309.
- Blanchard DC. 1963. The electrification of the atmosphere by particles from bubbles in the sea. *Progress in Oceanography* **1**: 73–202, doi:10.1016/0079-6611(63)90004-1.
- Bougeault P, Lacarrere P. 1989. Parameterization of Orography-Induced Turbulence in a Meso-beta-Scale Model. *Monthly Weather Review* **117**(8): 1872–1890, doi:10.1175/1520-0493(1989)117<1872:POOITI>2.0.CO;2.
- Bu YP, Fovell RG, Corbosiero KL. 2014. Influence of Cloud–Radiative Forcing on Tropical Cyclone Structure. *Journal of the Atmospheric Sciences* **71**(5): 1644–1662, doi:10.1175/JAS-D-13-0265.1.
- Caniaux G, Redelsperger JL, Lafore JP. 1994. A Numerical Study of the Stratiform Region of a Fast-Moving Squall Line. Part I: General Description and Water and Heat Budgets. *Journal of the Atmospheric Sciences* **51**(14): 2046–2074, doi:10.1175/1520-0469(1994)051<2046:ANSOTS>2.0.CO;2.

- Carrio GG, Cotton WR. 2011. Investigations of aerosol impacts on hurricanes: Virtual seeding flights. *Atmospheric Chemistry and Physics* **11**(6): 2557–2567, doi:10.5194/acp-11-2557-2011.
- Chen JP, Lamb D. 1994. The Theoretical Basis for the Parameterization of Ice Crystal Habits: Growth by Vapor Deposition. *Journal of the Atmospheric Sciences* **51**(9): 1206–1222, doi:10.1175/1520-0469(1994)051<1206:TTBFTP>2.0.CO;2.
- Chen JP, Tsai TC. 2016. Triple-Moment Modal Parameterization for the Adaptive Growth Habit of Pristine Ice Crystals. *Journal of the Atmospheric Sciences* **73**(5): 2105–2122, doi:10.1175/JAS-D-15-0220.1.
- 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, Université de Toulouse.
- Coutris P. 2019. Analyse des propriétés dimensionnelles et massiques des cristaux de glace pour l'étude des processus microphysiques dans les systèmes convectifs à méso-échelle. PhD thesis.
- Cuxart J, Bougeault P, Redelsperger JL. 2000. A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **126**(562): 1–30, doi:10.1002/qj.49712656202.
- Dearden C, Vaughan G, Tsai T, Chen JP. 2016. Exploring the Diabatic Role of Ice Microphysical Processes in Two North Atlantic Summer Cyclones. *Monthly Weather Review* **144**(4): 1249–1272, doi:10.1175/MWR-D-15-0253.1.
- Delanoë J, Hogan RJ. 2010. Combined CloudSat-CALIPSO-MODIS retrievals of the properties of ice clouds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **115**(D4), doi:10.1029/2009JD012346.
- Dezitter F, Grandin A, Brenguier JL, Hervy F, Schlager H, Villedieu P, Zalamansky G. 2013. HAIC - High Altitude Ice Crystals. In: *5th AIAA Atmospheric and Space Environments Conference*. American Institute of Aeronautics and Astronautics: San Diego, CA, doi:10.2514/6.2013-2674.
- Duflot V, Royer P, Chazette P, Baray JL, Courcoux Y, Delmas R. 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: Atmospheres* **116**(D18), doi:10.1029/2011JD015839.
- Evans AG, Locatelli JD, Stoelinga MT, Hobbs PV. 2005. The IMPROVE-1 Storm of 1–2 February 2001. Part II: Cloud Structures and the Growth of Precipitation. *Journal of the Atmospheric Sciences* **62**(10): 3456–3473, doi:10.1175/JAS3547.1.
- Fairall CW, Bradley EF, Hare JE, Grachev AA, Edson JB. 2003. Bulk Parameterization of Air–Sea Fluxes: Updates and Verification for the COARE Algorithm. *Journal of Climate* **16**(4): 571–591, doi:10.1175/1520-0442(2003)016<0571:BPOASF>2.0.CO;2.
- Fovell RG, Bu YP, Corbosiero KL, Tung Ww, Cao Y, Kuo HC, Hsu Lh, Su H. 2016. Influence of Cloud Microphysics and Radiation on Tropical Cyclone Structure and Motion. *Meteorological Monographs* **56**: 11.1–11.27, doi:10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-15-0006.1.
- Fovell RG, Su H. 2007. Impact of cloud microphysics on hurricane track forecasts. *Geophysical Research Letters* **34**(24), doi:10.1029/2007GL031723.

- Fu Q. 1996. An Accurate Parameterization of the Solar Radiative Properties of Cirrus Clouds for Climate Models. *Journal of Climate* **9**(9): 2058–2082, doi:10.1175/1520-0442(1996)009<2058:AAPOTS>2.0.CO;2.
- Fu Q, Liou KN. 1993. Parameterization of the Radiative Properties of Cirrus Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences* **50**(13): 2008–2025, doi:10.1175/1520-0469(1993)050<2008:POTRPO>2.0.CO;2.
- Gregory D, Morcrette JJ, Jakob C, Beljaars ACM, Stockdale T. 2000. Revision of convection, radiation and cloud schemes in the ECMWF integrated forecasting system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **126**(566): 1685–1710, doi:10.1002/qj.49712656607.
- Hallett J, Mason BJ, Bernal JD. 1958. The influence of temperature and supersaturation on the habit of ice crystals grown from the vapour. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences* **247**(1251): 440–453, doi:10.1098/rspa.1958.0199.
- Harrington JY, Sulia K, Morrison H. 2013. A Method for Adaptive Habit Prediction in Bulk Microphysical Models. Part I: Theoretical Development. *Journal of the Atmospheric Sciences* **70**(2): 349–364, doi:10.1175/JAS-D-12-040.1.
- Hazra A, Mukhopadhyay P, Taraphdar S, Chen JP, Cotton WR. 2013. Impact of aerosols on tropical cyclones: An investigation using convection-permitting model simulation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **118**(13): 7157–7168, doi:10.1002/jgrd.50546.
- Herbener SR, van den Heever SC, Carrio GG, Saleeby SM, Cotton WR. 2014. Aerosol Indirect Effects on Idealized Tropical Cyclone Dynamics. *Journal of the Atmospheric Sciences* **71**(6): 2040–2055, doi:10.1175/JAS-D-13-0202.1.
- Hoarau T. 2018. Couplage aérosols-microphysique pour la simulation des cyclones tropicaux : Cas du cyclone Dumile (2013). PhD thesis, Université de la Réunion.
- Hoarau T, Barthe C, Tulet P, Claeys M, Pinty JP, Bousquet O, Delanoë J, Vié B. 2018a. Impact of the Generation and Activation of Sea Salt Aerosols on the Evolution of Tropical Cyclone Dumile. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **123**(16): 8813–8831, doi:10.1029/2017JD028125.
- Hoarau T, Pinty JP, Barthe C. 2018b. A representation of the collisional ice break-up process in the two-moment microphysics LIMA v1.0 scheme of Meso-NH. *Geoscientific Model Development* **11**(10): 4269–4289, doi:10.5194/gmd-11-4269-2018.
- Janowiak JE, Joyce RJ, Yarosh Y. 2001. A Real-Time Global Half-Hourly Pixel-Resolution Infrared Dataset and Its Applications. *Bulletin of the American Meteorological Society* **82**(2): 205–218, doi:10.1175/1520-0477(2001)082<0205:ARTGHH>2.3.CO;2.
- Jensen AA, Harrington JY. 2015. Modeling Ice Crystal Aspect Ratio Evolution during Riming: A Single-Particle Growth Model. *Journal of the Atmospheric Sciences* **72**(7): 2569–2590, doi:10.1175/JAS-D-14-0297.1.
- Key JR, Yang P, Baum BA, Nasiri SL. 2002. Parameterization of shortwave ice cloud optical properties for various particle habits. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **107**(D13), doi:10.1029/2001JD000742.

- Khain A, Lynn B, Dudhia J. 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**(2): 365–384, doi:10.1175/2009JAS3210.1.
- 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**: 129–145, doi:10.1016/j.atmosres.2015.07.014.
- Khain AP, BenMoshe N, Pokrovsky A. 2008. Factors Determining the Impact of Aerosols on Surface Precipitation from Clouds: An Attempt at Classification. *Journal of the Atmospheric Sciences* **65**(6): 1721–1748, doi:10.1175/2007JAS2515.1.
- Klemp JB, Wilhelmson RB. 1978. The Simulation of Three-Dimensional Convective Storm Dynamics. *Journal of the Atmospheric Sciences* **35**(6): 1070–1096, doi:10.1175/1520-0469(1978)035<1070:TSOTDC>2.0.CO;2.
- Korolev A, McFarquhar G, Field PR, Franklin C, Lawson P, Wang Z, Williams E, Abel SJ, Axisa D, Borrmann S, Crosier J, Fugal J, Krämer M, Lohmann U, Schlenczek O, Schnaiter M, Wendisch M. 2017. Mixed-Phase Clouds: Progress and Challenges. *Meteorological Monographs* **58**: 5.1–5.50, doi:10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-17-0001.1.
- Lac C, Chaboureaud JP, Masson V, Pinty JP, Tulet P, Escobar J, Leriche M, Barthe C, Aouizerats B, Augros C, Aumond P, Auguste F, Bechtold P, Berthet S, Bielli S, Bosseur F, Caumont O, Cohard JM, Colin J, Couvreux F, Cuxart J, Delautier G, Dauhut T, Ducrocq V, Filippi JB, Gazen D, Geoffroy O, Gheusi F, Honnert R, Lafore JP, Lebeaupin Brossier C, Libois Q, Lunet T, Mari C, Maric T, Mascart P, Mogé M, Molinié G, Nuissier O, Pantillon F, Peyrillé P, Pergaud J, Perraud E, Pianezze J, Redelsperger JL, Ricard D, Richard E, Riette S, Rodier Q, Schoetter R, Seyfried L, Stein J, Suhre K, Taufour M, Thouron O, Turner S, Verrelle A, Vié B, Visentin F, Vionnet V, Wautelet P. 2018. Overview of the Meso-NH model version 5.4 and its applications. *Geoscientific Model Development* **11**(5): 1929–1969, doi:10.5194/gmd-11-1929-2018.
- Lang SE, Tao WK, Zeng X, Li Y. 2011. Reducing the Biases in Simulated Radar Reflectivities from a Bulk Microphysics Scheme: Tropical Convective Systems. *Journal of the Atmospheric Sciences* **68**(10): 2306–2320, doi:10.1175/JAS-D-10-05000.1.
- Libbrecht KG. 2005. The physics of snow crystals. *Reports on Progress in Physics* **68**(4): 855–895, doi:10.1088/0034-4885/68/4/R03.
- Lin YL, Farley RD, Orville HD. 1983. Bulk Parameterization of the Snow Field in a Cloud Model. *Journal of Climate and Applied Meteorology* **22**(6): 1065–1092, doi:10.1175/1520-0450(1983)022<1065:BPOTSF>2.0.CO;2.
- Liou KN. 1986. Influence of Cirrus Clouds on Weather and Climate Processes: A Global Perspective. *Monthly Weather Review* **114**(6): 1167–1199, doi:10.1175/1520-0493(1986)114<1167:IOCCOW>2.0.CO;2.
- Locatelli JD, Hobbs PV. 1974. Fall speeds and masses of solid precipitation particles. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)* **79**(15): 2185–2197, doi:10.1029/JC079i015p02185.
- Lynn BH, Khain AP, Bao JW, Michelson SA, Yuan T, Kelman G, Rosenfeld D, Shpund J, Benmoshe N. 2016. The Sensitivity of Hurricane Irene to Aerosols and Ocean Coupling: Simulations with WRF Spectral Bin Microphysics. *Journal of the Atmospheric Sciences* **73**(2): 467–486, doi:10.1175/JAS-D-14-0150.1.

- Macke A, Francis PN, McFarquhar GM, Kinne S. 1998. The Role of Ice Particle Shapes and Size Distributions in the Single Scattering Properties of Cirrus Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences* **55**(17): 2874–2883, doi:10.1175/1520-0469(1998)055<2874:TROIIPS>2.0.CO;2.
- Macke A, Mueller J, Raschke E. 1996. Single Scattering Properties of Atmospheric Ice Crystals. *Journal of the Atmospheric Sciences* **53**(19): 2813–2825, doi:10.1175/1520-0469(1996)053<2813:SSPOAI>2.0.CO;2.
- Magono C, Lee CW. 1966. Meteorological classification of natural snow crystals. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University. Series 7, Geophysics* **2**(321–335).
- Mansell ER, Ziegler CL, Bruning EC. 2010. Simulated Electrification of a Small Thunderstorm with Two-Moment Bulk Microphysics. *Journal of the Atmospheric Sciences* **67**(1): 171–194, doi:10.1175/2009JAS2965.1.
- Masson V, Le Moigne P, Martin E, Faroux S, Alias A, Alkama R, Belamari S, Barbu A, Boone A, Bouyssel F, Brousseau P, Brun E, Calvet JC, Carrer D, Decharme B, Delire C, Donier S, Essaouini K, Gibelin AL, Giordani H, Habets F, Jidane M, Kerdraon G, Kourzeneva E, Lafaysse M, Lafont S, Lebeau-pin Brossier C, Lemonsu A, Mahfouf JF, Marguinaud P, Mokhtari M, Morin S, Pigeon G, Salgado R, Seity Y, Taillefer F, Tanguy G, Tulet P, Vincendon B, Vionnet V, Voldoire A. 2013. The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development* **6**(4): 929–960, doi:10.5194/gmd-6-929-2013.
- Mitchell DL. 1996. Use of Mass- and Area-Dimensional Power Laws for Determining Precipitation Particle Terminal Velocities. *Journal of the Atmospheric Sciences* **53**(12): 1710–1723, doi:10.1175/1520-0469(1996)053<1710:UOMAAD>2.0.CO;2.
- Mlawer EJ, Taubman SJ, Brown PD, Iacono MJ, Clough SA. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **102**(D14): 16 663–16 682, doi:10.1029/97JD00237.
- Monahan EC, Spiel DE, Davidson KL. 1986. A Model of Marine Aerosol Generation Via Whitecaps and Wave Disruption. In: *Oceanic Whitecaps: And Their Role in Air-Sea Exchange Processes*, Monahan EC, Niocaill GM (eds), Springer Netherlands: Dordrecht, ISBN 978-94-009-4668-2, pp. 167–174, doi:10.1007/978-94-009-4668-2_16.
- Morrison H, Thompson G, Tatarskii V. 2009. Impact of Cloud Microphysics on the Development of Trailing Stratiform Precipitation in a Simulated Squall Line: Comparison of One- and Two-Moment Schemes. *Monthly Weather Review* **137**(3): 991–1007, doi:10.1175/2008MWR2556.1.
- Noilhan J, Planton S. 1989. A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models. *Monthly Weather Review* **117**(3): 536–549, doi:10.1175/1520-0493(1989)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2.
- O’Dowd CD, Lowe JA, Smith MH, Kaye AD. 1999. The relative importance of non-sea-salt sulphate and sea-salt aerosol to the marine cloud condensation nuclei population: An improved multi-component aerosol-cloud droplet parametrization. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **125**(556): 1295–1313, doi:10.1002/qj.1999.49712555610.
- Ou SC, Liou KN. 1995. Ice microphysics and climatic temperature feedback. *Atmospheric Research* **35**(2): 127 – 138, doi:https://doi.org/10.1016/0169-8095(94)00014-5.

- Ovadnevaite J, Manders A, de Leeuw G, Ceburnis D, Monahan C, Partanen AI, Korhonen H, O'Dowd CD. 2014. A sea spray aerosol flux parameterization encapsulating wave state. *Atmospheric Chemistry and Physics* **14**(4): 1837–1852, doi:10.5194/acp-14-1837-2014.
- Phillips VTJ, Donner LJ, Garner ST. 2007. Nucleation Processes in Deep Convection Simulated by a Cloud-System-Resolving Model with Double-Moment Bulk Microphysics. *Journal of the Atmospheric Sciences* **64**(3): 738–761, doi:10.1175/JAS3869.1.
- Pianezze J, Barthe C, Bielli S, Tulet P, Jullien S, Cambon G, Bousquet O, Claeys M, 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* **10**(3): 801–825, doi:10.1002/2017MS001177.
- Pinty JP, Jabouille P. 1998. A mixed-phase cloud parameterization for use in mesoscale non hydrostatic model : Simulations of a squall line and of orographic precipitations.
- Planche C. 2011. Développement et évaluation d'un modèle tridimensionnel de nuage mixte à microphysique détaillée : Application aux précipitations orographiques. Thèse, Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II.
- Pruppacher HR, Klett JD. 2010. *Microphysics of Clouds and Precipitation*. Atmospheric and Oceanographic Sciences Library, Springer Netherlands, second edn, ISBN 978-0-7923-4211-3, doi:10.1007/978-0-306-48100-0.
- Rosenfeld D, Woodley WL, Khain A, Cotton WR, Carrio G, Ginis I, Golden JH. 2012. Aerosol Effects on Microstructure and Intensity of Tropical Cyclones. *Bulletin of the American Meteorological Society* **93**(7): 987–1001, doi:10.1175/BAMS-D-11-00147.1.
- Rutledge SA, Hobbs P. 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**(5): 1185–1206, doi:10.1175/1520-0469(1983)040<1185:TMAMSA>2.0.CO;2.
- Saleeby SM, Cotton WR. 2008. A Binned Approach to Cloud-Droplet Riming Implemented in a Bulk Microphysics Model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* **47**(2): 694–703, doi:10.1175/2007JAMC1664.1.
- Schlimme I, Macke A, Reichardt J. 2005. The Impact of Ice Crystal Shapes, Size Distributions, and Spatial Structures of Cirrus Clouds on Solar Radiative Fluxes. *Journal of the Atmospheric Sciences* **62**(7): 2274–2283, doi:10.1175/JAS3459.1.
- Starr DO, Cox SK. 1985. Cirrus Clouds. Part I: A Cirrus Cloud Model. *Journal of the Atmospheric Sciences* **42**(23): 2663–2681, doi:10.1175/1520-0469(1985)042<2663:CCPIAC>2.0.CO;2.
- Sulia KJ, Harrington JY. 2011. Ice aspect ratio influences on mixed-phase clouds: Impacts on phase partitioning in parcel models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **116**(D21), doi:10.1029/2011JD016298.
- Takano Y, Liou KN. 1989. Solar Radiative Transfer in Cirrus Clouds. Part I: Single-Scattering and Optical Properties of Hexagonal Ice Crystals. *Journal of the Atmospheric Sciences* **46**(1): 3–19, doi:10.1175/1520-0469(1989)046<0003:SRTICC>2.0.CO;2.

- Takano Y, Liou KN. 1995. Radiative Transfer in Cirrus Clouds. Part III: Light Scattering by Irregular Ice Crystals. *Journal of the Atmospheric Sciences* **52**(7): 818–837, doi:10.1175/1520-0469(1995)052<0818:RTICCP>2.0.CO;2.
- Trabing BC, Bell MM, Brown BR. 2019. Impacts of Radiation and Upper-Tropospheric Temperatures on Tropical Cyclone Structure and Intensity. *Journal of the Atmospheric Sciences* **76**(1): 135–153, doi:10.1175/JAS-D-18-0165.1.
- 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), doi:10.1029/2004JD005716.
- Twomey S. 1977. The Influence of Pollution on the Shortwave Albedo of Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences* **34**(7): 1149–1152, doi:10.1175/1520-0469(1977)034<1149:TIOPOT>2.0.CO;2.
- Ukichiro N. 1954. *Snow Crystals*. Science Education, Cambridge, Massachusetts: Harvard University Press.
- van den Heever SC, Carri³ GG, Cotton WR, DeMott PJ, Prenni AJ. 2006. Impacts of Nucleating Aerosol on Florida Storms. Part I: Mesoscale Simulations. *Journal of the Atmospheric Sciences* **63**(7): 1752–1775, doi:10.1175/JAS3713.1.
- van den Heever SC, Cotton WR. 2007. Urban Aerosol Impacts on Downwind Convective Storms. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* **46**(6): 828–850, doi:10.1175/JAM2492.1.
- van Diedenhoven B, Fridlind AM, Cairns B, Ackerman AS. 2014. Variation of ice crystal size, shape, and asymmetry parameter in tops of tropical deep convective clouds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **119**(20): 11,809–11,825, doi:10.1002/2014JD022385.
- Vié B, Pinty JP, Berthet S, Leriche M. 2016. LIMA (v1.0): A quasi two-moment microphysical scheme driven by a multimodal population of cloud condensation and break ice freezing nuclei. *Geoscientific Model Development* **9**(2): 567–586, doi: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 MN, Ducrocq V, Faroux S, Giordani H, Léger F, Marsaleix P, Rainaud R, Redelsperger JL, Richard E, Riette S. 2017. SURFEX v8.0 interface with OASIS3-MCT to couple atmosphere with hydrology, ocean, waves and sea-ice models, from coastal to global scales. *Geoscientific Model Development* **10**(11): 4207–4227, doi:10.5194/gmd-10-4207-2017.
- Walko RL, Cotton WR, Meyers MP, Harrington JY. 1995. New RAMS cloud microphysics parameterization part I: The single-moment scheme. *Atmospheric Research* **38**(1): 29–62, doi:10.1016/0169-8095(94)00087-T.
- Wang Y, Lee KH, Lin Y, Levy M, Zhang R. 2014. Distinct effects of anthropogenic aerosols on tropical cyclones. *Nature Climate Change* **4**: 368–373, doi:10.1038/nclimate2144.
- Westbrook CD. 2008. The fall speeds of sub-100 μm ice crystals. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **134**(634): 1243–1251, doi:10.1002/qj.290.

- Woods CP, Stoelinga MT, Locatelli JD. 2007. The IMPROVE-1 Storm of 1–2 February 2001. Part III: Sensitivity of a Mesoscale Model Simulation to the Representation of Snow Particle Types and Testing of a Bulk Microphysical Scheme with Snow Habit Prediction. *Journal of the Atmospheric Sciences* **64**(11): 3927–3948, doi:10.1175/2007JAS2239.1.
- Yang F, Ovchinnikov M, Shaw RA. 2013. Minimalist model of ice microphysics in mixed-phase stratiform clouds. *Geophysical Research Letters* **40**(14): 3756–3760, doi:10.1002/grl.50700.
- Yang P, Gao BC, Baum BA, Wiscombe WJ, Hu YX, Nasiri SL, Soulen PF, Heymsfield AJ, McFarquhar GM, Miloshevich LM. 2001. Sensitivity of cirrus bidirectional reflectance to vertical inhomogeneity of ice crystal habits and size distributions for two Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) bands. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **106**(D15): 17 267–17 291, doi:10.1029/2000JD900618.
- Yang P, Liou KN. 1998. Single-scattering properties of complex ice crystals in terrestrial atmosphere. *Contributions to Atmospheric Physics* **71**.
- Yi B, Yang P, Baum BA, L’Ecuyer T, Oreopoulos L, Mlawer EJ, Heymsfield AJ, Liou KN. 2013. Influence of Ice Particle Surface Roughening on the Global Cloud Radiative Effect. *Journal of the Atmospheric Sciences* **70**(9): 2794–2807, doi:10.1175/JAS-D-13-020.1.
- Zhang H, McFarquhar GM, Saleeby SM, Cotton WR. 2007. Impacts of Saharan dust as CCN on the evolution of an idealized tropical cyclone. *Geophysical Research Letters* **34**(14), doi: 10.1029/2007GL029876.