

UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

ÉCOLE DOCTORALE 129

Sciences de l'environnement

THÈSE

Pour obtenir le titre de

Docteur de l'Université Pierre et Marie Curie

SPÉCIALITÉ : Physique de l'Atmosphère

Par **Grégory CESANA**

PHASE THERMODYNAMIQUE DES NUAGES: OBSERVATIONS AVEC CALIPSO ET ÉVALUATION DU MODÈLE LMDZ5B

Préparée au

Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD)

Soutenance prévue le 4 décembre 2013

Jury :

Hélène CHEPFER
David DONOVAN
Hervé LE TREUT
Johannes QUAAS
Rémy ROCA
David WINKER

Professeur, UPMC/LMD, FR
Research Scientist, KNMI, NL
Professeur, UPMC/IPSL, FR
Professeur, Universität Leipzig, DE
Directeur de Recherche, LEGOS, FR
Senior Scientist, NASA LaRC, USA

Directrice de thèse
Examineur
Président
Rapporteur
Rapporteur
Examineur

Résumé

Au cours de cette thèse, nous avons tiré profit du lidar CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization), instrument de télédétection active embarqué à bord du satellite CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation), pour documenter la structure verticale de la phase des nuages à l'échelle globale. A ce titre, nous avons utilisé le jeu de données « The GCM-Oriented CALIPSO Cloud Product » (CALIPSO-GOCCP), conçu pour évaluer la description des nuages dans les GCMs. Une approche basée sur la polarisation lidar a été implémentée dans CALIPSO-GOCCP pour discriminer les nuages liquides des nuages glacés. En effet, le changement d'état de polarisation du faisceau lidar rétrodiffusé permet de différencier les gouttelettes d'eau des cristaux de glace en fonction de leurs formes. Contrairement aux méthodes utilisées par les instruments de télédétection passive, CALIPSO-GOCCP donne accès à la structure verticale de la phase des nuages (niveaux de 480m) de façon indépendante de la température.

Nous avons ensuite évalué la phase CALIPSO-GOCCP à partir de mesures in situ aéroportées au moyen d'un néphélomètre polaire et comparé celle-ci à d'autres produits satellites (CALIPSO-ST/NASA, CALIPSO-JAXA, Satellites du GEWEX-CA). La restitution de la phase glacée dans les hautes couches est validée par les mesures du néphélomètre polaire aéroporté plus de 94% des cas. La restitution de la phase des nuages de basses couches comporte plus d'incertitudes (jusqu'à 31% de désaccords) dues à la différence de résolutions verticales entre CALIOP et le néphélomètre combinée à l'atténuation du faisceau lidar.

Par la suite, nous avons évalué la description de la phase du modèle de circulation générale de l'IPSL (LMDZ5B) à partir des données CALIPSO-GOCCP. L'approche basée sur la polarisation lidar a été implémentée dans un simulateur de lidar afin de reproduire le signal polarisé qui serait mesuré par le lidar CALIOP au-dessus de l'atmosphère simulée par le modèle. La comparaison de l'ensemble « LMDZ5B+simulateur » avec CALIPSO-GOCCP, a permis de mettre en évidence un biais dans la relation phase-température utilisée dans le modèle. Il résulte une sous-estimation des nuages liquides et surestimation des nuages glacés dans le modèle. L'utilisation d'une relation phase-température dans LMDZ5B plus en accord avec CALIPSO-GOCCP entraîne un effet radiatif net des nuages au sommet de l'atmosphère encore plus refroidissant (-25 Wm^{-2} contre -18.3 Wm^{-2} dans les observations) que pour l'ancienne relation (-22.8 Wm^{-2}).

Enfin, nous avons prêté une attention particulière à la région arctique, qui, de part ses surfaces réfléchissantes, était difficilement observable dans son ensemble avant CALIPSO. A partir d'une étude climatologique des données CALIPSO-GOCCP, nous avons pu mettre en évidence la présence continue de nuages liquides au-dessus de toutes les mers arctiques à des températures comprises entre -25°C et 0°C . Puis, dans une comparaison multi modèles CMIP5 avec CALIPSO-GOCCP, nous avons montré que les modèles simulaient assez bien

les nuages bas arctiques sans toutefois réussir à reproduire leur cycle saisonnier. Par ailleurs, l'évaluation de la phase de LMDZ5B avec CALIPSO-GOCCP a révélé un déficit de nuages liquides simulés générant un biais dans les flux net ondes longues de surface (effet refroidissant). L'amélioration de la représentation des nuages liquides simulés dans le modèle a permis de réduire ce biais.

Mots clés : CALIPSO-GOCCP, Lidar, Nuage, Phase, Polarisation, GCM, LMDZ5B, CMIP5, Évaluation, Arctique, Rayonnement, CRE

Table des Matières

<i>Introduction</i>	8
Chapitre 1 : La phase thermodynamique de l'eau dans les nuages	13
Chapitre 2 : Restitution de la phase de l'eau dans les nuages à l'aide des observations CALIPSO-GOCCP	31
Chapitre 3 : Validation de la phase CALIPSO-GOCCP	62
Chapitre 4 : Évaluation de la phase dans le modèle de climat de l'IPSL	101
Chapitre 5 : La phase nuageuse dans la région arctique	128
<i>Conclusion Générale</i>	150
Bibliographie	155
Acronymes	167
Annexe A : Le lidar CALIOP du satellite CALIPSO	170
Annexe B : Fonctionnement du simulateur de lidar	171
Annexe C : Les données d'observations CALIPSO-GOCCP	172
Annexe D : Calcul du bilan radiatif	175
Annexe E : Publications	177

Introduction

Contexte scientifique

L'eau est à l'origine de l'apparition de la vie sur Terre. Elle est essentielle à la survie de l'homme et nécessaire dans bien des activités telles que l'agriculture, la production d'énergie, le transport... L'eau est présente sur Terre sous trois phases thermodynamiques distinctes : gazeuse, liquide et solide. On la rencontre le plus souvent sous forme de vapeur dans l'atmosphère. Lorsque l'air humide¹ se refroidit suffisamment, la vapeur d'eau se condense pour former un nuage.

Les nuages recouvrent la majeure partie de la planète (plus de 70%, Stubenrauch et al., 2013) et sont au cœur de différents processus (dynamiques, radiatifs, microphysiques) encore mal compris. La réponse des nuages et de leurs effets radiatifs face au réchauffement climatique représente une grande source d'incertitude. En effet, leurs présences modulent les échanges radiatif du système Terre-Atmosphère (Wielicki et al., 1996) : d'une part en réfléchissant le rayonnement solaire vers l'espace contribuant au refroidissement de la surface (effet d'albédo) ; d'autre part en piégeant le rayonnement émis par le sol, contribuant au réchauffement de la surface (effet de serre). La somme des deux effets peut être très différente selon les propriétés macrophysiques (contenu en eau, pression, température) et microphysiques (épaisseur optique, forme et taille des particules, phase) du nuage.

Au premier ordre, la façon dont un nuage interagit avec le rayonnement dépend de son contenu en eau. Plus il est important, plus l'épaisseur optique du nuage sera grande et plus fort sera l'effet d'albédo. Néanmoins, pour une masse d'eau condensée donnée, l'épaisseur optique d'un nuage constitué de nombreuses petites gouttelettes liquides sera supérieure à celle d'un nuage composé de gros cristaux de glace moins nombreux (Rogers et Yau, 1989). La phase thermodynamique des nuages est donc une propriété microphysique qui influence les interactions entre les nuages et le rayonnement. Sa connaissance est nécessaire pour calculer les échanges d'énergie dans l'atmosphère.

L'impact de la phase sur le système climatique peut être mis en évidence grâce à l'utilisation des modèles de circulation générale (GCMs) car ils permettent d'analyser l'évolution des processus nuageux au cours du temps. En effet, des études récentes ont montré qu'un changement de phase dans les modèles génèrait des biais non seulement sur les flux radiatifs au sommet de l'atmosphère et à la surface (Yun et Penner, 2012) mais également sur la fraction nuageuse zonale, le taux de chauffage, l'humidité et le contenu en eau des nuages

¹ L'air humide est un air contenant de la vapeur d'eau

(Cheng et al., 2012). La phase thermodynamique des nuages étant a priori une variable sensible dans les modèles, il est impératif d'évaluer la justesse de sa représentation.

En théorie, la détermination de la phase d'une masse d'eau condensée est possible en tout point du globe grâce à l'équation de Clausius-Clapeyron qui décrit les conditions thermodynamiques d'équilibre entre les trois états de l'eau (température et pression partielle de la vapeur d'eau). Néanmoins, bien que la théorie prévoit la solidification de l'eau au-dessous de 0°C, on observe dans la nature des nuages contenant de l'eau liquide en surfusion (températures négatives) jusqu'à -40.7°C (e.g. Heymsfield et Miloshevich 1993, Korolev et al., 2003). Au-dessous d'environ -40°C les gouttelettes d'eau se congèlent en cristaux de glace par nucléation homogène (Pruppacher and Klett, 1997). Les observations représentent donc une alternative à la théorie pour mieux documenter et comprendre la présence de liquide en surfusion dans l'atmosphère entre -40°C et 0°C et les transitions de phase dans les nuages en général.

Avant l'avènement des satellites, les observations de nuages disponibles étaient des mesures in situ provenant de plateformes aéroportées (e.g. Gayet et al., 2002 ; Heymsfield et Hjelmfelt, 1984) ou de capteurs déployés sur des sites sols (e.g. Ackerman et Stokes, 2003 ; Haeffelin et al., 2005). Ces mesures, bien qu'elles soient très utiles, ne donnent pas une vision globale des processus. A partir des années 80, des mesures satellites (Di Girolamo et al., 2010 ; Heidinger et al., 2012; Rossow et Schiffer, 1999 ; Stephens et al., 2002 ; Wylie et al., 2005) ont amélioré notre compréhension du climat et des processus nuageux à l'échelle globale. Cependant, ces satellites embarquent des instruments de télédétection passive qui souffrent de plusieurs limitations : ils n'observent que la couche supérieure des nuages sans voir les nuages bas cachés au-dessous ; la plupart utilisent la température pour restituer la phase de l'eau dans les nuages ; les données restituées au-dessus des continents et des surfaces réfléchissantes comportent des incertitudes. De ce fait, la phase restituée peut-être très différente d'un satellite à l'autre. En effet, Stubenrauch et al., (2013) ont mis en évidence une variation de la fraction de glace globale par rapport à toute l'eau condensée de 20% à 70% en comparant plusieurs instruments embarqués à bord de satellites. Par ailleurs, les mesures de phase sont parfois utilisées par les satellites pour restituer d'autres propriétés microphysiques des nuages telles que l'épaisseur optique, la forme et la taille des particules (e.g. Nasiri and Khan, 2008 ; Rossow et al., 1991). Une phase erronée peut donc être source de biais pour d'autres grandeurs restituées (e.g. Pavolonis et al., 2005 ; Rossow and Schiffer, 1999).

Depuis juin 2006, le nouveau satellite Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation (CALIPSO, Winker et al., 2010) est en orbite au-dessus de la terre embarquant à son bord un instrument de télédétection active, le lidar Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP). Cette technologie satellite offre des perspectives inédites pour l'étude des processus nuageux. En effet, le lidar CALIOP restitue la structure verticale et certaines propriétés optiques des nuages, ce qui n'était pas possible jusqu'alors. CALIOP détermine la phase thermodynamique des nuages avec une technique originale et indépendante de la température, basée sur le changement d'état de polarisation du faisceau

lidar rétrodiffusé. Néanmoins, le lidar comporte certaines limitations. Il n'est pas capable de traverser les nuages dont l'épaisseur optique est supérieure à 3 et son orbite héliosynchrone ne permet pas de restituer le cycle diurne ni de documenter les régions au-delà de 82°N/S. Ces limites doivent être prises en compte si l'on souhaite comparer les observations CALIOP avec des simulations GCMs.

Les données CALIOP donnent une nouvelle opportunité d'évaluer le réalisme des processus nuageux simulés par les GCMs, dont la phase. En effet, notre confiance dans la modélisation de la phase (ou tout autre grandeur) dépend dans une large mesure de la capacité du modèle à reproduire la phase actuellement observée (par différents capteurs/instruments). Pour comparer les modèles aux observations, plusieurs approches sont possibles. L'une d'elle consiste à simuler le signal qui serait mesuré par le satellite s'il volait au-dessus d'une atmosphère semblable à celle prédite par le modèle de climat. Pour cela, on utilise un simulateur d'observables (Bodas-Salecdo et al., 2011 ; Chepfer et al., 2008). L'ensemble « simulateur+modèle » reproduit les biais et l'échantillonnage spatio-temporel de l'instrument tout en utilisant la même définition de variables que les observations. Cette approche, utilisée dans une étude récente (Klein et al., 2013), a montré qu'il était possible d'utiliser les simulateurs d'observables pour améliorer les modèles en réduisant les biais sur la représentation des nuages dans les projections climatiques.

Les objectifs de cette thèse

L'objectif principal de la thèse a été de documenter la structure verticale de la phase thermodynamique des nuages avec le lidar CALIOP et d'utiliser cette climatologie pour évaluer la description de la phase dans les modèles de climat. Comment avons-nous restitué la phase des nuages de façon fiable avec le lidar CALIOP ? Qu'avons nous appris de ces nouvelles mesures ? La phase est-elle bien représentée dans les modèles ? Quels paramètres sont sensibles à un changement de phase dans les modèles ? Existe-t-il des régions particulièrement sensibles à la phase ?

Plan de la thèse

Tout d'abord, les processus microphysiques liés à la phase thermodynamique de l'eau ainsi que les principaux outils (observations, modèles, simulateur d'observables) employés au cours de cette thèse seront présentés (Chapitre 1). Puis, les mesures de polarisation du lidar

CALIOP seront utilisées pour restituer la phase thermodynamique des nuages sur des niveaux verticaux de 480m de façon indépendante de la température tout en tenant compte des limitations de l'instrument. Le changement d'état de polarisation du faisceau lidar permettra de différencier la forme des particules nuageuses télédéteectées afin de discriminer les gouttelettes d'eau (sphériques) des cristaux de glace (non-sphériques) (Chapitre 2). Le jeu de données ainsi obtenu, appelé CALIPSO-GOCCP, sera comparé à i) des mesures in situ, prélevées par un néphélomètre polaire aéroporté, ii) deux autres produits de phase indépendants (ST/NASA et JAXA) utilisant l'instrument CALIOP, iii) des produits de phase issus d'instruments embarqués sur satellites (Chapitre 3). L'approche basée sur la polarisation pour déterminer la phase dans CALIPSO-GOCCP sera implémentée dans un simulateur de lidar afin de reproduire le signal polarisé qui serait mesuré par CALIOP s'il volait au-dessus de l'atmosphère simulée par le modèle. L'ensemble « modèle+simulateur » sera ensuite comparé aux observations CALIPSO-GOCCP pour évaluer la description de la phase du modèle de climat de l'IPSL (LMDZ5B). La description de la phase du modèle sera ensuite modifiée pour être plus en accord avec CALIPSO-GOCCP. L'impact de ce changement sur la couverture nuageuse et les flux radiatifs modélisés, au sommet de l'atmosphère et à la surface, sera alors analysé (Chapitre 4). Enfin, une attention particulière sera portée à la région arctique qui de part sa surface réfléchissante était difficilement observable par satellite avant l'arrivée de CALIPSO. Les données CALIPSO-GOCCP nous permettront d'analyser les propriétés des nuages sur l'ensemble de la région arctique et d'évaluer la description des nuages et de la phase dans plusieurs modèles en fonction de la saison. Le lien sera ensuite établi avec les flux de surface qui sont particulièrement importants dans cette région car ils modulent la température et provoquent la fonte des glaces (Chapitre 5).

Chapitre 1 : La phase thermodynamique de l'eau dans les nuages

Table des matières

CHAPITRE 1 : LA PHASE THERMODYNAMIQUE DE L'EAU DANS LES NUAGES	13
1. PROCESSUS MICROPHYSIQUES LIÉS À LA PHASE DES NUAGES.....	14
1.1. NUAGES DE GOUTTELETTES LIQUIDES.....	14
1.2. NUAGES DE CRISTAUX DE GLACE.....	15
1.3. CLAUSIUS-CLAPEYRON : LE DIAGRAMME DE PHASE DE LA VAPEUR D'EAU.....	16
1.4. EAU LIQUIDE EN SURFUSION DANS LES NUAGES	17
1.5. LA PHASE THERMODYNAMIQUE : UN PARAMÈTRE MICROPHYSIQUE QUI INFLUENCE LES INTERACTIONS AVEC LE RAYONNEMENT	18
1.6. CONCLUSION.....	19
2. OBSERVATIONS SATELLITES DE LA PHASE THERMODYNAMIQUE.....	20
2.1. MÉTHODES DE RESTITUTION DE LA PHASE PAR SATELLITE	20
2.2. QUELS SONT LES AVANTAGES DE CALIOP ?	21
3. MODÉLISATION DE LA PHASE	23
3.1. LA DESCRIPTION DE LA PHASE DANS LES MODÈLES	23
3.2. L'INFLUENCE DE LA PHASE SUR LES FLUX ET LES NUAGES DANS LES MODÈLES.....	25
4. COMPARER LES MODÈLES ET LES OBSERVATIONS.....	26
4.1. COMPARER CE QUI EST COMPARABLE : « POURQUOI NE PAS COMPARER LES MODÈLES DIRECTEMENT AUX OBSERVATIONS ? »	26
4.2. LE SIMULATEUR D'OBSERVABLES LIDAR	27
4.3. OBSERVATIONS ORIENTÉES MODÈLE.....	28
5. CONCLUSION.....	30

1. Processus microphysiques liés à la phase des nuages

Un nuage est un ensemble d'air sec et humide constitué de particules d'eau liquide, d'eau solide, ou les deux à la fois, de vapeur d'eau et d'aérosols, maintenus en suspension dans l'atmosphère grâce à la turbulence. Lorsqu'une parcelle d'air humide (air contenant de la vapeur d'eau) se soulève à un niveau suffisant (par convection, soulèvement orographique ou frontal), sa température diminue jusqu'à entraîner la condensation de la masse et la formation d'un nuage. L'état thermodynamique des particules d'eau condensée dans le nuage (gouttelettes d'eau liquide ou cristaux de glace) est appelé la « **phase thermodynamique** » du nuage. De plus, selon leurs propriétés microphysiques (phase, formes, tailles, nombres), les interactions des particules avec le rayonnement auront une influence différente sur le bilan énergétique terrestre.

1.1. Nuages de gouttelettes liquides

A partir de vapeur d'eau pure, une gouttelette peut se former par agglomération d'un grand nombre de molécules qui s'entrechoquent sous l'effet de l'agitation thermique. Il s'agit de la *nucléation homogène*. A pression et température constante et dans un air pur sans aérosols, la formation de gouttelettes de très petites tailles ($<1\mu\text{m}$) pourrait théoriquement être initiée par une humidité relative (RH) supérieure à 100%, définie telle que :

$$\text{RH} = 100 \cdot e/e_s \quad (\%) \quad (\text{I.1})$$

- e : Pression partielle de la vapeur d'eau (hPa) : pression exercée uniquement par la vapeur d'eau dans l'air.
- e_s : Pression saturante de la vapeur d'eau (hPa) : pression pour laquelle la parcelle d'air ne peut plus contenir de vapeur d'eau supplémentaire.

Pour que la nucléation homogène s'opère aux températures que l'on rencontre dans la troposphère, il faudrait des taux d'humidité de l'ordre de 400%, ce qui n'existe pas dans l'atmosphère. Les gouttelettes nuageuses ne se forment donc pas par nucléation homogène mais par *nucléation hétérogène*, en utilisant des aérosols (hydrophiles) comme noyaux de condensations. Tant qu'elles ne dépassent pas une certaine taille (rayon critique, notée r_c), les gouttelettes ne sont pas stables et s'évaporent si e_s diminue. La rayon critique (r_c) est déterminée par l'équilibre entre le taux de croissance et le taux d'évaporation des gouttelettes, qui dépendent de la composition du noyau de condensation. La Figure I.1 illustre un exemple de formation de gouttelette en fonction du rayon critique et d'un type d'aérosol, le sulfate d'ammonium.

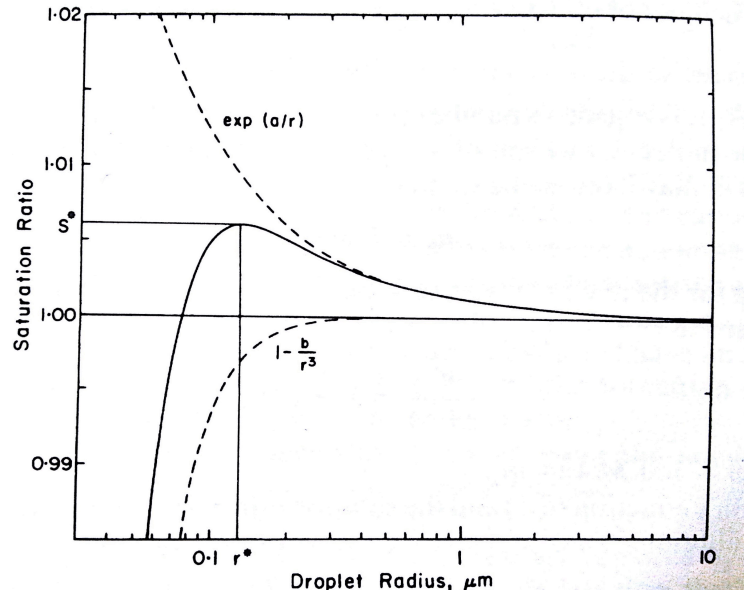


Figure I.1: Formation d'une gouttelette d'eau liquide en fonction de l'humidité relative et du rayon de gouttelettes formées sur des noyaux de condensation de sulfate d'ammonium. S^* et r^* correspondent respectivement au seuil de d'humidité relative critique ($>100\%$) et au rayon critique ($>0.1\mu\text{m}$). D'après Rogers and Yau (1989).

En quantité suffisante (typiquement plusieurs centaines par mètre cube), les gouttelettes forment un nuage dont la taille s'échelonne entre $1\mu\text{m}$ et $30\mu\text{m}$. En effet, une fois la taille critique (r_c) dépassée, les gouttelettes (de l'ordre du micron) peuvent continuer à croître par diffusion. Les molécules d'eau contenues dans la vapeur d'eau s'agrègent sur les gouttelettes dans certaines conditions de température et d'humidité. La coalescence est un autre processus responsable de la croissance des gouttelettes d'eau ; la coalescence est la réunion de plusieurs gouttelettes d'eau sur une autre gouttelette. Les grandes gouttelettes d'eau « absorbent » les petites lors de collisions. A partir de $30\mu\text{m}$, les gouttelettes commencent à précipiter, le processus de coalescence devient dominant sur celui de diffusion. Les gouttes de pluies peuvent atteindre des tailles de l'ordre du millimètre.

1.2. Nuages de cristaux de glace

Les cristaux de glace peuvent se former par nucléation homogène. A partir de la vapeur d'eau pure, la formation d'un cristal de glace est appelée déposition homogène, mais ne s'observe pas pour les taux d'humidité relative présents dans l'atmosphère. La nucléation homogène se fait donc par la congélation d'une gouttelette d'eau liquide pure et surfondue pour des températures avoisinant les -40°C (variable selon la taille de la gouttelette, Wallace et Hobbs, 2006).

La nucléation hétérogène est initiée par plusieurs processus :

- La déposition hétérogène : la vapeur d'eau passe directement à l'état solide en se déposant sur la surface du noyau.
- La glaciation par condensation : la gouttelette contient un noyau glaciogène (aérosol) autour duquel les molécules d'eau s'agrègent provoquant la congélation de la gouttelette.
- La glaciation par immersion: la gouttelette d'eau recouvre un noyau et se solidifie.
- La glaciation par contact : Le contact entre un noyau et une gouttelette d'eau surfondue provoque sa solidification.

Une fois formé, le cristal de glace peut croître par le biais de plusieurs processus. Lors de collisions entre cristaux de glace, ils peuvent former des agrégats par collection ou agrégation. La croissance par givrage a lieu lorsqu'un cristal de glace chute et collecte des gouttelettes d'eau qui se congèlent au contact du cristal. Enfin, lorsque la sursaturation est suffisante, l'excédent de vapeur d'eau va se déposer sur le cristal de glace et se congeler instantanément par déposition. Dans un nuage constitué de gouttelettes d'eau et de cristaux de glace, les gouttelettes d'eau ont tendance à s'évaporer et la vapeur d'eau nouvellement créée se dépose sur les cristaux de glace, il s'agit de l'effet Bergeron.

1.3.Clausius-Clapeyron : le diagramme de phase de la vapeur d'eau

L'équation de Clausius-Clapeyron décrit les conditions thermodynamiques d'équilibre (T , e) entre les trois états de l'eau (gazeux, liquide et solide), dans un système fermé. La Figure I.2 représente les courbes de transition de l'eau entre ces trois états thermodynamiques issues des formes intégrées de l'équation de Clausius-Clapeyron.

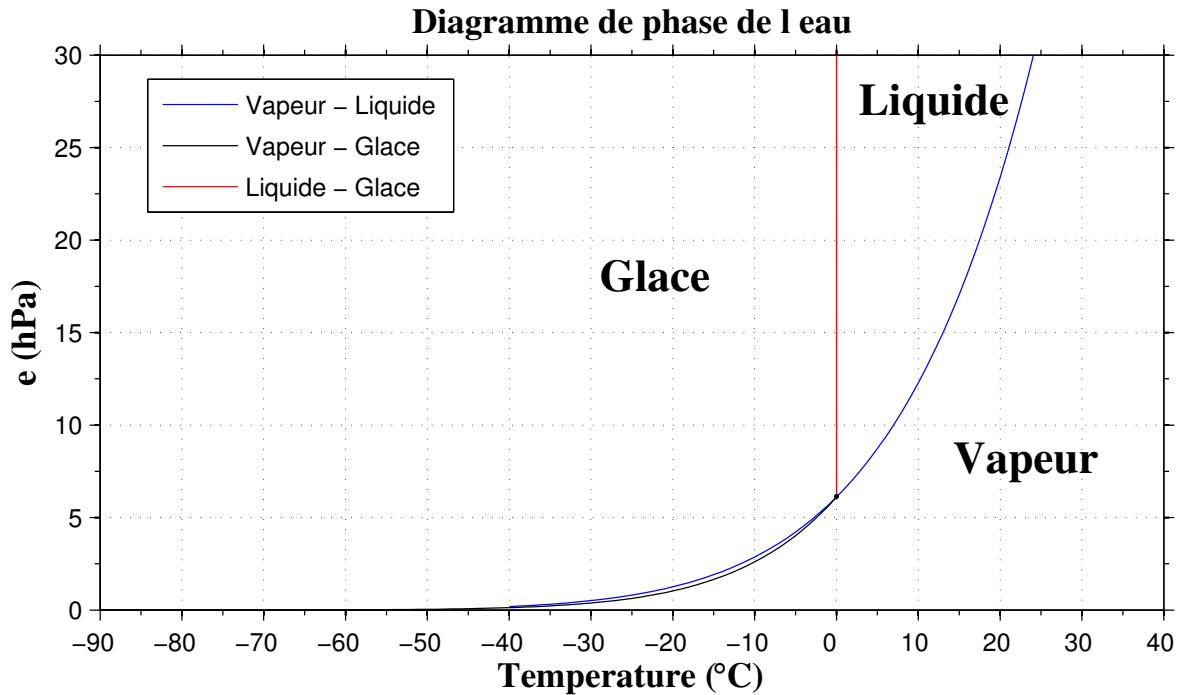


Figure I.2: Diagramme de phase de l'eau. Le diagramme est borné en fonction des conditions de température et de pression partielle de vapeur d'eau rencontrées dans la troposphère : $-183.15^{\circ}\text{C} < T < 323.15^{\circ}\text{C}$ et $10^{-4} \text{ hPa} < e < 30 \text{ hPa}$ (données de réanalyse ERA-interim, Dee et al., 2011).

En théorie, on est donc capable de prévoir à partir de quelles conditions thermodynamiques la vapeur d'eau présente dans l'atmosphère sera susceptible de changer de phase pour des températures comprises entre -90°C et 50°C , et des pressions partielles de vapeur d'eau comprises entre 10^{-4} hPa et 30 hPa . D'après le diagramme de phase (Figure I.2), l'eau liquide se transforme en glace au-dessous de 0°C . En conséquence, si la température d'une masse d'eau condensée (nuage) est connue, il est en principe possible de déterminer sa phase d'après l'équation de Clausius-Clapeyron : solide si $T \leq 0^{\circ}\text{C}$, liquide si $T > 0^{\circ}\text{C}$.

1.4. Eau liquide en surfusion dans les nuages

Dans la nature, on observe un état thermodynamique de l'eau qui n'est pas décrit par l'équation de Clausius-Clapeyron : l'eau liquide au-dessous de 0°C , en *surfusion*. En effet, des instruments aéroportés ont rapporté des mesures in-situ au sein de nuages liquides à des températures bien au-dessous de 0°C : par exemple à -35°C au-dessus de l'Allemagne (Weickmann, 1949), -36°C au-dessus de la Russie (Borovikov et al., 1963), et -40.7°C au-dessus des montagnes Rocky (Heymsfield et Miloshevich, 1993). Plus récemment, Korolev et al., 2003 ont observé une part substantielle de liquide (10%) dans les nuages de phase mixte (phase liquide et solide dans le même nuage) compris entre -35°C et -30°C en utilisant des

données in situ collectées par avion. Shupe (2011) a trouvé des températures comprises entre -40°C et -30°C dans 3% à 5% des nuages liquides observés par des sites sols instrumentés dans la région arctique.

L'équation de Clausius-Clapeyron a été établie pour des conditions particulières qui ne sont pas toujours observées dans les nuages. Elle décrit un changement de phase de l'eau pure dans un système fermé pour une surface d'échange parfaitement plane. Pour se former à partir de la vapeur d'eau, une gouttelette doit passer la barrière d'énergie libre (liée à la courbure de la gouttelette), ce qui n'arrive que pour des taux d'humidité de plusieurs centaines de pourcent. Cependant, les aérosols présents dans l'atmosphère servent de noyaux de condensation et permettent aux gouttelettes d'eau de rester à l'état liquide jusqu'à des températures avoisinant les -40°C (température de congélation homogène de la glace variable selon le diamètre de la gouttelette). Au-dessous, la congélation homogène transforme les gouttelettes en cristaux de glace.

1.5. La phase thermodynamique : un paramètre microphysique qui influence les interactions avec le rayonnement

Un nuage de glace froid a généralement un effet radiatif positif dans les ondes longues, car sa température est très inférieure à celle de la surface, et faible dans les ondes courtes car son épaisseur optique est faible (Figure I.3 dans la région de nuages hauts le long de la zone d'inter-convergence tropicale (ITCZ) au-dessus de l'Australie) ; alors qu'un nuage liquide chaud a un effet radiatif négatif dans les ondes courtes car son épaisseur optique est grande et faible dans les ondes longues car sa température est proche de celle de la surface (Figure I.3 dans la zone de stratocumulus à l'ouest de l'Amérique du sud, ou à l'ouest de l'Afrique du sud). Le cas des nuages convectifs de phase mixte est plus complexe. En effet, avec une épaisseur optique forte, une grande extension verticale et un fort gradient de température entre le sommet et la base du nuage, le bilan radiatif est plus difficile à estimer. L'importante différence d'épaisseur optique entre les deux types de nuages est imputable principalement à leurs contenus en eau : celui du nuage liquide chaud est généralement supérieur à celui du nuage glacé froid.

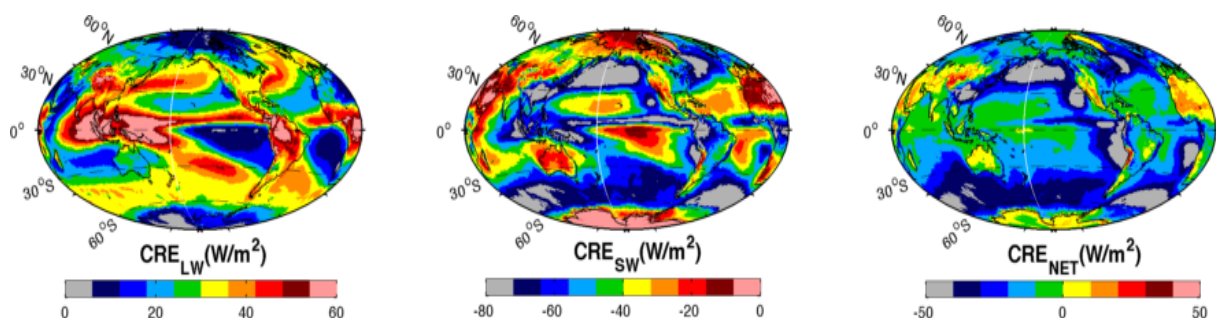


Figure I.3: Carte de l'effet radiatif des nuages au sommet de l'atmosphère pour la période de mars 2000 à octobre 2005, observé par le satellite CERES Terra (CERES-EBAF) : à gauche l'effet longues ondes, au milieu ondes courtes et à droite le net.

Considérons maintenant une masse d'eau condensée constante. La taille et le nombre de particules d'un nuage liquide sont sensiblement différents de celles d'un nuage de glace ce qui génère des épaisseurs optiques plus ou moins grandes (Rogers et Yau, 1989 ; Wallace et Hobbs, 2006). A masse d'eau condensée constante, l'épaisseur optique d'un nuage est maximale lorsqu'il est constitué du maximum de particules possible, et de la plus petite taille possible (Twomey, 1977). Un nuage liquide a tendance à être composé de nombreuses petites gouttelettes sphériques, alors qu'un nuage de glace est plutôt composé de cristaux de glace moins nombreux, plus gros et non-sphériques. En conséquence, dans la majorité des cas, un nuage liquide a une épaisseur optique plus importante qu'un nuage de glace, pour une même masse d'eau condensée. La phase thermodynamique des nuages est donc une propriété microphysique du nuage, qui détermine son comportement vis à vis du rayonnement solaire et du rayonnement longues ondes, qu'il est important de connaître pour préciser le bilan radiatif.

1.6. Conclusion

L'eau est présente sous trois états dans l'atmosphère, majoritairement sous forme de vapeur. Les variations de pressions et températures d'une parcelle d'air humide peuvent provoquer une condensation liquide ou solide de celle-ci. De par leurs propriétés microphysiques (forme, taille, nombre), les cristaux de glace et les gouttelettes d'eau liquide ont des interactions différentes avec le rayonnement. C'est pourquoi la connaissance de la phase des nuages est nécessaire pour estimer le bilan radiatif. L'équation de Clausius-Clapeyron et le diagramme de phase s'appliquent à des transitions de phase dans des conditions de laboratoire, mais ne suffisent pas à prédire la phase de l'eau dans les conditions thermodynamiques observées dans les nuages contenus dans l'atmosphère terrestre. Si la température est utile pour déterminer la phase de l'eau au-dessus de 0°C et au-dessous de -40°C, elle ne suffit pas à discriminer le liquide de la glace dans les nuages entre 0°C et -40°C. Sur l'ensemble du globe, cette gamme de température représente une grande partie de la troposphère. C'est pourquoi il faudra faire appel à des observations de la phase indépendantes de la température pour prédire la quantité de glace et de liquide dans les nuages et ainsi documenter la phase des nuages à l'échelle globale.

2. Observations satellites de la phase thermodynamique

En télédétection par satellite, la phase thermodynamique est souvent utilisée pour restituer d'autres grandeurs. Elle permet de faire des hypothèses sur la distribution, la taille, et la forme des particules nuageuses, et permet ensuite de déterminer d'autres grandeurs telles que l'épaisseur optique et le contenu en eau liquide ou glacée (Pavolonis and Key, 2003 ; Rossow et Schiffer, 1999). Ces grandeurs sont nécessaires pour estimer les bilans d'énergies au sommet de l'atmosphère et à la surface (Minnis et al., 2011).

2.1.Méthodes de restitution de la phase par satellite

Plusieurs méthodes permettent de restituer la phase des nuages par satellite. Chaque méthode a des avantages et des inconvénients (Tableau I.1).

Satellite	Instrument	Résolution	Méthode	Heure de passage (LST)	Période
CALIPSO	CALIOP	30/60m x 333m	Polarisation Lidar	1h30, 13h30	2006-2013
ISCCP	AVHRR	5km x 5km	Seuil de température	3h, 9h, 15h, 21h	1983-2009
Aqua/Terra	MODIS	5km x 5km	Température de Brillance	1h30, 10h30, 13h30, 22h30	2002-2013
PARASOL	POLDER	6km x 6km	Polarisation	13h30	2005-2013

Tableau I.1: Exemple de produits phases dérivés de plusieurs instruments. Les points forts et les faiblesses des instruments sont expliqués dans le texte.

ISCCP. La méthode la plus simple pour déterminer la phase est utilisée par le projet International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP, Rossow and Schiffer, 1999). Un seuil est appliqué à la température du sommet des nuages, pour séparer les nuages glacés ($T < 260^\circ\text{K}$) des nuages liquides ($T > 260^\circ\text{K}$). L'utilisation d'un seuil de température unique n'est pas adaptée à toutes les latitudes. Néanmoins, l'avantage de la phase ISCCP réside dans sa longue période temporelle (1983-2009) et ses temps de passage qui permettent de documenter le cycle diurne (Tableau I.1).

MODIS. Le radiomètre (36 canaux de $0.4\mu\text{m}$ à $14.5\mu\text{m}$) Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) utilise des différences de température de brillance (BTD) dans l'infrarouge uniquement (entre les canaux à $8.5\mu\text{m}$ et $11\mu\text{m}$) pour déterminer la phase des nuages (Platnick et al., 2003). En utilisant cette méthode, une partie des nuages moyens ($680\text{hPa} > P > 440\text{hPa}$) et les nuages optiquement fins est classifiés comme phase liquide, mixte ou inconnue. Cependant l'avantage de cette méthode est d'avoir des données de jour comme de nuit. Aussi, MODIS est embarqué dans deux satellites (Terra et Aqua) dont les temps de passage permettent de documenter la variabilité diurne sur une période de 11 ans.

POLDER. Il est possible de déterminer la phase des nuages sans utiliser la température. En effet, les radiomètres POLarization and Directionality of the Earth Reflectances (POLDER, Goloub et al., 2000) à bord du satellite Polarization and Anisotropy of Reflectances for Atmospheric Sciences Coupled with Observations from a Lidar (PARASOL) utilisent l'état de polarisation de la lumière solaire diffusée par une particule nuageuse à différents angles de diffusion. L'état de polarisation mesuré varie selon que la particule soit sphérique ou non-sphérique. A 140° , la polarisation d'une gouttelette d'eau (particule sphérique) est maximum alors que celle de la glace (particule non-sphérique) est proche de 0. La phase thermodynamique du nuage est donc restituée de façon indépendante de la température mais reste limitée au sommet du nuage et aux données de jour.

CALIOP. A l'instar de POLDER, le lidar Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP) utilise la polarisation de la lumière (à 532 nm) pour déterminer la phase des nuages (Hu et al., 2009). Il mesure des profils de rétrodiffusions (l'équation lidar qui décrit le signal rétrodiffusé est disponible dans l'Annexe A) tous les 333m avec une résolution verticale de 30m au-dessous de 8.2km et 60m au-dessus de 8.2km, de jour comme de nuit. Il s'agit de l'instrument que nous avons utilisé au cours de cette thèse. La section suivante explique de façon détaillée les raisons de ce choix.

2.2. Quels sont les avantages de CALIOP ?

Les instruments de télédétection passifs ne documentent pas ou peu la distribution verticale de la phase et ne sont pas toujours capables de restituer la phase au-dessus des continents et des surfaces réfléchissantes. De plus, les instruments qui utilisent des longueurs d'onde dans le visible n'apportent aucune information sur la phase durant la nuit. Aussi, leurs algorithmes nécessitent souvent l'usage de données additionnelles et font des hypothèses sur des grandeurs géophysiques manquantes. Au cours de cette thèse, nous avons choisi d'utiliser le capteur actif CALIOP plutôt que d'autres capteurs passifs pour les raisons suivantes :

- La méthode de restitution de la phase est robuste et ne dépend pas de la température.
- CALIOP permet la détection :
 - o de nuages multicouches
 - o de nuages optiques fins (cirrus et cirrus sub-visibles)
 - o de nuages fractionnés (Shallow Cumulus)
- Les données CALIOP sont fiables au-dessus des surfaces réfléchissantes (glace de mer, neige, calotte de glace) et des continents.
- CALIOP est toujours en service actuellement (plus de 7ans de données disponibles) et devrait continuer de voler jusqu'en 2016 au moins, nous permettant peut-être de disposer de mesures durant un intervalle de temps commun avec la mission Earth Clouds, Aerosols and Radiation Explorer (EarthCARE, Hélière et al., 2012) qui transportera un lidar spatial.

Bien qu'elles aient de nombreux avantages, les données du lidar CALIOP comportent des contraintes. En effet, la trajectoire du satellite Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation (CALIPSO, Winker et al., 2010) ne permet pas d'avoir d'information au-delà de 82° de latitude, la fauchée au sol de CALIOP est très fine (70m), et son faisceau laser est complètement atténué par les nuages d'épaisseur optique supérieure à 3 (Chepfer et al., 2013). L'orbite héliosynchrone du satellite CALIPSO ne donne pas accès à la variabilité diurne.

3. Modélisation de la phase

Les modèles constituent un outil utile pour comprendre les processus et les interactions entre les différents compartiments du système terrestre, et plus généralement le fonctionnement du climat. Dans un modèle de climat, il est possible de faire varier les quantités de façon isolées et ainsi évaluer leur impact sur le reste des paramètres climatiques.

Comment décrire la phase dans les modèles ? Pourquoi est-il difficile de modéliser la phase ? Dans quelle mesure la phase influence les autres variables du système et affecte une simulation climatique ? Autant de questions qui restent ouvertes et que nous allons décliner dans cette section.

3.1. La description de la phase dans les modèles

Les modèles de circulation générale ont des grilles spatiales de l'ordre de la centaine de kilomètres. Ils ne peuvent donc pas résoudre un processus atmosphérique microphysique tel que la transition de phase qui se produit à l'échelle du μm . Pour pallier ce problème, des paramétrisations à l'échelle de la maille ou de la sous-maille sont utilisées :

i) La méthode la plus utilisée pour décrire la phase dans les modèles est la relation phase-température. Le rapport entre l'eau liquide et toute l'eau condensée d'une maille (fraction d'eau liquide relativement à la glace) est déterminé en fonction de la température. Elle est basée sur des mesures in situ aéroportées (Bower et al., 1996 ; Korolev, 2003, Figure I.4). Le plus souvent, elle est linéaire entre deux seuils de température variable selon les modèles entre 0°C et -40°C (Del Genio et al., 1996; Roeckner et al., 1996 ; Tsushima et al., 2006 ; Zhang et al., 2003). Par exemple :

- Entre 0°C et -15°C pour LMDZ5B (Hourdin et al., 2012) et MIROC (K-1 model developers, 2004)
- Entre 0°C et -30°C pour le model UIUC (Yang et al., 2000)
- Entre -10°C et -40°C pour CAM4 (Gent et al., 2011)

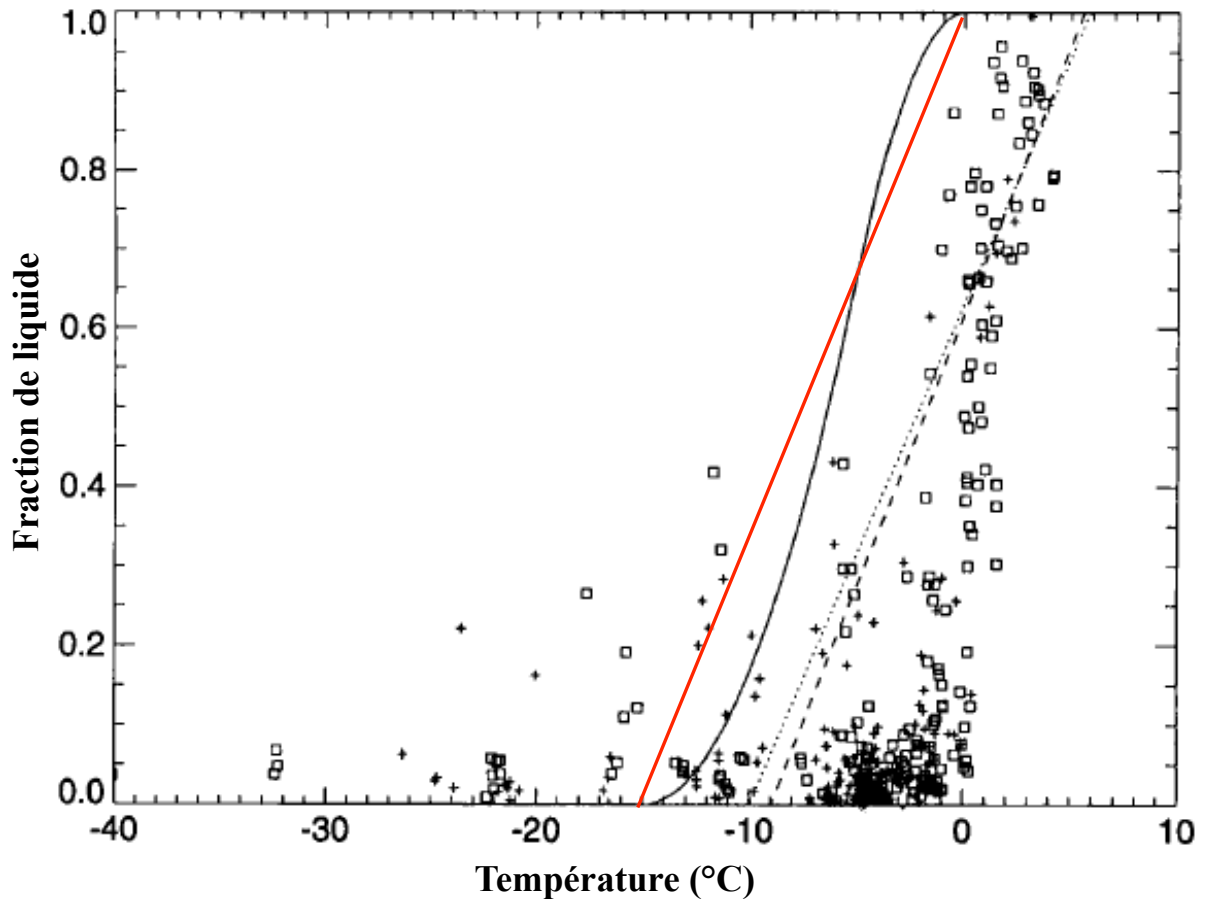


Figure I.4 : Fraction de glace par rapport à toute l'eau condensée dans différents types de nuages. Les croix représentent les nuages au-dessus des continents et les carrés les nuages au-dessus des océans. La courbe en pointillée représente la régression linéaire pour les nuages continentaux et la courbe en tiré pour les nuages maritimes. La ligne rouge correspond à la relation phase-température LMDZ5B et la ligne noire correspond à la relation phase-température du modèle du MetOffice. D'après Bower et al., 1996.

ii) Depuis quelques années, de nouvelles descriptions de la phase sont développées prenant en compte des processus microphysiques plus complexes tels que la nucléation hétérogène et homogène, la forme des cristaux de glaces, l'effet Bergeron, la croissance des cristaux de glace par déposition de la vapeur (Gettleman et al., 2010; Liu et al., 2007; Rotstayn et al., 2000; Yun et Penner, 2012). Bien que ces paramétrisations modélisent des processus plus proches de la réalité, elles ne permettent pas toujours de réduire certains biais des modèles, comme par exemple le manque de nuages liquides dans CAM5 (Barton et al., 2012; Liu et al., 2011;).

Des efforts sont menés pour paramétrer des processus plus complexes liés à la phase des nuages dans les nouvelles versions des modèles de climat. Néanmoins, il reste difficile d'évaluer la qualité de ces paramétrisations car la distribution verticale de la phase des nuages est peu documentée dans les observations (Stubenrauch et al., 2013). Les grandeurs micro-

physiques qui déterminent la phase sont très difficiles à observer de par leur échelle spatio-temporelle très fine. L'envie et le besoin de représenter au mieux la complexité de la microphysique dans les simulations numériques sont donc limités par les incertitudes liées aux observations et aux méthodes de comparaison modèle-observation (Yun et Penner, 2012).

3.2.L'influence de la phase sur les flux et les nuages dans les modèles

L'influence de la phase sur les échanges radiatifs dans les modèles de climat a souvent été décrite dans la littérature. Li et Le Treut (1992) ont calculé la sensibilité climatique de leur modèle en réponse à une augmentation de la température de surface de mer de $+2^{\circ}\text{K}$. Ils ont constaté une baisse de 30% du taux de réchauffement par unité de surface (passant de $0.96 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$ à $0.62 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$) en faisant varier de -15°C à 0°C la température au-dessous de laquelle l'eau condensée gèle dans les nuages. En ramenant ce seuil de -15°C à -9°C dans leur modèle, Gregory et Morris (1996) ont constaté une réduction de la couverture nuageuse allant jusqu'à 18% et du contenu en eau de 40.10^{-3} g/kg , à 80°N sur la période Juin-Juillet-Aout. Ils ont également calculé des écarts dans l'albédo zonal supérieurs à 0.1, autour de 60°N de latitude. Ils trouvent eux aussi une baisse de la sensibilité, mais avec une moins grande amplitude que Li et Le Treut (1992) (-10%, passant de $0.88 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$ à $0.8 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$).

Plus récemment, l'influence de la phase sur les flux radiatifs modélisés a été examinée par Penner et al. (2001). Ils ont estimé à $+13\text{W/m}^2$ l'effet radiatif des nuages en moyenne globale si tous les nuages entre 0°C et -40°C étaient constitués de glace plutôt que de liquide. En modifiant la relation phase-température du modèle CAM4, Cheng et al., 2012 ont montré que plusieurs paramètres pouvaient varier de façon significatives : la fraction nuageuse, jusqu'à 6% dans les nuages bas dans les régions polaires, l'humidité relative, jusqu'à 20% dans les hautes couches, et enfin le taux de chauffage radiatif dans les longues ondes, de $\pm 0.3 \text{ K/jour}$ dans les hautes couches aux tropiques.

4. Comparer les modèles et les observations

La compréhension du climat futur passe par des prévisions numériques du temps et des projections climatiques issues de modèles de climats globaux. Cependant, notre confiance dans ces simulations dépend dans une large mesure de la capacité de ces modèles à reproduire le climat actuel observé. Pour « mesurer » cette capacité, on évalue les processus physiques et dynamiques simulés par les modèles de climat. Les nombreuses observations disponibles facilitent l'évaluation des modèles et conduisent souvent à leurs améliorations. Par exemple, les modèles CMIP5 ont réduit de 50% la couverture de nuages optiquement épais comparée au précédent exercice CMIP3 (Klein et al., 2013). D'autres variables peuvent être « tunées » c'est à dire forcées à rester proches des observations (e.g. les flux au sommet de l'atmosphère dans LMDZ5B). Toutefois, cette approche crée des compensations d'erreurs dans le modèle (Klein et al., 2013 ; Nam et al., 2012).

Quels sont les outils nécessaires à la mise en place de l'évaluation des modèles ?

i) Des observations adaptées au processus que l'on veut étudier

ii) Une méthode robuste pour comparer les observations au modèle et évaluer ses performances

4.1. Comparer ce qui est comparable : « Pourquoi ne pas comparer les modèles directement aux observations ? »

Les satellites ont une couverture spatiale équivalente à celle des modèles de circulation générale (GCMs). Cependant, les instruments de télédétection embarqués sur satellite ne mesurent pas directement la quantité que l'on désire observer. De plus, des hypothèses faites dans les algorithmes de restitutions introduisent des biais sur les paramètres étudiés (Stubenrauch et al., 2013). La comparaison directe entre ces données et les simulations est donc difficile. En effet, la définition d'une variable nuageuse n'est pas forcément la même dans chaque modèle, ni pour chaque instrument, ni entre les instruments et les modèles. Par exemple, celle d'un nuage diffère selon que l'on utilise une mesure de rétrodiffusion (lidar), une mesure de réflectivité (radar) ou de radiance (radiomètre). De plus, chaque instrument a des contraintes techniques différentes et des limites de détection qui lui sont propres. Le satellite n'observe donc pas la réalité mais une réalité biaisée par les limites de l'instrument. Les modèles de climats visent à simuler une atmosphère la plus réaliste possible, bien qu'ils soient biaisés par de nombreuses incertitudes et contraintes.

Alors comment faire le lien entre les observations et les simulations ?

Dans le but d'harmoniser les définitions des variables étudiées, de prendre en compte les contraintes techniques des instruments, d'utiliser les mêmes hypothèses sur les mesures, de

reproduire le même échantillonnage spatio-temporel, nous avons décidé d'utiliser une approche dite « simulateur d'observables ». Appliqué aux sorties du modèle, le simulateur d'observables génère des données hybrides, identiques à celles que produiraient le satellite s'il volait au-dessus de l'atmosphère prédite par le modèle (voir Figure I.5). Cette approche permet de mettre en lumière les biais et les défauts du modèle plutôt que des différences liées à la méthode de comparaison. Dans la littérature, de nombreuses études (Bodas-Salcedo et al., 2011 ; Chepfer et al., 2008 ; Chiriaco et al., 2006 ; Marchand et al., 2009 ; Pincus et al., 2012 ; Wang and Su, 2013 ; Webb et al., 2001 ; Zhang et al., 2005) ont démontré les avantages de l'utilisation de simulateurs d'observables sur d'autres méthodes d'évaluation de modèles.

4.2. Le simulateur d'observables lidar

Le simulateur de lidar (Annexe B) a été initialement créée pour comparer des mesures de sites sols (SIRTA, Haeffelin et al., 2005) à des simulations d'un modèle régional. Par la suite, ces travaux (Chepfer et al., 2007 ; Chiriaco et al., 2006) ont été étendus à l'échelle globale en créant le simulateur de lidar CALIOP (Chepfer et al., 2008). Il fait partie d'un ensemble de simulateur d'observables : « Cloud Feedback Model Intercomparison Project (CFMIP) Observation Simulator Package (COSP) » (Bodas-Salcedo et al., 2011). COSP reproduit l'échantillonnage du satellite (qui contient plusieurs données pour un point de grille longitude/latitude) en appliquant à la sortie modèle un module « d'overlap-subgrid » (SCOPS, Klein and Jakob, 1999). SCOPS divise de façon stochastique chaque maille du modèle en plusieurs sous-maillles en respectant l'hypothèse d'overlap du modèle. De plus, pour chaque variable, la moyenne de l'ensemble des valeurs sous-maillles doit être égale à la valeur de la maille. Puis, ces profils sous-maillles sont utilisés en entrée des différents simulateurs d'instruments. Enfin, un module de statistiques calcule les variables moyennes sur chaque point de maille du modèle.

Les principaux intérêts de l'utilisation du simulateur de lidar pour une comparaison avec les données d'observations lidar sont :

- l'utilisation du même seuil de détection nuageux
- l'utilisation de la même résolution verticale
- la reproduction de l'échantillonnage spatial
- la prise en compte de l'atténuation du lidar

En effet, le lidar CALIOP ne peut pas traverser les nuages avec une épaisseur optique supérieure à 3. Lorsqu'il rencontre ce type de nuage, son signal est complètement atténué et aucune information sur le reste de la colonne (au-dessous du nuage) n'est disponible. La prise en compte de cet effet d'atténuation par le simulateur de lidar (en plus de l'utilisation du même seuil de détection, de la même résolution verticale et du même échantillonnage spatial) rend la comparaison avec le modèle plus cohérente (Figure I.5). Toutefois, il faut garder en

tête les limites de l'instrument CALIOP. Par exemple, même si le modèle simule parfaitement tous les nuages, on ne pourra pas évaluer les nuages bas masqués par des nuages hauts.

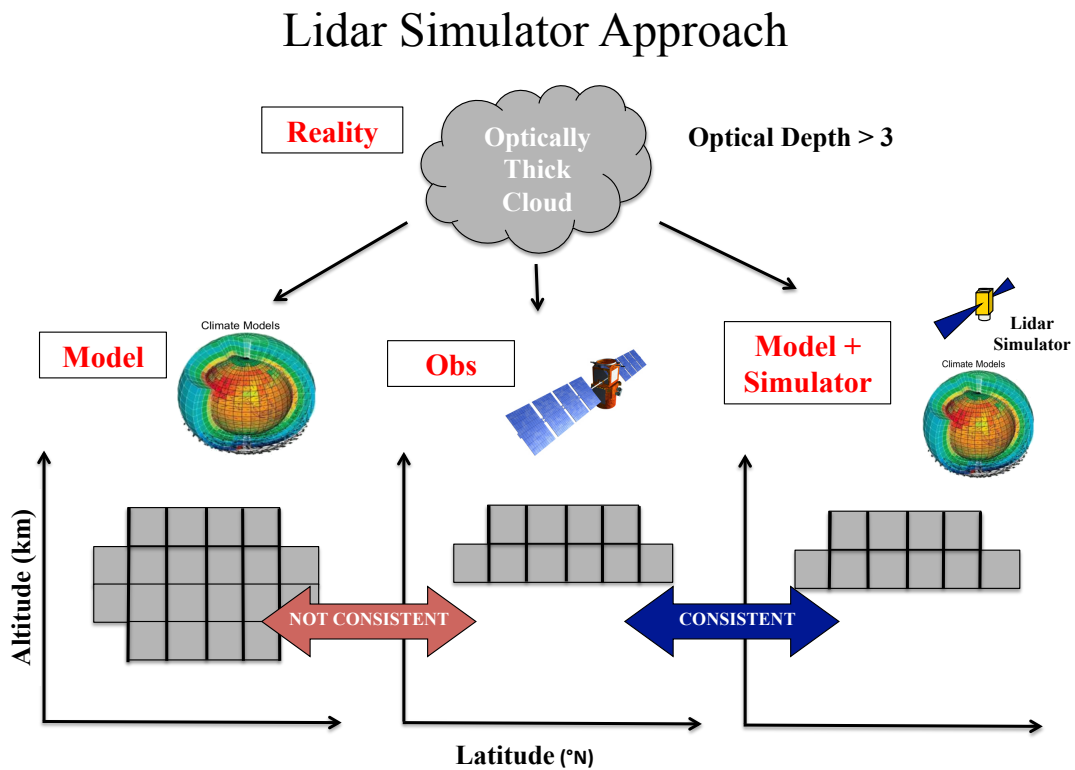


Figure I.5 : Schéma décrivant la prise en compte de l'atténuation lidar par la méthode du simulateur d'observables pour un nuage dense.

4.3. Observations orientées modèle

Des observations satellites cohérentes avec les sorties des simulateurs COSP (et quelques autres observations de sites sols) sont réunies sur le site web CFMIP-Obs à l'adresse <http://climserv.ipsl.polytechnique.fr/cfmip-obs/> et sont également distribuées sur le portail d'observations climatiques Earth System Grid Federation (ESGF) à l'adresse <http://esgf-node.ipsl.fr/esgf-web-fe/>. Ces observations orientées modèles (CFMIP-Obs) ainsi que COSP sont utilisées par de nombreux groupes de modélisations, dans le cadre du projet CFMIP (Bony et al., 2011) coordonné par le Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5, Taylor et al., 2012). On y retrouve les données satellites correspondant aux simulateurs inclus dans COSP, à savoir : CALIPSO-GOCCP (Chepfer et al., 2008), CloudSat (Marchand et al., 2009), ISCCP (Klein et Jacob, 1999), MISR (Marchand et al., 2010) et PARASOL (Konsta et al., 2013) ; mais aussi d'autres données telles que CERES-EBAF, ARM, Cloudnet, MODIS et des données multi-capteurs.

Nous avons utilisé au cours de cette thèse les données « GCM-Oriented CALIPSO Cloud Product » (CALIPSO-GOCCP, Chepfer et al., 2010, 2013). Ce produit a été développé à partir des mesures de niveau 1 du satellite CALIPSO dans le but d'évaluer les modèles avec l'utilisation conjointe du simulateur de lidar. CALIPSO-GOCCP est un jeu de données qui documente la distribution spatio-temporelle des nuages (et certaines de leurs propriétés telles que leurs phases, températures...) à l'échelle globale. CALIPSO-GOCCP utilise chaque profil CALIOP à 333m avec une résolution verticale de 480m pour calculer le rapport d'atténuation (« scattering ratio » noté SR) entre le signal rétrodiffusé total et le signal rétrodiffusé en présence de molécule uniquement (ciel clair). Lorsque le SR est supérieur à 5, CALIPSO-GOCCP diagnostique un pixel comme nuageux. Puis, des statistiques globales sont calculées pour chaque jour sur une grille de longitude/latitude/altitude de $2^\circ \times 2^\circ \times 480\text{m}$. D'autres seuils de SR sont utilisés pour déterminer les pixels totalement atténués, incertains, de ciel clair ou bruités. Plus de détails sur l'algorithme sont disponibles dans l'Annexe C). Les choix des seuils de détections, des résolutions horizontales et verticales, de la période de moyennage ont été fait en fonction d'études de sensibilités précises pour répondre à des questions scientifiques (documentation des nuages et de la phase en conservant la variabilité journalière) et en gardant à l'esprit le besoin de rester cohérent avec le simulateur de lidar et les modèles.

Le développement de CALIPSO-GOCCP a été fait au LMD par moi-même avec un contrat d'ingénieur CNES, avant le commencement de cette thèse. La description détaillée de CALIPSO-GOCCP est disponible dans l'Annexe C. En revanche, toute la partie phase de CALIPSO-GOCCP a constitué une partie de mon travail de thèse et sera explicitée dans le manuscrit, en particulier dans le Chap. 2.

5. Conclusion

Lorsque la température est assez froide et la pression partielle de la vapeur d'eau suffisante, la formation d'un nuage à partir de la condensation liquide ou solide de la vapeur d'eau devient possible. Même si les paramètres thermodynamiques étaient connus précisément en chaque point du globe, la théorie de Clausius-Clapeyron seule ne suffirait pas à prévoir la phase thermodynamique d'un nuage pour des températures comprises entre -40°C et 0°C . Des observations sont donc nécessaires pour déterminer la phase des nuages qui influe sur les échanges de rayonnement ayant lieu dans l'atmosphère. En effet, en fonction de son épaisseur optique, sa température, son contenu en eau, et sa phase thermodynamique, un nuage peut réchauffer ou refroidir l'atmosphère ou le sol.

Depuis l'avènement des satellites, l'observation de la phase à l'échelle globale est accessible. Plusieurs méthodes (issues d'instruments passifs et actifs) sont utilisées pour restituer la phase à des échelles spatio-temporelles variées. Le satellite CALIPSO offre la possibilité de restituer la phase thermodynamique d'un nuage de façon indépendante de la température, avec une résolution verticale de l'ordre de la dizaine de mètre, de jour comme de nuit, y compris au-dessus des continents et des surfaces réfléchissantes. Ces observations sont de plus en plus employées pour comparer et évaluer la description de la phase dans les modèles de climat.

La phase est modélisée avec plus ou moins de complexité dans les modèles de climats globaux. Elle peut être décrite en fonction d'une relation simple basée sur la température, ou être calculée en prenant en compte un ensemble de processus microphysiques. Bien que les deux approches puissent donner des résultats comparables, la phase demeure un paramètre climatiquement sensible qui donne lieu à des réchauffements/refroidissements de l'atmosphère et à la surface (différences de flux radiatifs de plusieurs dizaines de W/m^2). Le développement d'une description plus réaliste de la phase des modèles requiert l'évaluation et la comparaison avec les observations.

Une méthode possible pour évaluer la description de phase dans les modèles consiste à utiliser un simulateur d'observables et des données satellites orientées modèle. Un simulateur reproduit les biais du satellite et son échantillonnage spatio-temporel. Des données satellites spécifiques, dites « orientées modèle », ont été développées pour être cohérentes avec les simulateurs d'observables de COSP dans le cadre du projet CFMIP-Obs. L'utilisation conjointe de ces données satellites orientées modèle (CALIPSO-GOCCP) et des simulateurs d'observables (COSP/lidar) aide à mettre en évidence les défauts du modèle et non les biais liés à la méthode de comparaison observations/simulations.

Chapitre 2 : Restitution de la phase de l'eau dans les nuages à l'aide des observations CALIPSO-GOCCP

Table des matières

CHAPITRE 2 : RESTITUTION DE LA PHASE DE L'EAU DANS LES NUAGES À L'AIDE DES OBSERVATIONS CALIPSO-GOCCP	31
1. INTRODUCTION.....	32
2. RELATION ENTRE LA PHASE DE L'EAU ET L'ÉTAT DE POLARISATION DE LA LUMIÈRE DIFFUSÉE	33
2.1. PROPRIÉTÉS DE LA LUMIÈRE	33
2.1.1. <i>Onde électromagnétique.....</i>	<i>33</i>
2.1.2. <i>Vecteur de Stokes.....</i>	<i>33</i>
2.2. ETAT DE POLARISATION DU FAISCEAU LIDAR.....	35
2.2.1. <i>Dépolarisation lidar.....</i>	<i>35</i>
2.2.2. <i>Application à la diffusion simple.....</i>	<i>36</i>
2.2.3. <i>Effets diffusions multiples sur la polarisation du faisceau lidar.....</i>	<i>38</i>
3. DÉVELOPPEMENT DU DIAGNOSTIC DE PHASE	44
3.1. DISCRIMINATION DES NUAGES LIQUIDES ET GLACÉS	44
3.1.1. <i>Diagramme de phase</i>	<i>44</i>
3.1.2. <i>Détermination de la courbe de discrimination.....</i>	<i>48</i>
3.1.3. <i>Critères supplémentaires</i>	<i>51</i>
3.1.4. <i>Exemple de résultat : Masque de la phase nuageuse CALIPSO-GOCCP.....</i>	<i>53</i>
3.2. TEST DE SENSIBILITÉ À LA POSITION DE LA COURBE DE DISCRIMINATION	53
3.2.1. <i>Sensibilité de la part relative de nuages liquides et glacés à l'isoline $F_{glace}=10%$ et $F_{glace}=90%$.....</i>	<i>54</i>
3.2.2. <i>Influence de la résolution verticale sur le diagramme de phase</i>	<i>56</i>
3.2.3. <i>Sensibilité de la courbe de discrimination à l'atténuation du faisceau lidar.....</i>	<i>57</i>
3.2.4. <i>Sensibilité de la courbe de discrimination au bruit des données de jour.....</i>	<i>58</i>
4. CONCLUSION.....	60

1. Introduction

La plupart de nos connaissances sur la phase des nuages à l'échelle globale ont été obtenues à partir d'observations satellites et de seuils sur : i) la température de brillance provenant de satellites à instruments passifs (Palovonis et al., 2005 ; Platnick et al., 2003 ; Rossow et Schiffer, 1999), ii) la température ambiante dans les données de ré-analyses (Uppala et al., 2005). Ces données collectées par des satellites à instruments passifs permettent de voir uniquement la couche la plus haute du nuage et ne documentent pas le reste du profil atmosphérique. Contrairement aux satellites ci-dessus, CALIPSO comporte un instrument actif CALIOP qui est résolu verticalement et permet de restituer la phase de façon indépendante de la température, de jour comme de nuit, au-dessus de toutes les surfaces.

CALIOP est un lidar visant au nadir et sensible à la polarisation de la lumière à 532nm. Le faisceau émis par le lidar est polarisé linéairement dans le plan d'incidence (plan formé par le vecteur d'onde et la direction normale à la Terre). Le signal mesuré est séparé en composantes parallèle et perpendiculaire au plan d'incidence. Une composante perpendiculaire différente de 0 indique donc un changement d'état de polarisation (aussi appelé « dépolarisation ») du faisceau rétrodiffusé par rapport au faisceau incident. Contrairement aux particules sphériques, les particules non-sphériques génèrent un changement d'état de polarisation du faisceau lors d'une diffusion simple (aller/retour entre le satellite et la particule).

CALIPSO-GOCCP utilise cette méthode (Hu et al., 2009 ; Liou et Schotland, 1971 ; Noel et al., 2002 ; Sassen 1974) pour discriminer les nuages de gouttelettes d'eau (particules sphériques) des nuages de cristaux de glace (particules non-sphériques). Toutefois, des gouttelettes d'eau peuvent dépolariser le faisceau lidar lorsque celui-ci effectue plusieurs diffusions (diffusion multiple) dans le nuage avant de revenir dans le télescope du lidar (Hu et al., 2001). La diffusion multiple est donc une source potentielle d'incertitude et doit être prise en compte dans la méthode de restitution de la phase.

Dans ce chapitre, nous allons décrire en détail la méthode utilisée dans les données CALIPSO-GOCCP pour déterminer la phase thermodynamique des nuages. Tout d'abord, les propriétés de la lumière seront utilisées pour définir l'état de polarisation du faisceau lidar dans le cas de la diffusion simple puis de la diffusion multiple (Sect. 2). Puis une courbe de discrimination de phase sera construite en fonction des valeurs des composantes perpendiculaire et perpendiculaire+parallèle du signal lidar (Sect. 3). Enfin, la sensibilité de cette méthode à divers paramètres tels que la position de la courbe, la résolution verticale, l'atténuation lidar et le bruit sera discutée (Sect. 4).

2. Relation entre la phase de l'eau et l'état de polarisation de la lumière diffusée

2.1. Propriétés de la lumière

2.1.1. Onde électromagnétique

La lumière est l'ensemble des ondes électromagnétiques visibles par l'œil humain dont les longueurs d'onde s'étalent d'environ 400nm à 800nm. Si on considère un faisceau lumineux comme une onde plane monochromatique, cette onde notée \mathbf{E} est constituée d'un champ électrique perpendiculaire au vecteur d'onde qui dépend du temps (t) et de l'espace (r). Le champ peut être décrit par deux composantes orthogonales en fonction des vecteurs unitaires \mathbf{r} (r pour perpendicular) \mathbf{l} (l pour parallel): la composante perpendiculaire E_{\perp} et la composante parallèle E_{\parallel} .

$$\mathbf{E}_{(r,t)} = E_{\perp(r,t)} \cdot \mathbf{r} + E_{\parallel(r,t)} \cdot \mathbf{l} \quad (\text{II.1})$$

2.1.2. Vecteur de Stokes

Les paramètres de Stokes sont un ensemble de quatre valeurs qui permettent de décrire l'état de polarisation d'une onde électromagnétique. Ces paramètres sont habituellement rassemblés dans un vecteur, le vecteur de Stokes (\mathbf{S}), qui s'exprime :

$$\mathbf{S} = \begin{bmatrix} I \\ Q \\ U \\ V \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} E_{\parallel} E_{\parallel}^* + E_{\perp} E_{\perp}^* \\ E_{\parallel} E_{\parallel}^* - E_{\perp} E_{\perp}^* \\ E_{\parallel} E_{\perp}^* + E_{\perp} E_{\parallel}^* \\ -i(E_{\parallel} E_{\perp}^* - E_{\perp} E_{\parallel}^*) \end{bmatrix} \quad (\text{II.2})$$

- 1) I représente (à un facteur près, commun à tous les éléments d'un même vecteur de Stokes) l'intensité totale du faisceau, c'est à dire la luminance énergétique spectrale du faisceau (appelée l'intensité du faisceau).
- 2) Q et U décrivent l'état de polarisation linéaire du faisceau.
- 3) V décrit l'état de polarisation circulaire du faisceau.

Les éléments du vecteur de Stokes ont la dimension d'un flux énergétique spectral [$\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}$]. Le vecteur de Stokes décrit la polarisation de l'onde en fonction de l'intensité perpendiculaire et parallèle. En effet, les termes $E_{\parallel} E_{\parallel}^*$ et $E_{\perp} E_{\perp}^*$ correspondent respectivement aux intensités parallèle I_{\parallel} et perpendiculaire I_{\perp} . Ces intensités sont mesurables par lidar.

Un rayon lumineux diffusé par une particule peut être décrit comme un vecteur de Stokes diffusé. Le vecteur de Stokes diffusé \mathcal{S}_d est le résultat du produit entre le vecteur de Stokes incident \mathcal{S}_i et la matrice de diffusion $P_{(\Theta)}$. Dans le cas général décrit sur la Figure II.1.a, il faut faire intervenir des matrices de rotation $L_{(\alpha)}$ (α : angle dans la direction inverse des aiguilles d'une montre lorsqu'on se propage dans la direction de propagation) pour d'abord amener le plan méridien du faisceau incident (P_1Oz) dans le plan de diffusion (P_1OP_2), puis le plan de diffusion dans le plan méridien du faisceau diffusé (P_2Oz) (Hovenier et Van der Mie, 1983). Ainsi il vient :

$$\mathcal{S}_d = L_{(\pi-\sigma_2)}P_{(\Theta)}L_{(-\sigma_1)}\mathcal{S}_i \quad (\text{II.3})$$

Avec $L_{(\alpha)}$ la matrice rotationnelle :

$$L_{(\alpha)} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \cos 2\alpha & \sin 2\alpha & 0 \\ 0 & -\sin 2\alpha & \cos 2\alpha & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \quad (\text{II.4})$$

Avec $P_{(\Theta)}$ la matrice de diffusion :

$$P_{(\Theta)} = \begin{bmatrix} P_{11} & P_{12} & P_{13} & P_{14} \\ P_{21} & P_{22} & P_{23} & P_{24} \\ P_{31} & P_{32} & P_{33} & P_{34} \\ P_{41} & P_{42} & P_{43} & P_{44} \end{bmatrix} \quad (\text{II.5})$$

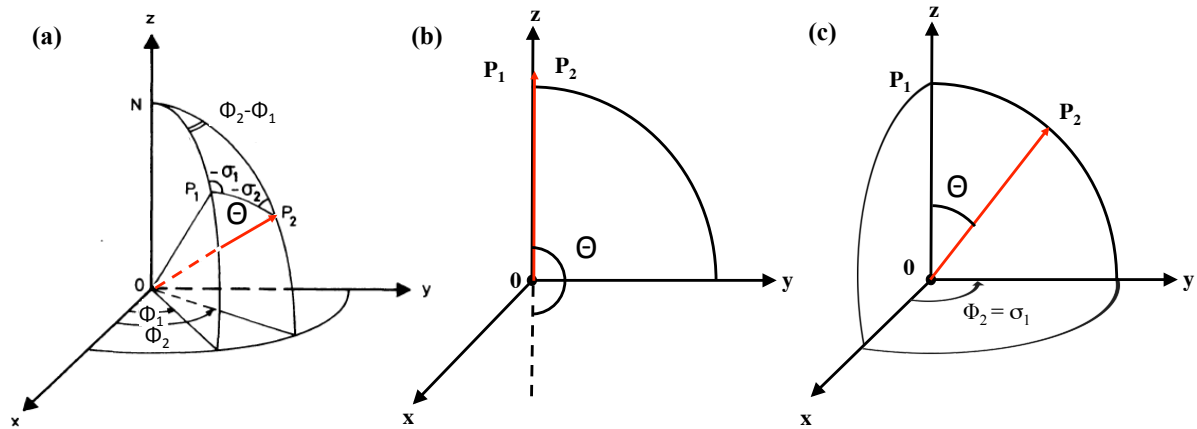


Figure II.1: Schéma de diffusion d'un rayon incident $\overline{P_1O}$ diffusé en O dans la direction $\overline{OP_2}$ pour a) le cas général, b) le cas particulier du lidar (au nadir) en diffusion simple dans la direction de rétrodiffusion, c) cas du lidar en diffusion simple dans une direction quelconque. Θ est l'angle de diffusion ; Φ_1 et Φ_2 sont les angles azimutaux des plans méridiens contenant P_1 et P_2 respectivement ; et σ_1 et σ_2 sont les angles entre les plans méridiens contenant P_1 et P_2 et le plan de diffusion (P_1OP_2).

2.2. Etat de polarisation du faisceau lidar

2.2.1. Dépolarisation lidar

2.2.1.1. Définition

Une onde lumineuse peut être générée avec une polarisation dite linéaire. Cela signifie que sa composante perpendiculaire est nulle ($E_{\perp}=0$). Dans le cas du lidar CALIOP, l'onde est un faisceau lumineux à 532 nm avec une polarisation linéaire dans le plan d'incidence. Le télescope du lidar mesure :

- le signal atténué rétrodiffusé sur la voie perpendiculaire : ATB_{perp}
- le signal atténué rétrodiffusé sur la voie parallèle : ATB_{par}

L' ATB_{perp} est caractéristique de la modification de l'état de polarisation du faisceau engendrée par la diffusion. Il est proportionnel à l'intensité perpendiculaire (I_{\perp}) à l'atténuation près, tout comme l' ATB_{par} avec l'intensité parallèle. La dépolarisation (eq. II.6) peut donc s'écrire :

$$\delta = \frac{E_{\perp} E_{\perp}^*}{E_{\parallel} E_{\parallel}^*} = \frac{I_{\perp}}{I_{\parallel}} = \frac{ATB_{\perp}}{ATB_{\parallel}} \quad (\text{sans unité}) \quad (\text{II.6})$$

2.2.1.2. Dépolarisation dans le formalisme de Stokes

En utilisant la notation de Stokes l'eq. II.6 devient :

$$\delta = \frac{(I-Q)/2}{(I+Q)/2} = \frac{I-Q}{I+Q} \quad (\text{II.7})$$

Pour le cas particulier d'un faisceau incident polarisé linéairement, les composantes du vecteur de Stokes incident se simplifient : $I_i=Q_i$ et $U_i=V_i=0$. On a alors :

$$\mathbf{s}_i = \begin{bmatrix} I_i \\ Q_i \\ U_i \\ V_i \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} I_i \\ I_i \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix} \quad (\text{II.8})$$

La plupart de temps, les particules qui composent un nuage sont aléatoirement orientées et présentent un plan de symétrie. En appliquant ces hypothèses, la matrice de diffusion se simplifie car $P_{12}=P_{21}$ et $P_{43}=-P_{34}$ (Van de Hulst, 1957) et devient :

$$P_{(\Theta)} = \begin{bmatrix} P_{11} & P_{12} & 0 & 0 \\ P_{12} & P_{22} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & P_{33} & P_{34} \\ 0 & 0 & -P_{34} & P_{44} \end{bmatrix} \quad (\text{II.9})$$

La matrice de diffusion est projetée dans le plan de diffusion grâce à la matrice rotationnelle L:

$$P'_{(\Theta)} = L_{(\pi-\sigma_2)} P_{(\Theta)} L_{(-\sigma_1)} \quad (\text{II.10})$$

$$P'_{(\Theta)} = \begin{bmatrix} P_{11} & P_{12}C_1 & -P_{12}S_1 & 0 \\ P_{12}C_2 & P_{22}C_1C_2 + P_{33}S_1S_2 & -P_{22}S_1C_2 + P_{33}C_1S_2 & P_{34}S_2 \\ -P_{12}S_2 & -P_{22}C_1S_2 + P_{33}S_1C_2 & P_{22}S_1S_2 + P_{33}C_1C_2 & P_{34}C_2 \\ 0 & -P_{34}S_1 & -P_{34}C_1 & P_{44} \end{bmatrix} \quad (\text{II.11})$$

Où :

$$C_1 = \cos 2\sigma_1, C_2 = \cos 2\sigma_2, S_1 = \sin 2\sigma_1, S_2 = \sin 2\sigma_2 \quad (\text{II.12})$$

Le vecteur de Stokes diffusé S_d (eq. II.3) s'écrit alors:

$$\mathbf{S}_d = \begin{bmatrix} I_d \\ Q_d \\ U_d \\ V_d \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} P_{11}I_i + P_{12}C_1I_i \\ P_{12}C_2I_i + (P_{22}C_1C_2 + P_{33}S_1S_2)I_i \\ -P_{12}S_2I_i + (-P_{22}C_1S_2 + P_{33}S_1C_2)I_i \\ -P_{34}S_1I_i \end{bmatrix} \quad (\text{II.13})$$

Enfin, la dépolarisation diffusée δ_d devient:

$$\delta_d = \frac{I_d - Q_d}{I_d + Q_d} = \frac{P_{11} + P_{12}C_1 - P_{12}C_2 - P_{22}C_1C_2 - P_{33}S_1S_2}{P_{11} + P_{12}C_1 + P_{12}C_2 + P_{22}C_1C_2 + P_{33}S_1S_2} \quad (\text{II.14})$$

L'eq. II.14 correspond à l'expression de la dépolarisation d'un rayon incident polarisé linéairement diffusé par une particule dans n'importe quelle direction. Dans la section suivante nous allons nous intéresser au cas particulier de la diffusion simple dans la direction de rétrodiffusion ($\Theta=180^\circ$) utilisée par les lidars.

2.2.2. Application à la diffusion simple

Dans le cas d'une diffusion simple dans le plan d'incidence on aura $\phi_1=\phi_2=0$ et donc $\sigma_1=\sigma_2=0$ (voir Figure II.1.b). La dépolarisation (eq. II.15) se simplifie alors en :

$$\delta_d = \frac{P_{11} - P_{22}}{P_{11} + P_{22}} \quad (\text{II.15})$$

Lorsque les particules sont parfaitement sphériques, pour des raisons de symétries, les fonctions de phase P_{11} et P_{22} de la matrice de diffusion sont égales, de même que P_{33} et P_{44} (e.g.: de Rooij et Van der Stap, 1984). La dépolarisation mesurée dans la direction de rétrodiffusion $\Theta=180^\circ$, en diffusion simple, pour un plan de diffusion égal au plan d'incidence est donc :

i. Nulle pour une gouttelette d'eau (et donc $ATB_{\text{perp}}=0$, Figure II.2.a).

ii. Supérieure à 0 pour un cristal de glace non sphérique (et donc $ATB_{\text{perp}}>0$, Figure II.2.b).

Ces résultats rendent possible la discrimination de la phase d'un nuage grâce à la mesure de la dépolarisation par un lidar.

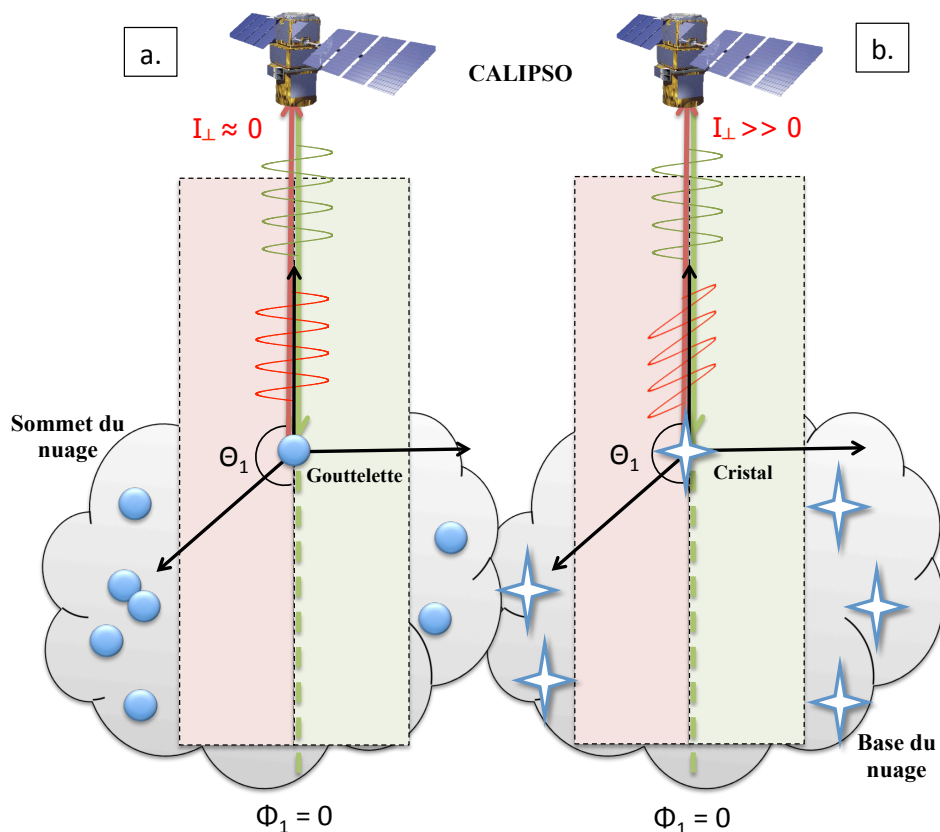


Figure II.2: Effet d'une gouttelette d'eau ou d'un cristal de glace sur la polarisation du lidar CALIOP dans l'approximation de diffusion simple. L'onde incidente est représentée en vert et l'onde réfléchie dans la direction de rétrodiffusion ($\Theta_1 = 180^\circ$) en rouge. a) Le faisceau lidar est rétrodiffusé par une gouttelette d'eau parfaitement sphérique. La polarisation de l'onde incidente reste identique à celle de l'onde réfléchie, c'est à dire linéaire. L'intensité perpendiculaire du signal est nulle. b) Le faisceau lidar est rétrodiffusé par un cristal de glace. La polarisation de l'onde incidente est différente de celle de l'onde réfléchie. L'intensité perpendiculaire du signal est supérieure à 0. Dans les deux cas l'angle azimutal est nul.

2.2.3. Effets diffusions multiples sur la polarisation du faisceau lidar

2.2.3.1. Définition du processus de diffusions multiples

Dans le paragraphe précédent, nous avons fait l'hypothèse d'une diffusion simple. Cela signifie que le photon effectue un aller-retour entre le point de rétrodiffusion et le laser. Dans la réalité, le parcours du photon est souvent plus complexe, particulièrement au sein d'un nuage de liquide. La distance qui sépare deux gouttelettes dans un nuage est appelée le libre parcours moyen. A extension verticale fixe, plus l'épaisseur optique du nuage est grande, plus il contient de gouttelettes (Pruppacher and Klett, 1997), et plus son libre parcours moyen sera petit. Cela signifie que le faisceau laser aura d'autant plus de chance de rencontrer une particule dans un nuage que son épaisseur optique sera grande (Eloranta, 1998).

En effet, il arrive que plusieurs diffusions se produisent avant que le photon ne retourne dans le télescope du lidar. Ces diffusions intermédiaires sont appelées « *diffusions multiples* ». La Figure II.3 montre deux exemples de diffusions multiples. Le parcours du faisceau rouge et du faisceau bleu représentent respectivement un cas de diffusion double et de diffusion triple. Ces exemples de diffusions multiples sont les plus probables, avec des angles de diffusions proches de 0° (Θ_1 et Θ_3) ou de 180° (Θ_2).

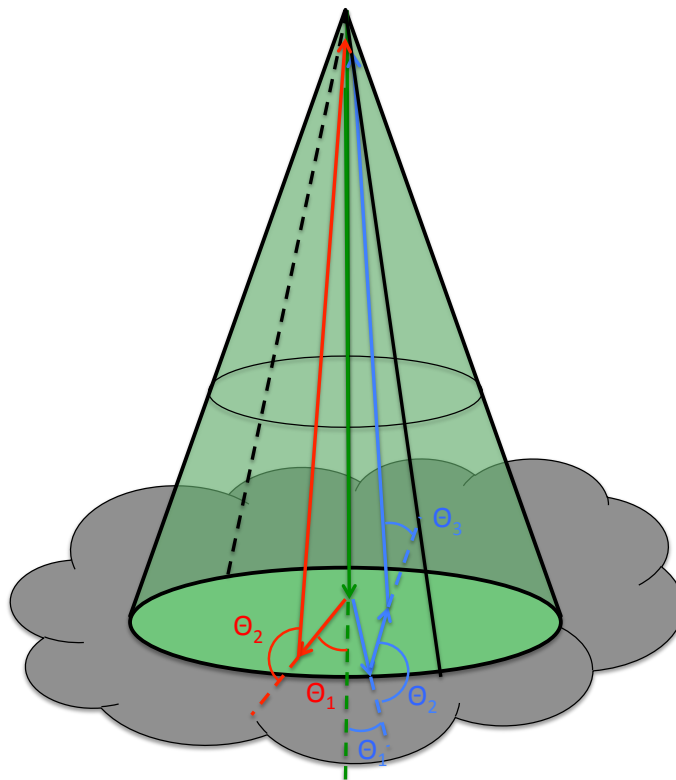


Figure II.3: Exemple de trajectoire d'un photon lors d'un cas de diffusions multiples. La flèche verte est le faisceau incident du lidar. Les flèches rouges et bleues correspondent

respectivement à une trajectoire en diffusion double et triple : $\Theta_1 \sim 0^\circ$; $\Theta_2 \sim 180^\circ$; $\Theta_3 \sim 0^\circ$.

2.2.3.2. Dépendance des diffusions multiples à l'angle de diffusion

Pour contribuer au signal total mesuré par le lidar, un rayon diffusé doit conserver une intensité substantielle. L'intensité du signal dans une direction donnée dépend de la fonction de diffusion (P_{11} dans le formalisme de Stokes) lors de la première diffusion (1^{ère} composante du vecteur de Stokes). La fonction de diffusion d'une particule représente la probabilité de diffusion d'un rayon dans une direction donnée. L'intégrale de la fonction de phase dans toute les direction vaut donc 1. La Figure II.4 montre la variation de la fonction de diffusion P_{11} , P_{12} et P_{13} en fonction de l'angle de diffusion Θ . Pour conserver une intensité proche de son maximum, la première diffusion doit se produire à un angle proche de 0° . En cas de diffusion double, la diffusion suivante sera obligatoirement proche de 180° pour pouvoir rester dans le champ de vue du télescope du lidar. Comme on peut le voir sur la Figure II.4, pour des angles de diffusion proches de 180° , la fonction de phase P_{11} présente un maximum secondaire. Les fonctions de phase P_{12} et P_{13} (qui contribuent au changement d'état de polarisation, eq. II.14) sont différentes de 0 aux angles proches de 0° et 180° .

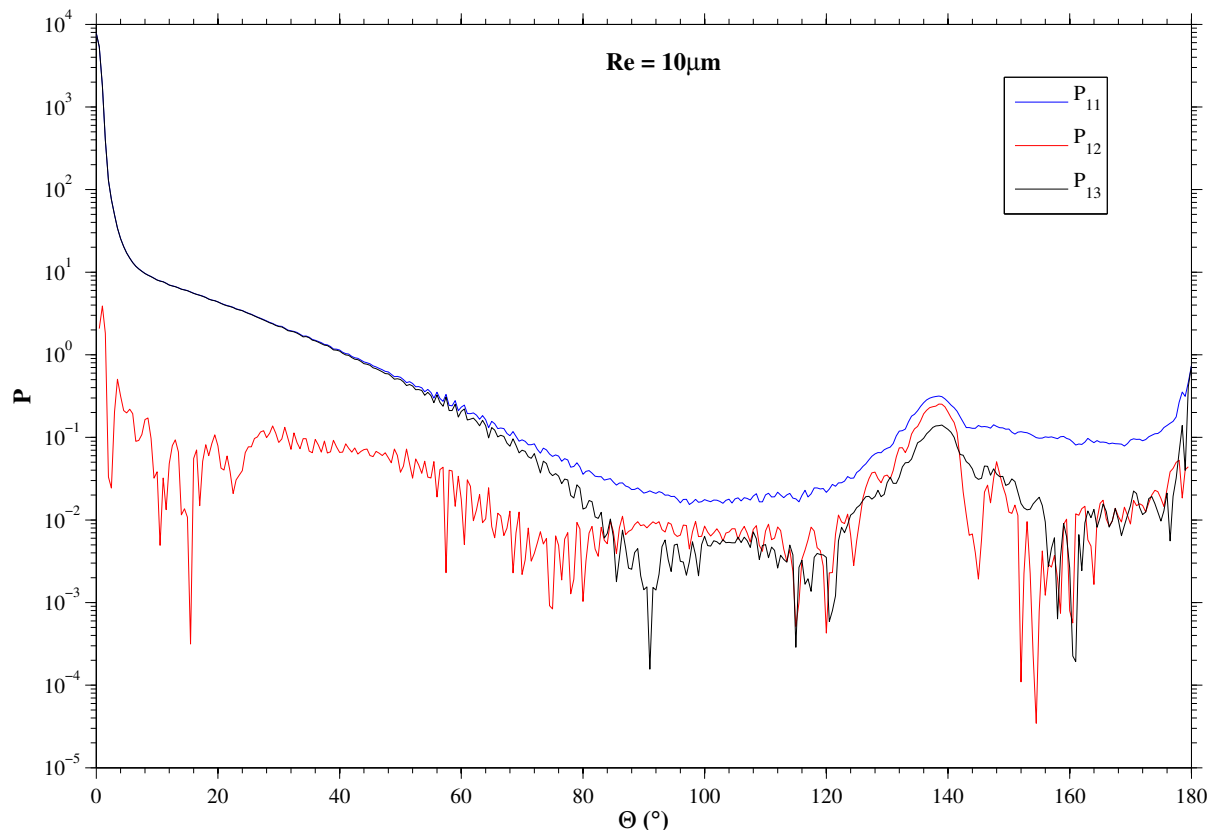


Figure II.4 : Fonctions de phase (P_{11} , en bleu, P_{12} en rouge et P_{13} noir) représentées en fonction de l'angle de diffusion Θ pour une particule sphérique de rayon $Re=10\mu\text{m}$ (Calculs provenant du Meerhoff Mie Program, de Rooij et van der Stap, 1984).

2.2.3.3. *Dépendance du changement de polarisation à l'angle azimutal*

Lorsque les diffusions multiples se produisent dans le même plan que le plan d'incidence, les angles σ_1 et σ_2 sont nuls (e.g. Figure II.1b). La polarisation du faisceau diffusé reste identique à celle du faisceau incident quel que soit l'angle de diffusion Θ (eq. II.15). Cependant, les diffusions dans des plans avec un angle azimutal ϕ_2 différent de l'angle azimutal du plan d'incidence ϕ_1 font apparaître des angles σ_1 et σ_2 supérieurs à 0 (e.g. Figure II.1.a). L'eq. II.14 (δ_d) ne se simplifie plus en eq. II.15. Dans cette situation, les diffusions multiples génèrent de la dépolarisation additionnelle.

2.2.3.4. *Diffusions multiples dans un nuage liquide*

Considérons maintenant un cas de diffusion double d'un faisceau lidar qui se produit dans un nuage liquide de 480m d'extension verticale dont le sommet est à 1km d'altitude et la base à 520m. On définit arbitrairement que la 1^{ère} diffusion se fait au sommet du nuage, et la 2^e à la base du nuage. L'angle maximum de première diffusion (Θ_1) pour rester dans le champ de vision du satellite (130 μ m) est de 5.5°. L'angle de deuxième diffusion (Θ_2) pour retourner dans le télescope est donc de 174.5°. Ce cas de figure est schématisé sur la Figure II.5 avec un angle azimutal du plan de diffusion ϕ non nul.

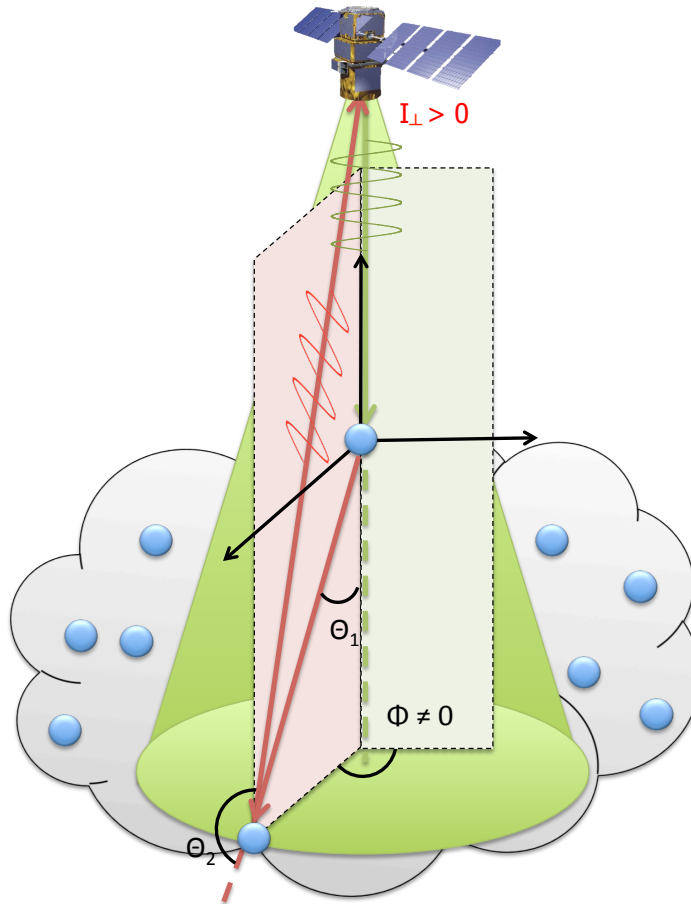


Figure II.5: Môme figure que la Figure II.2 dans le cas de diffusions doubles. Le champ de vision du lidar est représenté par un cône vert. Le nuage a une extension verticale de 480m. Θ_1 est égal à 5.5° et Θ_2 est égal à 174.5° . L'angle azimutal du plan de diffusion ϕ est différent de 0.

L'angle entre le plan d'incidence et le plan de diffusion ($\sigma_1 = \phi_2$, Figure II.1.c) est égal à ϕ et $\sigma_2 = 0$ dans notre exemple (Figure II.5). L'eq. II.12 devient :

$$C_1 = \cos 2\phi, C_2 = 1, S_1 = \sin 2\phi, S_2 = 0 \quad (\text{II.16})$$

Pour des particules sphériques (telles que des gouttelettes d'eau) $P_{11} = P_{22}$, d'où :

$$\delta_d = \frac{(P_{11} - P_{12})(1 - C_1)}{(P_{11} + P_{12})(1 + C_1)} \quad (\text{II.17})$$

La première diffusion a donc suffi à créer de la dépolarisation. Ce changement de polarisation sera ensuite transporté dans le télescope du lidar lors de la 2^e diffusion. La relation simple « particules sphériques / dépolarisation nulle » n'est plus valable en cas de présence de diffusions multiples dans le nuage.

2.2.3.5. *Diffusions multiples dans un nuage de glace*

Pour un nuage de glace, la contribution de la diffusion simple sur l' ATB_{perp} est largement supérieure à celle des diffusions suivantes (Noel et al., 2002). La variation du rapport de dépolarisation générée par les diffusions multiples est de l'ordre du pourcent (Hu et al., 2001). L'effet des diffusions multiples sur la polarisation d'un rayon lumineux diffusé par un nuage glacé est donc négligeable.

2.2.3.6. *Dépendance des diffusions multiples au champ de vision du lidar*

Au premier ordre, l'impact des diffusions multiples sur le signal augmente avec la taille du champ de vision du lidar et la distance entre les particules diffusantes et le télescope (Pal et Carswell, 1973; Sassen et Petrilla, 1986). En effet, plus le champ de vision du lidar est grand, plus la portion de nuage éclairée sera grande. Le volume éclairé étant plus grand, il contiendra plus de particules nuageuses. C'est pour cette raison que les probabilités de récupérer des photons ayant subi plusieurs diffusions seront plus grandes. De même que si l'on augmente la distance entre le satellite et le nuage, pour un même champ de vision, le volume éclairé dans le nuage sera plus grand. Il faudra donc tenir compte de ces informations lors de l'élaboration d'une méthode de discrimination nuage de glace / nuage liquide.

2.2.3.7. *Lien entre l'ATB, l' ATB_{perp} , les diffusions multiples et le rapport de dépolarisation lidar*

L'état de polarisation d'un faisceau lidar rétrodiffusé est habituellement décrit par le rapport de dépolarisation (δ) dans la littérature (Hu et al., 2001 ; Liou and Schotland, 1971 ; Noel and Chepfer, 2010 ; Sassen, 1974) mais peut également être caractérisé par les mesures d' ATB et d' ATB_{perp} (Pal et Carswell, 1985). Pour illustrer cette méthode, nous avons représenté plusieurs valeurs de dépolarisation en fonction de l' ATB et de l' ATB_{perp} (Figure II.6), calculées à partir de l'eq. II.6. En cas de diffusions multiples dans un nuage liquide, le rapport de dépolarisation du nuage augmente de façon significative (Hu et al., 2001) et les valeurs d' ATB et d' ATB_{perp} se rapprochent de la courbe $\delta=0.4$.

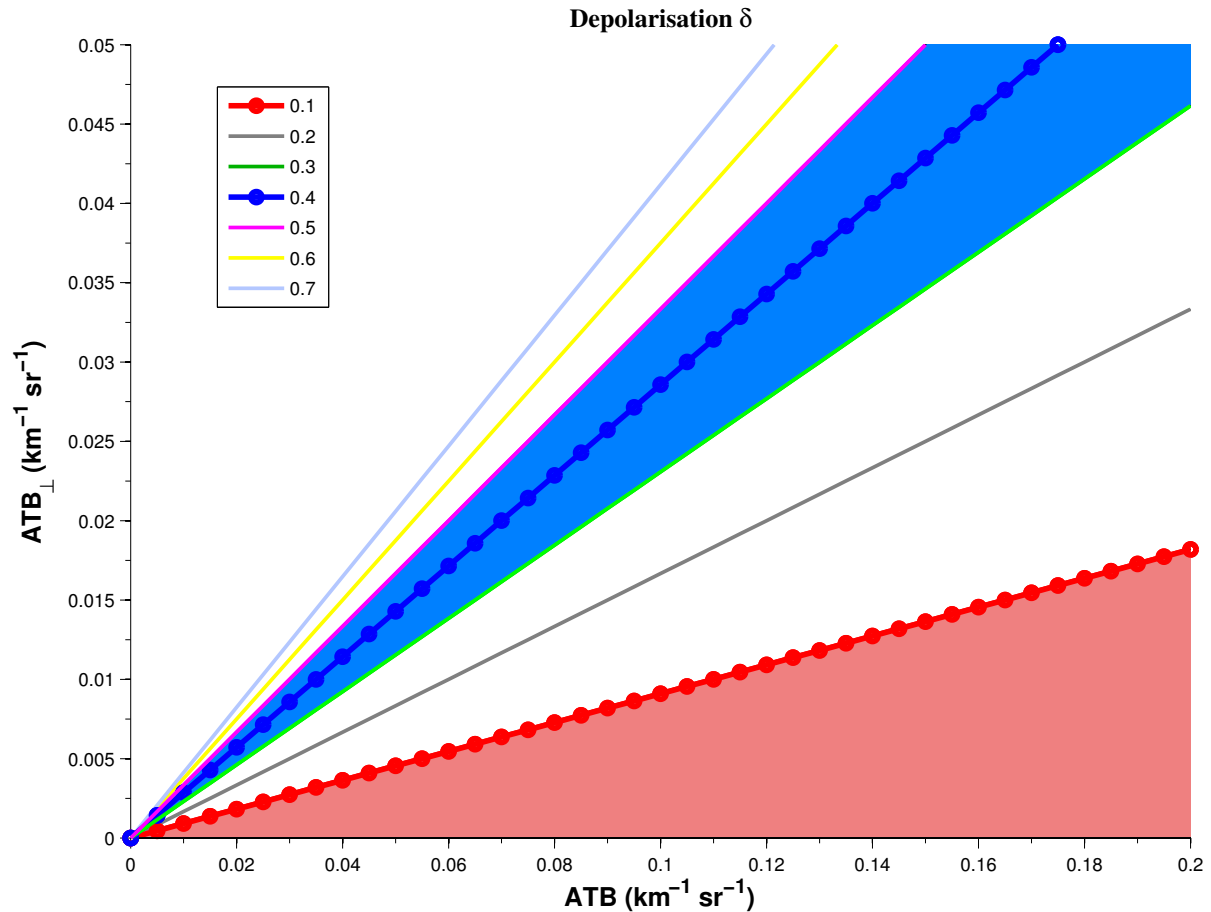


Figure II.6: Rapport de dépolarisation représenté en fonction de l'ATB et l'ATB_{perp} construit à partir de l'éq. II.6, avec $ATB=ATB_{perp}+ATB_{par}$. Le rapport de dépolarisation du lidar CALIOP pour un nuage glacé oscille généralement entre 0.3 et 0.5 zone bleue sur le schéma (Hu et al., 2009 ; Sassen and Zhu, 2009). Celui d'un nuage liquide est souvent inférieur à 0.1 (zone rouge sur le schéma).

Contrairement à de précédentes études (Hu, 2007 ; Hu et al. 2009, 2010 ; Noel and Chepfer, 2010 ; Yoshida et al., 2010) qui restituait la phase des nuages en utilisant une relation entre le rapport de dépolarisation et l'ATB du lidar CALIOP, le diagnostic de phase CALIPSO-GOCCP utilise les mesures d'ATB et d'ATB_{perp} (version 3) pour discriminer les nuages liquides des nuages glacés. Ce choix a été fait pour faciliter le développement du diagnostic de phase dans le simulateur lidar tout en prenant en compte l'influence des diffusions multiples sur le signal.

3. Développement du diagnostic de phase

3.1. Discrimination des nuages liquides et glacés

3.1.1. Diagramme de phase

3.1.1.1. Étude de cas

CALIPSO-GOCCP considère chaque couche nuageuse avec une résolution verticale fixe de 480m pour chaque profil espacé de 333m. Ceci assure une cohérence avec le module (SCOPS) utilisé dans le simulateur lidar, qui divise chaque maille du modèle en sous-maille.

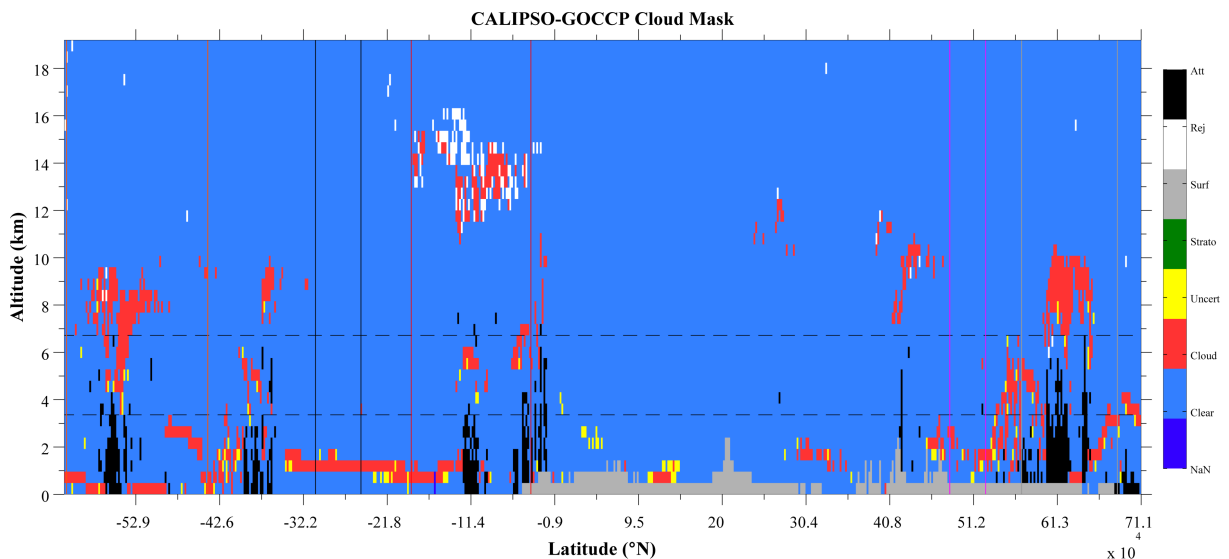


Figure II.7: orbite CALIPSO, 1er janvier 2007 durant la nuit (latitude comprise entre 72°13N et 58°93S; longitude comprise entre 173°85 E et 4°86 O). Masque nuageux CALIPSO-GOCCP.

Dans un premier temps, pour chaque profil de 333m le long de la trace du satellite, CALIPSO-GOCCP classe un pixel vertical de 480m comme nuageux ou non selon la valeur de son rapport de diffusion (nuageux si $SR > 5$; Figure II.7). S'il est nuageux, ce pixel est placé sur un histogramme à deux dimensions (ATB et ATB_{perp}) appelé « diagramme de phase ». La Figure II.8 représente les diagrammes de phase obtenus pour différents types de nuages définis par leur altitude et leur température. La température n'est pas directement mesurée par CALIPSO. Elle est géolocalisée et projetée sur une nouvelle grille (33 niveaux de 0km à 40km) à partir des données de ré-analyses du Global Modeling and Assimilation Office (GMAO, Bey et al., 2001), et intégrée aux fichiers de niveau 1. L'algorithme CALIPSO-GOCCP i) projette la température sur la grille verticale la plus fine de CALIPSO

(30m-60m), ii) la moyenne sur les niveaux verticaux de CALIPSO-GOCCP (480m) pour chaque profil.

Les nuages les plus froids apparaissent dans les tropiques ($-75^{\circ}\text{C} < T < -42^{\circ}\text{C}$, $z > 8\text{km}$, entre les lignes verticales rouges de la Figure II.7) et dans les régions polaires ($-60^{\circ}\text{C} < T < -42^{\circ}\text{C}$, non représenté sur la figure). Sur le diagramme de phase (Figure II.8.a), ils ont des signatures identiques, qui sont caractéristiques des nuages de glace.

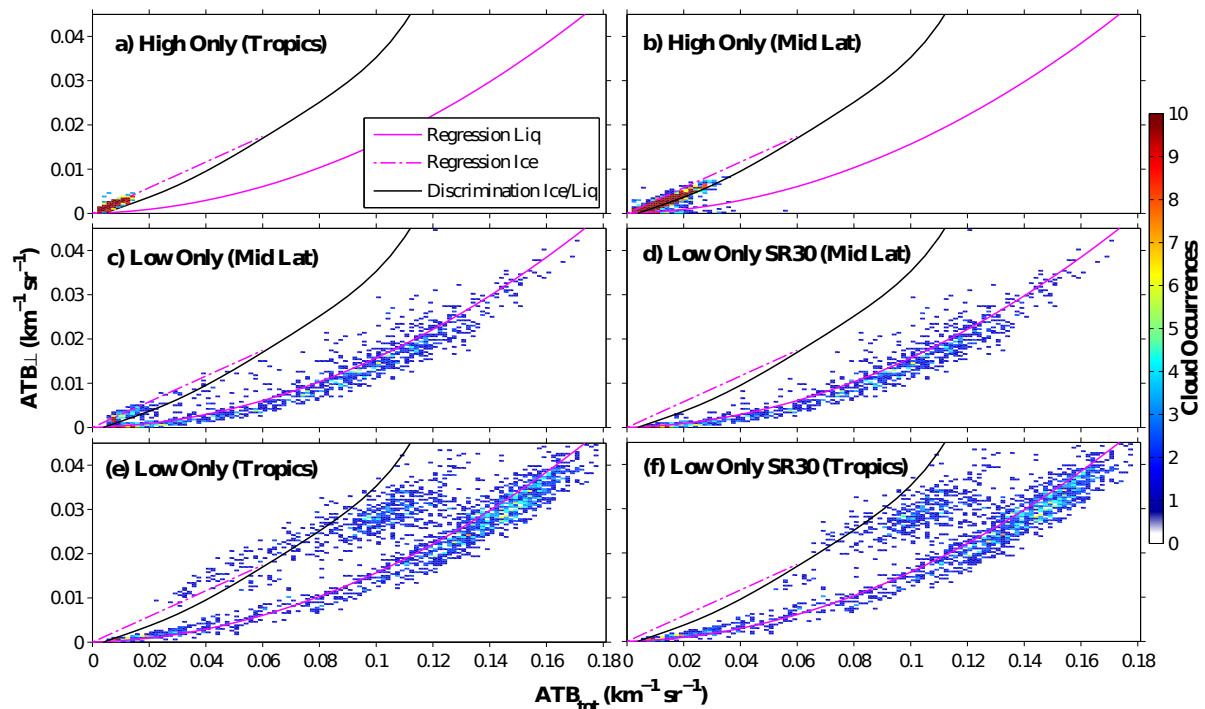


Figure II.8: Diagramme de phase pour différents morceaux d'orbite. Nombre de pixels nuageux en fonction de signal rétrodiffusé atténué perpendiculaire (ATB_{perp} sur l'axe des y) et du signal rétrodiffusé atténué total (ATB sur l'axe des x) observé par CALIPSO-GOCCP, avec une résolution verticale $\Delta z = 480\text{m}$ pour :

- a) des nuages hauts ($z > 8\text{km}$) tropicaux situés entre les lignes verticales rouges de la Figure II.7 ;**
- b) des nuages hauts ($z > 8\text{km}$) de moyennes latitudes situés entre les lignes oranges de la Figure II.7 ;**
- c) des nuages bas ($z < 3\text{km}$) aux moyennes latitudes, sans nuages hauts au-dessus, situés entre les lignes magentas de la Figure II.7 ;**
- d) identique au c) en excluant les nuages situés sous un autre nuage avec un $\text{SR} > 30$ (Sect. 3.1.1.2) ;**
- e) stratocumulus de basse altitude ($z < 3\text{km}$) situés entre les lignes noires de la Figure II.7 ;**
- f) identique au e) en excluant les nuages situés sous un autre nuage avec un $\text{SR} > 30$ (Sect. 3.1.1.2).**

La ligne magenta (respectivement magenta en tiret) représente la relation entre l'ATB et l'ATB_{perp} pour les nuages bas exclusivement (respectivement nuages hauts). La « ligne

de discrimination de phase » (ligne noire) est une courbe utilisée pour distinguer les nuages glacés (au-dessus de la ligne) des nuages liquides (au-dessous de la ligne).

Des nuages moins froids ($-50^{\circ}\text{C} < T < -10^{\circ}\text{C}$, $z > 8\text{km}$, entre les lignes verticales oranges de la Figure II.7) à des latitudes moyennes peuvent contenir du liquide et de la glace car leurs températures sont supérieures à la température de nucléation homogène de la glace (environ -40°C). En conséquence, le diagramme de phase de ces nuages (Figure II.8.b) est légèrement différent des précédents. Une branche horizontale apparaît le long de l'axe des abscisses, proche des valeurs d' ATB_{perp} quasi-nulles. Cette branche caractérise la présence de liquide.

Les nuages les plus chauds, aux latitudes moyennes (Figure II.8.c, $z < 3\text{km}$, entre les lignes verticales magenta de la Figure II.7) et aux tropiques (Figure II.8.e, $z < 3\text{km}$, entre les lignes rouges de la Figure II.7) ont un diagramme de phase typique de l'eau liquide. L' ATB_{perp} augmente de façon parabolique avec l'ATB à cause de la diffusion multiple (Sassen et Petrilla, 1986).

3.1.1.2. *Impact du bruit sur l' ATB_{perp} et l' ATB_{par}*

L'allure générale du diagramme de phase liquide est donc bien différente de celle du diagramme de phase glace. Cependant, dans certaines situations, le signal lidar est plus bruité et le diagramme de phase devient plus difficile à interpréter. Par exemple, lorsque le faisceau laser a déjà traversé un nuage haut (atténuation du signal, Figure II.8.c), où pour des nuages très réfléchissants ($\text{SR} > 30$, Figure II.8.e). La voie perpendiculaire, dont le signal est faible, est particulièrement touchée par le bruit, ce qui augmente artificiellement les valeurs d' ATB_{perp} . En vue de réduire ces situations, nous avons exclu les pixels nuageux situés au-dessous d'un autre pixel nuageux avec une valeur de SR supérieure à 30 dans un même profil (Figure II.8.d et Figure II.8.f). Ainsi, en comparant la Figure II.8.c avec la Figure II.8.d et la Figure II.8.e avec la Figure II.8.f, on constate que la plupart des points nuageux liquides qui se comportaient comme de la glace ont été supprimés.

Afin de confirmer l'influence du bruit sur la voie perpendiculaire, nous avons extrait sur la Figure II.9 un profil d' ATB_{par} et d' ATB_{perp} des fichiers CALIOP de niveau 1 (Figure II.9.a) et des fichiers CALIPSO-GOCCP (Figure II.9.b), pour un cas bruité (typiquement un pixel situé au-dessus de la courbe noire dans la Figure II.8.e). On constate qu'autour de 1.68km, l' ATB_{perp} et l' ATB_{par} à 30m sont très grands (respectivement $0.18\text{km}^{-1}\text{sr}^{-1}$ et $0.8\text{km}^{-1}\text{sr}^{-1}$). A ce niveau d'altitude, CALIPSO-GOCCP diagnostique un nuage avec un SR de 110 et une dépolarisation de 0.25 (Figure II.9.b). Aux niveaux inférieurs à 1.44km, le signal à 30m est très atténué sur les deux voies. Il reste cependant suffisamment élevé pour entraîner la détection d'un pixel nuageux ($\text{SR}=6$) par CALIPSO-GOCCP avec une dépolarisation de 0.56. Les deux courbes d' ATB_{par} et ATB_{perp} sont très proches, mais le signal ATB_{par} décroît plus vite que le signal ATB_{perp} dans le bruit, ce qui augmente artificiellement la dépolarisation. C'est pour cette raison que nous appliquerons un traitement particulier aux pixels nuageux au-dessous d'un autre pixel nuageux avec un SR supérieure à 30.

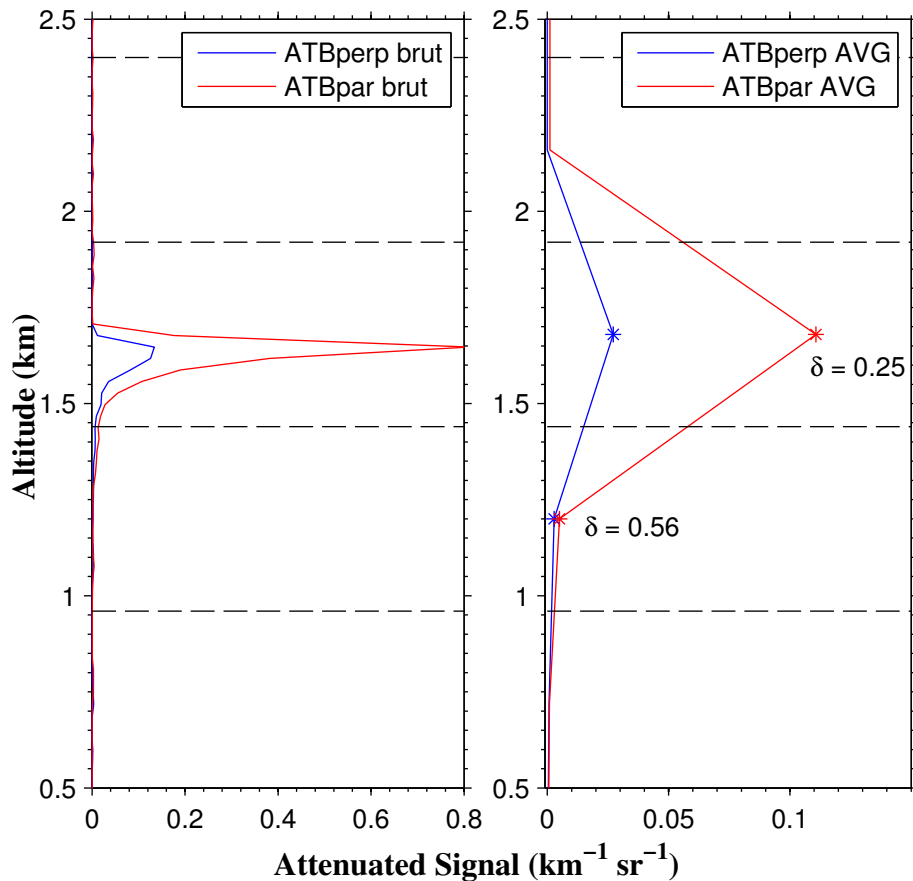


Figure II.9 : Exemple de profil d'ATB_{perp} (bleu) et ATB_{par} (rouge) CALIPSO en présence de bruit, le 6 janvier 2007. A gauche sont représentés les profils issus des données de niveaux 1 avec une résolution verticale de 30m. A droite, sont représentés les profils CALIPSO-GOCCP avec une résolution verticale de 480m. Les niveaux 1.2km et 1.68km sont nuageux. Les valeurs de dépolarisation associées à ces nuages sont respectivement 0.56 et 0.25.

Cette étude de cas montre que le diagramme de phase peut être utilisé pour distinguer les nuages glacés des nuages liquides. Les nuages glacés sont généralement associés à des valeurs d'ATB inférieures à $0.1 \text{ km}^{-1}\text{sr}^{-1}$ et localisés le long d'une droite (ligne magenta en tiret-pointillé, Figure II.8). Les nuages liquides peuvent avoir des valeurs d'ATB plus importantes et sont localisés le long d'une courbe parabolique (courbe magenta pleine, Figure II.8). Au fur et à mesure que le faisceau laser pénètre dans un nuage liquide dense, les valeurs d'ATB et d'ATB_{perp} augmentent à cause des diffusions multiples (e.g. Pal et Carswell, 1985) ce qui explique la forme parabolique de la courbe. Les nuages liquides ont des valeurs d'ATB plus importantes que les nuages de glace car ils sont composés de plus petites particules, en plus grands nombres et avec une épaisseur optique plus importante.

3.1.2. Détermination de la courbe de discrimination

3.1.2.1. Diagramme de phase global

Nous avons voulu vérifier si le comportement distinct des nuages liquides et glacés constaté dans l'étude de cas était observable dans le cas général. Pour ce faire, nous avons reporté sur un « diagramme de phase » l'intégralité des pixels nuageux détectés par CALIPSO-GOCCP sur le globe, pour une période de trois mois (JFM 2010) (Figure II.10).

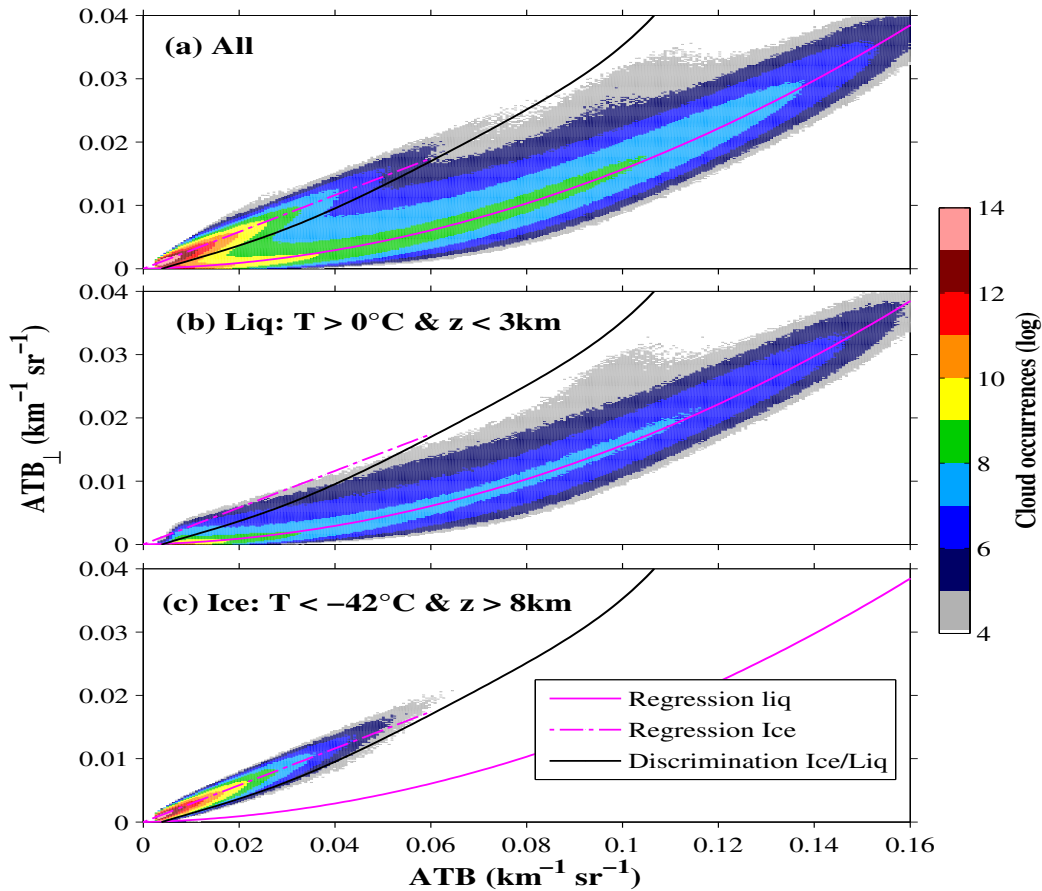


Figure II.10 : Diagramme de phase global : Nombre de pixels nuageux (échelle de couleur log) en fonction du signal atténué perpendiculaire rétrodiffusé (ATB_{perp}) et du signal total atténué rétrodiffusé (ATB) sur la période JFM 2010, avec une résolution verticale $\Delta z=480m$, observé par CALIPSO-GOCCP :

- a) Tous les pixels nuageux quelles que soient leurs températures ou leurs altitudes
- b) Pixels nuageux froids ($T < -42^{\circ}C$ et $z > 8km$), considérés comme de la glace avec certitude. Ils restent groupés le long d'une droite (en tiret-pointillé magenta sur la Figure II.10) que l'on utilisera pour paramétrer la glace dans le simulateur lidar (Chap. 3), d'équation :

$$ATB_{perp} = 0.29ATB \quad (II.18)$$

c) Pixels nuageux chauds ($T > 0^{\circ}\text{C}$ et $z < 3\text{km}$) qui sont considérés comme liquides avec certitude. Ils forment une courbe parabolique (paramétrisation liquide en magenta sur la Figure II.10), d'équation :

$$ATB_{perp} = 1.39ATB^2 + 1.76.10^{-2}ATB \quad (\text{II.19})$$

Ces diagrammes de phase statistiques classés en fonction du type de nuages sont cohérents avec ceux observés dans le cas d'étude (Figure II.8) et confirment le comportement distinct des nuages liquides ou glacés sur un diagramme de phase global.

3.1.2.2. Diagramme de phase de la fraction de glace par rapport à toute l'eau condensée

En superposant les nuages exclusivement liquides ($T > 0^{\circ}\text{C}$ et $z < 3\text{km}$, Figure II.10.b) et les nuages exclusivement glacés ($T < -42^{\circ}\text{C}$ et $z > 8\text{km}$, Figure II.10.c) sur un même diagramme de phase, on observe trois zones (Figure II.11.a). Une zone contient uniquement les nuages liquides (grise), une autre contient uniquement les nuages glacés (rose), et enfin la dernière contient à la fois des pixels nuageux liquides et glacés (verte). Cette dernière est appelée la « zone de recouvrement ». Elle est relativement fine et contient 1.2% de la somme des pixels exclusivement liquides et glacés.

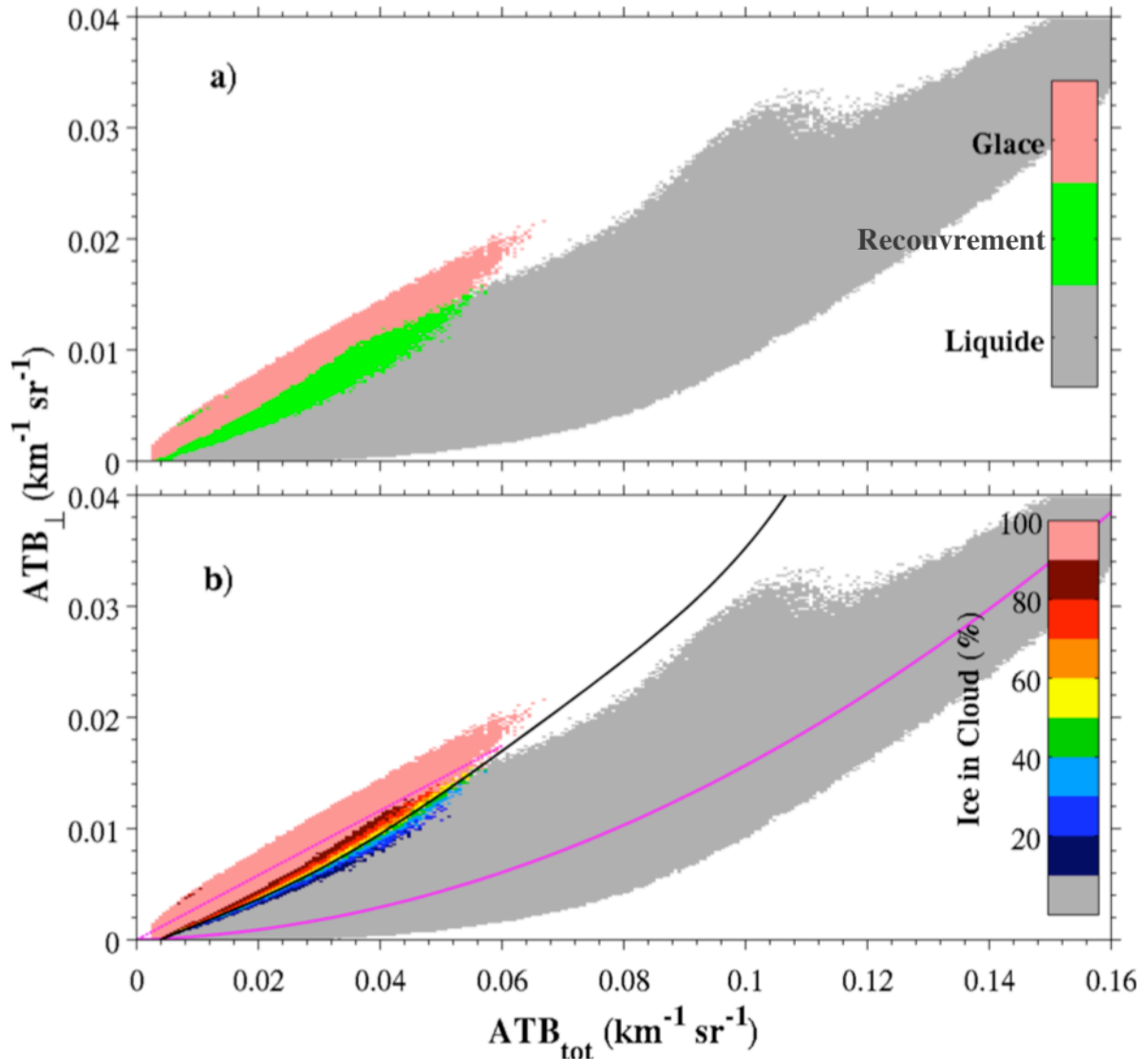


Figure II.11: a) Superposition du diagramme de phase liquide et glace sur la même figure. b) Fraction de glace (F_{glace}) par rapport à toute l'eau condensée dans chaque boîte d' ATB_{perp} et d' ATB sur la période JFM 2010, avec une résolution verticale $\Delta z=480m$, observé par CALIPSO-GOCCP. La « courbe de discrimination » (ligne noire) est l'isoligne qui permet de distinguer les nuages de glace (au-dessus de la ligne) des nuages liquides (au-dessous de la ligne), placée à $F_{glace}=50\%$.

Pour séparer les nuages liquides des nuages glacés, nous avons représenté la fraction de glace par rapport à toute l'eau condensée sur un diagramme de phase (Figure II.11.b). Dans chaque boîte d' ATB et d' ATB_{perp} , la fraction de glace par rapport à toute l'eau condensée (F_{glace}) est calculée. Il s'agit du rapport entre les pixels nuageux de phase exclusivement glacée (N_{glace} avec $T < -42^{\circ}C$ et $z > 8km$) et la somme des pixels nuageux de phase exclusivement liquide (N_{liq} avec $T > 0^{\circ}C$ et $z < 3km$) et exclusivement glacée :

$$F_{glace} = \frac{N_{glace}}{N_{glace} + N_{liquide}} \cdot 100 \quad (\%) \quad (II.20)$$

$$F_{liquide} = 100 - F_{glace} \quad (\%) \quad (\text{II.21})$$

Si F_{glace} est égal à 100% alors la boîte ne contient que des nuages de glace. A l'inverse pour une valeur de 0%, la boîte ne contient que des nuages liquides. La courbe de discrimination est définie comme étant l'isoline $F_{glace}=50\%$ sur la Figure II.11.b (courbe noire). Le long de cette courbe, $F_{glace}=F_{liquide}=50\%$, c'est à dire qu'il y a autant de nuages glacés que liquides. La « courbe de discrimination » (également représentée en noir sur les Figure II.8 et Figure II.10), a pour équation :

$$ATB_{perp} = 9.032.10^3 ATB^5 + 2.136.10^3 ATB^4 + 1.734.10^2 ATB^3 - 3.951. ATB^2 + 0.256. ATB - 9.478.10^{-4} \quad (\text{II.22})$$

Dans le reste de l'étude, nous considérerons tous les pixels nuageux sans distinctions d'altitude ou de température. Le diagramme de phase sera utilisé pour classifier la phase de chaque pixel nuageux comme « liquide » ou « glacé » selon sa position par rapport à la courbe de discrimination :

- au-dessous de la courbe noire (zone grise) les pixels sont classés comme « liquides »
- au-dessus de la courbe (zone rose), les pixels sont classés comme « glacés »

La sensibilité des résultats à la position de la courbe de discrimination sera discutée dans la Sect. 3.2.

3.1.3. Critères supplémentaires

3.1.3.1. Phase indéfinie

Les pixels suivants sont classifiés comme *indéfinis* :

- Au-dessous d'un nuage avec un $SR > 30$.
- Avec des valeurs de rapport de dépolarisation non physiques (supérieures à 1 ou négatives).
- Avec une signature typique des particules horizontalement orientées (fort ATB et ATB_{perp} quasi nul, Noel and Chepfer, 2010).

La classe indéfinie constitue 10.3% des pixels nuageux pour trois mois de données JFM 2010.

3.1.3.2. Critères de température

En plus du diagramme de phase, des critères de température permettent de corriger d'éventuelles fausses attributions. L'algorithme CALIPSO-GOCCP impose que :

- les nuages avec une température $T > 0^\circ\text{C}$ soient classifiés comme liquides
- les nuages avec une température $T < -42^\circ\text{C}$ soient classifiés comme glacés

Les critères de température sont utilisés pour déterminer la phase des nuages dans moins de 1% des cas (faux liquides 0.14% et 0.62% pour les faux glacés). La Figure II.12 situe les régions où sont employées les critères de température. La ligne du haut représente une distribution verticale des nuages liquides ou glacés et la ligne du bas représente des cartes de couvertures nuageuses.

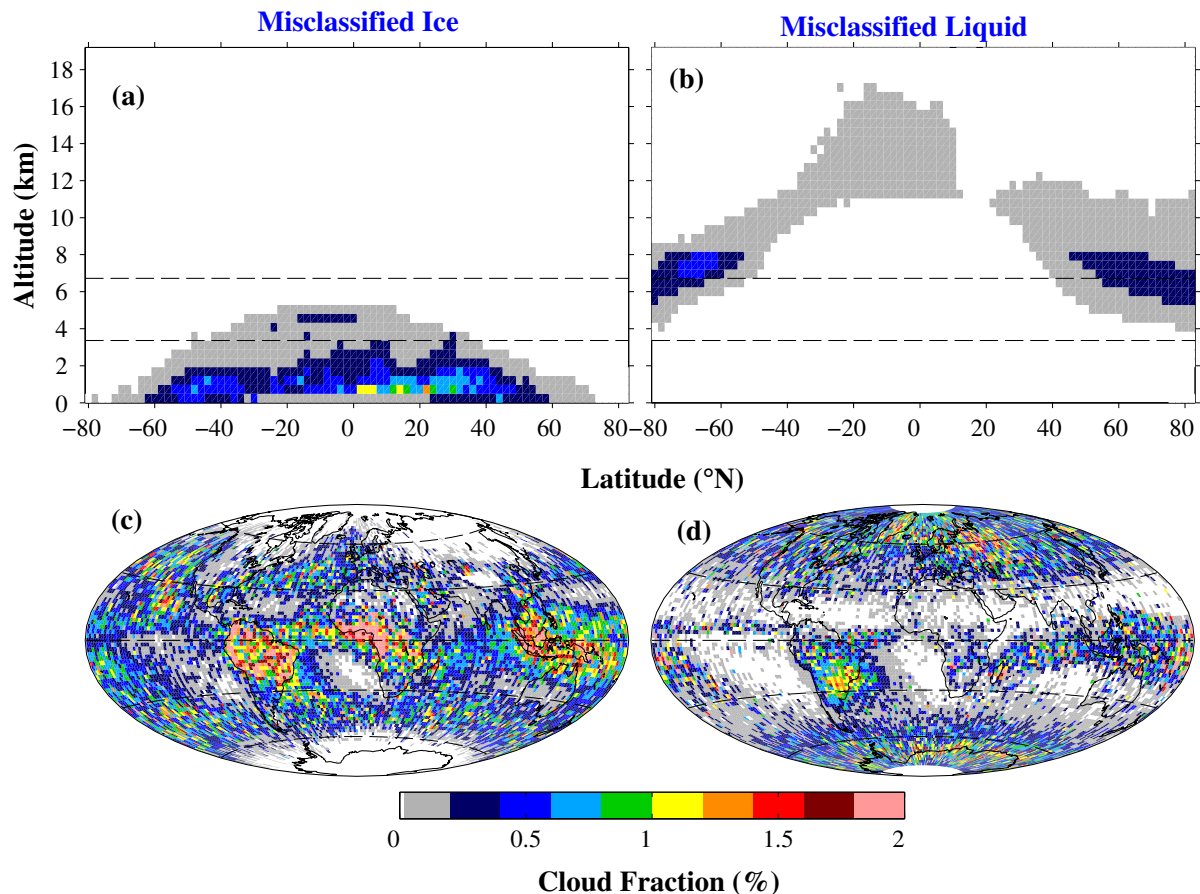


Figure II.12 : Mauvaises classifications de la phase des nuages dans les observations : a) Distribution verticale et b) carte de couverture nuageuse des pixels mal classifiés comme glace avec $T > 0^\circ\text{C}$. c) et d) Identique à Figure II.12.a et Figure II.12.b mais pour les pixels mal classifiés comme liquide avec $T < -42^\circ\text{C}$.

Critère $T > 0^\circ\text{C}$

Les pixels corrigés par le critère de température $T > 0^\circ\text{C}$ sont le plus souvent localisés au-dessus de la zone de poussières désertiques sahariennes (Figure II.12.c), dans les basses couches (Figure II.12.a). En effet, ces poussières étant non-sphériques, elles contribuent significativement au signal perpendiculaire (e.g. Chiang et al., 2008 ; Cloude, 2009). Le critère est aussi utile dans les zones de convection profonde (en plus du critère $\text{SR} > 30$), où les nuages liquides situés sous des nuages hauts seraient classifiés à tort comme glacés.

Critère $T < -42^\circ\text{C}$

Le critère de température $T < -42^{\circ}\text{C}$ est fréquemment appliqué dans la région de l'Anomalie Sud Atlantique (SAA) (Figure II.12.d). La SAA est une région centrée autour de 30°O et 30°S . Elle perturbe le transfert de donnée des satellites qui passent au-dessus de 200km dans cette zone (Ginet et al., 2007). Ce critère est aussi employé au-dessus du Groenland et de la Russie à cause de la réflexion due au sol recouvert de neige ou de banquise. La majorité de ces nuages se trouvent dans les hautes et moyennes couches (Figure II.12.b).

3.1.4. Exemple de résultat : Masque de la phase nuageuse CALIPSO-GOCCP

La Figure II.13 représente le masque de phase nuageuse de CALIPSO-GOCCP construit à partir de l'algorithme CALIPSO-GOCCP, pour la même orbite que la Figure II.7.

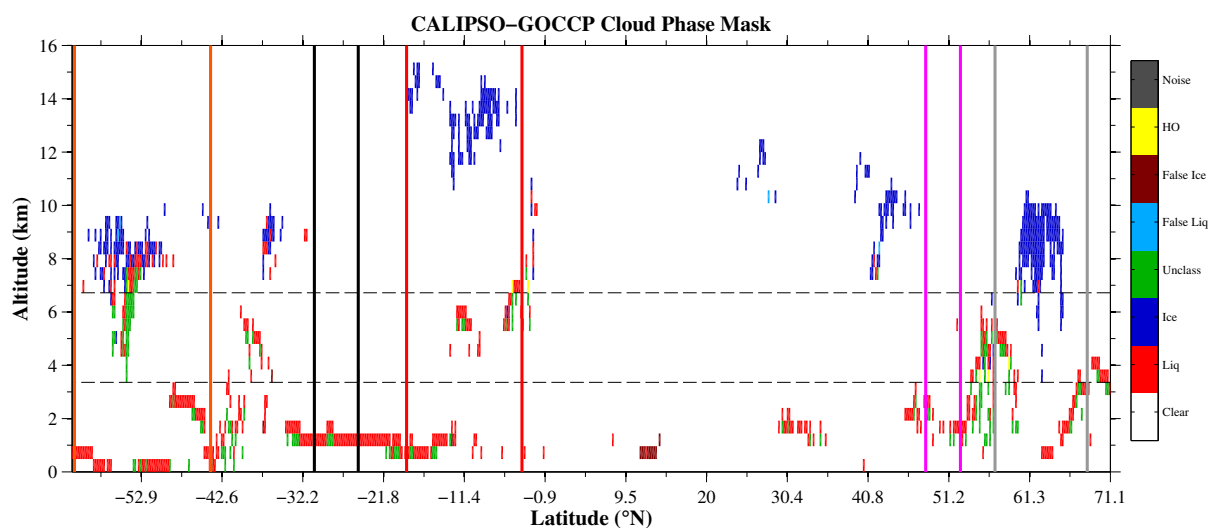


Figure II.13: orbite CALIPSO, 1er janvier 2007 durant la nuit (latitude comprise entre $72^{\circ}13\text{N}$ et $58^{\circ}93\text{S}$; longitude comprise entre $173^{\circ}85\text{E}$ et $4^{\circ}86\text{O}$). Masque de phase nuageuse CALIPSO-GOCCP.

3.2. Test de sensibilité à la position de la courbe de discrimination

Nous allons maintenant discuter la sensibilité de la classification liquide/glace à divers paramètres comme :

- Le choix de l'isoline $F_{\text{glace}}=10\%$ ou $F_{\text{glace}}=90\%$ dans le diagramme de phase de fraction de glace plutôt que $F_{\text{glace}}=50\%$.
- L'effet de la résolution verticale.
- L'effet de l'atténuation lidar.
- Le bruit des données de jour.

3.2.1. Sensibilité de la part relative de nuages liquides et glacés à l'isoline $F_{\text{glace}}=10\%$ et $F_{\text{glace}}=90\%$

La courbe de discrimination a été choisie comme étant l'isoline $F_{\text{glace}}=50\%$ du diagramme de phase de la fraction de glace. L'évolution de la distribution verticale zonale des nuages liquides et glacés va être analysée en fonction d'une variation de la position de la courbe de discrimination ($F_{\text{glace}}=10\%$ et $F_{\text{glace}}=90\%$). Rappelons que déplacer cette courbe modifie seulement la répartition nuages liquides nuages glacés sans changer la fraction totale des nuages détectés.

Les distributions verticales des nuages glacés et liquides, pour la courbe de discrimination standard à $F_{\text{glace}}=50\%$, sont présentées en moyennes zonales sur les Figure II.14.a et Figure II.14.b respectivement. Elles résultent de la moyenne de trois mois de données JFM 2010.

Isoline $F_{\text{glace}}=10\%$

Déplacer la courbe de discrimination sur l'isoline $F_{\text{glace}}=10\%$ augmente la part relative de nuages glacés. Les nuages glacés supplémentaires, suite à ce changement, sont représentés sur la Figure II.14.c. Il peut y avoir jusqu'à 1% d'attributions de nuages glacés en plus (au-dessous de 2km entre 70°S et 60°S) par rapport aux nuages glacés standards (Figure II.14.a). Cela signifie donc qu'il y aura au même endroit 1% d'attributions de nuages liquides en moins, car la fraction nuageuse totale ne varie pas.

Isoline $F_{\text{glace}}=90\%$

Le cas inverse est ensuite analysé. La courbe de discrimination est positionnée sur l'isoline $F_{\text{glace}}=90\%$ (et donc $F_{\text{liquide}}=10\%$). Les nuages liquides nouvellement attribués par ce changement (Figure II.14.d) sont globalement moins nombreux que pour le changement précédent. On observe jusqu'à 0.5% de nuages liquides en plus (et donc 0.5% de nuages glacés en moins) comparé à la version standard, notamment en arctique dans les basses couches.

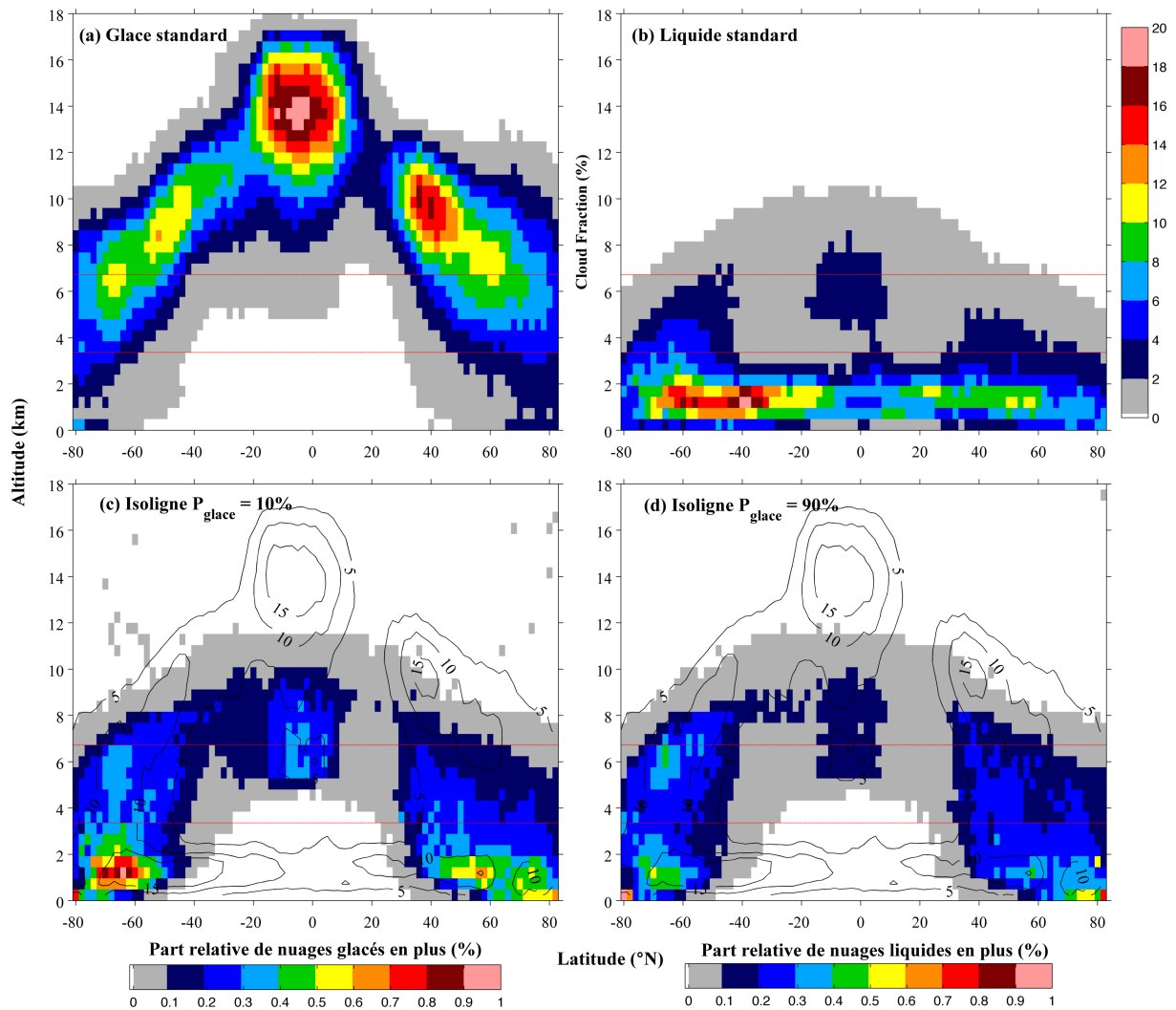


Figure II.14: Distribution verticale a) des nuages de glace, b) des nuages liquides, c) de la différence entre les nuages de glace standards et les nuages de glace avec la courbe de discrimination placée à l'isoline 90%, d) de la différence entre les nuages liquides standards et les nuages liquides avec la courbe de discrimination placée à l'isoline 10%. Une valeur de 1 % sur la Figure II.14.c signifie qu'il y a 1% de nuages glacés en plus et 1% de nuages liquides en moins (et inversement pour d)). Les isocontours 5%, 10% et 15% de la fraction nuageuse totale sont représentés en noir. Les droites horizontales rouges servent de séparation entre les niveaux bas et moyen (3.36km) de même que pour les niveaux moyen et haut (6.72km).

Le nombre de pixels situés entre les deux courbes de discrimination ($F_{\text{glace}}=10\%$ et $F_{\text{glace}}=90\%$) représente 4.7% du nombre total de pixels. Dans les deux cas, les principaux changements apparaissent dans les nuages bas (au-dessous de la ligne en pointillés rouges), des régions polaires jusqu'aux moyennes latitudes. Aussi, on note que la variation est faible dans les couches moyennes et hautes des régions subtropicales (inférieure à 0.4% partout et parfois inférieure à 0.1%). Ceci est dû principalement au fait que peu de nuages (liquides ou glacés) sont détectés dans ces zones.

La variation de la part relative de nuages liquides ou glacés peut donc aller jusqu'à 1% (dans les nuages bas autour de 60°S) lorsqu'on déplace la courbe de discrimination de $F_{\text{glace}}=10\%$ à $F_{\text{glace}}=90\%$ par rapport à la courbe standard de $F_{\text{glace}}=50\%$. La variation maximum en changeant d'isoline est de +/- 1% sur la fraction nuageuse liquide/glacée. La discrimination des nuages liquides/glacés est donc peu sensible au choix de l'isoline F_{glace} .

3.2.2. Influence de la résolution verticale sur le diagramme de phase

Dans un nuage de liquide, les diffusions multiples provoquent une augmentation significative de l' ATB_{perp} (Pal et Carswell, 1985). Elles varient donc en fonction de la profondeur de pénétration dans le nuage (Figure II.15.b): les valeurs d' ATB_{perp} à 120m sont plus faibles qu'à 480m, pour une valeur d' ATB donnée. L'allure du diagramme de phase liquide à 120m est différente de celle du diagramme de phase liquide à 480m (Figure II.10.b). La courbe de régression multiple du liquide à 120m (courbe noire) est moins pentue que celle à 480m (courbe magenta). En revanche, pour le diagramme de phase glacé, l'allure reste identique dans les deux cas. Les deux courbes de régression de la glace sont identiques (courbes en pointillé noir à 120m et magenta à 480m). Ce résultat était attendu car les diffusions multiples n'ont que peu d'impact sur la polarisation des cristaux de glace (Noel et al., 2002).

Le changement d'état de polarisation du faisceau lidar rétrodiffusé par les nuages liquides impose de tenir compte de la résolution verticale pour déterminer la paramétrisation utilisée pour calculer l' ATB_{perp} dans le simulateur de lidar. De plus, les modèles de climat globaux peuvent avoir des résolutions verticales très différentes et parfois plus fines que 480m. C'est pourquoi la plus fine résolution de CALIPSO-GOCCP a été employée pour établir la paramétrisation liquide/glacé de l' ATB_{perp} dans le simulateur de lidar (Chap. 4).

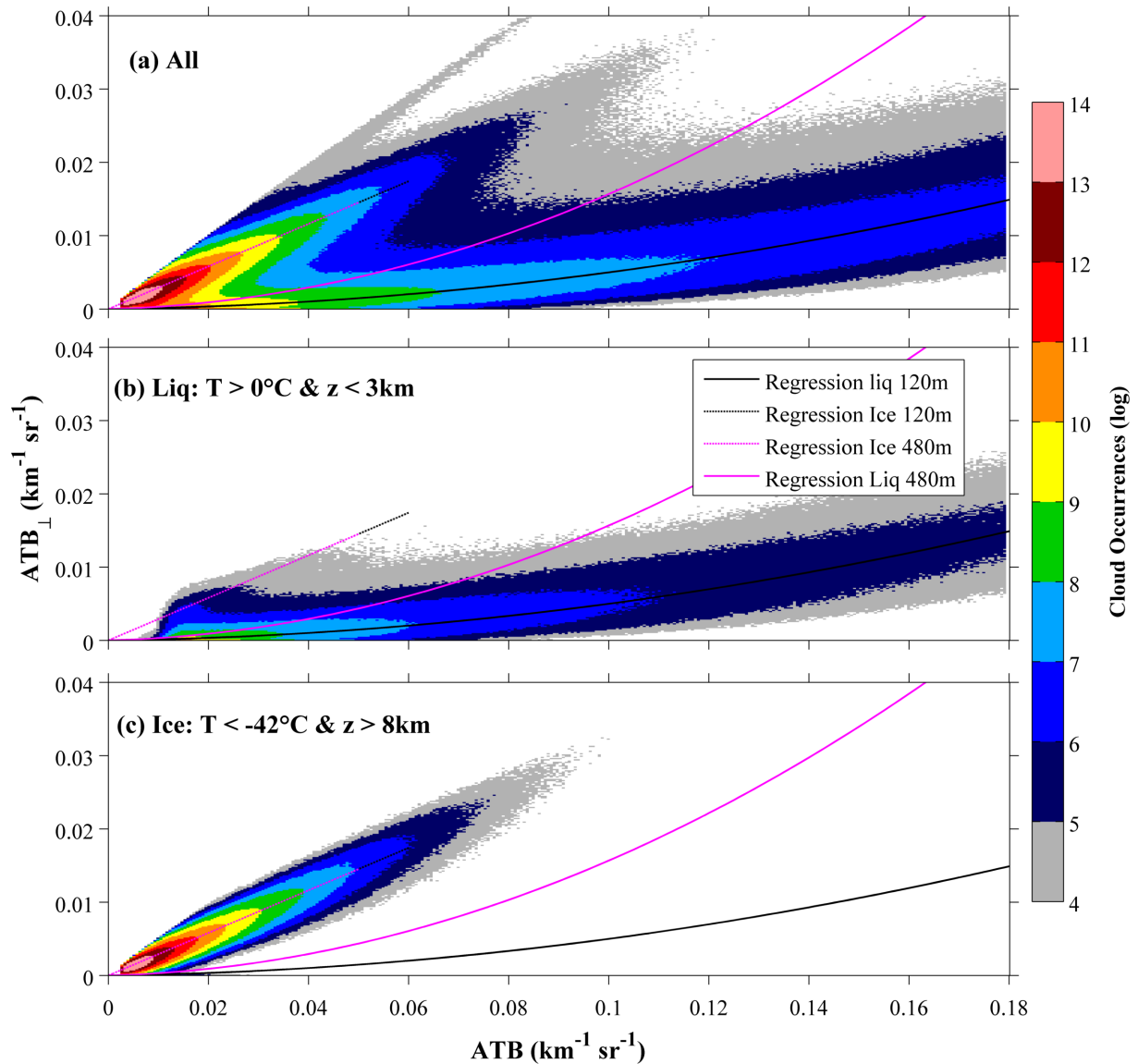


Figure II.15 : Même figure que la Figure II.5 mais pour un $\Delta z=120\text{m}$

3.2.3. Sensibilité de la courbe de discrimination à l'atténuation du faisceau lidar

Un diagramme de phase de la fraction de glace (Figure II.16.b identique à la Figure II.11) a été construit en ne retenant que le niveau nuageux le plus haut dans le profil, afin d'évaluer l'impact de l'atténuation du faisceau lidar sur la courbe de discrimination. En procédant de cette manière, nous avons supprimé toute possibilité de recouvrement de nuage sur la verticale. La nouvelle courbe de discrimination (isoligne $F_{\text{glace}}=50\%$) est représentée en magenta sur ce diagramme. Le diagramme de phase de la fraction de glace standard (Figure II.11) est présenté à nouveau sur la Figure II.16.a avec la courbe de discrimination standard. Les deux figures (Figure II.16.a et la Figure II.16.b) sont très semblables, et les deux courbes très proches. Le nombre de point localisé entre les deux courbes, dans le cas standard (avec atténuation), est relativement faible (1.2% du nombre total de point nuageux, Figure II.16.c).

On peut donc en conclure que la courbe de discrimination est peu sensible à l'atténuation du lidar.

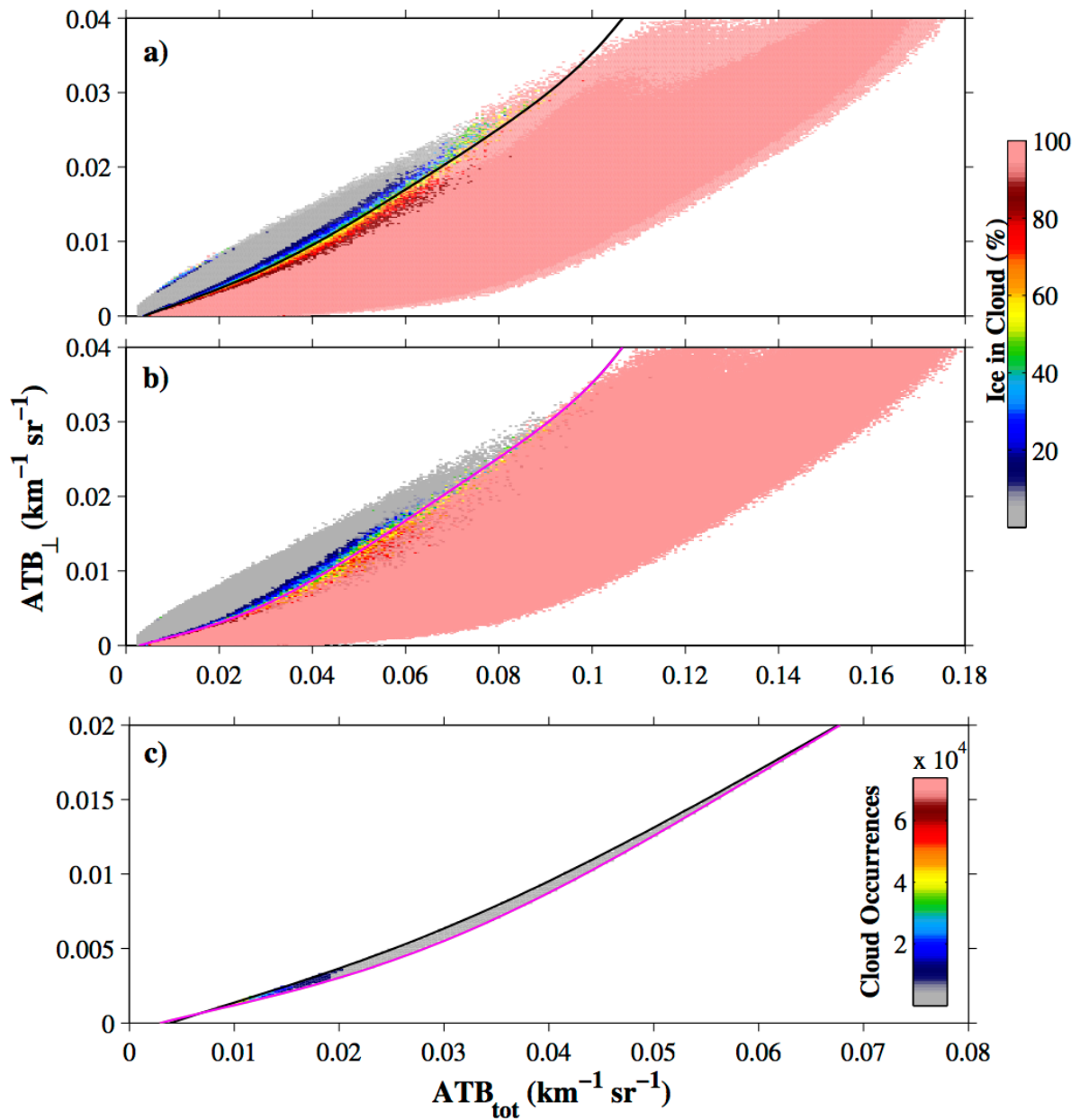


Figure II.16: Sensibilité de la courbe de discrimination à l'atténuation du faisceau lidar : a) Même figure que la Figure II.11, b) Même figure que la Figure II.11 en ne retenant que le premier niveau nuageux en partant du sommet de l'atmosphère, c) nombre de points entre les deux courbes de discrimination.

3.2.4. Sensibilité de la courbe de discrimination au bruit des données de jour

Le diagnostic de phase CALIPSO-GOCCP a été élaboré à partir des données de nuit car elles sont moins affectées par le bruit que les données de jour. Toutefois, la sensibilité de la courbe de discrimination au bruit des données de jour a été étudiée. Nous avons comparé la courbe de discrimination construite à partir des données de jour avec celle construite à partir des données de nuit. Les résultats montrent qu'elles sont très proches (Figure II.17). Utiliser la courbe de discrimination de nuit (standard) sur les données de jour affecte seulement 1.4% du nombre total de pixels de jour.

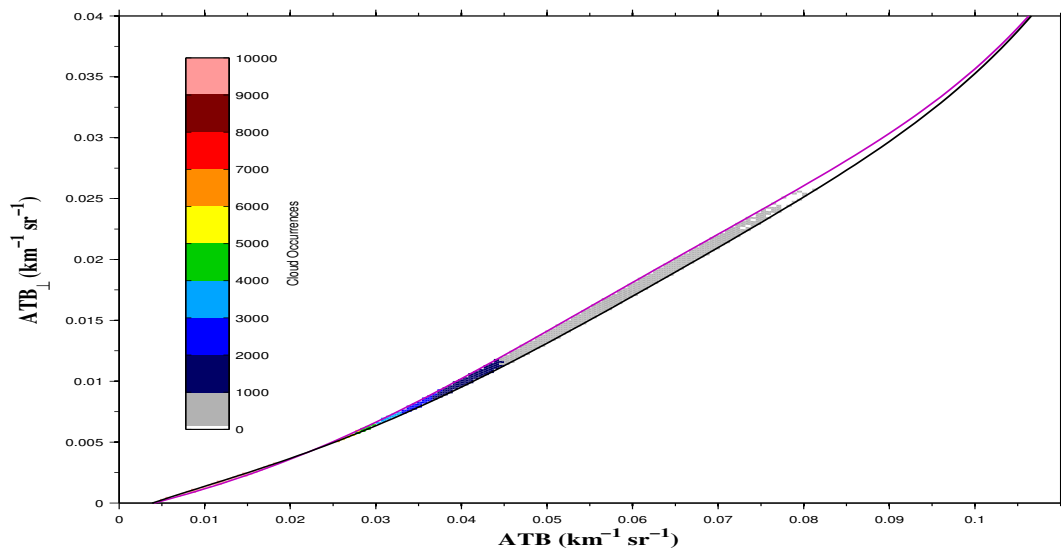


Figure II.17 : Sensibilité de la courbe de discrimination au bruit des données de jours. La courbe de discrimination standard (données de nuit) est représentée en noir et la courbe de discrimination de jour en magenta. Le nombre de points entre les 2 courbes correspond à 1.4% du nombre total de pixels (pour une saison JFM 2010 de jour).

4. Conclusion

Le changement d'état de polarisation d'un rayon lumineux diffusé par un nuage donne une information sur la forme des particules qui le compose. Exprimée dans le formalisme de Stokes et appliquée au cas du lidar en diffusion simple, la dépolarisation théorique d'un rayon lumineux diffusé par une gouttelette d'eau est nulle, et supérieure à 0 lorsqu'il s'agit d'un cristal de glace. Cette méthode est applicable au lidar CALIOP qui satisfait les conditions suivantes: i) son faisceau incident est polarisé linéairement, ii) il mesure le changement d'état de la polarisation de la lumière (à 532nm), iii) il collecte les photons diffusés à l'angle $\Theta=180^\circ$. A cause de son champ de vision et de la distance qui le sépare de la troposphère (altitude égale à 705km), CALIOP est sensible aux diffusions multiples. Elles sont particulièrement importantes dans les nuages liquides qui ont une épaisseur optique généralement plus importante que les nuages de glace. Les diffusions multiples modifient la polarisation du rayon diffusé par les gouttelettes d'eau et ont un effet négligeable dans le cas des cristaux de glace.

Contrairement à d'autres produits CALIPSO, CALIPSO-GOCCP utilise directement les mesures sur les voies perpendiculaire (ATB_{perp} aussi égal au numérateur de la dépolarisation) et parallèle+perpendiculaire (ATB) pour différencier les états thermodynamiques de l'eau dans les nuages. L'ATB et l' ATB_{perp} d'un pixel nuageux sont placés sur un diagramme à deux dimensions, appelé « diagramme de phase ». L'allure de ce diagramme est différente selon la phase des nuages. Les nuages composés de glace exclusivement ($z>8\text{km}$ et $T<-42^\circ\text{C}$) se regroupent le long d'une droite alors que ceux composés d'eau liquide exclusivement ($z<3\text{km}$ et $T>0^\circ\text{C}$) forment une courbe parabolique. La généralisation de cette étude de cas sur trois mois de données confirme les comportements distincts des nuages liquides ou glacés sur le diagramme de phase. Une courbe de discrimination est ensuite déterminée à partir de ce diagramme de phase dans le cas général.

La courbe de discrimination permet d'attribuer la phase d'un pixel nuageux. Les points situés au-dessous de la courbe sont liquides et au-dessus glacés. Cependant, à cause du bruit ou de l'atténuation présent dans les mesures CALIOP, la phase CALIPSO-GOCCP peut-être classifiée comme « indéfinie ». Dans moins de 1% des cas, l'emploi de critères de température permet d'éviter certains problèmes de fausses détections. Par exemple, les poussières désertiques, mélangées aux nuages chauds, dépolarisent le signal comme de la glace. La détermination de la phase des nuages avec CALIPSO-GOCCP est donc indépendante de la température dans 99% des cas.

L'impact d'un changement de position de cette courbe de discrimination de phase est ensuite discuté. Utiliser la courbe $F_{\text{glace}}=10\%$ ou $F_{\text{glace}}=90\%$ peut introduire une variation de la part relative des nuages glacés ou liquides de +/- 1% pour les nuages inférieures à 3.36km, en Antarctique. La résolution verticale modifie l'impact des diffusions multiples. Ses effets sur le diagramme de phase sont pris en compte pour obtenir les paramétrisations liquide et glacé qui seront utilisées dans le simulateur de lidar. L'influence de l'atténuation sur la position de la

courbe de discrimination est relativement faible (1.2% du nombre total des points nuageux). Enfin, l'utilisation des données de jour (plus bruitées que celles de nuit) pour construire la courbe de discrimination affecterait la phase de 1.4% des pixels nuageux de jour.

En conclusion, une seule et même courbe sera donc appliquée pour séparer les nuages liquides de nuages glacés. La discrimination de la phase dans CALIPSO-GOCCP : i) prend en compte l'effet d'atténuation du laser et l'effet de diffusions multiples, ii) est indépendante de la température dans plus de 99% des cas, iii) est résolue verticalement. Ces deux derniers éléments constituent a priori une valeur ajoutée significative par rapport aux autres techniques de restitution de phase.

Dans le prochain chapitre, nous allons valider la phase CALIPSO-GOCCP avec des mesures in situ aéroportées, la comparer avec d'autres produits CALIPSO et la situer par rapport à des mesures de satellites à capteurs passifs.

Chapitre 3 : Validation de la phase CALIPSO-GOCCP

Table des matières

CHAPITRE 3 : VALIDATION DE LA PHASE CALIPSO-GOCCP	62
1. INTRODUCTION.....	63
2. COMPARAISON AVEC DES MESURES IN SITU AÉROPORTÉES	64
2.1. DESCRIPTION DE LA MÉTHODE DE COMPARAISON ENTRE CALIPSO-GOCCP ET LE NÉPHÉLOMÈTRE POLAIRE.....	64
2.1.1. <i>Co-localisation spatiale et temporelle des mesures.....</i>	64
2.1.2. <i>Re-échantillonnage des mesures CALIPSO-GOCCP</i>	65
2.1.3. <i>Détection des nuages et détermination de la phase.....</i>	66
2.2. VALIDATION DE LA DÉTECTION NUAGEUSE CALIPSO-GOCCP	67
2.2.1. <i>Calcul des statistiques de détection de nuage.....</i>	67
2.2.2. <i>Statistiques aux moyennes latitudes.....</i>	69
2.2.3. <i>Statistiques en Arctique.....</i>	70
2.3. VALIDATION DE LA PHASE DES NUAGES CALIPSO-GOCCP	73
2.3.1. <i>Calcul des statistiques sur la restitution de la phase.....</i>	73
2.3.2. <i>Statistiques aux moyennes latitudes.....</i>	75
2.3.3. <i>Statistiques dans la région arctique.....</i>	76
2.3.4. <i>Diagramme de phase</i>	79
2.4. CONCLUSION.....	80
3. COMPARAISON AVEC D'AUTRES PRODUITS CALIOP	82
3.1. PRÉSENTATION DES PRODUITS ST ET JAXA	82
3.1.1. <i>CALIPSO Science Team.....</i>	82
3.1.2. <i>JAXA.....</i>	83
3.2. MESURES IN SITU AÉROPORTÉES CO-LOCALISÉES.....	83
3.2.1. <i>Détection nuageuse</i>	83
3.2.2. <i>Comparaison de la phase</i>	85
3.3. PROFILS ZONAUX DE FRACTION LIQUIDE ET GLACÉE SUR UNE SAISON	89
3.3.1. <i>Nuages glacés.....</i>	90
3.3.2. <i>Nuages liquides</i>	91
3.3.3. <i>Part relative de glace dans les nuages</i>	92
3.4. CONCLUSION.....	94
4. COMPARAISON AVEC DES CAPTEURS SATELLITES PASSIFS	96
4.1. RÉSULTATS	96
4.2. CONCLUSION.....	98
5. CONCLUSION	99

1. Introduction

La phase thermodynamique de CALIPSO-GOCCP est basée sur la mesure du changement d'état de polarisation de la lumière rétrodiffusée par une particule nuageuse. Les mesures du lidar ne donnent pas directement la phase mais nous renseignent sur la sphéricité ou non-sphéricité des particules contenues dans le nuage télédéecté. Ainsi, il est possible de différencier les gouttelettes d'eau des cristaux de glace. La méthode a été décrite et discutée en détail dans la Chap. 2. Il est maintenant nécessaire de comparer la phase CALIPSO-GOCCP à d'autres données de phase pour la valider.

La transition de phase de l'eau dans les nuages se déroule à des échelles spatio-temporelles très fines qu'il est difficile de mesurer par satellite. Un des moyens couramment utilisé pour valider les données satellites est l'utilisation de mesures in situ aéroportées (avion ballon, etc), c'est à dire des mesures faites directement à l'intérieur des nuages. Elles permettent d'observer les processus avec une précision et une résolution accrues et avec un meilleur échantillonnage comparé aux satellites. Néanmoins, de telles mesures ne sont disponibles que ponctuellement.

La phase CALIPSO-GOCCP doit également être comparée à d'autres produits satellites pour être évaluée de façon globale. L'utilisation de produits issus du même instrument (CALIOP) facilite la comparaison. Ainsi, les désaccords mis en évidence ne sont pas liés à l'instrument mais aux algorithmes employés pour restituer les nuages et leurs phases. De plus, Il est également utile de comparer la phase CALIPSO-GOCCP avec la phase d'autres instruments (passifs) embarqués dans des satellites pour évaluer l'apport de CALIOP, et situer la phase CALIPSO-GOCCP par rapport aux produits existants sur de plus longues périodes temporelles.

Dans ce chapitre, une première partie sera consacrée à la comparaison de la phase CALIPSO-GOCCP avec des mesures de néphélomètre polaire embarqué dans un avion volant sous l'orbite de CALIPSO (Sect. 2). Puis, dans une deuxième partie, nous comparerons les différents produits CALIPSO (GOCCP, JAXA, ST) pour déterminer l'impact de l'algorithme utilisé pour restituer la phase (Sect. 3). Enfin, dans la dernière partie, nous comparerons CALIPSO-GOCCP à d'autres restitutions de phase obtenues par des instruments passifs embarqués à bord de satellites (Sect. 4).

2. Comparaison avec des mesures in situ aéroportées

Dans cette partie, nous comparerons CALIPSO-GOCCP à des données microphysiques provenant de deux campagnes de mesure in situ aéroportées co-localisées avec le satellite CALIPSO : la « Cirrus Cloud Experiment » (CIRCLE-2 ; Eichler et al., 2009), et Arctic Study of Tropospheric Aerosol Clouds and Radiation (ASTAR ; Engvall et al., 2008). Pour valider la phase restituée par CALIPSO-GOCCP à l'aide de données avion co-localisées, il faudra séparer la détection nuageuse de la détermination de la phase. La Sect. 2.1 décrira la méthode de comparaison entre les deux instruments, la Sect. 2.2 traitera de la détection des nuages et la Sect. 2.3 consistera à comparer la phase des nuages détectés simultanément par le néphélomètre polaire et CALIPSO-GOCCP.

2.1. Description de la méthode de comparaison entre CALIPSO-GOCCP et le néphélomètre polaire

2.1.1. Co-localisation spatiale et temporelle des mesures

Tout d'abord, nous avons sélectionné cinq vols des campagnes CIRCLE-2 et ASTAR : deux en région arctique et trois à des latitudes moyennes. Le choix a été établi en fonction de critères associés à la co-localisation spatiale et temporelle d'une part et à la présence de nuages d'autre part. Nous avons donc gardé les parties des vols i) dont la trajectoire est la plus proche de l'orbite du satellite (Figure III.1.a-c-e-g-i) et ii) sur une fenêtre glissante de plus ou moins 10 minutes autour du passage de CALIPSO (Figure III.1.b-d-f-h-j, Tableau III.1 dernière ligne pour les périodes temporelles retenues), iii) pour lesquelles des nuages sont présents.

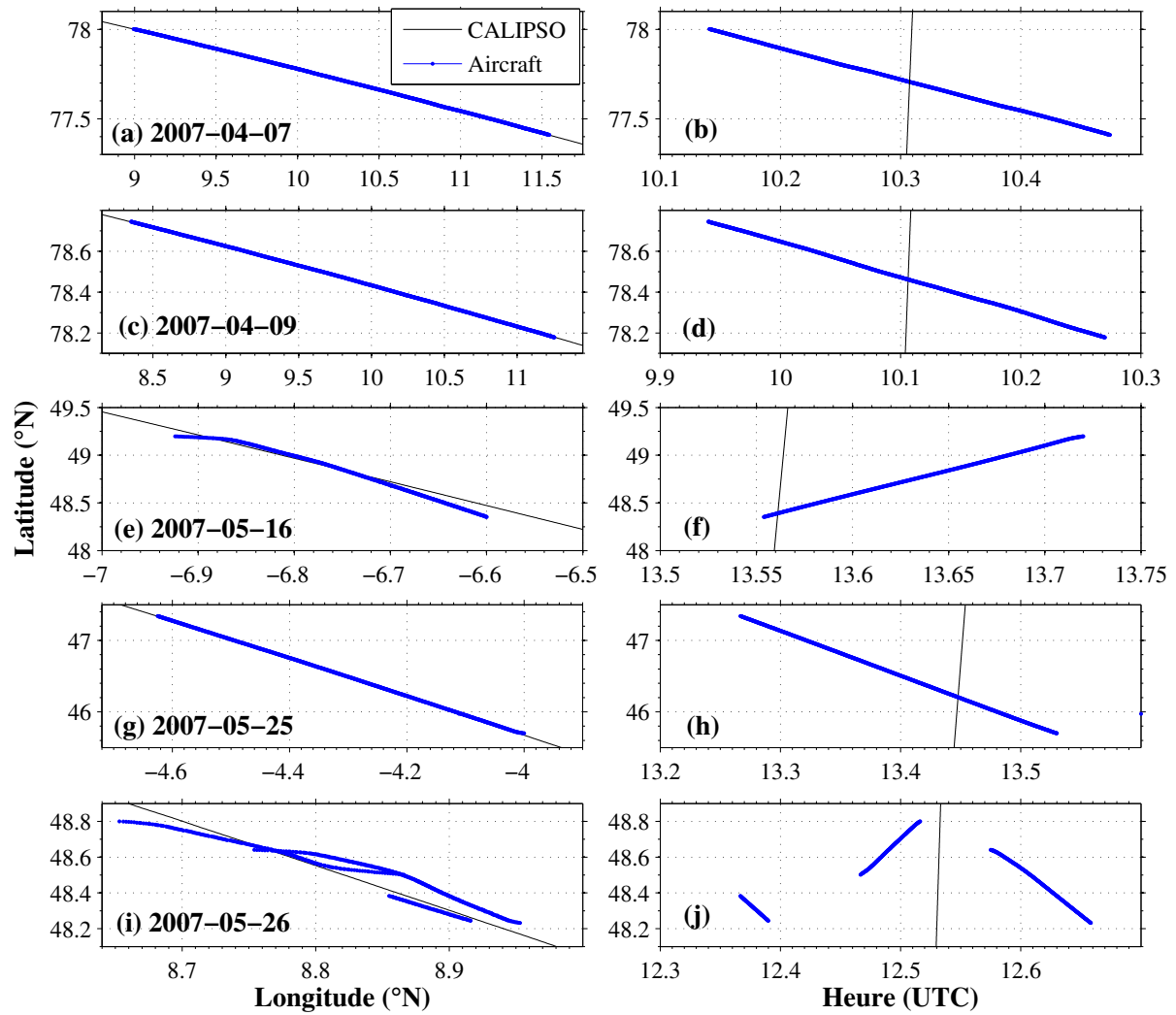


Figure III.1: Orbites CALIPSO (trait noir) et trajectoires d'avion (trait bleu) des campagnes ASTAR/CIRCLE-2, localisées dans l'espace (colonne de gauche) et dans le temps (colonne de droite) pour le 7 avril 2007 (a-b), le 9 avril 2007 (c-d), le 16 mai 2007 (e-f), le 25 mai 2007 (g-h) et le 26 mai 2007 (i-j).

2.1.2. Re-échantillonnage des mesures CALIPSO-GOCCP

La distance entre deux mesures est plus faible pour l'avion (de 80m à 200m) que pour le satellite (333m). Pour faciliter la comparaison, nous avons considéré que les mesures du satellite étaient continues sur 333m le long de l'orbite en faisant du sur-échantillonnage (Figure III.2). On a donc utilisé en moyenne trois mesures d'avion pour une même mesure satellite. Nous avons constaté que les détections de ciel clair ou nuageux effectuées par l'avion sur l'intervalle horizontal de mesure du satellite ($dx=333m$) étaient peu variables (la phase varie peu également).

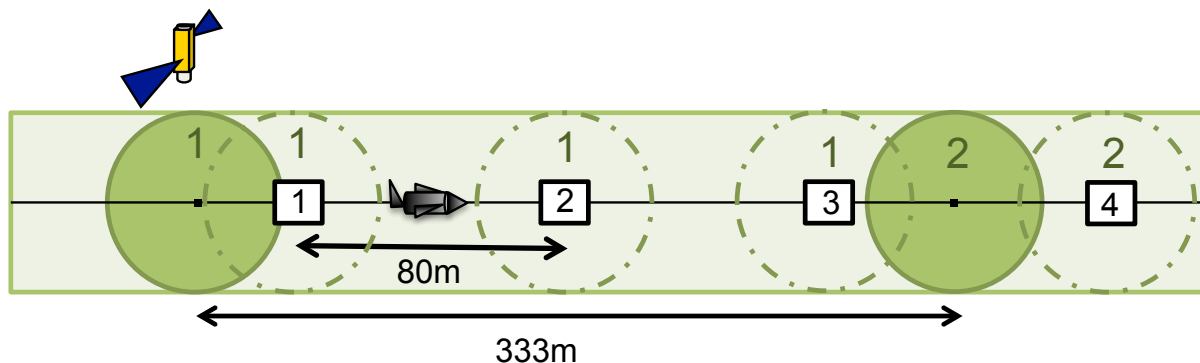


Figure III.2 : Schéma de l'échantillonnage du satellite et de l'avion. Les mesures de l'avion sont représentées par des carrés noirs numérotés et les mesures satellites par des cercles verts numérotés. La première mesure CALIPSO (1) est considérée comme continue jusqu'à la deuxième mesure (2). Elle est sur-échantillonnée (cercle en tiret vert) pour être comparée aux mesures 1, 2 et 3 de l'avion (carrés noirs).

2.1.3. Détection des nuages et détermination de la phase

Dans les mesures aéroportées, le pixel est dit nuageux lorsque la mesure du coefficient d'extinction du néphélomètre est supérieure à 0.05 km^{-1} pour les vols arctiques (Gayet et al., 2009) et 0.02 km^{-1} pour les vols aux moyennes latitudes (Mioche et al., 2010), sinon il est classifié comme clair. La détermination de la phase se fait en fonction de seuil sur les valeurs du facteur d'asymétrie g qui donne une indication sur la sphéricité ou non-sphéricité de la particule (Gayet et al., 2002, Jourdan et al., 2010) :

- Pour $0.83 \leq g < 0.9$, le pixel est dit liquide.
- Pour $0.7 < g < 0.8$, le pixel est dit glacé.
- Pour $0.8 \leq g < 0.83$, le pixel est dit de phase mixte. Ces valeurs de g ne correspondent pas à une sphéricité parfaite, mais elles sont assez élevées pour indiquer la présence de gouttelettes liquides dans la mixture.

La méthode de détection nuageuse pour CALIPSO-GOCCP est décrite en détail dans l'Annexe B et la détermination de la phase dans le Chap. 2. C'est pourquoi nous n'effectuerons qu'un bref rappel ici. CALIPSO-GOCCP diagnostique du ciel nuageux ou clair en fonction de seuils de détection basés sur le rapport de diffusion (SR). Les pixels peuvent être classifiés comme ciel clair, nuageux, incertains, ou totalement atténués. Un pixel peut également être rejeté en présence de bruit (particulièrement avec les données de jour). La phase est ensuite déterminée en fonction des valeurs d'ATB et d'ATB_{perp} du pixel nuageux.

2.2. Validation de la détection nuageuse CALIPSO-GOCCP

Nous disposons maintenant de données aéroportées et satellites bien co-localisées dans le temps et l'espace et échantillonnées de la même façon pour chaque vol. A partir de cette sélection de données, des statistiques d'accord, de désaccord et d'incertitude entre les capteurs ont été calculées pour la détection de nuage. Lorsque les deux capteurs sont en accord sur la détection d'un nuage, de nouvelles statistiques sont calculées concernant l'accord, le désaccord et l'incertitude de restitution de phase. En plus du calcul de statistiques, les masques de nuages et de phase des deux capteurs ont été étudiés en fonction de l'altitude et la latitude.

2.2.1. Calcul des statistiques de détection de nuage

Nombre de pixel total N_{tot} . Le nombre de mesures de l'avion sélectionnées grâce aux critères de co-localisation est défini comme étant N_{avion} . Les mesures CALIPSO-GOCCP ont été re-échantillonnées telles que $N_{GOCCP}=N_{avion}$. Cependant toutes les mesures CALIPSO-GOCCP ne sont pas utilisables. En effet, dans CALIPSO-GOCCP, les pixels avec des valeurs de SR très faibles ($SR < 0.01$) correspondent à des niveaux pour lesquels le lidar est « totalement atténué ». De plus, lorsque le rapport signal sur bruit est mauvais (surtout dans les données de jour) les pixels peuvent être rejetés. Nous avons exclu du calcul ces pixels CALIPSO-GOCCP dits « totalement atténués » (N_{att}) ou « rejetés » (N_{rej}). Le nombre total de pixel (N_{tot}) utilisé pour chaque vol correspond donc à :

$$N_{tot} = N_{GOCCP} - (N_{att} + N_{rej}) \quad (III.1)$$

Pour toutes les définitions qui suivent, nous utiliserons la lettre N pour référer à un nombre de pixels.

Part relative d'accord (P_{acc}). Cette catégorie contient les mesures pour lesquelles les deux capteurs détectent la même chose :

$$\begin{aligned} P_{acc} &= P_{Acloud/Ccloud} + P_{Aclear/Cclear} \\ &= 100 * (N_{Acloud/Ccloud} + N_{Aclear/Cclear}) / N_{tot} \quad (\%) \end{aligned} \quad (III.2)$$

Avec :

$N_{Acloud/Ccloud}$: l'avion et CALIPSO détectent un nuage (A pour avion et C pour CALIPSO).

$N_{Aclear/Cclear}$: l'avion et CALIPSO détectent du ciel clair.

Part relative de désaccord ($P_{dés}$). Cette catégorie contient les mesures pour lesquelles un capteur détecte un nuage et l'autre du ciel clair :

$$\begin{aligned} P_{dés} &= P_{Acloud/Cclear} + P_{Aclear/Ccloud} \\ &= 100 * (N_{Acloud/Cclear} + N_{Aclear/Ccloud}) / N_{tot} \quad (\%) \end{aligned} \quad (III.3)$$

Avec :

$N_{Acloud/Cclear}$: l'avion détecte un nuage et CALIPSO du ciel clair.

$N_{Aclear/Ccloud}$: l'avion détecte du ciel clair et CALIPSO un nuage.

Part relative d'incertitude (P_{inc}). Cette catégorie contient les mesures classées comme ciel incertain par CALIPSO-GOCCP :

$$P_{inc} = P_{Acloud/Cuncert} + P_{Aclear/Cuncert}$$

$$= 100*(N_{Acloud/Cuncert} + N_{Aclear/Cuncert}) / N_{tot} \quad (\%) \quad (III.4)$$

Avec :

$N_{Acloud/Cuncert}$: l'avion détecte un nuage et CALIPSO du ciel incertain.

$N_{Aclear/Cuncert}$: l'avion détecte du ciel clair et CALIPSO du ciel incertain.

Les résultats de ces statistiques sont réunis dans le Tableau III.1. La somme des trois catégories (ou des six sous-catégories) vaut 100% et utilise l'ensemble des pixels N_{tot} .

%	Arctique		Moyennes Latitudes		
	20070407	20070409	20070516	20070525	20070526
P_{acc} (%)	48,8	72,1	91,5	94,2	90,4
$P_{Acloud/Ccloud}$	43	20,2	83,7	39,3	69,9
$P_{Aclear/Cclear}$	5,8	51,9	7,8	54,9	20,5
$P_{dés}$ (%)	47,4	22,9	8,5 ⊗	5,8 ⊗	9,6 ⊗
$P_{Aclear/Ccloud}$	5,6 ⊗	3,2 ⊗	8,5	2,7	1,9
$P_{Acloud/Cclear}$	41,8 ∅	19,7 ∅	0	3,1	7,7
P_{inc} (%)	3,8	5	0	0	0
$P_{Aclear/Cuncert}$	0,6	2,1	0	0	0
$P_{Acloud/Cuncert}$	3,2 ∇	2,9 ∇	0	0	0
Temps	"±/- 10m"	"±/- 10m"	"-1m +10m"	"-10m +6m"	"-10m -9m" "-4m -1m" "+3m +8m"

Tableau III.1 : Statistiques d'accord de détection nuageuse (%) co-localisées entre les mesures de l'avion et CALIPSO-GOCCP pour cinq journées en Arctique et aux latitudes moyennes. Les principaux chiffres du tableau sont listés ci-après avec une explication sommaire qui renvoie au texte pour plus détails :

⊗ Désaccords dus à une mauvaise co-localisation des données (Sect. 2.2.2)

∅ Désaccords dus à une mauvaise classification des pixels « totalement atténués » dans CALIPSO-GOCCP (Sect. 2.2.3.1)

Ⓜ Désaccords dus à la résolution verticale des capteurs (Sect. 2.2.3.2)

∇ Incertitudes liées à la sensibilité du seuil de détection CALIPSO-GOCCP (Sect. 2.2.3.3)

2.2.2. Statistiques aux moyennes latitudes

Aux moyennes latitudes, les deux capteurs sont en accord dans plus de 90% des situations (Tableau III.1). Les vols se sont déroulés à des altitudes élevées (entre 8.5 et 12km). Les nuages rencontrés pour ce genre d'altitude et latitude sont généralement constitués de cristaux de glace. Ils ont une épaisseur optique suffisamment faible pour permettre à CALIPSO-GOCCP de détecter plusieurs couches nuageuses successives sur le même profil vertical sans être atténué.

Afin de trouver la provenance des différences, nous avons représenté la distribution verticale de l'ATB de niveau 1 ($\Delta z=30\text{m}-60\text{m}$) le long de l'orbite du satellite ainsi que le masque de nuage de l'avion sur les Figure III.3.a-c. Les Figure III.3.d-f sont identiques aux Figure III.3.a-c pour le masque de nuage CALIPSO-GOCCP.

Les quelques cas de désaccords sont dus aux limites de co-localisations entre les deux capteurs. Le cas du 26 avril illustre ce constat. Autour de 48.3°N à 10km (Figure III.3.f), la co-localisation dans le temps est proche de la limite du critère de sélection (10min avant le passage, Figure III.1.j). A 48.39°N et 48.45°N vers 8.6km (Figure III.3.f), c'est la co-localisation dans l'espace qui est moins bonne (Figure III.1.i). Autre exemple, sur la Figure III.3.a, on constate à 12km autour de 48.5°N que l'avion détecte des nuages alors que le signal ATB n'indique aucune couche de particules (valeurs très faibles, inférieures à $2 \cdot 10^{-3} \text{ km}^{-1}\text{sr}^{-1}$). La co-localisation est bonne dans le temps (Figure III.1.f), mais l'avion n'a pas encore tout à fait rejoint la trajectoire du satellite (Figure III.1.e).

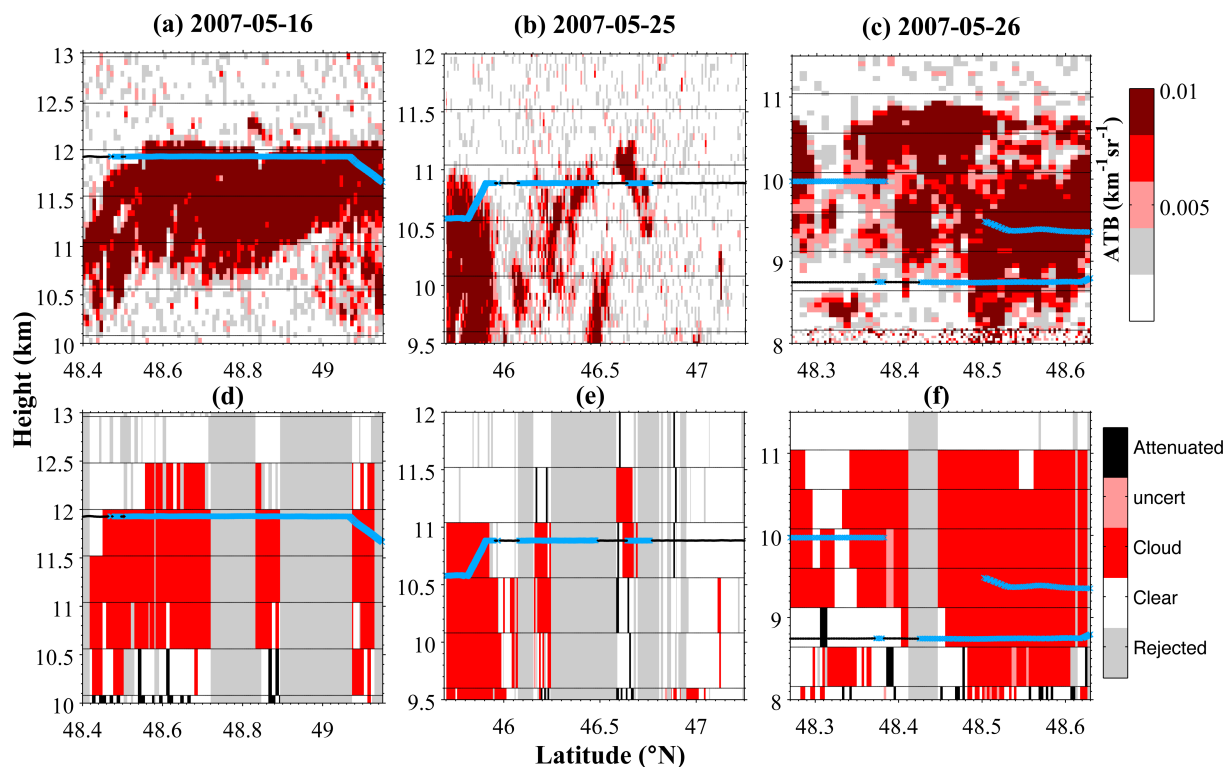


Figure III.3 : Orbite CALIPSO et trajectoire de l'avion pour la campagne CIRCLE-2: La 1ere ligne représente l'ATB CALIPSO de niveau 1 ($\text{km}^{-1}\text{sr}^{-1}$) avec une résolution verticale de 60m pour (a) le 16 mai 2007, (b) le 25 mai 2007, (c) le 26 mai 2007. La ligne du bas (d-e-f) représente le masque nuageux CALIPSO-GOCCP pour les mêmes dates respectivement. La barre de couleur est définie telle que : rouge pour les nuages, rouge pâle pour le ciel incertain, blanc pour le ciel clair, gris pour les pixels rejetés, et noir pour les pixels totalement atténués. Pour l'avion, les points noirs représentent le ciel clair et les croix de couleurs indiquent la présence de nuages.

2.2.3. Statistiques en Arctique

Les mesures aéroportées effectuées en Arctique ont porté sur des nuages de phase mixte dans les basses couches ($z < 3\text{km}$). Pour ces deux vols, le taux d'accord sur les détections de nuages entre l'avion et le satellite (Tableau III.1) est moins élevé (49.4% et 74.2%) qu'aux latitudes moyennes (plus de 90%). On distingue trois cas de figure qui nous permettent d'expliquer les désaccords et les incertitudes.

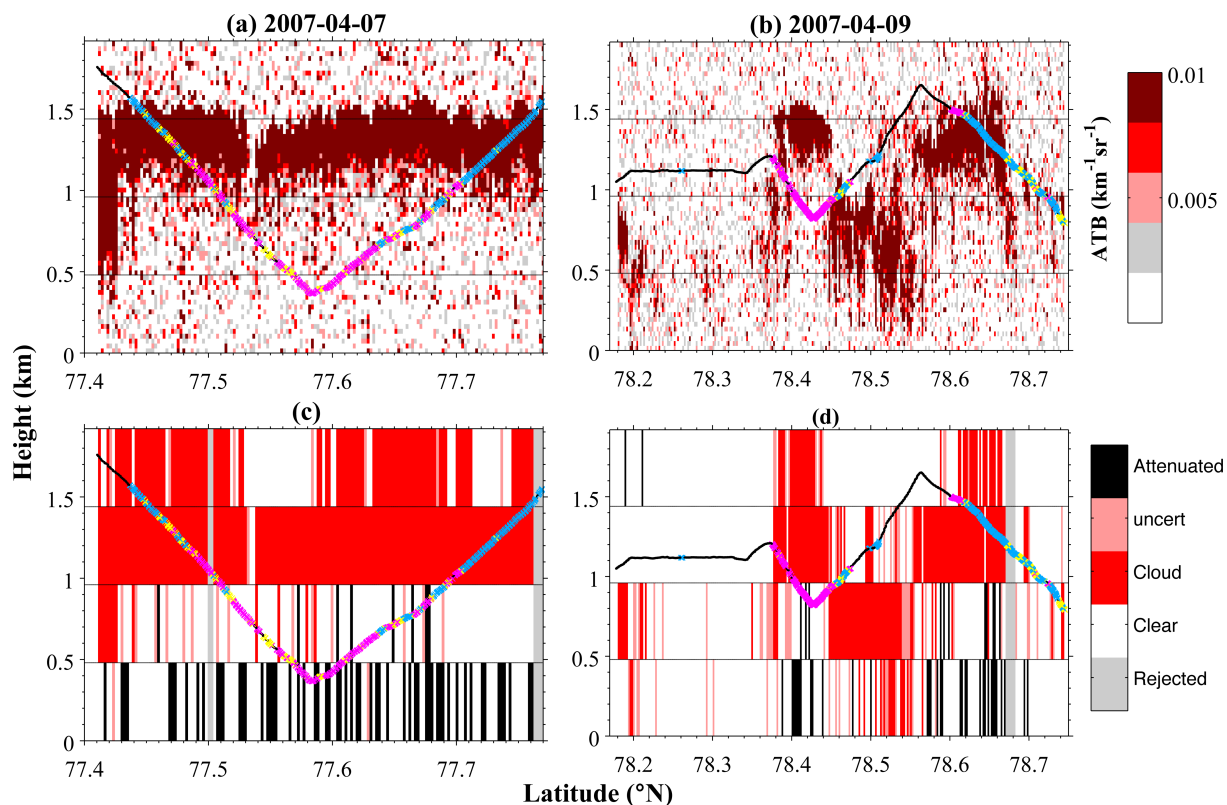


Figure III.4: Orbite CALIPSO et trajectoire de l'avion pour la campagne ASTAR : La 1ere ligne représente l'ATB CALIPSO de niveau 1 avec une résolution verticale de 30m pour (a) le 7 avril 2007 et (b) le 9 avril 2007. La dernière ligne du bas (c,d) correspond au masque nuageux CALIPSO-GOCCP pour les mêmes dates respectivement. Se référer à la Figure III.3 pour les codes couleurs.

2.2.3.1. Désaccords dus aux pixels CALIPSO-GOCCP atténués mais non diagnostiqués « totalement atténués »

L'avion détecte des nuages que CALIPSO-GOCCP ne détecte pas dans 41.8% et 19.7% des mesures (ligne $P_{\text{Acloud/Cclear}}$ du Tableau III.1). Il s'agit de pixels CALIPSO-GOCCP partiellement ou totalement atténués qui sont diagnostiqués comme clair alors qu'ils devraient être « totalement atténués ». En effet, lorsque le lidar pénètre plusieurs couches successives de nuages, selon leurs épaisseurs optiques, le signal rétrodiffusé sera plus ou moins atténué. Si l'atténuation est forte, cela rend la classification des pixels plus difficile. Par exemple, entre 77.51°N et 77.68°N sur la Figure III.4.c (ou entre 78.4°N et 78.45°N la Figure III.4.d), les pixels sont diagnostiqués comme clair (en blanc) ou incertain (rouge clair) alors qu'ils devraient être totalement atténués (en noir) pour la plupart, et donc ne pas être pris en compte dans le calcul. Ceci est la principale cause des désaccords entre les deux jeux de données en Arctique.

2.2.3.2. Désaccords dus à la résolution verticale des capteurs

Les deux capteurs utilisent différentes résolutions verticales: 480m pour CALIPSO-GOCCP, quelques centimètres pour le néphélomètre. Dans l'algorithme CALIPSO-GOCCP, le SR d'un pixel de 480m est calculé à partir d'une moyenne sur plusieurs niveaux verticaux dépendant de la résolution native du lidar CALIOP. 16 niveaux successifs de 30m sont utilisés pour une altitude inférieure à 8.16km, 8 niveaux de 60m sont utilisés au-dessus de 8.16km. Ainsi, le signal mesuré par CALIOP sur un seul niveau ($dz=30m$ ou $dz=60m$) peut être suffisamment fort pour entraîner un SR supérieur à 5 après avoir été moyenné verticalement sur 480m. Dans ce cas de figure (schématisé sur la Figure III.5.a), CALIPSO-GOCCP diagnostique un nuage sur 480m alors que l'avion peut passer dans la partie claire du sous-pixel de 480m et ne pas détecter de nuage. Le nuage peut se trouver dans la partie haute ou basse du pixel de 480m, le résultat sera le même.

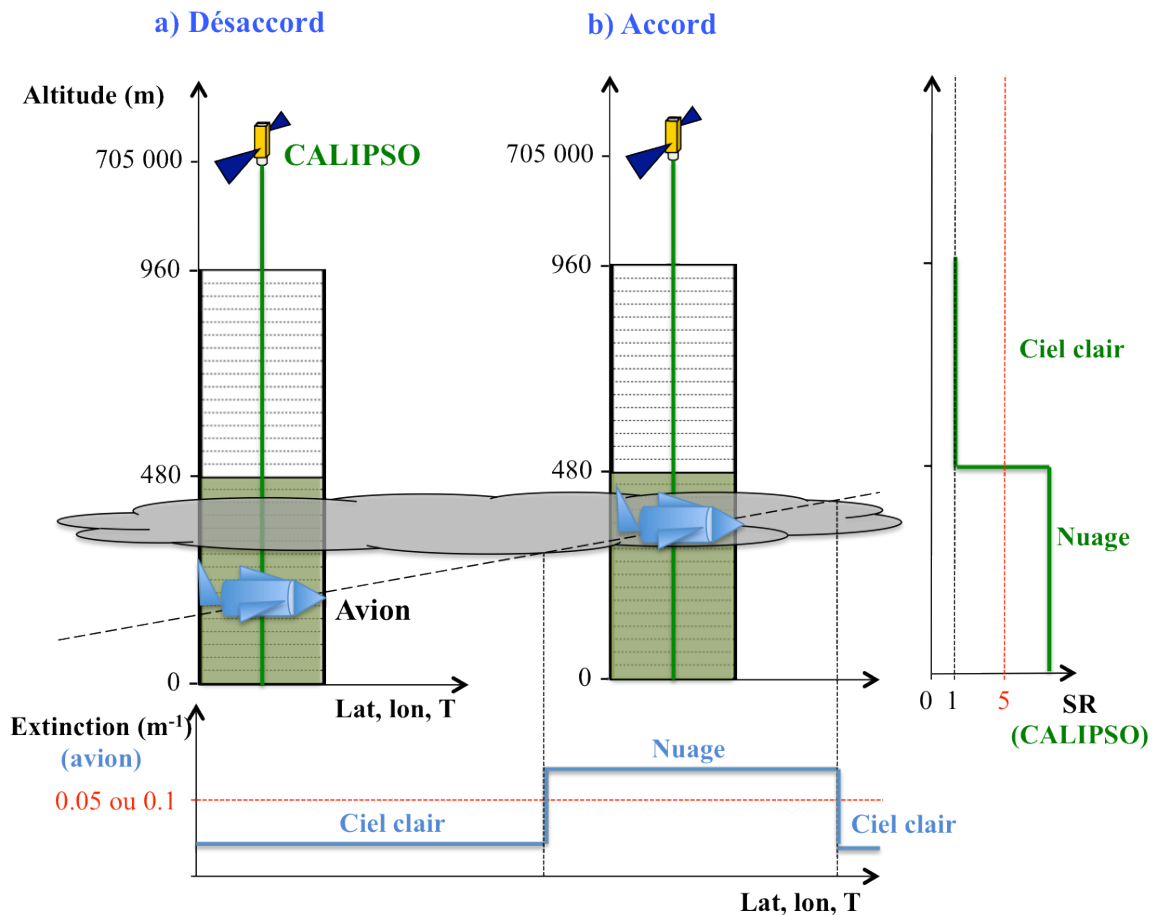


Figure III.5 : Schéma des désaccords de détection dus à la résolution verticale des capteurs

Ce cas de figure représente une petite partie des désaccords (Tableau III.1, ligne $P_{Aclear/Ccloud}$ 5.6% et 3.2%). La Figure III.4.c nous montre par exemple qu'autour de 77.42°N, CALIPSO-GOCCP diagnostique plusieurs nuages entre 1.44km et 1.92km d'altitude. En réalité la couche nuageuse est située autour de 1.5km d'altitude d'après les mesures d'ATB de

CALIOP à 30m de résolution (Figure III.4.a.), et l'avion passe au-dessus de cette couche avant 77.44°N. Le même cas de figure est observable autour de 78.5°N ainsi que 78.59°N le 9 avril (Figure III.4.b et Figure III.4.d).

2.2.3.3. Incertitudes liées à la sensibilité du seuil de détection CALIPSO-GOCCP

Une couche nuageuse peut ne pas être assez épaisse optiquement pour atteindre le seuil de détection (Figure III.4.d à 78.52°N) et être classifiée comme incertaine (3.2% et 2.9%, ligne $P_{Acloud/Cuncert}$ Tableau III.1). Ca sera notamment le cas pour des nuages optiquement très fins, des poussières désertiques, ou des aérosols.

2.3. Validation de la phase des nuages CALIPSO-GOCCP

A partir des pixels nuageux CALIPSO-GOCCP identifiés comme étant nuageux par le néphélomètre polaire aéroporté ($N_{Acloud/Ccloud}$), nous avons calculé (sur le même principe que dans la Sect. 3.2) des statistiques d'accord, de désaccord et d'incertitude sur la phase restituée par le satellite et l'avion. Nous avons classé les données en plusieurs catégories définies ci-après.

2.3.1. Calcul des statistiques sur la restitution de la phase

Part relative d'accord phase (P'_{acc})

Cette catégorie contient les mesures pour lesquelles les deux capteurs détectent la même phase:

$$P'_{acc} = P'_{Aliq/Cliq} + P'_{Aice/Cice} + P'_{Amix/Cliq} + P'_{Amix/Cice}$$

$$= 100 * (N_{Aliq/Cliq} + N_{Aice/Cice} + N_{Amix/Cliq} + N_{Amix/Cice}) / N_{Acloud/Ccloud} \quad (\%) \quad (III.5)$$

Avec

$N_{Aliq/Cliq}$: l'avion et CALIPSO-GOCCP diagnostique un nuage liquide.

$N_{Aice/Cice}$: l'avion et CALIPSO-GOCCP diagnostique un nuage glacé.

$N_{Amix/Cliq}$: (ou $N_{Amix/Cice}$) l'avion diagnostique un nuage mixte et CALIPSO-GOCCP diagnostique un nuage liquide ou glacé. CALIPSO-GOCCP n'a pas de diagnostique de phase nuage mixte. Le signal est toujours dominé par la phase liquide, glacée ou incertaine. Un nuage mixte sera donc détecté comme liquide ou glacé selon la phase dominante sur le signal, en général la phase du sommet du nuage.

Part relative de désaccord phase ($P'_{dés}$)

Cette catégorie contient les pixels pour lesquelles un capteur diagnostique une phase et l'autre la phase opposée:

$$P'_{dés} = P'_{Aliq/Cice} + P'_{Aice/Cliq} = 100 * (N_{Aliq/Cice} + N_{Aice/Cliq}) / N_{Acloud/Ccloud} \quad (\%) \quad (III.6)$$

Avec

$N_{Aliq/Cice}$: l'avion diagnostique un nuage liquide et CALIPSO-GOCCP un nuage glacé.

$N_{Aice/Cliq}$: l'avion diagnostique un nuage glacé et CALIPSO-GOCCP un nuage liquide.

Part relative d'incertitude phase (P'_{inc})

Cette catégorie contient les pixels classés comme phase indéfinie par CALIPSO-GOCCP :

$$P'_{inc} = P'_{Aliq/Cun} + P'_{Aice/Cun} + P'_{Amix/Cun} \\ = 100 * (N_{Aliq/Cun} + N_{Aice/Cun} + N_{Amix/Cun}) / N_{Acloud/Ccloud} \quad (\%) \quad (III.7)$$

Avec

$N_{Aliq/Cun}$: l'avion diagnostique un nuage liquide et CALIPSO-GOCCP un nuage indéfini.

$N_{Aice/Cun}$: l'avion diagnostique un nuage glacé et CALIPSO-GOCCP un nuage indéfini.

$N_{Amix/Cun}$: l'avion diagnostique un nuage mixte et CALIPSO-GOCCP un nuage indéfini.

Les résultats de ces statistiques sont réunis dans le Tableau III.2. La somme des trois catégories (ou des neuf sous-catégories) vaut 100% et utilise l'ensemble des $N_{Acloud/Ccloud}$ mesures.

Jour	Arctique		Moyennes Latitudes		
	20070407	20070409	20070516	20070525	20070526
$P'_{(Acc)} (\%)$	52,2	55,6	100	94,6	97,3
$P'_{(Aliq/Cliq)}$	43,5	46,1	0	0	0
$P'_{(Aice/Cice)}$	2,2	0	100	94,6	97,3
$P'_{(Amix/Cliq)}$	6,5 ♠	9,5 ♠	0	0	0
$P'_{(Amix/Cice)}$	0	0	0	0	0
$P'_{(dés)} (\%)$	6,9	31	0	0	2,7 Δ
$P'_{(Aliq/Cice)}$	1,8 ♠	2,1 ♠	0	0	0
$P'_{(Aice/Cliq)}$	5,1 ♣ (1,1 ♦)	28,9 ♣ (12,9 ♦)	0	0	2,7
$P'_{(inc)} (\%)$	40,9 ♥	13,4 ♥	0	5,4	0
$P'_{(Aliq/Cun)}$	17,4	12,1	0	0	0
$P'_{(Aice/Cun)}$	14,5	1,3	0	5,4	0
$P'_{(Amix/Cun)}$	9	0	0	0	0

Tableau III.2 : Statistiques d'accord de détection de phase nuageuse co-localisées entre les mesures de l'avion et CALIPSO-GOCCP pour 5 journées en Arctique et aux moyennes latitudes. Les principaux chiffres du tableau sont listés ci-après avec une explication sommaire qui renvoie au texte pour plus détails :

- Δ : Désaccords dus au bruit (Sect. 2.3.2).

- ♠ : Nuages mixtes dominés par la phase liquide dans CALIPSO-GOCCP (Sect. 2.3.3.1).
- ♣ : Désaccords liés à l'atténuation lidar et la résolution verticale des capteurs (Sect. 2.3.3.2.i).
- ♦ : Désaccords liés à la sensibilité de la restitution de phase avion à la valeur seuil de g (Sect. 2.3.3.2.ii).
- ♣ : Désaccords liés au bruit sur la mesure (Sect. 2.3.3.2.iii).
- ♥ : Sur-représentations des cas phase indéfinie car les vols sont effectués dans des nuages liquides de couche limite à fortes épaisseurs optiques (Sect. 2.3.3.3).

2.3.2. Statistiques aux moyennes latitudes

Aux moyennes latitudes, les capteurs ont un très fort taux d'accord (plus de 94%). Le 25 mai 2007, 5.4% des points nuageux sont incertains (pixels verts sur la Figure III.6.b), car ils ont une phase indéfinie dans CALIPSO-GOCCP. Ceci est dû à la présence d'un nuage haut dans le profil qui dégrade la restitution de la phase dans les couches au-dessous. Les seuls cas de désaccord (2.7%) sont rencontrés le 26 mai 2007, dans la partie la plus basse du nuage, la plus atténuée pour le lidar (Figure III.6.c, autour de 48.5°N et 8.5km). Les valeurs d'ATB et d'ATB_{perp} de ces points sont faibles (plus sensibles au bruit) et proches du seuil de discrimination (courbe noire Figure III.8.a).

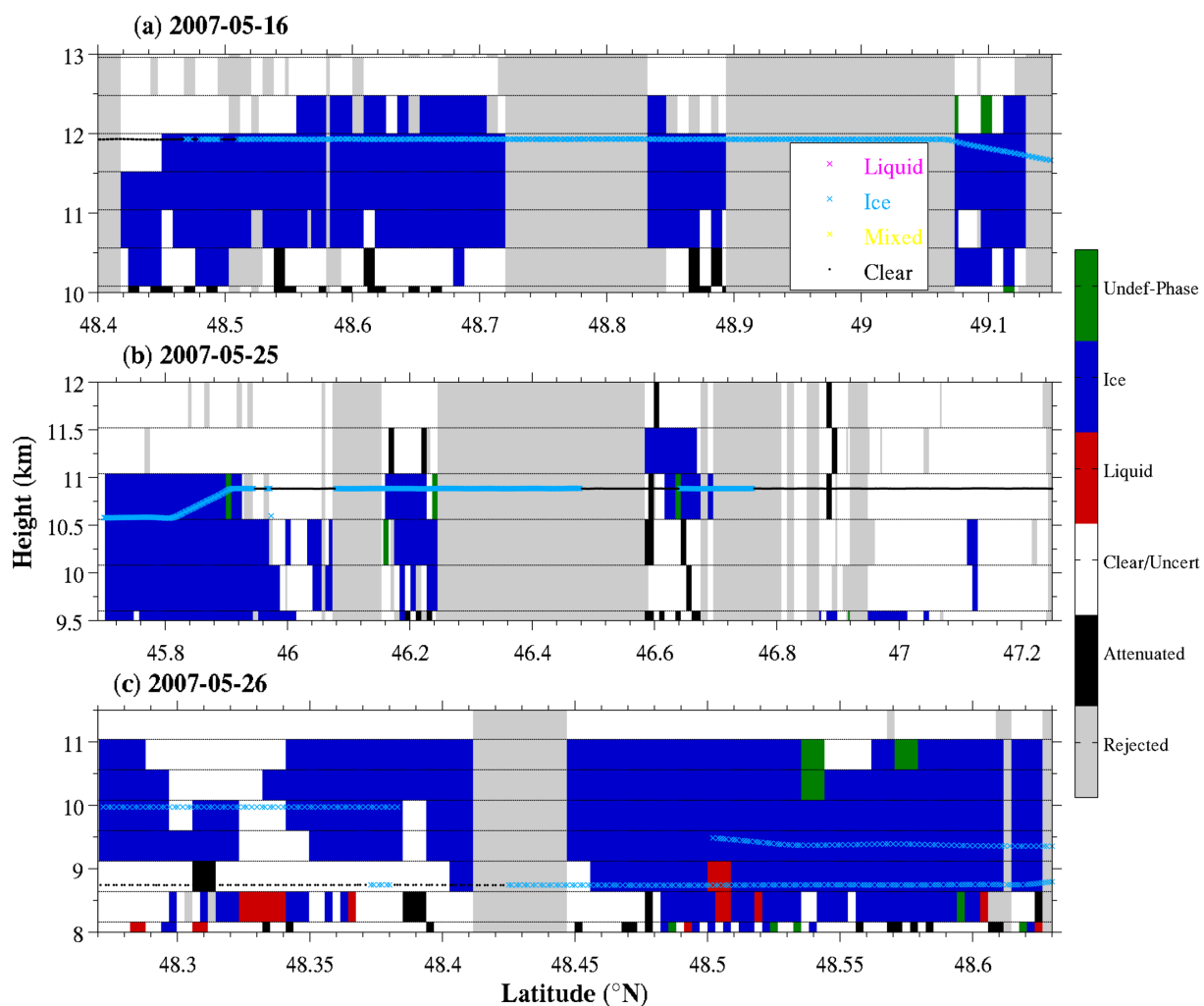


Figure III.6 : Orbite CALIPSO et trajectoire de l'avion pour la campagne CIRCLE-2: Masque de phase CALIPSO-GOCCP a) le 16-05-2007 b) le 25-05-2007 c) le 26-05-2007. La barre de couleur correspond au masque de phase CALIPSO-GOCCP : vert pour les nuages de phase indéfinie, bleu (froid) pour les nuages glacés, rouge (chaud) pour les nuages liquides, blanc pour le ciel clair ou incertain, noir pour les pixels totalement atténués et gris pour les pixels rejetés. Le masque de phase de l'avion est représenté par des croix colorées : bleues pour un nuage glacé, magenta pour un nuage liquide, jaunes pour la phase mixte et des points noirs pour le ciel clair.

2.3.3. Statistiques dans la région arctique

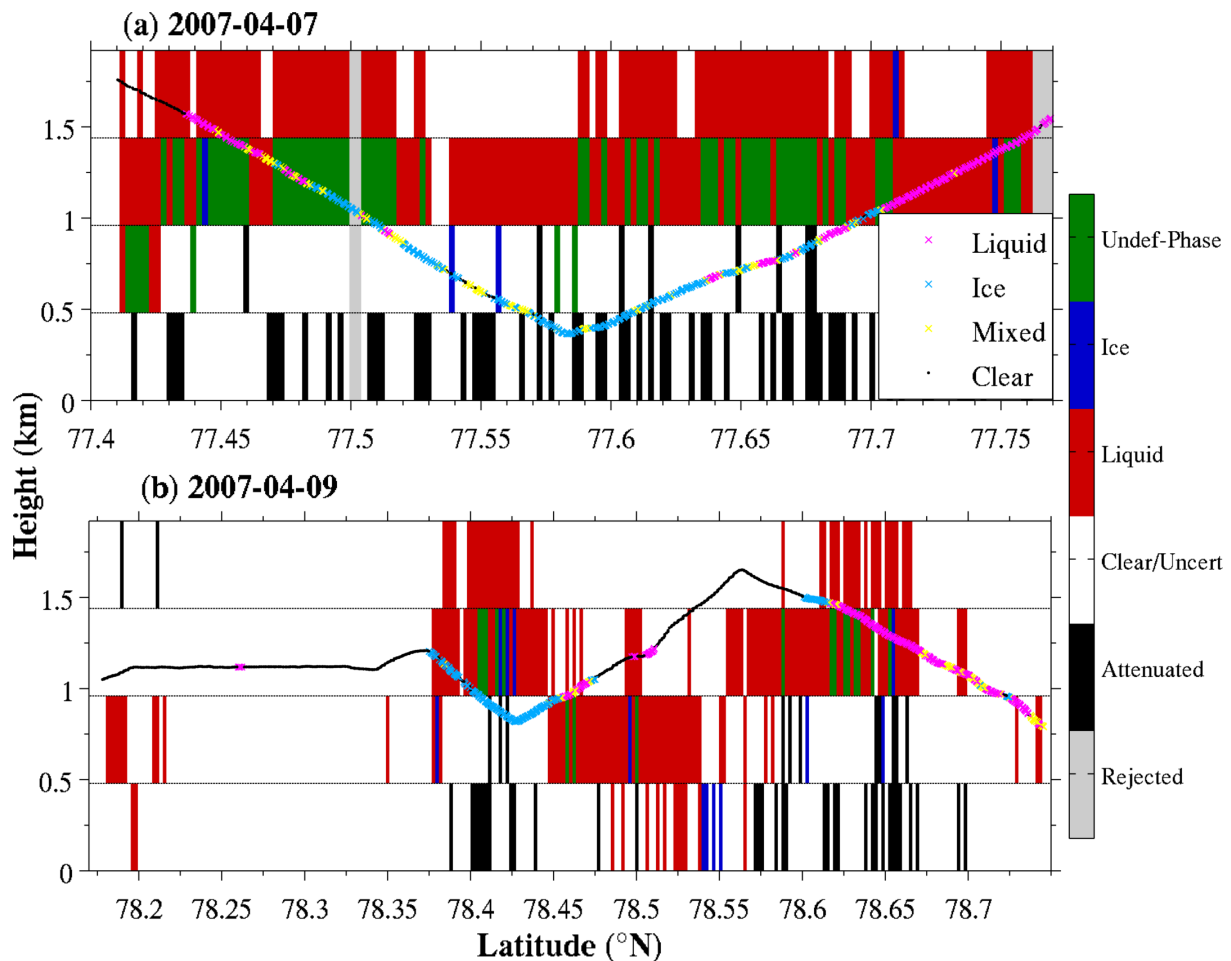


Figure III.7 : Orbite CALIPSO et trajectoire de l'avion pour la campagne ASTAR : Masque de phase CALIPSO-GOCCP a) le 07-05-2007 et b) le 09-04-2007. Se référer à la Figure III.6 pour les codes couleurs.

2.3.3.1. Accord de phase entre les capteurs en Arctique

En Arctique, l'accord de phase entre les deux capteurs est plus faible qu'aux moyennes latitudes (52% et 55.6%, Tableau III.2). Une partie non négligeable du pourcentage d'accord provient des nuages considérés comme mixtes par l'avion 6.5% et 9.5% (croix jaunes sur la Figure III.7). L'avion détecte à la fois des gouttelettes d'eau et des cristaux de glace alors que CALIPSO-GOCCP ne voit que du liquide. Ceci laisse présumer que pour un nuage mixte en Arctique, la phase déterminée par CALIPSO-GOCCP est dominée par la partie liquide. Cette domination du liquide sur le signal mesuré par la voie perpendiculaire a déjà été signalée par (Hu et al., 2010).

2.3.3.2. Désaccords de phase entre les capteurs en Arctique

Selon les mesures aéroportées, la phase CALIPSO-GOCCP est considérée comme fautive dans 6.9% et 31% des cas (ligne P_{diff}, Tableau III.2). Les désaccords viennent principalement des nuages glacés qui ne sont pas correctement diagnostiqués par CALIPSO-GOCCP

($P'_{\text{Aice/Cliq}}$ 5.1% et 28.9%) alors que les nuages diagnostiqués liquides par CALIPSO-GOCCP et glacés par l'avion sont peu nombreux ($P'_{\text{Aliq/Cice}}$, 1.8% et 2.1%)

Trois explications nous aident à comprendre les désaccords de diagnostic de phase entre l'avion et CALIPSO-GOCCP (énoncées par ordre d'importance).

i) **Fausse restitution liée à la résolution et l'atténuation du signal** : La résolution des capteurs est à la base des désaccords de détection de nuages. Elle a également une incidence sur la détermination de la phase. En effet, CALIPSO-GOCCP détecte un pixel nuageux de 480m et détermine sa phase à partir de 16 sous-pixels de 30m (données de niveaux 1 de CALIOP) même si une partie des sous-pixels est atténuée. La phase de CALIPSO-GOCCP est classifiée en fonction des sous-pixels non atténués qui peut potentiellement être différente de celle des pixels atténués. Cela peut donc expliquer que CALIPSO-GOCCP prévoit une phase différente de l'avion, si celui vole dans les sous-pixels atténués. Ce cas de figure est très fréquent en Arctique car les nuages bas sont souvent constitués d'une couche supérieure liquide optiquement épaisse (qui atténue le signal lidar), et d'une couche inférieure glacée qui ne contribue pas à la restitution de la phase car elle se trouve totalement atténuée (Curry et al., 1996 ; de Boer et al., 2009; Shupe et al., 2006 ; Shupe et Intrieri, 2004 ; Zuidema et al., 2005). Cette situation est observable par exemple sur la Figure III.7.a à 77.69°N et Figure III.7.b entre 78.37°N et 78.4°N (voir également Figure III.4.a et Figure III.4.b). Elle explique la majeure partie des désaccords $P'_{\text{Aice/Cliq}}$ (4% et 16%).

ii) **Sensibilité de la phase de l'avion au seuil du facteur d'asymétrie** : On s'intéresse ici aux pixels diagnostiqués comme liquides par CALIPSO-GOCCP et glacés par l'avion (ligne $P'_{\text{Aice/Cliq}}$ du Tableau III.2). Lorsque les valeurs du facteur d'asymétrie g sont comprises entre 0.79 et 0.8 (proches du seuil de discrimination avion), il est possible que le nuage contienne une faible quantité de gouttelettes d'eau (Jourdan et al., 2010). Cette situation se produit dans 1.1% et 12.9% des cas $P'_{\text{Aice/Cliq}}$ (par ex : autour de 78.37°N et 78.45°N dans la Figure III.7.b).

iii) **Le bruit sur la mesure lidar** : Le bruit sur la mesure influence particulièrement la voie perpendiculaire. La restitution de la phase CALIPSO-GOCCP nécessite l'application de critères supplémentaires (phase indéfinie, température) pour éviter les fausses détections en cas de profils bruités. Parfois, ces critères ne sont pas suffisants. Ce phénomène explique les 1.8% et 2.1% de cas de nuages glacés vus par CALIPSO-GOCCP (ligne $P'_{\text{Aliq/Cice}}$ du Tableau III.2) diagnostiqués comme liquides par l'avion (Figure III.7.a à 77.75°N et Figure III.7.b à 78.65°N).

2.3.3.3. Statistiques d'incertitude CALIPSO-GOCCP en Arctique

Les nuages CALIPSO-GOCCP de phase indéfinie représentent 40.8% et 13.4% de pixels nuageux pour les orbites arctiques étudiées. Ces parts relatives ne sont pas représentatives du cas général. Pour trois mois de données (JFM 2010), on dénombre 10% de nuages de phase indéfinie sur l'ensemble du globe et 5.3% pour la zone arctique (latitudes 60°N à 82°N). S'ils sont plus fréquents dans le cas étudié, c'est parce que les vols arctiques sont focalisés sur les

nuages de couches limites, avec une épaisseur optique importante et par conséquent souvent associée à un $SR > 30$.

2.3.4. Diagramme de phase

La courbe de discrimination (courbe noire), qui permet la classification de la phase CALIPSO-GOCCP, et les courbes de paramétrisation du liquide et de la glace, utilisées dans le simulateur lidar, sont représentées sur des diagrammes de phase (Figure III.8). Ces courbes ont été construites à partir de données d'observations CALIPSO-GOCCP globales (Chap. 2). Pour discuter la validité de ces courbes, nous avons placé les points nuageux CALIPSO-GOCCP co-localisés avec l'avion aux moyennes latitudes sur la Figure III.8.a et dans la région arctique sur la Figure III.8.b.

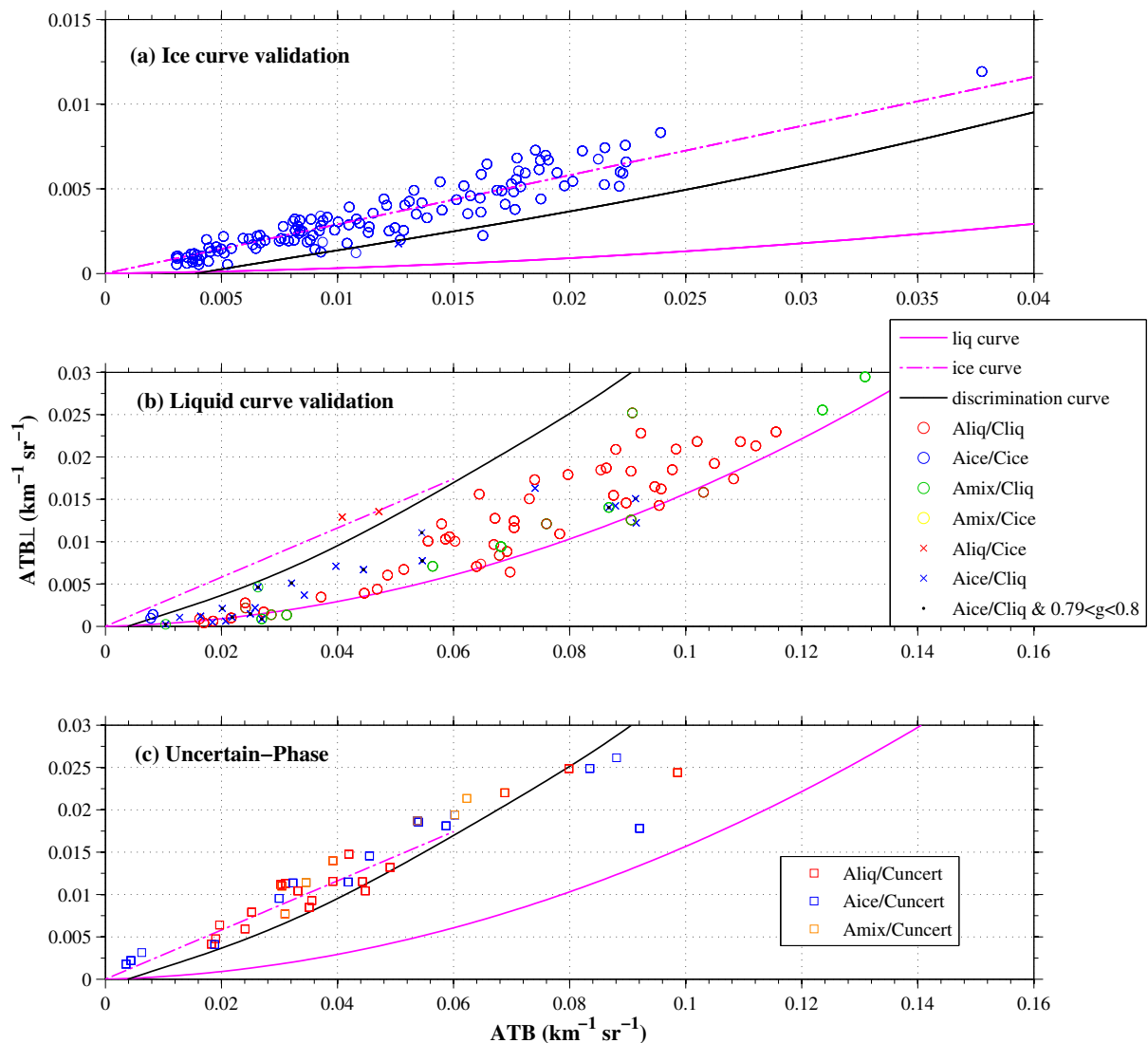


Figure III.8 : Diagramme de phase (en fonction du signal rétrodiffusé atténué perpendiculaire ATB_{perp} sur l'axe des y et du signal rétrodiffusé atténué total ATB sur l'axe des x) pour les pixels nuageux CALIPSO-GOCCP co-localisés avec a) les données avions aux moyennes latitudes afin d'évaluer la courbe de glace, b) la région arctique

afin d'évaluer la courbe liquide et c) les pixels de phase indéfinie. Les cercles correspondent aux pixels validés par l'avion, les croix aux pixels différents, et les carrés aux pixels incertains. Les croix bleues avec un point noirs correspondent aux nuages diagnostiqués glacés par l'avion (liquides par CALIPSO-GOCCP) dont la valeur de g est comprise entre 0.79 et 0.8.

(a) Paramétrisation de la glace. Aux latitudes moyennes, les nuages glacés en accord avec l'avion (Figure III.8.a cercles bleus) sont situés le long de la courbe de paramétrisation de la glace (droite en tiret magenta) avec des valeurs d'ATB inférieures à $0.025\text{km}^{-1}\text{sr}^{-1}$ et un maximum d'occurrence pour des valeurs d'ATB inférieures à $0.01\text{km}^{-1}\text{sr}^{-1}$. Cette figure permet de valider l'équation de la paramétrisation de glace trouvée par régression dans le Chap. 2, Sect. 3.1.2.1.

(b) Paramétrisation liquide. Pour valider la courbe de liquide (courbe magenta), on s'intéresse aux pixels CALIPSO-GOCCP correctement classifiés comme liquides sur le diagramme de phase arctique (cercles rouges sur la Figure III.8.b). Ils se regroupent le long de la courbe de paramétrisation du liquide alors que les fausses restitutions de glace (croix rouges) sont localisées dans la zone de bruit au-dessus de la courbe de discrimination CALIPSO-GOCCP (faibles valeurs d'ATB et d'ATB_{perp}). Cela confirme la validité de la courbe liquide. Cependant, on note que l'ensemble des cercles rouges est légèrement décalé par rapport à la paramétrisation liquide. Ceci est dû au bruit additionnel engendré par les photons du soleil (données de jour), alors que les courbes ont été construites à partir de données de nuit.

(c) Pixels indéfinis. Les points classés comme phase indéfinie par CALIPSO-GOCCP (carrés bleus, oranges et rouges sur la Figure III.8.c) sont pour la plupart situés au-dessus de la courbe de discrimination le long de la paramétrisation de glace. Les carrés rouges, vus comme liquides par l'avion, représentent presque 17.3% et 12.1% des pixels. 88% de ces points seraient classés comme glacés de façon erronée si la classification phase indéfinie n'était pas appliquée.

2.4. Conclusion

Dans cette partie dédiée à la validation de la phase CALIPSO-GOCCP par des mesures in situ aéroportées, nous avons séparé la détection des nuages de la détermination de la phase. Les résultats montrent que la détection CALIPSO-GOCCP est validée par les mesures du néphélomètre polaire dans plus de 90% des cas (91.5%, 94.2% et 90.4%) aux moyennes latitudes pour des nuages dont l'épaisseur optique est faible et l'altitude élevée. Pour des nuages de couches limites, plus épais optiquement, le taux d'accord entre CALIPSO-GOCCP et l'avion est moins bon (48.8% et 72.1%). Ceci s'explique principalement par l'atténuation du faisceau lidar qui empêche la détection des nuages dans les couches les plus basses. Dans

une moindre mesure, une part des désaccords provient de la résolution verticale CALIPSO-GOCCP. Enfin, CALIPSO-GOCCP a donc plutôt tendance à sous-estimer la fréquence d'occurrence des nuages de basses couches et ne crée pas de nuages artificiellement.

Puis, la phase CALIPSO-GOCCP a été validée en utilisant uniquement les nuages détectés par les deux capteurs. La phase CALIPSO-GOCCP est en accord avec le néphélomètre polaire dans plus de 90% des cas dans les nuages hauts aux moyennes latitudes, et dans plus de 50% des cas pour les vols dans les nuages bas de la région arctique. Pour autant, cela ne signifie pas qu'elle est fautive une fois sur deux dans la région arctique. En effet, la part de désaccord est de 6.9% et 31% et s'explique principalement par l'atténuation du faisceau lidar combinée à la différence de résolution verticale des capteurs. De plus, une partie des pixels est dite de phase indéfinie (40.8% et 13.4%) à cause de l'importante épaisseur optique des nuages arctiques dans la couche limite. Les pixels de phase indéfinie ne doivent pas être considérés comme faux. Le néphélomètre confirme que ces mesures seraient mal classées par CALIPSO-GOCCP si le critère de phase indéfinie n'était pas utilisé. Enfin, les mesures du néphélomètre ont également permis de valider les courbes de paramétrisation liquide et glace obtenues dans le Chap. 2, Sect. 3.1.2.1.

3. Comparaison avec d'autres produits CALIOP

La façon de traiter les mesures d'un satellite dans un algorithme n'est pas unique et dépend de la question scientifique que l'on se pose. Ainsi pour un même capteur, selon la méthode employée pour produire les données, les résultats peuvent être différents. Par exemple, la MODIS Science Team (MODIS-ST, Platnick et al., 2003) produit trois masques de discriminations, un pour les surfaces, un pour les aérosols et un pour les nuages. Une autre équipe, MODIS-CERES (Minnis et al., 2008), a créé un masque de nuage pour étudier les flux radiatifs.

En plus de CALIPSO-GOCCP, il existe deux autres produits phase CALIPSO: le produit officiel, CALIPSO Science Team (CALIPSO-ST), et un produit créé par le « Research Institute for Applied Mechanics » que l'on appellera dans le reste du manuscrit « CALIPSO-JAXA » (Hagihara et al., 2010). Dans cette partie, nous allons comparer la phase de CALIPSO-GOCCP avec celle des deux autres produits CALIPSO. Après avoir présenté les jeux de données CALIPSO-ST et CALIPSO-JAXA, nous utiliserons les mesures in situ aéroportées de la Sect. 2, puis nous comparerons des profils zonaux de la fraction nuageuse liquide et glacée pour la saison Mars Avril Mai 2007 (MAM 2007). Afin d'alléger le texte, nous n'utiliserons plus l'acronyme CALIPSO devant GOCCP, ST et JAXA dans cette partie.

3.1. Présentation des produits ST et JAXA

3.1.1. CALIPSO Science Team

Le produit ST est basé sur le masque de nuage standard de la NASA (version 3 du produit de niveau 2). Le but du produit ST est de documenter les nuages avec la résolution spatio-temporelle la plus fine possible en exploitant la sensibilité du capteur au maximum. Pour ce faire, ST utilise :

- i) Des seuils de détection variables (basés sur le SR) en fonction du bruit et de la moyenne horizontale utilisée.
- ii) La résolution verticale la plus fine disponible (30m ou 60m).
- iii) Des moyennes horizontales variables (1km, 5km, 20km et 80km) pour augmenter les détections de nuages en diminuant le rapport signal sur bruit.

Le masque de nuage et les couvertures nuageuses de GOCCP ont déjà été comparés à ST par Chepfer et al. (2013). Cette étude comparative a permis de mettre en évidence des différences substantielles dans les profils zonaux de fractions de nuages. ST détecte jusqu'à deux fois plus de nuages que GOCCP, notamment dans les hautes et moyennes couches, aux tropiques et aux pôles. Ceci est dû au moyennage horizontal qui engendre parfois des fausses détections dans ST et aux seuils de détections variables en fonction du bruit, qui peuvent créer un cycle diurne artificiel dans ST.

La phase de ST (Hu et al., 2009) est basée sur une relation entre la dépolarisation et le coefficient de rétrodiffusion atténué. D'autres critères tels que la température et le rapport de couleur (rapport entre l'ATB à 1024nm et l'ATB à 532nm) sont parfois utilisés lorsque le bruit sur la mesure est trop important. Les données ST ont été moyennées verticalement sur 480m pour faciliter la comparaison avec GOCCP. La phase de ST est soit liquide, soit glacée, soit mixte. Les points totalement atténués ne seront pas pris en compte pour les calculs des statistiques d'accord avec l'avion, comme pour GOCCP.

3.1.2. JAXA

Le produit JAXA a été conçu pour faire partie d'un produit combiné CloudSat-CALIPSO. Le but de ce produit est de réussir à documenter les nuages avec le plus de précision possible tout en étant cohérent avec le produit combiné CloudSat. A ce titre :

- i) Les profils sont moyennés horizontalement sur 1km.
- ii) La résolution verticale est de 240m.
- iii) Le masque de nuage utilise un seuil sur le coefficient de rétrodiffusion atténué et un test de continuité (Hagihara et al., 2010).

La phase est restituée par l'usage combiné de la dépolarisation et du rapport du coefficient de rétrodiffusion atténué par deux couches verticales successives (Yoshida et al., 2010). La phase d'un pixel nuageux peut être classée comme : liquide, glacée, incertaine ou manquante. Les points totalement atténués sont considérés comme ciel clair dans JAXA, ce qui peut induire une sous-estimation de la couverture nuageuse.

3.2. Mesures in situ aéroportées co-localisées

Afin de comparer GOCCP à ST et JAXA de façon qualitative, nous utiliserons comme références les mesures in situ de la Sect. 2. Les mêmes méthodes pour re-échantillonner les données aéroportées et calculer les pourcentages d'accord, de désaccord et d'incertitude pour la détection nuageuse et la détermination de la phase ont été appliquées ici.

3.2.1. Détection nuageuse

La détection n'étant pas l'objet principal de cette thèse, nous accorderons moins d'importance à cette partie qu'à la partie restitution de phase. Les désaccords de détections entre GOCCP et l'avion sont dus principalement à l'atténuation du faisceau lidar et à la résolution des pixels de 480m (Sect. 2.2.3). En comparant GOCCP avec des produits qui traitent les pixels atténués différemment (ST) ou n'utilisent pas la même résolution horizontale (ST et JAXA) et verticale (JAXA), nous allons pouvoir évaluer l'impact de ces paramètres sur la détection.

Les résultats du calcul de statistiques sont réunis dans le Tableau III.3.

Arctique									
Jour	20070407			20070409					
Produit	GOC CP	ST	JAX A	GOCC P	ST	JAX A			
P_{acc} (%)	48,8	40,7	59,4	72,1	76,8	65,1			
<i>P_{Acloud/Ccloud}</i>	43	35,8	14,8	20,2	24,1	10,2			
<i>P_{Aclear/Cclear} ▽</i>	5,8	4,9	44,6	51,9	52,7	54,9			
P_{dés} (%)	47,4	59,3	40,6	22,9	23,3	34,9			
<i>P_{Aclear/Ccloud} ♠</i>	5,6	56,6	0,5	3,2	7,2	0			
<i>P_{Acloud/Cclear} ♣</i>	41,8	2,7	40,1	19,7	16,1	34,9			
P_{inc} (%)	3,8	0	0	5	0	0			
<i>P_{Aclear/Cuncert}</i>	0,6	0	0	2,1	0	0			
<i>P_{Acloud/Cuncert}</i>	3,2	0	0	2,9	0	0			
Moyennes Latitudes									
Jour	20070516			20070525			20070526		
Produit	GOC CP	ST	JAX A	GOCC P	ST	JAX A	GOCC P	ST	JAXA
P_{acc} (%) ⊕	95,6	89,6	97,6	94,2	76,4	84,5	90,4	81,2	84,1
<i>P_{Acloud/Ccloud}</i>	83,9	84,6	84,1	39,1	47,3	23,4	69,9	77,7	63,4
<i>P_{Aclear/Cclear} ▽</i>	11,7	5	13,5	55,1	29,1	61,1	20,5	3,5	20,7
P_{dés} (%)	4,4	10,4	2,4	5,8	23,6	15,5	9,6	18,8	15,9
<i>P_{Aclear/Ccloud} ♠</i>	4,4	10,4	1,7	2,7	23,6	0,9	1,9	18,8	1,8
<i>P_{Acloud/Cclear} ∅</i>	0	0	0,7	3,1	0	14,6	7,7	0	14,1
P_{inc} (%)	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>P_{Aclear/Cuncert}</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>P_{Acloud/Cuncert}</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tableau III.3 : Statistiques d'accord de détection nuageuse co-localisées entre les mesures de l'avion et les produits GOCCP, ST et JAXA pour les journées arctiques et moyennes latitudes. Les principaux chiffres du tableau sont listés ci-après avec une explication sommaire qui renvoie au texte pour plus détails :

⊕ : Tous les capteurs ont un très bon taux d'accord avec l'avion aux moyennes latitudes mais GOCCP est le seul au-dessus de 90% pour les 3 dates

∅ : La sensibilité de l'algorithme JAXA aux nuages hauts de moyennes latitudes semble être moins élevée que celle de GOCCP et ST

♣ : Ces désaccords sont dus aux traitement des pixels atténués propre à chaque algorithme (Sect. 3.2.1.1).

♠ : Ces désaccords sont liés à la résolution horizontale utilisée par chaque algorithme pour traiter les profils lidar (Sect. 3.2.1.2).

∇ : JAXA détecte plus de ciel clair que les autres produits grâce à sa résolution verticale plus fine (Sect. 3.2.1.3)

3.2.1.1. Désaccords dus aux traitement des pixels atténués

Les pixels détectés comme nuageux par l'avion et clairs par GOCCP (Tableau III.3, $P'_{\text{Acloud/Cclear}}$, 41.8% et 19.7%) correspondent à des pixels qui devraient être diagnostiqués atténués mais qui ne le sont pas. Par exemple, entre 77.5°N et 77.7°N dans la Figure III.4.c. Ce problème est également observable pour JAXA (Tableau III.3, $P'_{\text{Acloud/Cclear}}$ 40,1% et 34,9%) qui considère les pixels atténués comme clairs. ST diagnostique beaucoup plus de pixels complètement atténués, ce qui a pour conséquence de baisser drastiquement la part des désaccords liés à l'atténuation (Tableau III.3, $P'_{\text{Acloud/Cclear}}$ 2.7% et 16.1%) et améliore la part d'accord avec l'avion. Une meilleure détection des pixels totalement atténués pourrait améliorer également l'accord entre l'avion et GOCCP et JAXA.

3.2.1.2. Désaccords liés à la moyenne horizontale des données satellites

ST détecte beaucoup de nuages que l'avion ne mesure pas (Tableau III.3, $P'_{\text{Aclear/Ccloud}}$, par exemple le 7 avril 56.6%). Cette différence est moins marquée pour GOCCP (5.6% le 7 avril) et JAXA (0.5% le 7 avril). Ceci est probablement dû à la moyenne horizontale de ST (333m, 1km, 5km, 20km et 80km) qui augmente artificiellement l'extension horizontale des nuages (Chepfer et al., 2013), alors que GOCCP et JAXA utilisent une résolution horizontale fixe (respectivement 333m et 1km).

3.2.1.3. Désaccords liés à la résolution verticale

L'écart de résolution verticale entre GOCCP et l'avion est une des causes envisagées pour expliquer les désaccords entre l'avion et GOCCP dans la Sect. 2.3.2. La résolution plus fine des données JAXA (240m contre 480m pour GOCCP et ST) permet une meilleure détection du ciel clair comparée à GOCCP et ST (Tableau III.3, $P'_{\text{Aclear/Cclear}}$, le 7 avril 44,6% pour JAXA contre 5,8% et 4,9% pour GOCCP et ST). Par exemple, les points noirs entre 77.8°N et 78°N sur la Figure III.9.e sont juste au-dessus d'un nuage pour JAXA alors qu'ils font partie d'un nuage pour ST (Figure III.9.c).

3.2.2. Comparaison de la phase

Les nuages détectés par l'avion et chacun des produits séparément sont ensuite utilisés pour calculer les pourcentages d'accord, de désaccord et d'incertitude de phase avec l'avion en utilisant la même méthode que dans la Sect. 2.3.

Les résultats du calcul de statistiques sont réunis dans le Tableau III.4.

Arctique									
Jour	20070407			20070409					
Produit	GOCCP	ST	JAXA	GOCCP	ST	JAXA			
P' acc (%)	52,2	74,3	79,8	55,6	55,4	37,5			
<i>P' Aliq/Cliq</i>	43,5	59,4	62,4	46,1	42	32,5			
<i>P' Aice/Cice</i>	2,2	0	0	0	0	0			
<i>P' Amix/Cliq</i>	6,5	14,9	17,4	9,5	6,5	2,5			
<i>P' Amix/Cice</i>	0	0	0	0	6,9	2,5			
P' dés (%)	6,9	25,7	20,2	31	40,8	62,5			
<i>P' Aliq/Cice ♣</i>	1,8	5	6,2	2,1	21,7	56,7			
<i>P' Aice/Cliq ♦</i>	5,1	20,7	14	28,9	19,1	5,8			
P' inc (%)	40,9	0	0	13,4	3,8	0			
<i>P' Aliq/Cun</i>	17,4	0	0	12,1	3	0			
<i>P' Aice/Cun</i>	14,5	0	0	1,3	0	0			
<i>P' Amix/Cun</i>	9	0	0	0	0,8	0			
Moyennes Latitudes									
Jour	20070516			20070525			20070526		
Produit	GOCCP	ST	JAXA	GOCCP	ST	JAXA	GOCCP	ST	JAXA
P' acc (%) ♦	100	100	100	94,6	100	94,6	97,3	100	100
<i>P' Aliq/Cliq</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>P' Aice/Cice</i>	100	100	100	94,6	100	94,6	97,3	100	100
<i>P' Amix/Cliq</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>P' Amix/Cice</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P' dés (%)	0	0	0	0	0	5,4	2,7	0	0
<i>P' Aliq/Cice</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>P' Aice/Cliq</i>	0	0	0	0	0	5,4	2,7	0	0
P' inc (%)	0	0	0	5,4	0	0	0	0	0
<i>P' Aliq/Cun</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>P' Aice/Cun</i>	0	0	0	5,4	0	0	0	0	0
<i>P' Amix/Cun</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tableau III.4 : Statistiques d'accord de détections de phase nuageuse co-localisées entre les mesures de l'avion et GOCCP, ST et JAXA. Les principaux chiffres du tableau sont listés ci-après avec une explication sommaire qui renvoie au texte pour plus détails :

♦ : La méthode de restitution basée sur la polarisation restitue la phase glacée avec confiance dans les nuages hauts (Sect. 3.2.2.1)

♣ : Désaccords liés à la résolution et l'atténuation (Sect. 3.2.2.2)

3.2.2.1. Moyennes latitudes

La comparaison avec ST et JAXA sur les cas moyennes latitudes n'apporte pas d'informations supplémentaires concernant la phase (Tableau III.4). Ce tableau confirme que les trois jeux de données ont un taux d'accord extrêmement élevé (proche de 100%) dans la détermination de la phase des nuages de moyennes latitudes. Les nuages de moyennes latitudes au-dessus de 10km sont généralement des cirrus exclusivement constitués de cristaux de glace et rarement des nuages mixtes. L'objectif de la campagne CIRCLE-2 était d'ailleurs de documenter les propriétés microphysiques de cirrus de glace. La phase glacée est donc restituée de façon sûre par la méthode de polarisation. De plus, ce genre de nuage atténue peu le signal lidar et ne génère que peu de bruit sur la mesure.

Comparaison de GOCCP, JAXA et ST (sans l'utilisation des données aéroportées). La comparaison du masque de phase GOCCP avec JAXA et ST pour le 26 mai (Figure III.9, dernière colonne) nous apprend que GOCCP est le seul à documenter des nuages liquides, par exemple sur la Figure III.9.i autour de 48.34°N. JAXA classe ces nuages comme indéfinis et donc potentiellement bruités. ST qui réduit le bruit avec sa moyenne horizontale détermine ces pixels comme glacés. Nous ne disposons pas d'assez de mesures pour pouvoir conclure sur la présence de quelques nuages liquides diagnostiqués par GOCCP à la base des nuages glacés dans ce cas.

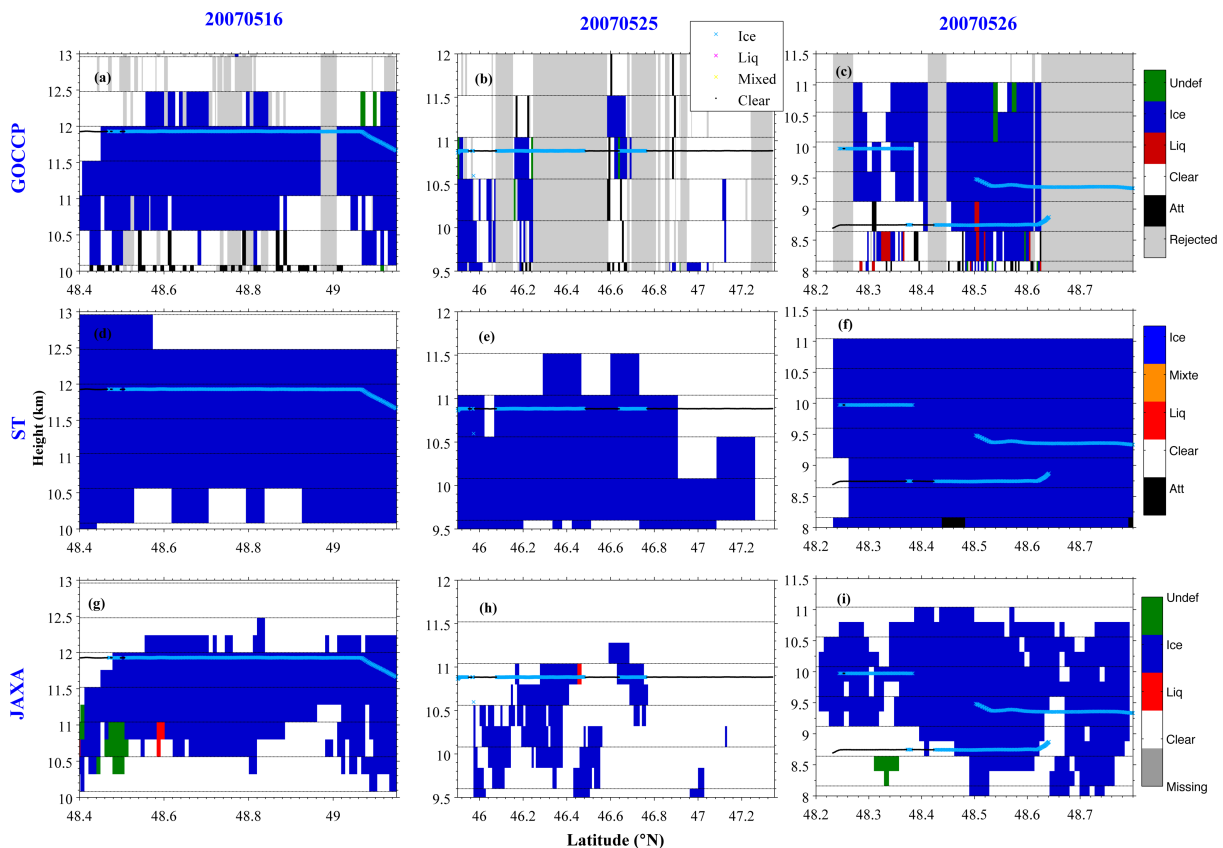


Figure III.9 : Orbite CALIPSO et trajectoire de l'avion pour la campagne CIRCLE-2 aux moyennes latitudes le 2007-05-16 (colonne de gauche), le 2007-05-25 (colonne du milieu) et le 2007-05-26 (colonne de droite) pour les masques de phase de a-b-c GOCCP,

d-e-f) ST et g-h-i) JAXA. Le code couleur est défini tel que : rouge pour nuages liquides, bleu pour nuages glacés, vert pour nuages indéfinis, orange pour les nuages mixtes, gris pour les pixels rejetés ou manquants et blanc pour le ciel clair.

3.2.2.2. Région arctique

Le part d'accord de la phase GOCCP avec l'avion (Tableau III.5) peut être :

- inférieure à ST et JAXA (52% contre 74.3% et 79.8% pour le 7 avril) à cause des nuages incertains.
- Supérieure à ST et JAXA (55.6% contre 55.4% et 37.5% le 9 avril) grâce à une part de désaccord moins élevée pour GOCCP que pour ST et JAXA (également associée à moins de nuages incertains dans GOCCP).

Désaccords liés à la résolution et l'atténuation. Dans l'ensemble, GOCCP a des parts de désaccord plus faibles que ses deux homologues, mais en contrepartie une part de nuage de phase indéfinie plus élevée. Le 9 avril, GOCCP et ST prévoient trop de nuages liquides qui sont vus comme glacés par l'avion ($P'_{Aice/Clq}$). Ce résultat provient des nuages entre 960m et 1440m autour de 78.4°N (Figure III.10.b-d). JAXA détecte le haut du nuage comme liquide mais pas la partie basse que traverse l'avion qui est potentiellement totalement atténuée ou ciel clair. Cela renforce l'hypothèse selon laquelle la phase du sommet du nuage est bien liquide et domine le signal, même si la base est glacée ou atténuée.

Désaccords entre ST/JAXA et le néphélomètre. ST et JAXA diagnostiquent trop de nuages de glace ($P'_{Aliq/Cice}$) par rapport à l'avion (et GOCCP). Par exemple, le 9 avril (Figure III.10.d-f) autour de 78.68°N, ST et JAXA voient un nuage glacé alors que l'avion traverse le pixel sur quasiment toute la verticale en mesurant uniquement de l'eau liquide. Ces pixels ne sont pas détectés comme nuageux par GOCCP (SR=5) ce qui signifie qu'ils ont une faible épaisseur optique.

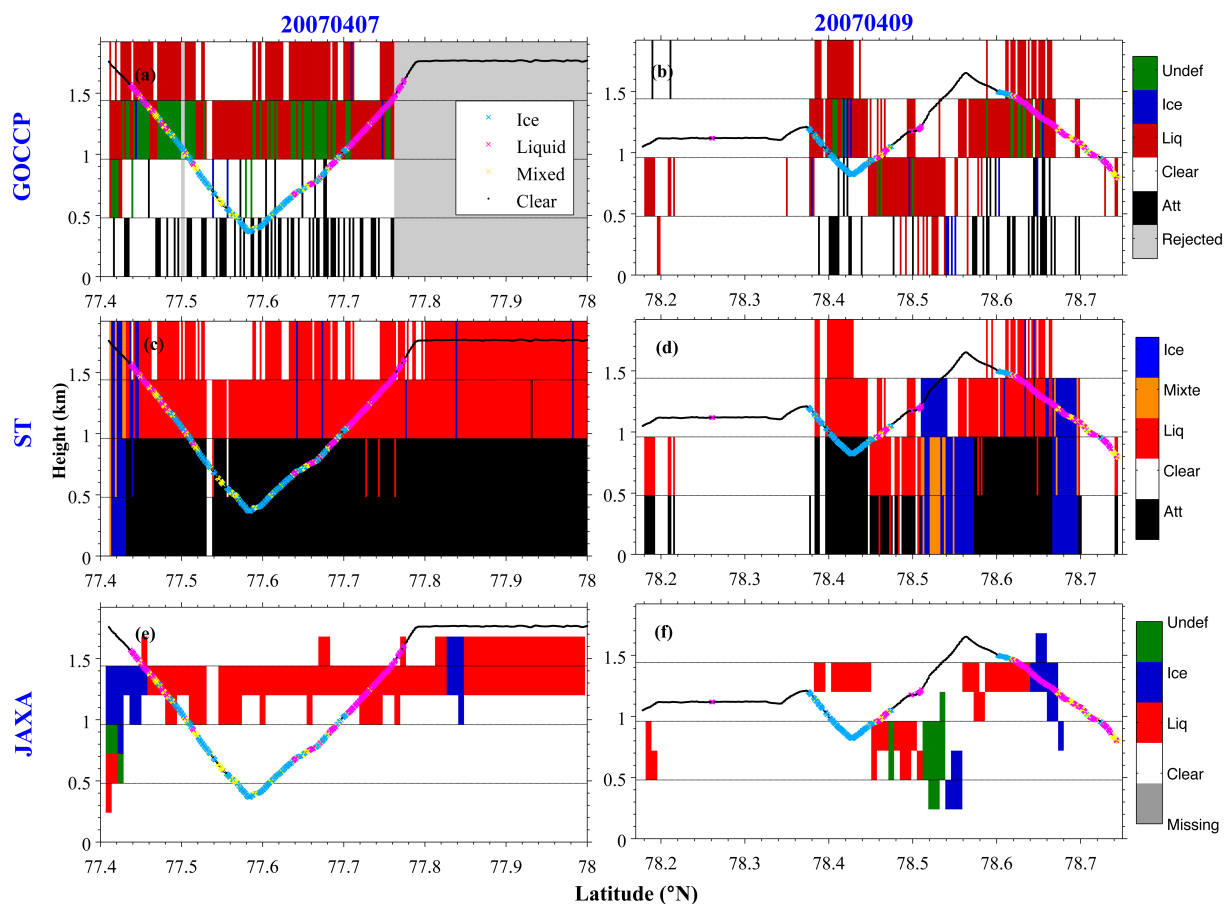


Figure III.10 : Orbite CALIPSO et trajectoire de l'avion pour la campagne ASTAR dans la région arctique le 2007-04-07 (colonne de gauche) et le 2007-04-09 (colonne de droite) pour les masques de phase de a-b) GOCCP, c-d) ST et e-f) JAXA. Le code couleur est défini tel que : rouge pour nuages liquides, bleu pour nuages glacés, vert pour nuages indéfinis, orange pour nuages mixtes, gris pour les pixels rejetés ou manquants et blanc pour le ciel clair.

3.3. Profils zonaux de fraction liquide et glacée sur une saison

GOCCP a été évalué qualitativement par rapport à ST et JAXA au travers de cas d'études dans la région arctique et aux moyennes latitudes pour des nuages à diverses altitudes. Cette comparaison a confirmé certaines conclusions de la Sect. 2. Nous avons généré des profils en moyenne zonale de fraction liquides et glacées à partir des masques de phase des fichiers orbites (identiques à ceux utilisés dans la Sect. 2) pour étudier la distribution verticale des nuages glacés et liquides à l'échelle globale et de façon plus quantitative.

3.3.1. Nuages glacés

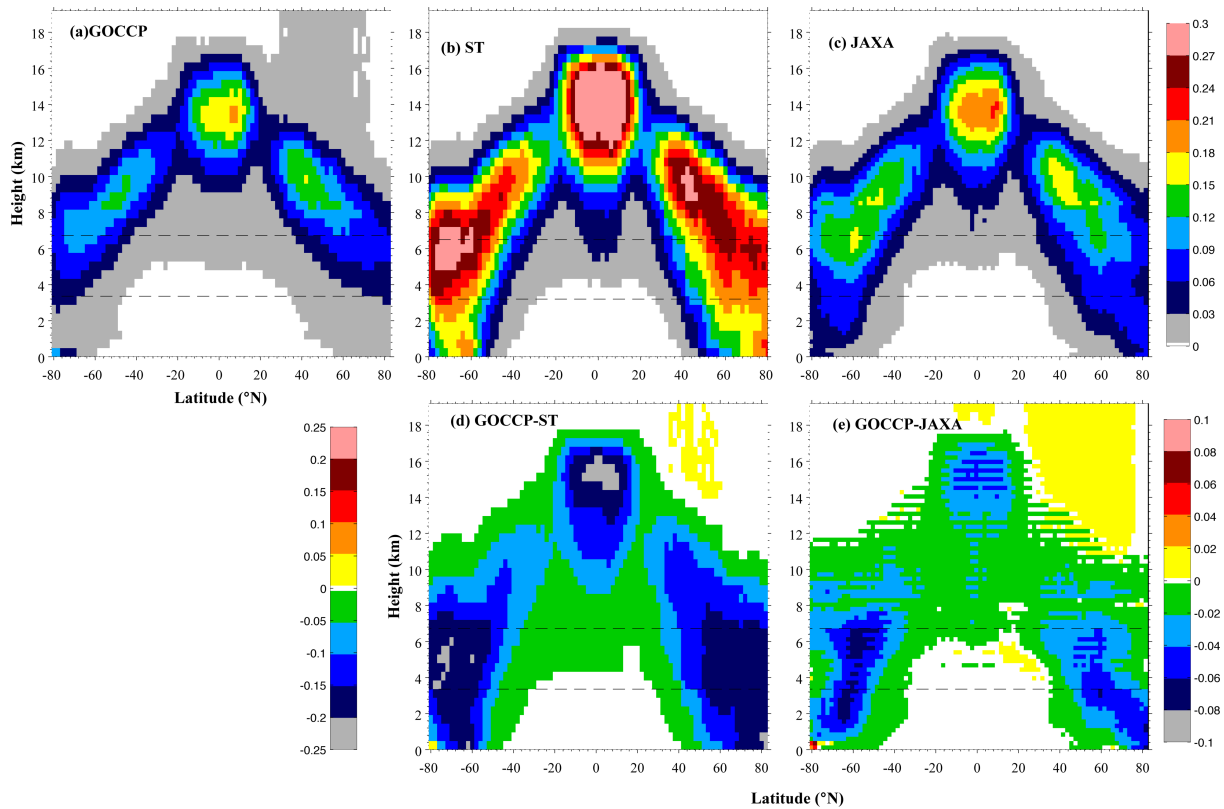


Figure III.11 : Distribution verticale en moyenne zonale des nuages glacés pour la saison Mars Avril Mai (MAM) en 2007 pour des données « jour+nuit » : a) GOCCP, b) ST, c) JAXA, d) différence GOCCP-ST et e) différence GOCCP-JAXA. Les lignes en tirés correspondent aux transitions nuages bas – nuages moyens et nuages moyens - nuages hauts. Notez que les limites des barres de couleurs d) et e) sont différentes.

Dans les trois jeux de données, l'allure des Figure III.11.a-b-c est identique. GOCCP a des fractions de nuages glacés inférieures à ST et JAXA à toutes les latitudes et altitudes. La différence avec ST peut aller jusqu'à 25%, notamment pour les nuages hauts dans les tropiques et pour les nuages moyens en Antarctique. Cette forte différence est due à la détection nuageuse : ST utilise une moyenne horizontale jusqu'à 80km le long de la trace et détecte beaucoup plus de nuages hauts, alors que GOCCP conserve chaque profil à 333m. La différence GOCCP-JAXA est moins importante en moyenne que la différence GOCCP-ST. Cela s'explique par le fait que JAXA emploie une moyenne horizontale de 1km, proche de celle de GOCCP (333m). Par exemple, JAXA observe jusqu'à 8% de nuages glacés en plus dans les basses et moyennes couches en Antarctique (Figure III.11.e) contre 20% en plus pour ST (Figure III.11.d). Les différences entre GOCCP et JAXA sont dues à :

- i) au-dessous de 8.16km : la moyenne horizontale de 1km pour JAXA
- ii) au-dessus de 8.16km : le seuil de détection de JAXA variable en fonction de l'altitude alors que celui de GOCCP est fixe (la résolution horizontale de CALIOP devient 1km au-dessus de 8.16km).

La partie jaune au-dessus de 10-12km dans l'hémisphère nord correspond à du bruit dans les données GOCCP introduit par les photons associés aux données de jour.

3.3.2. Nuages liquides

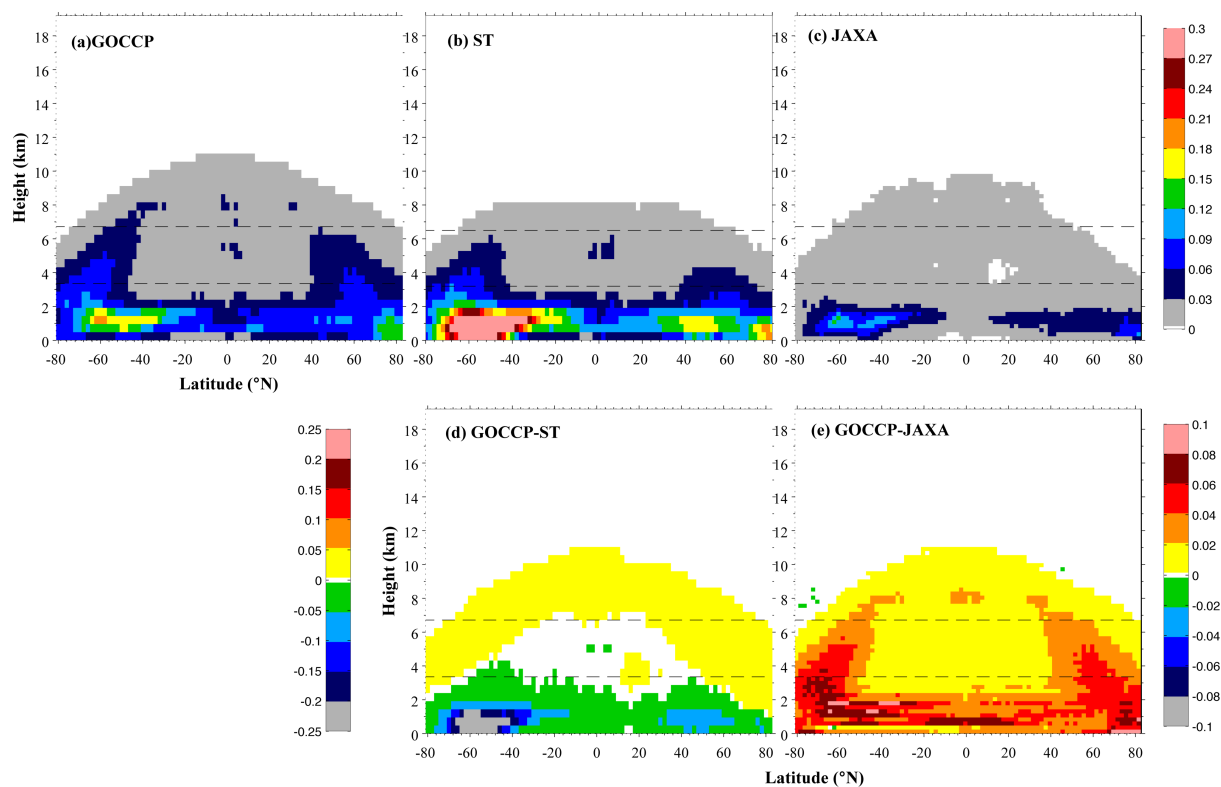


Figure III.12: Distribution verticale en moyenne zonale (profil zonal) des nuages glacés pour la saison Mars Avril Mai (MAM) en 2007, pour a) GOCCP, b) ST, c) JAXA, d) différence GOCCP-ST et e) différence GOCCP-JAXA. Les lignes en tirés correspondent aux transitions nuages bas – nuages moyens et nuages moyens - nuages hauts. Notez que les limites des barres de couleurs d) et e) sont différentes.

GOCCP détecte plus de nuages liquides dans les moyennes et hautes couches que ST (<3%) et plus que JAXA à toutes les altitudes et latitudes, jusqu'à 10% de plus au niveau des nuages bas en Antarctique (Figure III.12). Nous avons vu que tous les algorithmes détectaient la plupart des nuages de basses couches en Arctique. Les différences ne sont donc pas dues à la détection nuageuse, elles s'expliquent par : i) le traitement des pixels atténués et ii) la méthode de restitution de la phase.

- i) GOCCP et JAXA diagnostiquent moins de pixels totalement atténués que ST. C'est pourquoi le calcul de leurs fractions liquides est artificiellement diminué car ils prennent en compte des pixels clairs qui sont totalement atténués pour ST. La différence est très marquée entre ST et JAXA (+20% pour ST aux moyennes latitudes).

ii) Dans les hautes couches à toutes les latitudes, GOCCP détecte plus de nuages liquides (mais en faible quantité, <3%) que JAXA et ST. Si JAXA en détecte une partie plus faible que GOCCP, ST n'en détecte pas du tout et semble être biaisé par le changement de résolution (de 30m à 60m) au-dessus de 8.2km. Ceci s'explique par la méthode de restitution de phase employée par JAXA et ST qui est différente de celle de GOCCP. Pour évaluer la présence de nuages liquides dans les nuages hauts, nous ne disposons que d'un seul cas de nuage liquide GOCCP co-localisé avec l'avion aux moyennes latitudes (Figure III.10.c). Autour de 48.51°N, le nuage liquide GOCCP est diagnostiqué comme glacé par l'avion ainsi que par ST et JAXA. D'autres mesures aéroportées ou de sites instrumentés sols seraient nécessaires pour étudier la présence de nuages liquides dans les hautes couches.

3.3.3. Part relative de glace dans les nuages

La part relative de glace par rapport à toute l'eau condensée dans chaque boîte de longitude/latitude/altitude est représentée sur la Figure III.13 en moyenne zonale. Cette représentation permet de s'affranchir en partie des différences de détection nuageuse entre les algorithmes et met en évidence les zones où co-existent des nuages liquides et glacés. La couleur grise signifie qu'il y a 0% à 1% de glace et donc 99% à 100% de liquide. A l'inverse, la couleur rose signifie qu'il y a 0% à 1% de liquide et 99% à 100% de glace.

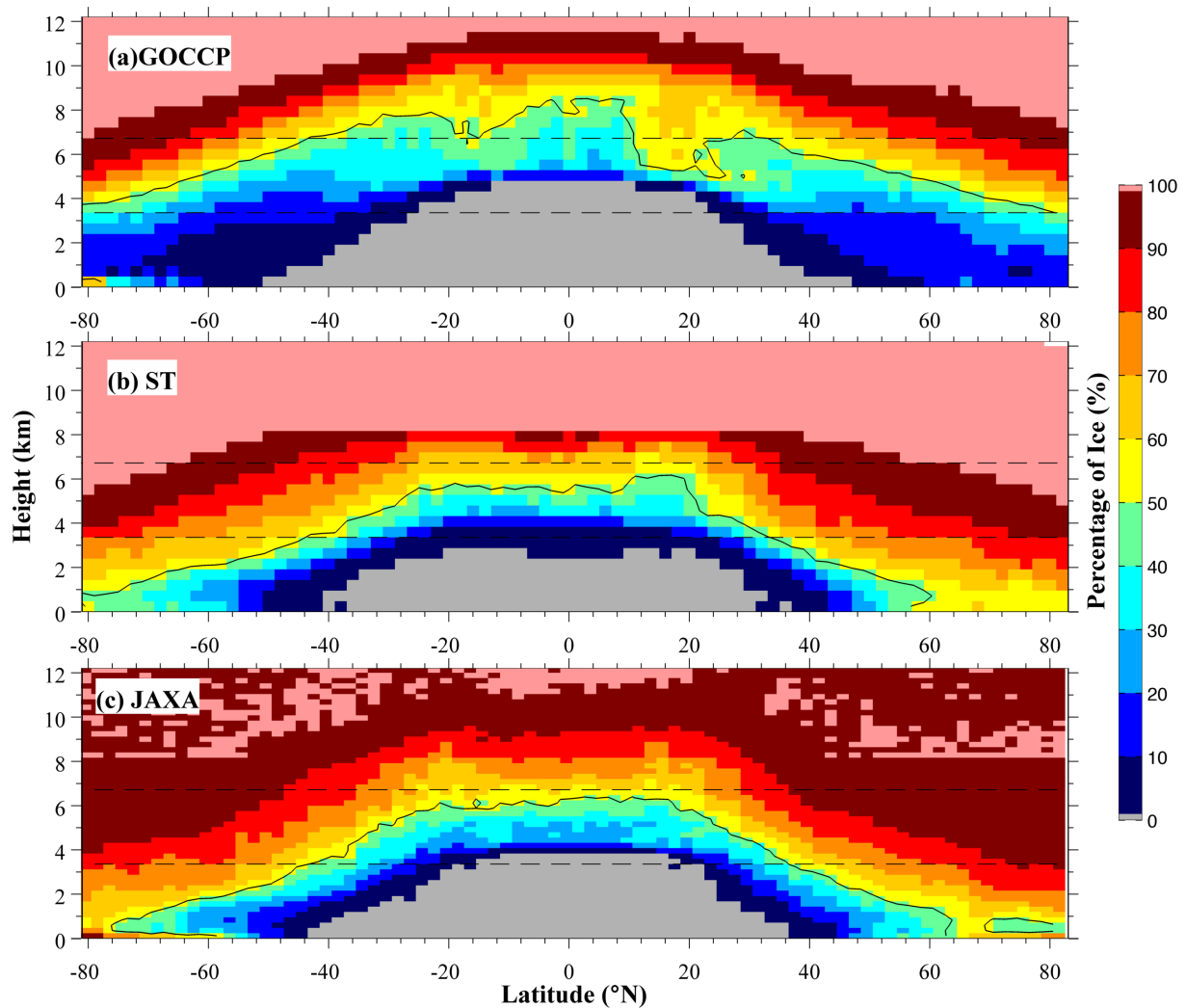


Figure III.13: Distribution verticale en moyenne zonale de la part relative de glace par rapport à toute l'eau condensée pour la saison Mars Avril Mai (MAM) en 2007, pour a) GOCCP, b) ST, c) JAXA. La courbe noire correspond à l'isoline 50% liquide 50% glace. Les lignes en tirés correspondent aux transitions nuages bas – nuages moyens et nuages moyens - nuages hauts.

Cette représentation nous permet de confirmer que GOCCP voit plus de liquide relativement à la glace que les autres produits particulièrement dans les hautes couches. Cette différence est plus marquée entre GOCCP et ST. Par exemple, aux tropiques, ST continue de diagnostiquer des nuages de glace (couleur bleue marine) juste au-dessous de 3.36km contrairement à GOCCP et JAXA. Autre exemple, au-dessus de 8.16km, tous les nuages sont glacés pour ST alors que GOCCP et JAXA continuent de voir des nuages liquides (Figure III.13, jusqu'à 40%, couleur jaune pour GOCCP et jusqu'à 20% pour JAXA, couleur rouge). Ceci confirme le biais dans la restitution de phase de ST lié au changement de résolution de CALIOP de 30m à 60m à ce niveau d'altitude. La détermination de la phase dans ST est donc sensible au changement de résolution de CALIOP alors que ce n'est pas le cas dans GOCCP (ni pour JAXA). Plus généralement, le positionnement de la courbe de transition, 50% liquide 50% glace, (courbe noire sur les Figure III.a.b.c) nous renseigne sur l'altitude à laquelle la

glace ou le liquide sont majoritaires. Elle est plus haute à toutes les latitudes pour GOCCP que ST et JAXA. Elle dépasse même 6.72km au niveau des tropiques (limite de séparation nuages moyens - nuages hauts) et ne se situe jamais au-dessous de 3.36km (limite de séparation nuages bas - nuages moyens). Au contraire pour ST et JAXA, cette courbe reste localisée dans les niveaux bas et moyens.

Dans les régions polaires, JAXA et ST diagnostiquent une part de glace plus importante que celle de liquide jusqu'au sol ou presque. Pour GOCCP, le liquide est majoritaire dans les nuages jusqu'à environ 3km. La Figure 3 de Shupe (2011) semble confirmer le fait que les nuages liquides apparaissent en plus grande quantité que les nuages glacés dans la couche limite pour des mesures lidar/radar effectuées dans trois stations de mesures en Arctique (Barrow, Eureka et Surface Heat Budget of the Arctic [SHEBA]) durant la saison MAM.

3.4.Conclusion

La détection nuageuse CALIPSO-GOCCP a été comparée à celle de deux autres produits basés sur le même capteur (CALIOP) : ST, produit officiel CALIPSO, et JAXA qui fait partie d'un produit JAXA combiné CloudSat-CALIPSO. Dans un premier temps, la comparaison a été faite par rapport aux mesures in situ (Sect. 2.). Les résultats confirment les conclusions sur la détection des nuages GOCCP faites dans la Sect. 2:

- une meilleure identification des pixels complètement atténués augmente significativement l'accord de détection entre le néphélomètre et le jeu de données considéré. C'est pourquoi ST a de meilleures parts d'accord avec le néphélomètre que GOCCP et JAXA dans les cas arctiques.
- Une résolution plus fine (240m pour JAXA contre 480m pour GOCCP et ST) améliore la détection de ciel clair et diminue les fausses détections.
- La moyenne horizontale des profils avant la détection (JAXA et ST) augmente artificiellement la fréquence d'occurrence des nuages.

Concernant la phase étudiée avec les mesures aéroportées, les résultats montrent que :

- ST et JAXA restituent plus de nuages de phase glacée que GOCCP. Ces nuages devraient être liquides d'après les mesures du néphélomètre.
- GOCCP a une part d'accord plus élevé avec le néphélomètre comparé aux autres produits avec toutefois plus de nuages de phase indéfinie.
- Certains pixels restitués comme liquides par l'ensemble des algorithmes sont mesurés comme glacés par l'avion. Cela renforce l'hypothèse selon laquelle la restitution de la phase par le capteur CALIOP est dominée par le sommet du nuage.
- Tous les capteurs ont un très bon accord avec le néphélomètre polaire pour restituer la phase des cirrus de moyennes latitudes.
- GOCCP voit plus de nuages liquides à la base des nuages de moyennes latitudes que les autres produits.

Dans un second temps, une comparaison plus quantitative à partir de statistiques faites sur la période MAM 2007 nous permet de conclure que :

- La majeure partie des différences entre les capteurs pour les nuages glacés n'est pas due à la méthode de restitution de phase mais bien aux méthodes de détection nuageuse. Avec son moyennage horizontal important ST détecte beaucoup plus de nuages glacés que GOCCP (et JAXA). Les restitutions de phase glacée sont sensiblement identiques entre GOCCP et JAXA car le moyennage horizontal de JAXA est moins important.
- Le traitement des nuages totalement atténués varie d'un produit à l'autre ce qui entraîne des différences substantielles de fractions nuageuses liquides. Choisir de traiter les pixels totalement atténués comme pixels clair diminue artificiellement la fraction nuageuse. Ainsi ST détecte beaucoup plus de nuages bas liquides que GOCCP et JAXA. Cependant, GOCCP restitue plus de nuages liquides que ST et JAXA dans les couches moyennes et hautes.

4. Comparaison avec des capteurs satellites passifs

Une comparaison de la phase CALIPSO-GOCCP avec des produits phase issus d'autres satellites est un exercice difficile. En effet, chaque satellite a un échantillonnage spatial et temporel, une résolution verticale et horizontale, une méthode de restitution, et des biais qui lui sont propres. Néanmoins, nous avons souhaité situer la phase de CALIPSO-GOCCP de façon globale par rapport à d'autres satellites.

Le Global Energy and Water Cycle Experiment (GEWEX) Cloud Assessment (GEWEX-CA, Stubenrauch et al., 2013), dont fait parti CALIPSO-GOCCP, a pour but de comparer des climatologies satellites sur les nuages aux données ISCCP et de donner une vue d'ensemble des propriétés nuageuses restituées par satellites. Tous les produits satellites ont été moyennés sur la même grille spatiale ($1^\circ \times 1^\circ$) et avec la même résolution temporelle (mensuelle) et utilisent les mêmes diagnostics.

Les méthodes pour restituer la phase utilisée par les satellites que nous allons étudier ont été évoquées dans le Chap. 1, Sect. 2.1 (voir Stubenrauch et al., 2013 pour plus de détails).

4.1. Résultats

La Figure III.9 représente la part relative de glace dans les nuages par rapport à toute l'eau condensée en moyenne zonale pour l'année 2007 (données de nuit sauf pour POLDER). Il faut préciser que les satellites du GEWEX-CA utilisent tous des capteurs passifs à l'exception de CALIPSO. Pour cette raison, les produits CALIPSO (GOCCP et ST) ont utilisé un mode appelé « no overlap » pour que la comparaison soit plus cohérente. Seule la couche nuageuse la plus haute des trois couches du profil (haute, moyenne et basse) est conservée pour le calcul des diagnostics, afin de reproduire le fonctionnement d'un capteur passif. Nous avons représenté la phase « CALIPSO-GOCCP no overlap » et « CALIPSO-GOCCP standard » sur la Figure III.14.

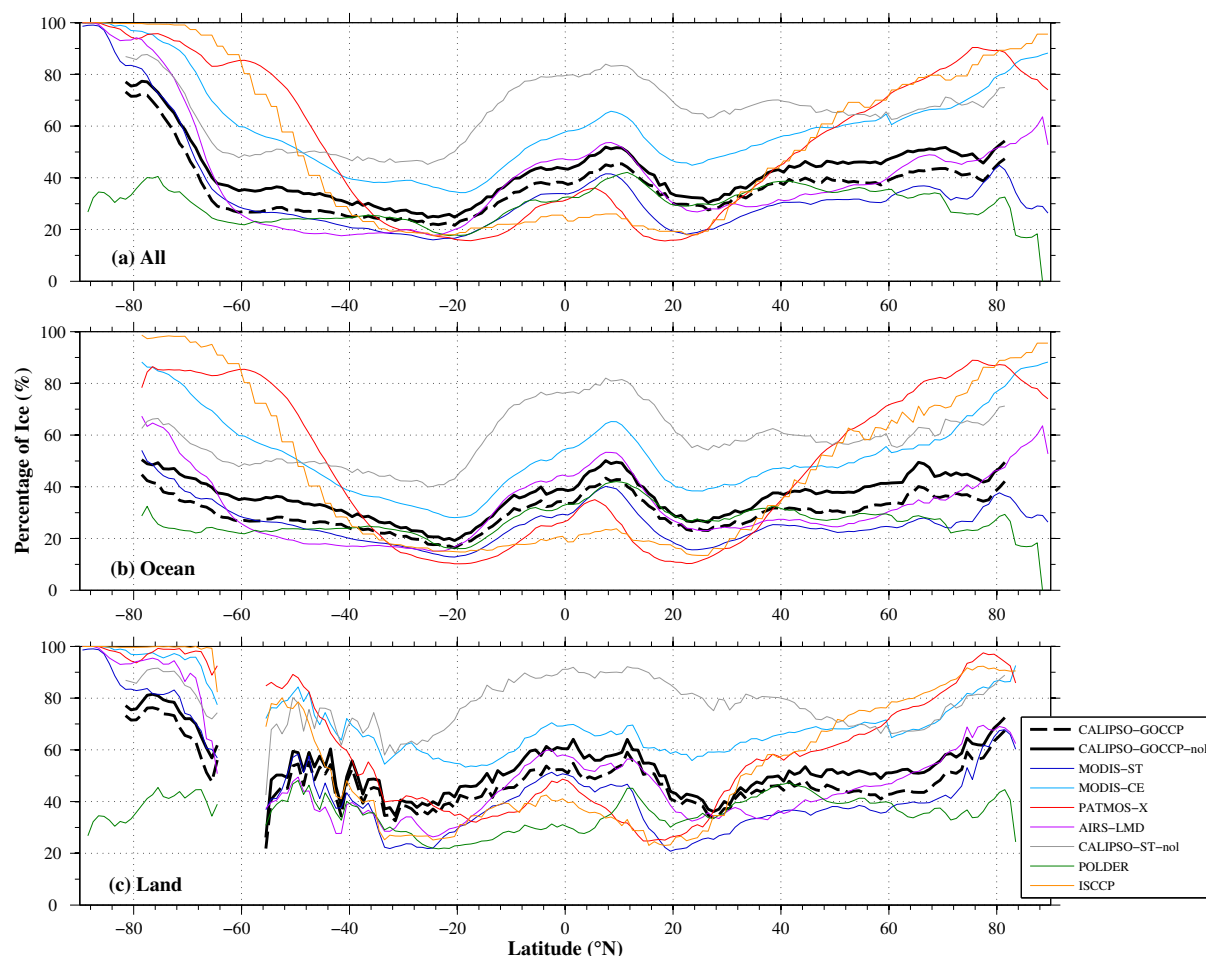


Figure III.14 : Représentation en moyenne zonale de la fraction de glace par rapport à toute l'eau condensée dans les nuages pour a) tout le globe, b) les océans uniquement et c) les continents uniquement. La liste des capteurs utilisés est disponible dans la légende sur la Figure III.9.c.

Le fait de prendre en compte seulement la couche la plus haute introduit un biais dans la fraction de glace. Les courbes CALIPSO-GOCCP « standard » (avec recouvrement, courbe en pointillés noirs) et « no overlap » (sans recouvrement, courbe noire) montrent qu'il peut y avoir jusqu'à 10% de glace en plus pour la version sans recouvrement. On peut donc supposer que les capteurs passifs sont tous affectés par ce biais et ont tous trop de glace par rapport au liquide. CALIPSO-GOCCP suit les mêmes variations que CALIPSO-ST. CALIPSO-ST a une part relative de glace plus élevée que CALIPSO-GOCCP (cf. Sect. 3).

Tous les capteurs s'accordent à montrer qu'il y a plus de glace relativement au liquide dans les nuages polaires et tropicaux que dans les régions de subsidence et aux latitudes moyennes. Particulièrement en Antarctique où le pourcentage de glace dépasse 75% pour tous les satellites sauf POLDER. Aux pôles, l'air est plus froid et sec et les nuages contiennent donc plus de glace. De même pour les tropiques, région de convection profonde où l'altitude des nuages est très élevée et leur température très froide. C'est également vrai au-dessus des continents, généralement plus froid que les océans.

ISCCP qui utilise un seuil de température très chaud ($T=260^{\circ}\text{K}$) pour discriminer la phase des nuages observe une part relative de glace très élevée aux pôles (quasiment 100%) comparés à CALIPSO-GOCCP et à la majorité des satellites. Néanmoins, ce seuil semble produire les mêmes résultats que les autres capteurs dans les régions dominés par les nuages bas (régions de subsidence autour de 30°N et 30°S).

4.2.Conclusion

La comparaison de plusieurs jeux de données satellites est un exercice difficile à cause des échantillonnages, des biais et des sensibilités de détections inhérents aux différents instruments. Les principales différences entre les satellites proviennent de la détection des nuages (Stubenrauch et al., 2013). Cependant, cette simple comparaison de CALIPSO-GOCCP avec d'autres satellites met en exergue un des avantages lié à l'utilisation d'un capteur actif pour restituer la phase des nuages. Le fait d'être limité au sommet du nuage (capteurs passifs) introduit un biais dans la phase. Ceci est vérifié en comparant la courbe CALIPSO-GOCCP standard et « no overlap » dans la Figure III.14. Par ailleurs, les courbes ISCCP démontrent qu'utiliser un seuil sur la température, qui plus est fixe, pour restituer la phase génère un biais dans la phase notamment dans les régions polaires.

5. Conclusion

Dans le présent chapitre, nous avons évalué la phase CALIPSO-GOCCP en la comparant dans une étude qualitative avec des mesures par néphélomètre polaire aéroporté. Puis, l'évaluation a été plus quantitative en utilisant des produits phase (CALIPSO-ST et CALIPSO-JAXA) issus du même capteur (CALIOP) que CALIPSO-GOCCP. Enfin en la situant par rapport à des mesures d'autres satellites possédant des capteurs passifs (GEWEX Cloud Assessment).

Seul les nuages détectés à la fois par le néphélomètre aéroporté et par le lidar ont été conservés pour comparer les phases : 91.5%, 94.2% et 90.4% d'accord aux moyennes latitudes pour des altitudes élevées et 48.8% et 72.1% d'accord pour les nuages bas en Arctique. Les désaccords plus prononcés dans la région arctique proviennent en majorité des nuages complètement atténués diagnostiqués comme ciel clair par CALIPSO-GOCCP. Quelques cas de désaccords s'expliquent par l'écart conséquent entre les résolutions verticales des capteurs. Cependant, CALIPSO-GOCCP ne semble pas créer de nuages artificiels et au contraire semble plutôt les sous-estimer dans les basses couches.

La phase est validée par le néphélomètre polaire dans presque 100% des cas aux moyennes latitudes, contre 50% en Arctique à cause de la présence de nombreux nuages diagnostiqués indéfinis par CALIPSO-GOCCP (40.8% et 13.4%). Les désaccords (6.9% et 31%) s'expliquent principalement par l'atténuation combinée à la différence de résolution verticale entre CALIPSO-GOCCP (480m) et le néphélomètre polaire (quelques centimètres). Au sein d'un pixel de 480m, certains sous-pixels sont parfois atténués et ne contribuent pas au signal. Si l'avion vole dans ces sous-pixels, la phase restituée est potentiellement différente de celle dominant le pixel de 480m. Enfin, ces mesures ont permis de confirmer la validité des courbes de paramétrisations trouvées dans Chap. 2, Sect. 3.1.2.1.

Puis, la phase CALIPSO-GOCCP a été comparée à celle de deux autres produits basés sur le même capteur CALIPSO-ST et CALIPSO-JAXA. Nous avons d'abord comparé les trois produits avec les mesures in situ. Cela nous a aidé à confirmer les conclusions obtenues lors de la comparaison de GOCCP avec les mesures in situ. La détection de nuages de GOCCP pourrait être améliorée si l'atténuation était mieux prise en compte, comme dans ST. Des désaccords de détections sont également imputables à la résolution verticale, comme l'indique les données JAXA qui détectent mieux le ciel clair que ST et GOCCP. Enfin, la résolution horizontale fixe de GOCCP empêche la création de nuages artificiels, mais limite également la sensibilité de détection aux nuages glacés optiquement fins. En comparaison avec les observations du néphélomètre polaire, ST et JAXA identifient trop de nuages glacés et pas assez de nuages liquides, ce qui n'est pas le cas de GOCCP. ST et JAXA semblent confirmer que i) la phase restituée par CALIOP est dominée par le sommet du nuage, ii) la méthode de polarisation est efficace pour la restitution de la phase glacée. Enfin GOCCP se distingue en étant le seul à diagnostiquer des nuages liquides à la base des nuages de moyennes latitudes.

Ensuite, une comparaison plus quantitative à partir de statistiques faites sur la période MAM 2007 nous permet de conclure que GOCCP voit moins de glace que les deux autres produits partout sur le globe car il n'effectue pas de moyennage horizontal. Au contraire, GOCCP prévoit plus de nuages liquides dans les moyennes et hautes couches que les deux autres produits. Cependant dans les basses couches, GOCCP prévoit moins de nuages liquides que ST car : i) une partie de ces nuages est classée comme indéfinie et ii) le manque de pixels classés totalement atténués dans GOCCP diminue la fraction de nuages liquides.

Enfin, nous avons montré l'apport d'un capteur actif comme CALIOP dans la restitution de la phase par rapport à des instruments passifs (GEWEX-CA) : la prise en compte de la structure verticale de la phase modifie le rapport liquide/glace ; une restitution de phase indépendante de la température permet d'éviter des biais dans les régions polaires.

Cette étude aussi bien qualitative que quantitative a mis en avant les avantages et les inconvénients de la phase CALIPSO-GOCCP. Certaines limites de détections et déterminations de phase proviennent de la gestion de l'atténuation du lidar et de la résolution verticale et horizontale. Ces paramètres ne peuvent être modifiés car ils ont été déterminés afin d'être cohérents avec le simulateur lidar dans le but d'évaluer les modèles de climat. Nous allons expliquer dans le prochain chapitre comment utiliser la phase CALIPSO-GOCCP pour évaluer la description de la phase dans un modèle de climat.

Chapitre 4 : Évaluation de la phase dans le modèle de climat de l'IPSL

Table des matières

CHAPITRE 4 : ÉVALUATION DE LA PHASE DANS LE MODÈLE DE CLIMAT DE L'IPSL.....	101
1. INTRODUCTION.....	102
2. MÉTHODE : SIMULATEUR D'OBSERVABLES.....	104
2.1. SIMULATION DES PROFILS LIDAR À PARTIR DES SORTIES MODÈLES.....	104
2.1.1. <i>Simulation de l'ATB\perp à 532nm</i>	104
2.1.2. <i>Discrimination des pixels nuageux en fonction de leur phase</i>	105
2.2. TEST DE SENSIBILITÉ SUR L'ERREUR INTRODUE PAR LE SIMULATEUR	107
2.3. TEST DE SENSIBILITÉ SUR LE PARAMÈTRE DE DIFFUSIONS MULTIPLES	108
3. COMPARAISON DES SIMULATIONS AVEC LES OBSERVATIONS	110
3.1. COUVERTURE NUAGEUSE GLOBALE	110
3.1.1. <i>Nuages liquides et glacés observés</i>	110
3.1.2. <i>La phase nuageuse modélisée pour l'ensemble « modèle+simulateur »</i>	111
3.1.3. <i>Évaluation de la phase nuageuse de LMDZ5B avec CALIPSO-GOCCP</i>	112
3.2. RELATION PHASE-TEMPÉRATURE	114
3.2.1. <i>Relation phase-température observée</i>	114
3.2.2. <i>Relation phase-température dans le modèle</i>	115
4. ÉTUDE DE SENSIBILITÉ DE LMDZ5B À LA RELATION PHASE-TEMPÉRATURE	117
4.1. NOUVELLE RELATION PHASE-TEMPÉRATURE UTILISÉE DANS LMDZ5B	117
4.2. IMPACT D'UN CHANGEMENT DE LA RELATION PHASE-TEMPÉRATURE SUR LA FRACTION NUAGEUSE	118
4.2.1. <i>Cartes de couvertures nuageuses</i>	118
4.2.2. <i>Distribution verticale des nuages</i>	119
4.3. IMPACT D'UN CHANGEMENT DE RELATION PHASE-TEMPÉRATURE SUR LE RAYONNEMENT	122
4.3.1. <i>Effet radiatif des nuages au sommet de l'atmosphère</i>	122
4.3.2. <i>Flux net modélisés à la surface</i>	124
5. CONCLUSION.....	126

1. Introduction

Dans les modèles, la théorie (Clausius-Clapeyron) est utile pour discriminer la phase de l'eau au-dessus de 0°C et au-dessous de -40°C, mais ne suffit pas à déterminer les transitions de phase de l'eau dans les nuages entre -40°C et 0°C. Par ailleurs, les modèles de climat ont des grilles dont la résolution spatiale (de l'ordre de la centaine de kilomètre) et temporelle (3 à 6 heures) sont insuffisantes pour résoudre un processus microphysique comme la transition de phase, qui se produit à l'échelle du micromètre et de façon instantanée. Pour pallier ce problème, des paramétrisations à l'échelle de la maille ou de la sous-maille pour chaque pas de temps sont utilisées (Del Genio, 1996 ; Rotstayn et al., 2000).

Dans le modèle LMDZ5B (Hourdin et al., 2012), la quantité d'eau condensée est calculée dans chaque maille à partir de l'humidité spécifique et son écart type ainsi que de l'humidité spécifique à saturation. La phase de l'eau condensée est ensuite déterminée en fonction de la température ambiante du nuage. La fraction d'eau condensée transformée en glace varie linéairement de -15°C (100%) à 0°C (0%). Cette relation est issue de mesures aéroportées collectées ponctuellement dans certains types de nuages (Bower et al., 1996). Une partie de l'eau condensée est également précipitée. Les précipitations sont re-évaporées dans la couche inférieure : entièrement lorsqu'elles sont solides, partiellement lorsqu'elles sont liquides. De plus, le calcul des propriétés microphysiques (taille, forme) des particules nuageuses est différent selon leur phase.

Cette relation qui consiste à déterminer la phase en fonction de la température ambiante est fréquemment employée dans les GCMs (Collins et al., 2006 ; K-1 model developers, 2004 ; Yang et al., 2000). En la faisant varier, il est donc possible de mettre en évidence l'influence de la phase sur d'autres paramètres du modèle tels que la couverture nuageuse ou les flux radiatifs. En supprimant la possibilité d'avoir des nuages liquides au-dessous du point de congélation dans leur modèle, Li et Le Treut (1992) ont réduit la sensibilité climatique de leur modèle de $0.96 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$ à $0.62 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$. En utilisant le même procédé, Gregory et Morris (1996) ont trouvé des écarts dans l'albédo zonal de +/- 0.1 avec leur simulation de contrôle. En modifiant la relation phase-température de leur modèle, Doutriaux-Boucher et Quaas (2004) ont montré des différences supérieures à 10 W/m^2 dans le CRE_{SW}^2 et jusqu'à 5 W/m^2 dans le CRE_{LW}^3 selon la latitude (moyenne zonale). En utilisant la même méthode, Cheng et al. (2012) ont obtenu jusqu'à 6% de variation dans la fraction de nuages polaires. La relation phase-température utilisée est très variable d'un modèle à l'autre et il reste difficile de l'évaluer à cause du manque d'observations verticalement résolues à l'échelle globale.

Dans ce chapitre nous allons utiliser les avantages de CALIPSO-GOCCP pour évaluer la transition de phase dans le modèle de climat de l'IPSL (LMDZ5B) au travers d'un simulateur lidar (Chepfer et al., 2008). Le simulateur d'observables (Bodas-Salcedo et al., 2012)

² Effet radiatif des nuages dans les ondes courtes, cette notion sera définie dans la Sect. 4.3.1

³ Effet radiatif des nuages dans les ondes longues, cette notion sera également définie dans la Sect. 4.3.1

reproduit les biais et l'échantillonnage spatio-temporel associé au satellite d'une part, et harmonise les définitions des variables entre le satellite et le modèle d'autre part. Ainsi elle contribue à mettre en évidence les défauts du modèle plutôt que des différences de définitions de variables ou d'échantillonnages. Dans un premier temps (Sect. 2), nous décrirons l'implémentation de la « méthode de polarisation » utilisée dans le Chap. 2 dans le simulateur lidar. Puis dans un second temps (Sect. 3), les sorties du modèle couplées au simulateur lidar seront comparées aux observations de phase CALIPSO-GOCCP. Enfin dans un troisième temps (Sect. 4), la relation phase-température utilisée dans la paramétrisation de phase du modèle sera modifiée en adéquation avec les observations CALIPSO-GOCCP. L'impact de cette modification sur la couverture nuageuse, la fraction nuageuse et sur les flux radiatifs au sommet de l'atmosphère et à la surface simulés par le modèle sera alors analysé.

2. Méthode : simulateur d'observables

2.1. Simulation des profils lidar à partir des sorties modèles

Le simulateur de lidar (Chepfer et al., 2008), actuellement inclus dans COSP (Bodas-Salcedo et al., 2011) calcule des profils d'ATB et de SR similaires aux profils mesurés par CALIPSO à partir des sorties du modèle et à l'échelle sous-maille. Afin d'évaluer la représentation de la phase thermodynamique des nuages dans les modèles de climat, nous avons développé un nouveau diagnostic de phase dans le simulateur de lidar. Il se décompose en 3 parties :

1. Calculer l'ATB \perp qui serait observé par CALIPSO s'il volait au-dessus de l'atmosphère simulée par le modèle à l'échelle sous-maille.
2. Discriminer les pixels nuageux liquides, glacés ou de phase indéfinie à l'échelle sous-maille .
3. Construire à partir de ce diagnostic des statistiques de la phase nuageuse, à l'échelle globale.

2.1.1. Simulation de l'ATB \perp à 532nm

La version standard du simulateur de lidar utilise la pression, la température, la taille et le type de particule, le rapport de mélange liquide et glacé, et la fraction nuageuse produit par le modèle dans chaque sous-maille et pour chaque niveau d'altitude pour calculer les profils d'ATB et d'ATB $_{\text{mol}}$. Ces profils sont obtenus à partir de l'équation lidar suivante :

$$\text{ATB}_{(z)} = \left(\beta_{//,\text{liq}(z)} + \beta_{\perp,\text{liq}(z)} + \beta_{//,\text{ice}(z)} + \beta_{\perp,\text{ice}(z)} + \beta_{//,\text{mol}(z)} + \beta_{\perp,\text{mol}(z)} \right) \cdot \exp \left[-2 \int_Z^{\text{TOA}} \left(\eta(\alpha_{\text{ice}(z)} + \alpha_{\text{liq}(z)}) + \alpha_{\text{mol}(z)} \right) dz \right] \quad (\text{IV.1})$$

$$\text{ATB}_{\text{mol}(z)} = \beta_{\text{mol}(z)} \exp \left(\int_Z^{\text{TOA}} \alpha_{\text{mol}(z)} dz \right) \quad (\text{IV.2})$$

Où :

α_{mol} (respectivement α_{liq} , et α_{ice}) est le coefficient d'extinction moléculaire (m^{-1}) (respectivement des particules liquides et de glace)

β_{mol} (respectivement β_{liq} et β_{ice}) est le coefficient de rétrodiffusion moléculaire (respectivement des particules liquides et de glace) du lidar ($\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$)

η est le coefficient de diffusion multiple particulaire, dont la valeur est égale à 0.7 pour le lidar CALIOP (Winker, 2003).

Calcul de l'ATB \perp . Pour construire le diagnostic de phase, nous avons calculé le signal rétrodiffusé liquide et glace (ATB_{liq}, ATB_{ice}) en complément de l'ATB et l'ATB_{mol} tels que :

$$ATB_{liq(z)} = (\beta_{//, liq(z)} + \beta_{\perp, liq(z)} + \beta_{//, mol(z)} + \beta_{\perp, mol(z)}) \exp \left[-2 \int_Z^{TOA} (\eta \alpha_{liq(z)} + \alpha_{mol(z)}) dz \right] \quad (IV.3)$$

$$ATB_{ice(z)} = (\beta_{//, ice(z)} + \beta_{\perp, ice(z)} + \beta_{//, mol(z)} + \beta_{\perp, mol(z)}) \exp \left[-2 \int_Z^{TOA} (\eta \alpha_{ice(z)} + \alpha_{mol(z)}) dz \right] \quad (IV.4)$$

Puis, nous avons retrouvé l'ATB \perp ,_{ice} (respectivement l'ATB \perp ,_{liq}) à partir de l'ATB_{ice} (respectivement l'ATB_{liq}) en utilisant une paramétrisation (Figure II.15, Chap. 2) déduite des observations CALIPSO-GOCCP avec la résolution la plus fine disponible (120m). Cela nous permet de prendre en compte précisément l'impact de la diffusion multiple du lidar CALIOP dans le calcul des profils d'ATB \perp (liquide et glace).

Nous avons ensuite calculé $\beta_{\perp, ice}$ (respectivement $\beta_{\perp, liq}$) à partir de l'ATB \perp ,_{ice} (respectivement l'ATB \perp ,_{liq}) en utilisant l'équation lidar en polarisation perpendiculaire :

$$ATB_{\perp, ice(z)} = (\beta_{\perp, ice(z)} + \beta_{\perp, mol(z)}) \exp \left[-2 \int_Z^{TOA} (\eta \alpha_{ice(z)} + \alpha_{mol(z)}) dz \right] \quad (IV.5)$$

$$ATB_{\perp, liq(z)} = (\beta_{\perp, liq(z)} + \beta_{\perp, mol(z)}) \exp \left[-2 \int_Z^{TOA} (\eta \alpha_{liq(z)} + \alpha_{mol(z)}) dz \right] \quad (IV.6)$$

Enfin, l'ATB \perp total peut être calculé avec $\beta_{\perp, ice}$ et $\beta_{\perp, liq}$:

$$ATB_{\perp(z)} = (\beta_{\perp, liq(z)} + \beta_{\perp, ice(z)} + \beta_{\perp, mol(z)}) \exp \left[-2 \int_Z^{TOA} (\eta (\alpha_{liq(z)} + \alpha_{ice(z)}) + \alpha_{mol(z)}) dz \right] \quad (IV.7)$$

$$\text{Avec : } \beta_{\perp, mol(z)} = (\beta_{\perp, mol(z)} + \beta_{//, mol(z)}) / (1 + 1/\delta_{mol}) \quad (IV.8)$$

Où le rapport de dépolarisation moléculaire est $\delta_{mol} = 0.0284$ (Bodhaine et al., 1999)

Nous obtenons ainsi des profils d'ATB \perp (z) à l'échelle sous-maille sur les 40 niveaux verticaux (distants de 480m).

2.1.2. Discrimination des pixels nuageux en fonction de leur phase

Diagramme de phase. Le calcul d'ATB et d'ATB \perp est appliqué aux profils atmosphériques journaliers à l'échelle sous-maille dérivés des simulations LMDZ5B, forcées par les températures de surface de mer observées (simulation AMIP). Avec trois mois de simulation,

nous avons construit les diagrammes de phase (Figure IV.1), comme nous l'avons fait précédemment pour les observations.

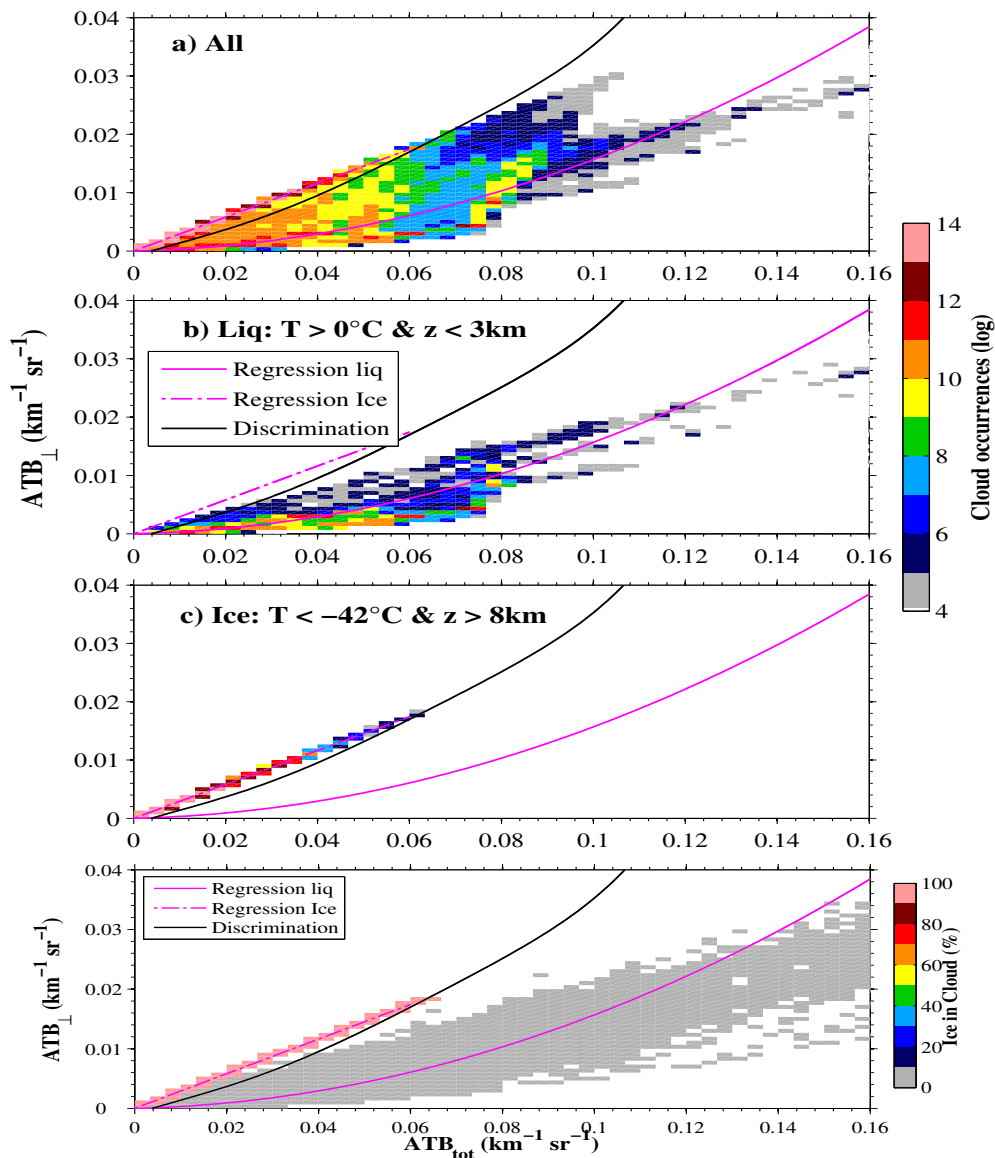


Figure IV.1 Diagramme de phase global pour les pixels nuageux (échelle couleur en log) de profils simulés à l'échelle sous-maille par l'ensemble "LMDZ5B + simulateur" pour une période JFM :

- Tous les pixels nuageux quelles que soient leur température et altitude.
- Pixels liquides : quelques pixels se trouvent au-dessus de la courbe. Ils correspondent à de très faibles valeurs d'ATB (typiquement inférieures à $0.05\text{km}^{-1}\text{sr}^{-1}$), qui peuvent mener à des fausses déterminations de phase.
- Pixels glacés : 2.1% des nuages de glace étaient initialement localisés au-dessous de la courbe de discrimination. Ces points correspondaient à des nuages avec des valeurs d'ATB supérieures à $0.064 \text{ km}^{-1}\text{sr}^{-1}$, jamais mesurées par CALIPSO-GOCCP (intersection entre la paramétrisation de la glace et la courbe de discrimination). Ces points correspondent à des nuages non réalistes, optiquement très épais, produits par le modèle. Afin d'éviter ces mauvaises classifications de phase, lorsque $ATB = ATB_{\text{ice}}$

et $ATB > 0.064 \text{ km}^{-1}\text{sr}^{-1}$, les valeurs d' ATB et d' ATB_{ice} sont forcées à $0.06 \text{ km}^{-1}\text{sr}^{-1}$ dans le simulateur. Cela n'a aucun impact sur la fraction nuageuse totale et ne modifie que le diagnostic de phase nuageuse dans le simulateur.

d. Fraction de glace (F_{glace}) par rapport à toute l'eau condensée : il n'y a pas de zone de recouvrement pixels liquides/glacés dans le modèle.

Pour une question de cohérence avec le diagnostic utilisé dans les observations, le diagnostic de phase du simulateur impose des critères de température aux pixels nuageux :

- Le pixel est classifié comme liquide si sa température est supérieure à 0°C .
- Le pixel est classifié comme glacé si sa température est inférieure à -40°C .
- Le pixel est classifié comme phase indéfinie lorsqu'il est situé sous un nuage optiquement épais ($SR > 30$).

2.2. Test de sensibilité sur l'erreur introduite par le simulateur

La Figure IV.2.a montre la fraction nuageuse liquide zonale obtenue pour une sortie modèle+simulateur prenant en compte uniquement les nuages liquides en forçant le contenu en glace à 0 en entrée du simulateur de lidar. Les pixels nuageux incorrectement classifiés comme glacés (Figure IV.2.b) sont le plus souvent localisés dans la haute troposphère. Ils représentent 0.28% des pixels nuageux. Les pixels nuageux de phase indéfinie sont situés (Figure IV.2.c) dans les régions de latitudes moyennes, dans les premiers kilomètres au-dessus du niveau de la surface. En forçant le contenu en eau liquide à 0, on obtient la fraction nuageuse glacée zonale (Figure IV.2.d). Dans ce cas, il n'y a aucune fausse classification et les pixels nuageux de phase indéfinie sont toujours localisés aux moyennes latitudes (Figure IV.2.e).

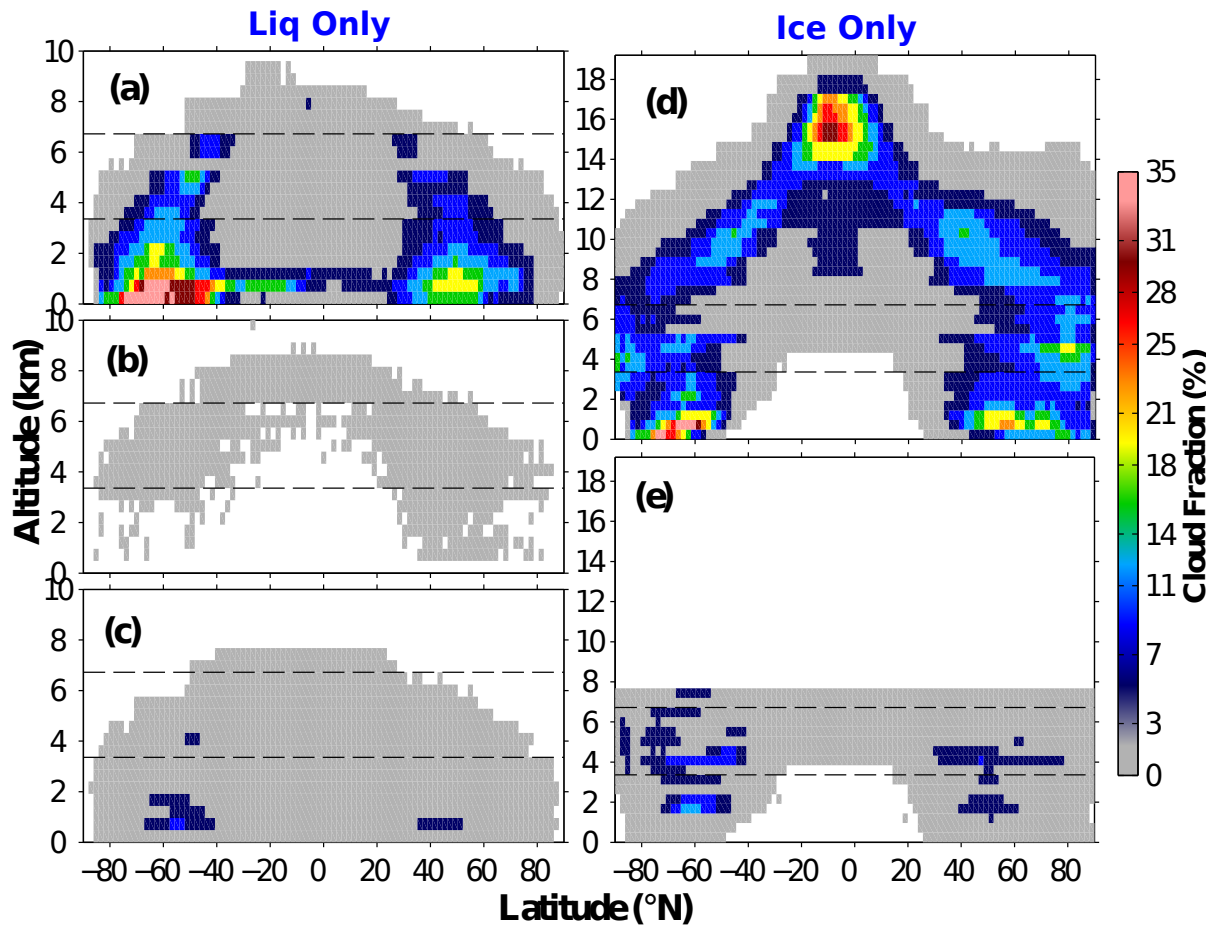


Figure IV.2: Mauvaises classifications dans les simulations "LMDZ5+Simulateur". Distribution verticale des nuages liquides (colonne de gauche): (a) correctement classifiés en liquide, (b) mal classifiés en glace, et (c) classifiés en phase indéfinie. Distribution verticale des nuages glacés (colonne de droite) : (d) correctement classifiés en glace et (e) classifiés en phase indéfinie.

2.3. Test de sensibilité sur le paramètre de diffusions multiples

Les diffusions multiples n'affectent pas seulement l'état de polarisation du faisceau lidar mais contribuent également au signal total mesuré (ATB). Cette contribution est représentée par le paramètre η dans l'équation lidar (Annexe A). Des études de sensibilités du paramètre η ont été menées par Chepfer et al. (2007, 2008). Chepfer et al. (2007, Figure 7) montre des profils lidar simulés pour différentes valeurs de coefficient de diffusion multiple. Chepfer et al. (2008, Sect. 5.1, paragraphe 17) ont démontré qu'un changement de ce coefficient de 0.7 à 0.3 avait un impact négligeable (moins de 1%) sur la fraction nuageuse totale en moyenne mensuelle. Ici, nous avons calculé la moyenne mensuelle des fractions nuageuses liquides, glacées, et indéfinies pour les nuages bas, moyens et hauts ainsi que pour tous les nuages (Tableau IV.1), pour différentes valeurs du coefficient de diffusion multiple. Les résultats du Tableau IV.1 confirment que ce paramètre n'a qu'un impact relativement faible sur les fractions nuageuses liquides et glacées.

	Ice clouds			Liquid clouds		
η	$\eta=0.7$	$\eta=0.5$	$\eta=0.3$	$\eta=0.7$	$\eta=0.5$	$\eta=0.3$
<i>high</i>	20	19.9	19.6	0	0	0
<i>mid</i>	10.6	10.4	9.7	1	1.1	1.4
<i>low</i>	8.1	7.7	7.6	16.9	16.4	15.8
	Undefined phase clouds			All		
η	$\eta=0.7$	$\eta=0.5$	$\eta=0.3$	$\eta=0.7$	$\eta=0.5$	$\eta=0.3$
<i>high</i>	9.4	11.1	13.6	34.4	35.2	37
<i>mid</i>	4.7	5.65	7.5	16.4	17.2	18.6
<i>low</i>	0.4	0.5	0.8	20.4	20.4	20.5

Tableau IV.1 : Sensibilité de la couverture nuageuse liquide, glacée, phase indéfinie ($CF_{\text{liq,ice,undef}}$), et totale (JFM) simulée par le "LMDZ5B+Simulateur", pour différentes valeurs du coefficient de diffusion multiple η .

3. Comparaison des simulations avec les observations

3.1. Couverture nuageuse globale

3.1.1. Nuages liquides et glacés observés

La Figure IV.3 montre des cartes de nuages liquides et glacés pour les niveaux bas, moyens et hauts utilisant cinq saisons JFM (2007-2011) d'observations CALIPSO-GOCCP.

Les nuages hauts (Figure IV.3 ligne du haut) sont constitués de glace pour la plupart dans les observations (Figure IV.3.g). Dans les nuages moyens (Figure IV.3, ligne du milieu), l'eau liquide apparaît (environ 20%) aux latitudes moyennes chaudes et dans les régions de convections tropicales (le long de l'ITCZ, Figure IV.3.b). Les nuages glacés (25%, Figure IV.3.h) apparaissent exclusivement aux hautes latitudes (de 50°N/S à 82°N/S), où la troposphère moyenne est plus froide qu'aux basses latitudes. Les nuages bas (Figure IV.3, ligne du bas) sont presque exclusivement composés de liquide (Figure IV.3.c, 4i), exceptés dans les régions polaires où les nuages glacés peuvent atteindre 20% d'occurrence.

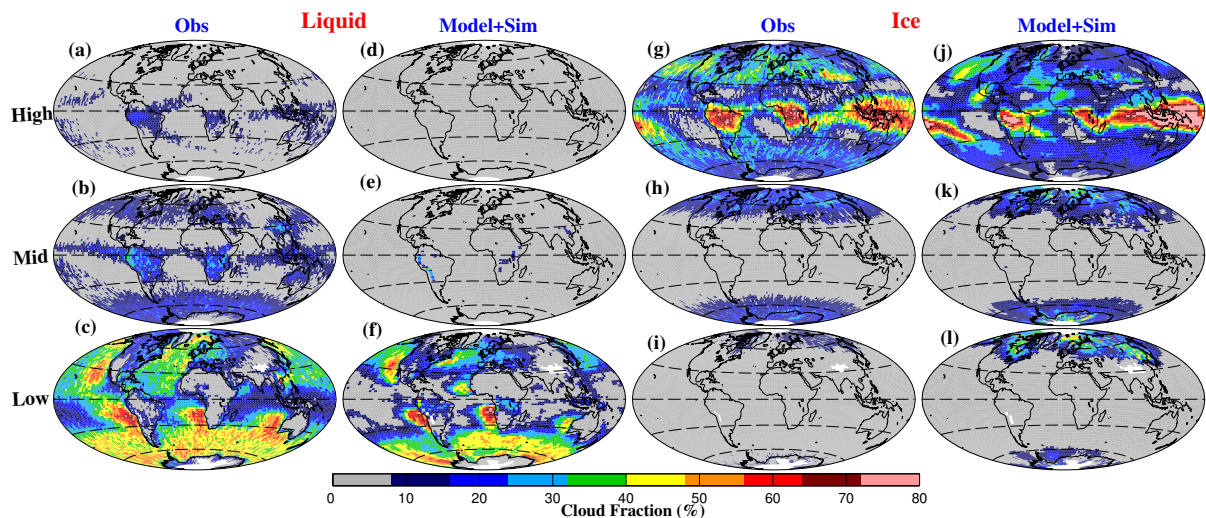


Figure IV.3: Carte de nuages liquides et glacés observés par CALIPSO-GOCCP et simulés par "LMDZ5B+simulateur" pour la saison JFM. (a-c) correspondent aux couvertures nuageuses liquides observées et (d-f) aux couvertures nuages simulées aux niveaux hauts, moyens et bas.

La fraction nuageuse 3D en moyenne zonale (Figure IV.4.a) montre que les nuages glacés sont observés uniquement au-dessus de 8km dans les tropiques mais apparaissent à des altitudes plus basses aux moyennes et hautes latitudes. Quant aux nuages liquides (Figure IV.4.b), ils sont pour la plupart situés dans la couche limite, même si parfois, ils arrivent à atteindre la troposphère libre aux moyennes et hautes latitudes dans les zones de convection profonde tropicale. La répartition entre les nuages liquides et glaces (Figure IV.4.c) montre

que le niveau d'équiprobabilité (50% liquide et 50% glace, représenté par la courbe noire) est atteint à des altitudes plus basses dans les régions polaires comparées aux tropiques, car la température est variable selon la latitude pour une altitude donnée. Les zones de co-existence liquide et glace (couleurs bleues à rouges, colonne de droite) sont significatives aux latitudes supérieures à 45° (latitudes moyennes et polaires) mais moins dans les tropiques principalement à cause de la température.

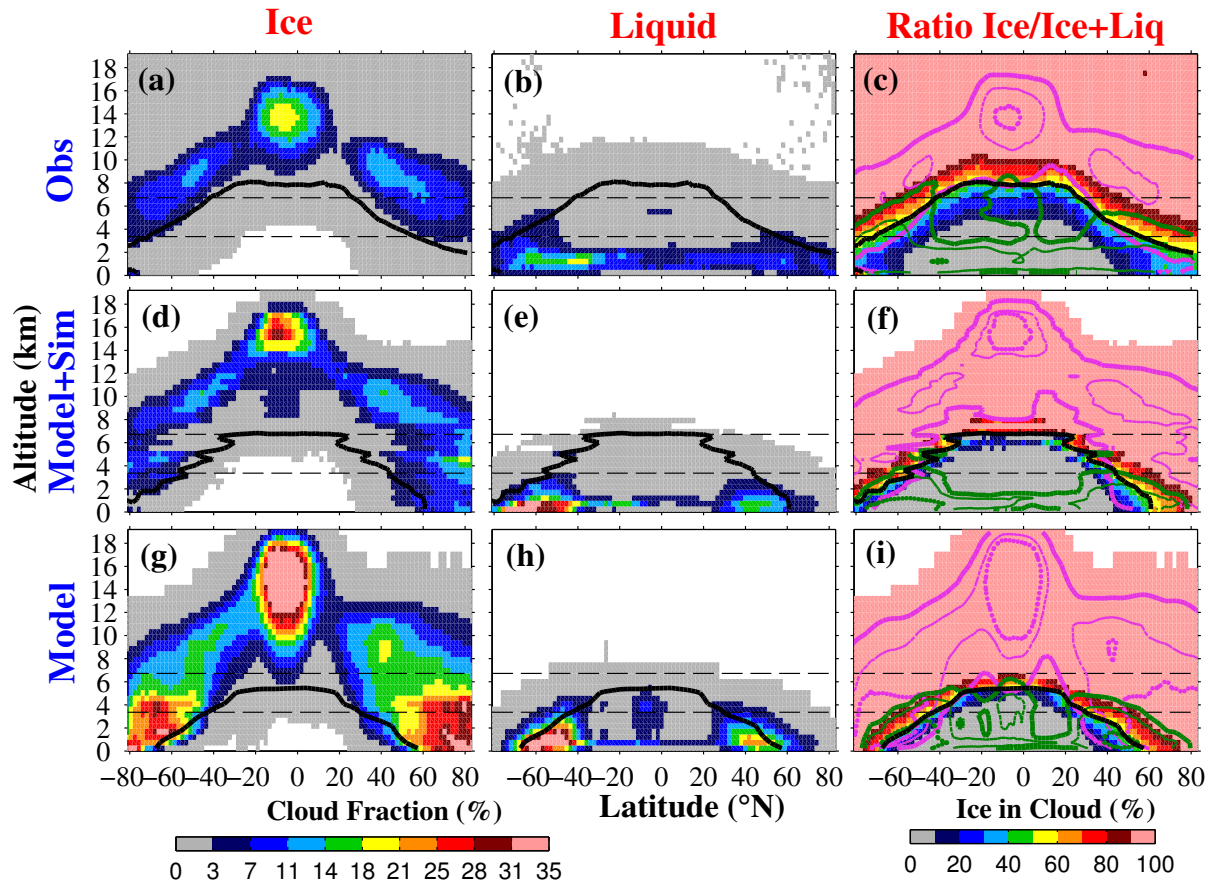


Figure IV.4: Distribution verticale de la phase nuageuse observée et simulée en JFM. La colonne de gauche correspond à la fraction de nuages glacés, la colonne centrale à la fraction de nuages liquides et la colonne de droite à la fraction de glace par rapport à toute l'eau condensée. La ligne du haut représente les observations CALIPSO-GOCCP, la ligne du milieu les simulations « LMDZ5B+simulateur », et la ligne du bas les simulations LMDZ5B, à une résolution verticale de $\Delta z=480\text{m}$. La ligne noire correspond à l'équiprobabilité entre le liquide et la glace. Les lignes pleines, en tiret magenta et vertes montrent la fraction de glace (respectivement 2%, 10% et 18%) et de liquide (respectivement 2% et 6%).

3.1.2. La phase nuageuse modélisée pour l'ensemble « modèle+simulateur »

De la même façon que dans les observations, le diagnostic de phase nuageuse journalier a été moyenné sur une saison pour produire des cartes de nuages liquides et glacés (Figure

IV.3) ainsi que des distributions verticales de nuages glacés et liquides (Figure IV.4) simulées par le modèle seul et par le modèle+simulateur. En premier lieu, les distributions verticales semblables à CALIPSO-GOCCP (Figure IV.4.d et Figure IV.4.e) sont comparées avec celles produites par LMDZ5B uniquement (Figure IV.4.g et Figure IV.4.h). Dans l'ensemble, on distingue moins de nuages dans la basse et moyenne troposphère après application du simulateur. C'est une situation symptomatique de nuages bas masqués par des nuages hauts, car le laser du lidar virtuel ne peut pénétrer dans les nuages avec une épaisseur optique typiquement supérieure à 3 (Chepfer et al., 2010, 2013). L'effet masquant affecte plus les nuages glacés (Figure IV.4.d comparée à la Figure IV.4.g) que les nuages liquides (Figure IV.4.e comparée à la Figure IV.4.h). Ceci est dû au fait qu'une large majorité des nuages produits par LMDZ5B sont constitués de glace (Figure IV.4.g comparée à la Figure IV.4.h), et ces nuages semblent avoir une épaisseur optique importante.

3.1.3. Évaluation de la phase nuageuse de LMDZ5B avec CALIPSO-GOCCP

Le modèle+simulateur ne produit aucun nuage liquide au-dessus de 3.2km (Figure IV.3.d et 4.e) contrairement aux observations (Figure IV.3.a et 4.b). De plus, le modèle+simulateur simule trop de nuages glacés dans les hautes couches le long de l'ITCZ (Figure IV.3.j) en comparaison avec les observations qui, dans les hautes couches, présentent moins de glace (Figure IV.3.g) et indiquent la présence de liquide (Figure IV.3.a).

Les moyennes zonales (Figure IV.5.a-6.c) confirment les principaux défauts du modèle. Les nuages hauts composés de glace sont surestimés aux moyennes et hautes latitudes. Les nuages bas composés de liquide sont sous-estimés de 30% en moyenne, et même plus dans l'hémisphère sud aux moyennes latitudes (voir également la Figure IV.3).

Indépendamment des couvertures nuageuses, le modèle+simulateur ne parvient pas à reproduire la répartition liquide/glace dans les nuages (Figure IV.5.d). Des différences de 30% à 40% sont constatées dans les nuages bas polaires, jusqu'à 30% dans les nuages hauts tropicaux, et environ 40% dans les nuages moyens aux moyennes et faibles latitudes. Les profils verticaux (Figure IV.4) indiquent clairement que le modèle+simulateur simule de la glace plutôt que du liquide dans les basses couches au niveau des régions polaires. D'autre part, il n'est pas non plus capable de reproduire la coexistence de liquide et glace telle qu'elle existe dans les observations. En effet, dans les observations (Figure IV.4.c), les nuages liquides et glacés coexistent sur une étendue d'environ 4km quelle que soit la latitude dont la base varie de 0km à 5km et le sommet de 4.5km à 10km. Dans le modèle+simulateur (Figure IV.4.h), la coexistence liquide/glace dans les nuages est quasi-absente : aucun nuage liquide n'est présent lorsque des nuages glacés sont produits (et inversement).

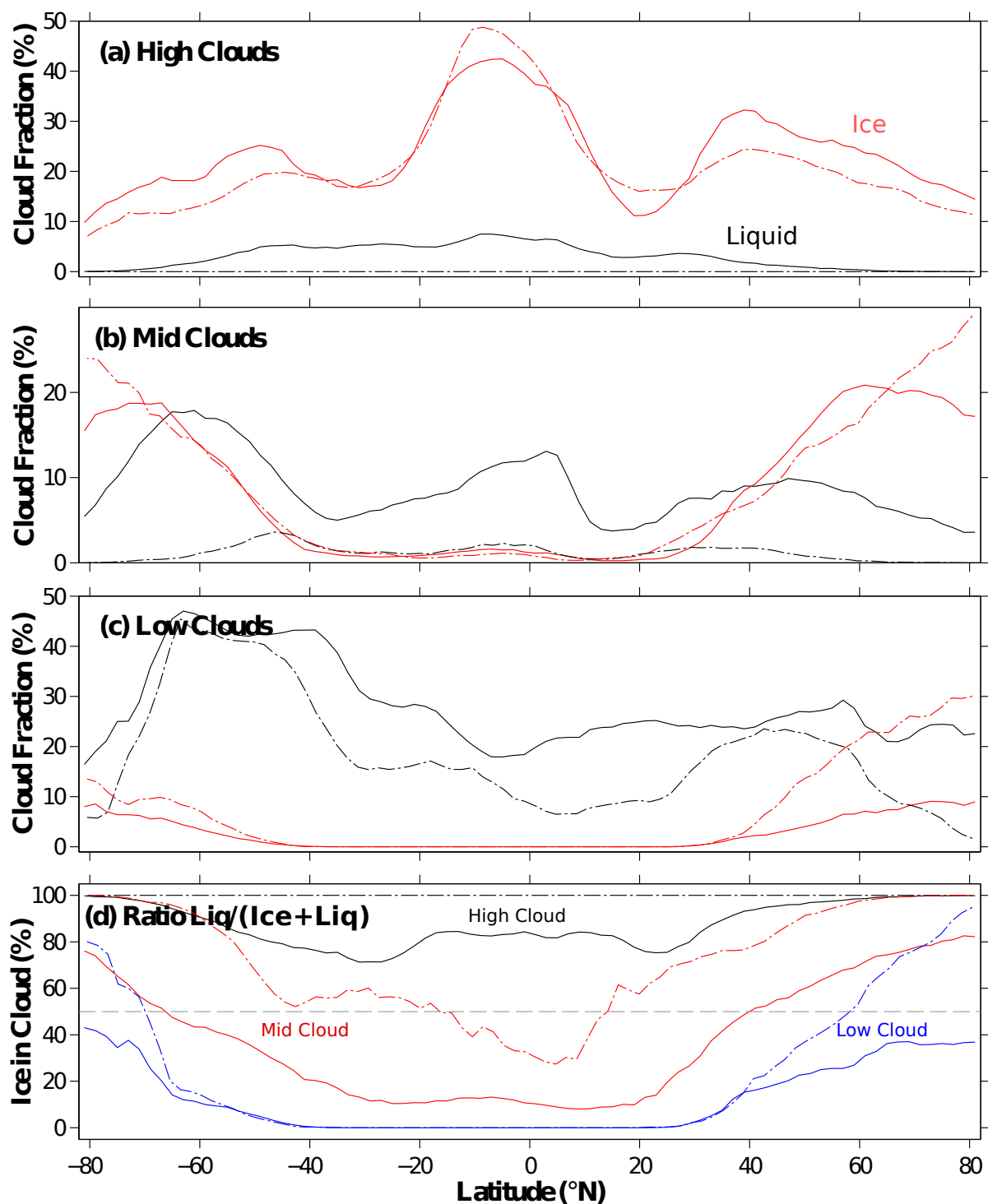


Figure IV.5: Moyenne zonale des couvertures de nuages liquides et glacés bas, moyens hauts observés par CALIPSO-GOCCP (courbes pleines) et simulés par "LMDZ5B+simulateur" (courbes en pointillé) pour la saison JFM. Les couvertures nuageuses hautes (a), moyennes (b) et basses (c) sont représentées par des courbes noires pour le liquide et rouges pour la glace. (d) La fraction de glace par rapport à toute l'eau condensée est représentée par des courbes noires pour les nuages hauts, rouges pour les nuages moyens et bleues pour les nuages bas.

3.2.Relation phase–température

3.2.1. Relation phase-température observée

La transition de température entre le liquide et la glace varie entre -20°C et -30°C en fonction de la latitude et de la saison (Figure IV.6). Pour caractériser cette transition, nous avons utilisé la température $T_{\text{glace=liq}}$ définie comme la température où la fraction nuageuse glacé et liquide sont équiprobable, c'est à dire égale à 50% (courbe noire sur la Figure IV.6). En été ou en hiver, la convection profonde (le long de l'ITCZ) est associée à un $T_{\text{glace=liq}}$ légèrement plus chaud (-18°C) qu'aux autres latitudes (excepté le cas particulier de l'antarctique en été boréal) et à un $T_{\text{glace=liq}}$ plus froid (-33°C en JJA) dans les régions tropicales de subsidences.

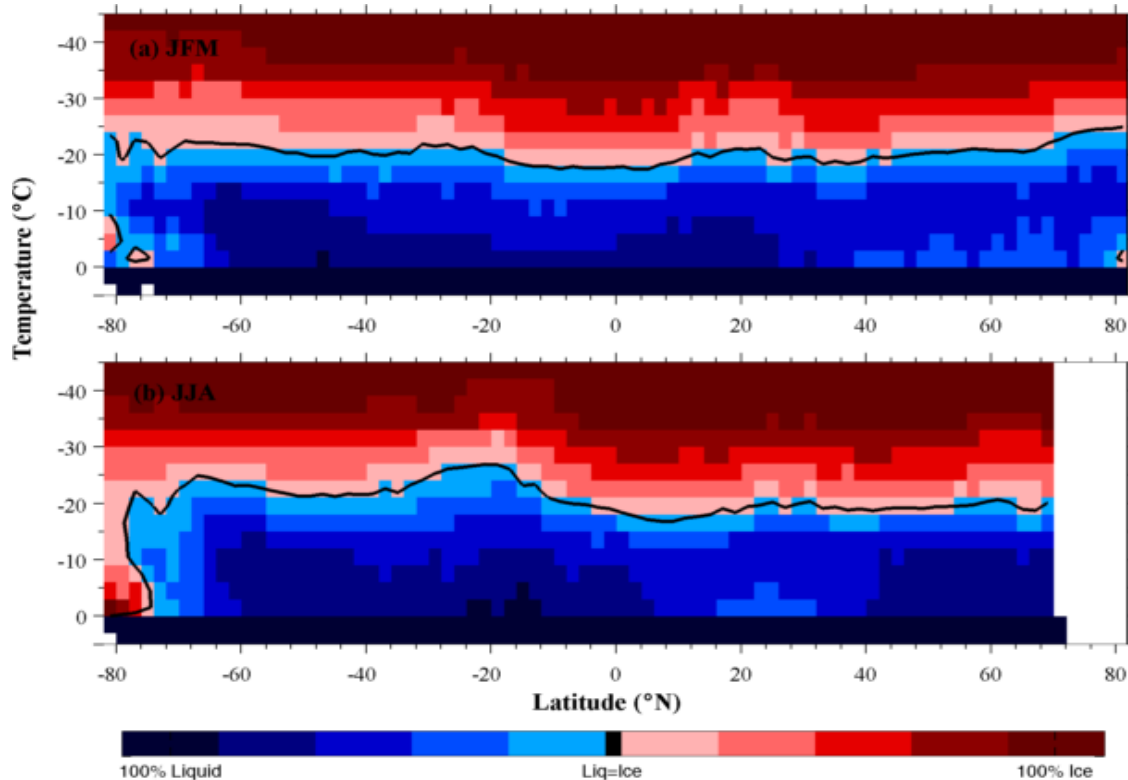


Figure IV.6: Variation saisonnière de la fraction de glace par rapport à toute l'eau condensée dans les nuages en fonction de la température, observée par CALIPSO-GOCCP en a) JFM et b) JJA. La couleur rouge foncée signifie 100% de glace, la couleur bleue foncée 0% de glace, le trait noir 50% de glace 50% de liquide.

Les nuages glacés sont majoritaires (Figure IV.7.a) dans la gamme de température allant de -21°C à -90°C , avec un maximum de la fraction nuageuse à -43.5°C . Comme dans la théorie, les nuages liquides et glacés co-existent entre 0°C et -40°C . Les nuages liquides peuvent être observés à des températures de -40°C , en accord avec des mesures in situ de gouttelettes nuageuses à -40.7°C (Heymsfield et Miloshevich, 1993) et des mesures de lidar sol (Noel et al., 2006).

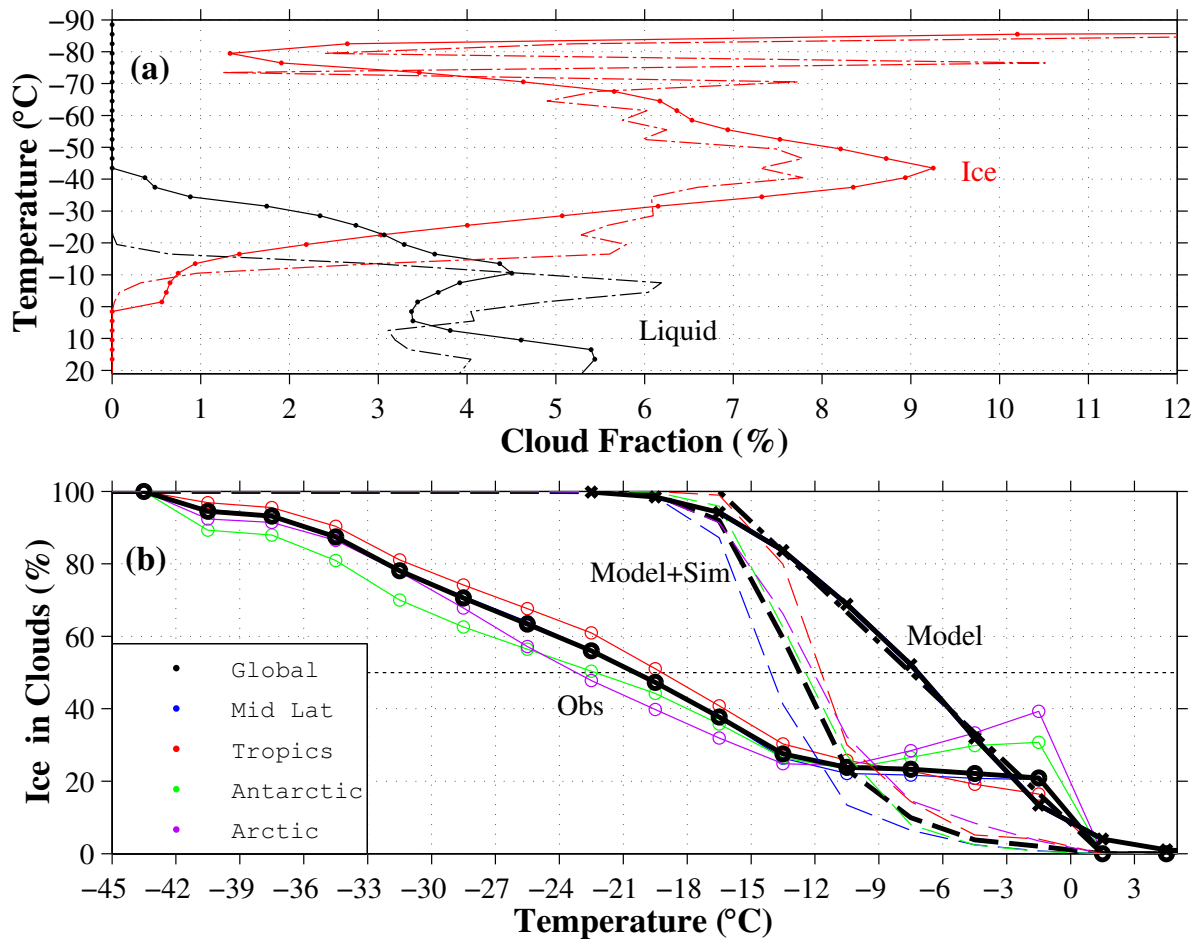


Figure IV.7: Profils de température dans les nuages liquides et glacés. (a) Profils de température pour les nuages liquides (noir) et glacés (rouge) en JFM, observés par CALIPSO-GOCCP (lignes pleines) et simulés par « LMDZ5B+simulateur » (lignes en tiret). Notez que les fortes valeurs de fraction nuageuse à des températures inférieures à -80°C correspondent à un très petit nombre d'évènements nuageux (0.8% des nuages glacés). (b) Fraction de glace par rapport à toute l'eau condensée, observée par CALIPSO-GOCCP (lignes+cercles) et simulée par « LMDZ5B+simulateur » pour différentes régions. La température modélisée dans chaque sous-maille est verticalement moyennée sur 480m. La courbe noire pleine correspond à une simulation LMDZ5B sans simulateur sur une grille verticale de 480m, identique à CALIPSO-GOCCP. La ligne en tiret pointillé correspond à la relation phase-température utilisée pour décrire la transition de phase dans LMDZ5B.

3.2.2. Relation phase-température dans le modèle

Le modèle+simulateur (lignes en tiret pointillé, Figure IV.7.a) simule des nuages liquides uniquement à des température supérieures à -20°C (contrairement aux observations) avec deux maxima à -7.5°C et 16.5°C . Bien que le modèle+simulateur reproduise l'aspect bimodal de la fraction nuageuse liquide en accord avec les observations, son maximum dans les

températures négatives est trop chaud (-7.5°C contre -10.5°C dans les observations). Néanmoins, pour toutes les saisons (Figure IV.7.b), la transition entre liquide et glace ($T_{\text{glace=liq}}$) est trop chaude de 9°C dans le modèle+simulateur (lignes en tiret de couleur). La gamme de température dans laquelle liquide et glace co-existent est trop étroite (environ 10°C) comparée aux observations (environ 35°C , lignes pleines+cercles de couleur). Ceci est la conséquence directe de la paramétrisation de la phase nuageuse utilisée dans LMDZ5B (Hourdin et al., 2012), qui contraint la température de transition liquide/glace à -7.5°C . La relation utilisée dans la paramétrisation de LMDZ5B est reportée dans la Figure IV.7.b (ligne en tiret pointillé noire).

Lorsque l'atténuation du lidar est prise en compte (courbe noire en tiret), la transition entre liquide et glace s'effectue à des valeurs plus froides (-12°C au lieu de -7.5°C), mais reste cependant trop chaude en comparaison avec les observations (-20°C , courbe noire + cercles). Ce décalage de température de -7.5°C à -12°C est due aux caractéristiques de l'instrument lidar reproduites par le simulateur (par exemple : détection nuageuse, atténuation lidar, diffusion multiple, échantillonnage).

En plus du biais chaud, le modèle et le modèle+simulateur produisent également une quantité significative de nuages glacés très froids ($T < -60^{\circ}\text{C}$) au niveau de la tropopause (Figure IV.8), spécialement dans les moyennes et hautes latitudes, qui n'existent pas dans les observations.

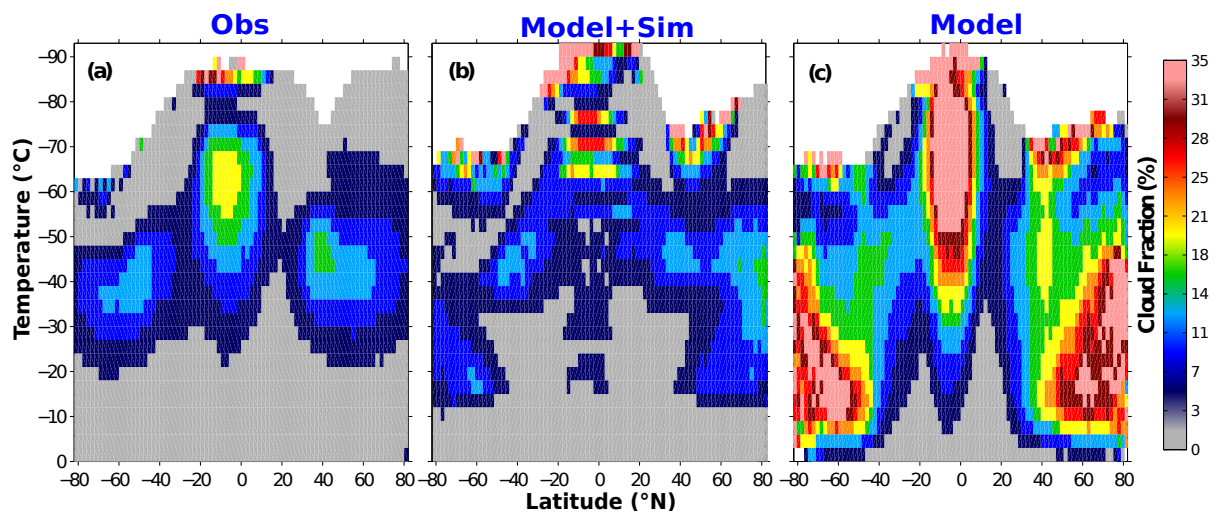


Figure IV.8: Distribution zonale de nuages glacés en fonction de la température, en JFM, (a) observée par CALIPSO-GOCCP, (b) simulée par le LMDZ5B+simulateur, (c) simulée par le LMDZ5B sans simulateur.

L'utilisation du simulateur lidar et des observations de phase CALIPSO-GOCCP ont montré que LMDZ5B :

- produit des nuages liquides et glacés trop chauds.
- sous-estime les nuages liquides dans toutes les couches.
- produit trop de nuages glacés aux pôles dans les basses et moyennes couches.

4. Étude de sensibilité de LMDZ5B à la relation phase-température

Nous allons maintenant étudier l'impact d'un changement de la relation phase-température dans LMDZ5B sur la distribution verticale des nuages liquides et glacés et sur les flux radiatifs au sommet de l'atmosphère et au sol.

4.1. Nouvelle relation phase-température utilisée dans LMDZ5B

La relation phase-température de LMDZ5B impose que la fraction de liquide d'un nuage décroît linéairement de 100%, au-dessus de 0°C, à 0% à -15°C (courbe bleue sur la Figure IV.9). De nouvelles simulations ont été faites pour l'année 2007 en ramenant le seuil de -15°C à -40°C (courbe rouge sur la Figure IV.9), de façon à être plus en accord avec les observations CALIPSO-GOCCP (courbe noire+cercle). Elles seront appelées « Phase » (pour nouvelle phase) dans le reste de la section, et celles utilisant l'ancien seuil seront appelées « CTL » (pour contrôle). La courbe modèle+simulateur Phase (courbe rouge+cercle) est plus proche des observations que la courbe CTL (courbe bleue+cercle) sans être parfaitement identique. Cependant, nous n'avons pas souhaité chercher la courbe modèle+simulateur la plus proche possible des observations (« tuning ») car le but de l'étude était de montrer la sensibilité du modèle à la phase en utilisant une relation simple et plus proche des observations que la relation standard.

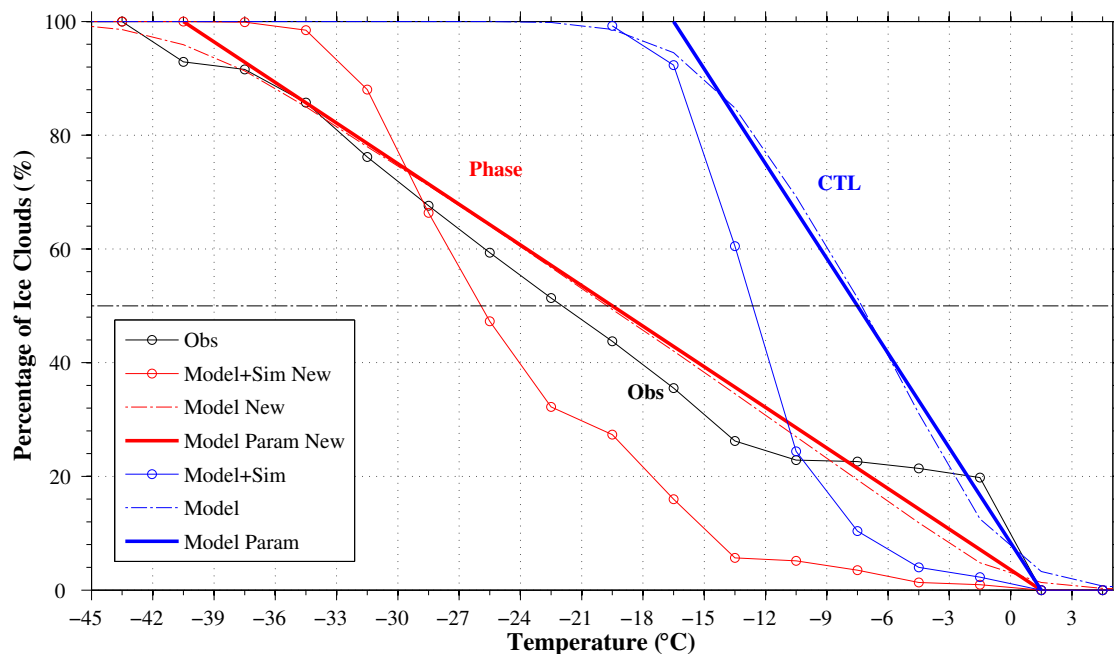


Figure IV.9 : Profils de température dans les nuages liquides et glacés. Fraction de glace par rapport à toute l'eau condensée: observée par CALIPSO-GOCCP (courbe noire+cercle), simulée par « LMDZ5B+simulateur » (courbe+cercle), simulée par LMDZ5B seul (courbe en tiret pointillé), et relation phase-température utilisée pour

décrire la transition de phase dans LMDZ5B (courbe pleine). Les courbes bleues correspondent aux simulations « CTL », les rouges aux simulations « Phase ».

4.2. Impact d'un changement de la relation phase-température sur la fraction nuageuse

4.2.1. Cartes de couvertures nuageuses

La Figure IV.10 montre les cartes de couvertures nuageuses totales, liquides et glacées pour les observations et les simulations Phase et CTL. Les nuages glacés et liquides de la simulation Phase sont plus en accord avec les observations que les nuages glacés et liquides de la simulation CTL.

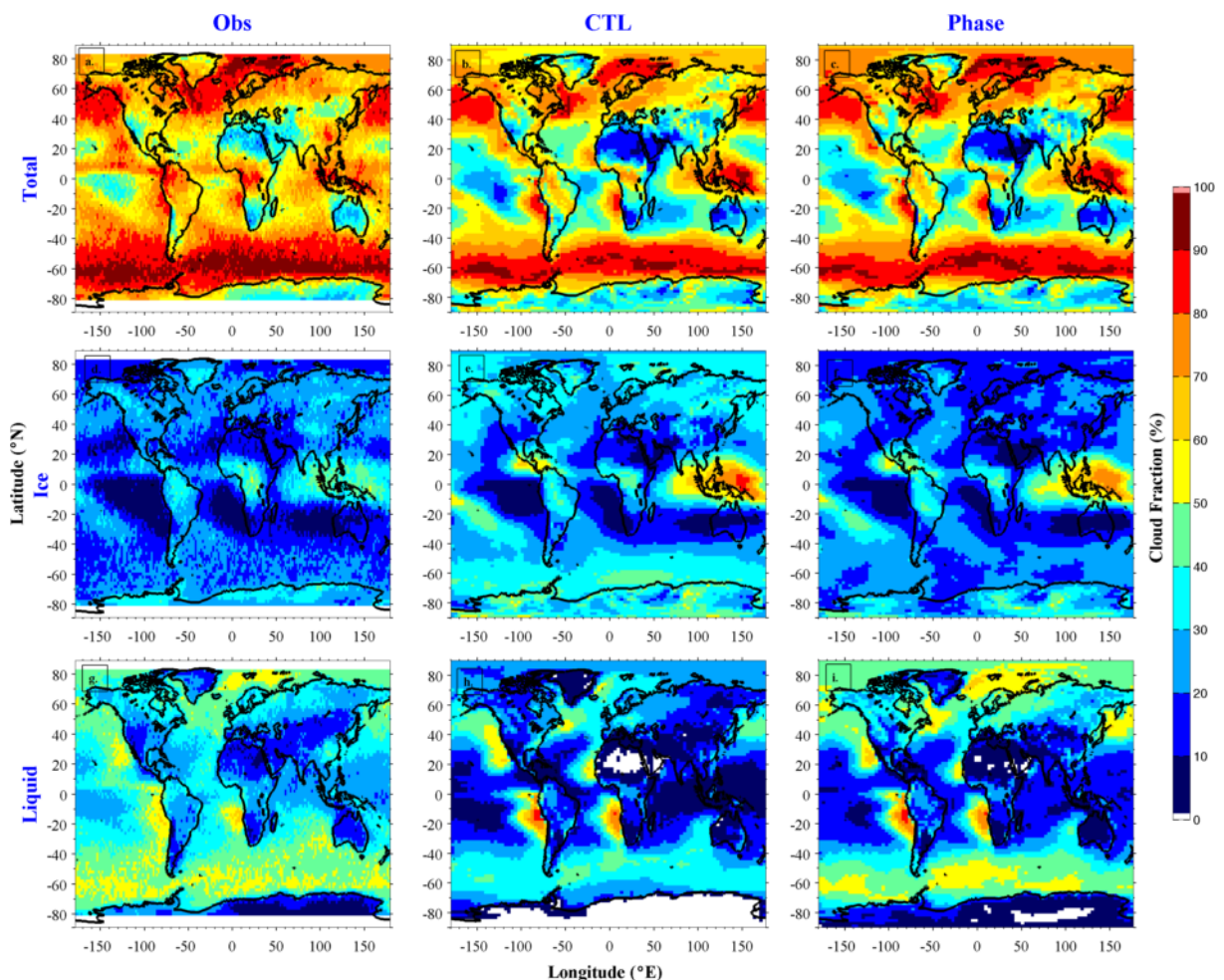


Figure IV.10 : Cartes de nuages totaux (ligne du haut), glacés (ligne du milieu) et liquides (ligne du bas) observés par CALIPSO-GOCCP (1^{ère} colonne) et pour les simulations « LMDZ5B+simulateur » CTL (2^e colonne) et Phase (3^e colonne) pour l'année 2007.

La Figure IV.11 (dernière colonne) montre que la simulation Phase comporte plus de nuages liquides, et donc moins de nuages glacés que la simulation CTL, dans les régions polaires. La couverture nuageuse totale Phase augmente légèrement en Arctique par rapport à la simulation CTL, mais varie peu globalement. La simulation Phase semble être plus proche des observations (colonne du milieu) que la simulation CTL (colonne de gauche) pour les nuages glacés et liquides, particulièrement aux pôles.

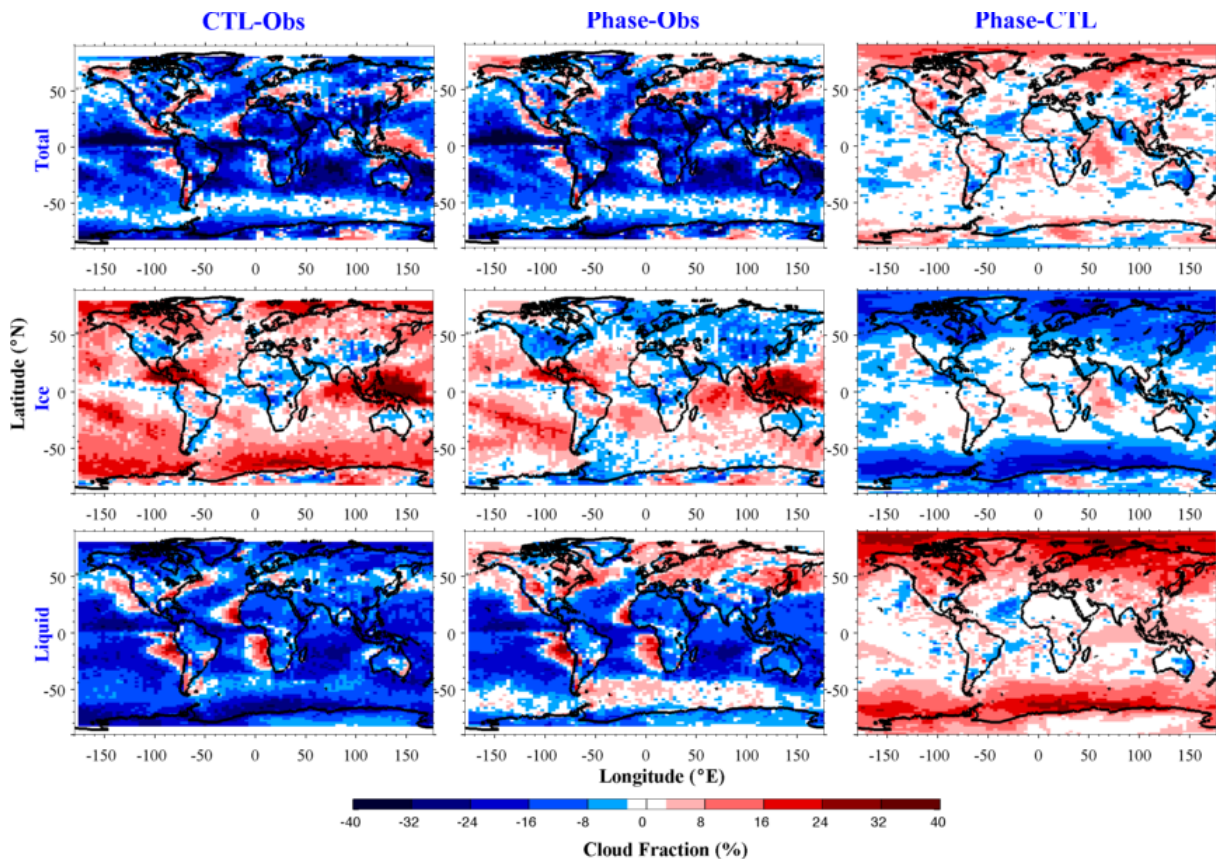


Figure IV.11 : Cartes de différences de nuages totaux (ligne du haut), glacés (ligne du milieu) et liquides (ligne du bas) pour l'année 2007 entre la simulation « LMDZ5B+simulateur » CTL et les observations CALIPSO-GOCCP (1^{ère} colonne), entre la simulation « LMDZ5B+simulateur » Phase et les observations CALIPSO-GOCCP (2^e colonne), et entre les simulations Phase et CTL (3^e colonne).

4.2.2. Distribution verticale des nuages

La répartition des nuages liquides et glacés de la simulation Phase (Figure IV.12, ligne du bas) est plus en accord avec les observations que la simulation CTL : moins de nuages glacés polaires dans les basses et moyennes couches substitués par des nuages liquides. La présence de nuages liquides bas et moyens est également renforcée dans les tropiques.

Le changement de phase ne modifie pas seulement le rapport entre nuages liquides et nuages glacés. Il génère également des rétro-actions qui changent la distribution générale des

nuages. La fraction nuage totale de la simulation Phase semble être moins en accord avec les observations que la simulation CTL (Figure IV.12, ligne du haut).

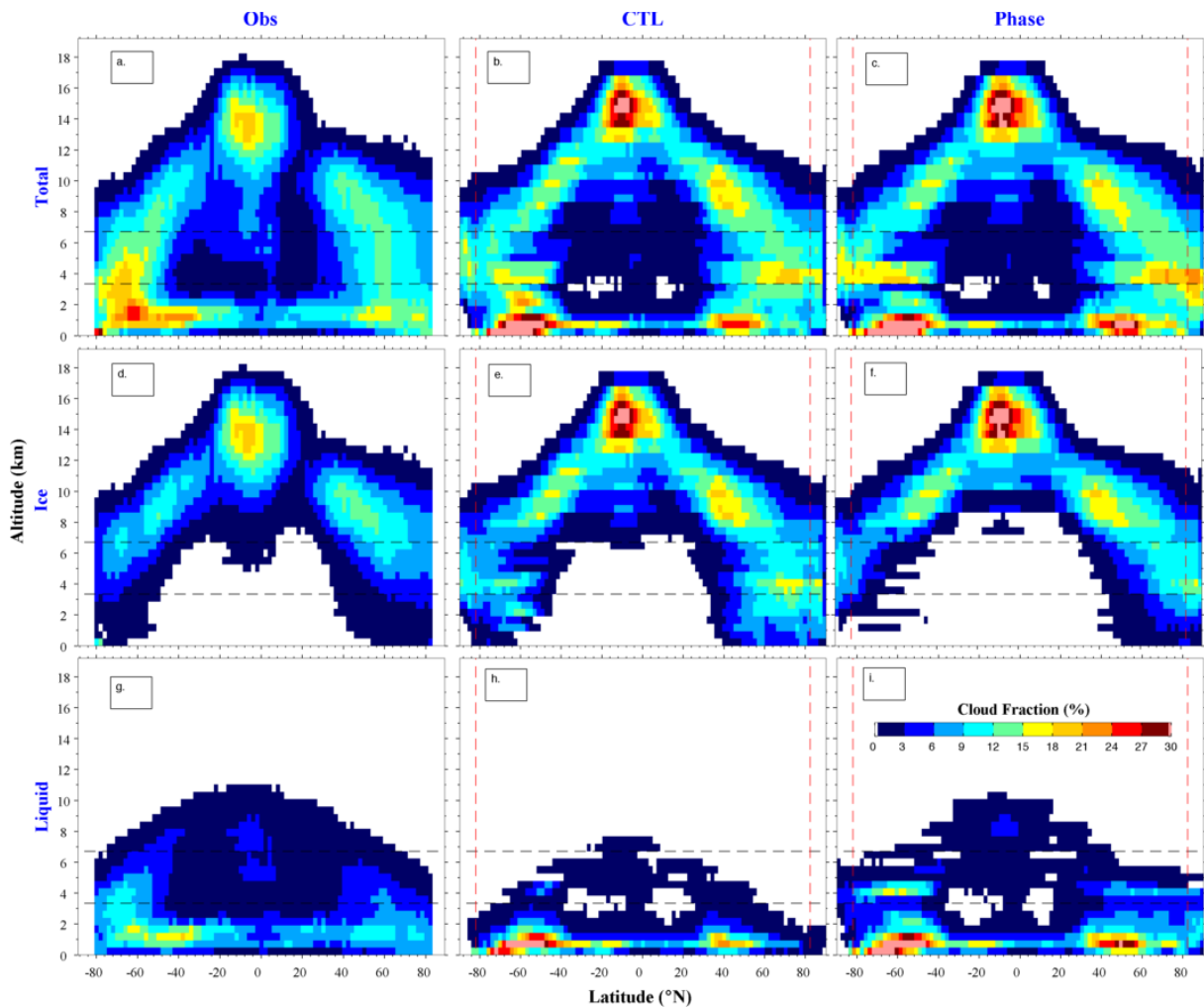


Figure IV.12 : Distribution verticale des nuages totaux (ligne du haut), glacés (ligne du milieu) et liquides (ligne du bas) observés par CALIPSO-GOCCP (1^{ère} colonne) et pour « LMDZ5B+simulateur » CTL (2^e colonne) et Phase (3^e colonne) pour l’année 2007. Les lignes en tiret rouge représentent les latitudes 82°S et 82°N du satellite CALIPSO.

La Figure IV.13 montre que les plus grosses différences entre les deux simulations (dernière colonne) et entre les simulations et les observations (deux premières colonnes) apparaissent dans les régions de moyennes latitudes et polaires. Cheng et al. (2012) ont trouvé des différences significatives dans les mêmes régions pour le modèle CAM4. Les nuages glacés Phase sont plus en accord avec les observations que les nuages glacés CTL dans les moyennes et basses couches (ligne du milieu). Peu de différences sont notables dans les nuages hauts entre les deux simulations. Comparés aux observations, les nuages liquides hauts sont améliorés dans les tropiques avec la simulation Phase. Quant aux nuages bas liquides, ils restent identiques dans les deux simulations entre 40°S et 40°N. Aux pôles, ils sont plus nombreux dans la nouvelle simulation particulièrement entre 0 et 1km. Dans les moyennes couches on retrouve également trop de nuages liquides autour de 4km aux moyennes

latitudes. Entre Antarctique et les latitudes moyennes, on note entre +10% dans le premier kilomètre et ensuite -10% jusqu'à 3km. Enfin, dans les hautes couches, des nouveaux nuages sont créés dans les tropiques (jusqu'à 6%) et une faible quantité de nuages disparaît (moins de 3%) comparée à la simulation CTL.

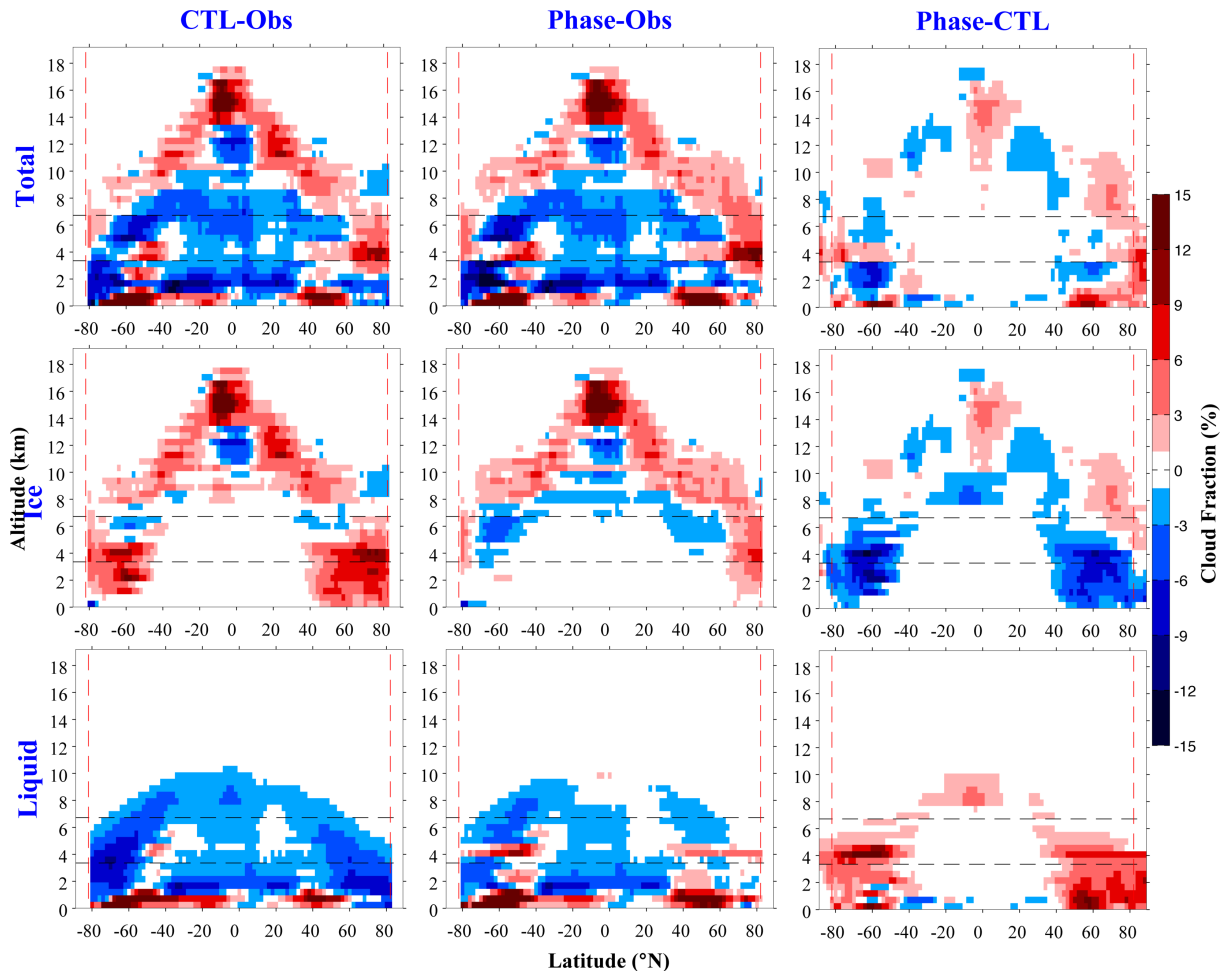


Figure IV.13 : Différences de distributions verticales des nuages totaux (ligne du haut), glacés (ligne du milieu) et liquides (ligne du bas) pour l'année 2007 entre la simulation « LMDZ5B+simulateur » CTL et les observations CALIPSO-GOCCP (1^{ère} colonne), entre la simulation « LMDZ5B+simulateur » Phase et les observations CALIPSO-GOCCP (2^e colonne), et entre les simulations Phase et CTL (3^e colonne).

Cette nouvelle description de phase des nuages dans LMDZ5B a provoqué des rétroactions positives et négatives dans la fraction nuageuse totale, affectant les interactions entre le rayonnement et les particules nuageuses et donc le taux de chauffage. Une étude préliminaire a montré que ces processus entraînaient une variation du vent vertical déplaçant les occurrences de nuages plus ou moins hauts. Ceci génère localement une variation de la température, qui à son tour modifie l'humidité et provoque in fine un changement de la fraction nuageuse (dépendante de l'humidité : Bony et Emmanuel, 2001 ; Hourdin et al.,

2012). D'autres processus peuvent être à l'origine de ces différences : tels que le taux de précipitation, le temps de vie du nuage, la convection profonde.

4.3. Impact d'un changement de relation phase-température sur le rayonnement

4.3.1. Effet radiatif des nuages au sommet de l'atmosphère

La somme des effets radiatifs des nuages (CRE , voir Annexe D) dans toutes les longueurs d'ondes (CRE_{net} dans la Figure IV.14) montre que l'atmosphère est plus refroidie dans la simulation Phase que dans la simulation CTL. En dépit d'une meilleure représentation des couvertures nuageuses liquides et glacées, l'effet radiatif des nuages au sommet de l'atmosphère de la simulation Phase n'est jamais plus proche des observations que la simulation CTL, excepté au niveau de l'ITCZ (zone de convergence inter tropicale). Par exemple, la couverture nuageuse totale et la répartition liquide/glace sont très proches des observations entre $60^{\circ}S$ et $40^{\circ}S$ (Figure IV.11), pourtant l'effet radiatif net est encore plus refroidissant dans la simulation Phase (environ $-5W/m^2$) que la simulation CTL. Ceci peut s'expliquer par la distribution verticale des nuages liquides modèle+simulateur Phase qui est différente des observations (Figure IV.13). Une surestimation de l'épaisseur optique pourrait également expliquer ces différences.

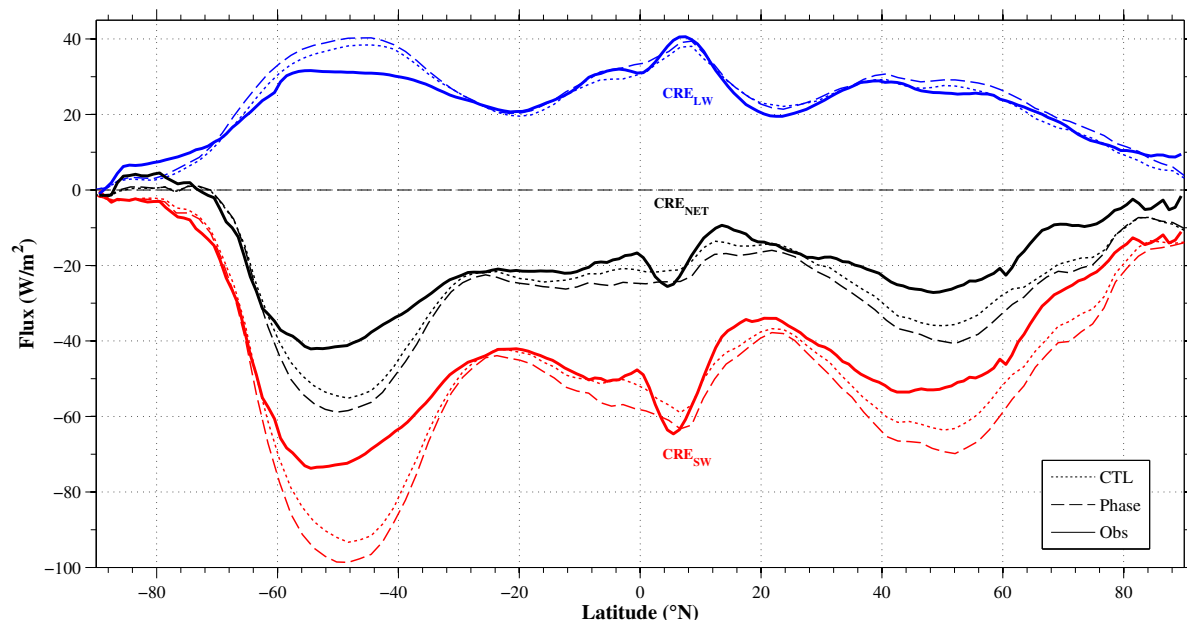


Figure IV.14 : Moyenne zonale du forçage radiatif des nuages au sommet de l'atmosphère dans les ondes longues (CRE_{LW} en bleu), courtes (CRE_{SW} en rouge) et la somme des deux (CRE_{NET} en noir) pour l'année 2007. Les observations (CERES-EBAF) sont représentées par des courbes pleines, la simulation LMDZ5B CTL par des pointillés et la simulation LMDZ5B Phase par des tirets.

Les moyennes calculées sur l'ensemble du globe contenues dans le Tableau IV.2 synthétisent les résultats de la Figure IV.14. L'atmosphère est plus refroidie (-2.2W/m^2) par les ondes courtes (-3.5W/m^2) que réchauffée par les ondes longues ($+1.3\text{W/m}^2$) dans la simulation Phase comparée à la simulation CTL. Les différences en moyenne globale entre les deux simulations restent inférieures aux dispersions calculées (4.4W/m^2 pour le CRE_{SW} , 3.3W/m^2 pour le CRE_{LW} et 3.7W/m^2 pour le CRE_{NET}) pour un ensemble de 12 modèles CMIP5 par Wang et Su (2013).

W/m2	CRE_{sw}	CRE_{lw}	CRE_{net}
CERES-EBAF	-41	22.7	-18.3
CTL	-45.6	22.8	-22.8
Phase	-49.1	24.1	-25
Phase-CTL	-3.5	1.3	-2.2

Tableau IV.2 : Moyenne globale de l'effet radiatif des nuages au sommet de l'atmosphère pour l'année 2007

La projection de l'effet radiatif des nuages sur des cartes (Figure IV.15) nous montre qu'un faible changement dans le rapport glace/liquide aux tropiques provoque une forte réponse radiative au sommet de l'atmosphère. 10% de nuages liquides en plus le long de l'ITCZ au-dessus de l'Australie (Figure IV.11) entraînent une diminution du CRE_{SW} de plus de 30W/m^2 au sommet de l'atmosphère alors que 30% de nuages liquides en plus autour de 70°S au sud de l'Afrique entraînent une diminution de seulement 5W/m^2 . L'effet refroidissant des nuages sur l'atmosphère est donc variable selon l'altitude de ces nuages (nuages hauts aux tropiques et bas aux pôles), l'angle zénithal (plus faible aux pôles qu'aux tropiques) et aussi par l'épaisseur optique des nuages (très grande dans les tours convectives aux tropiques).

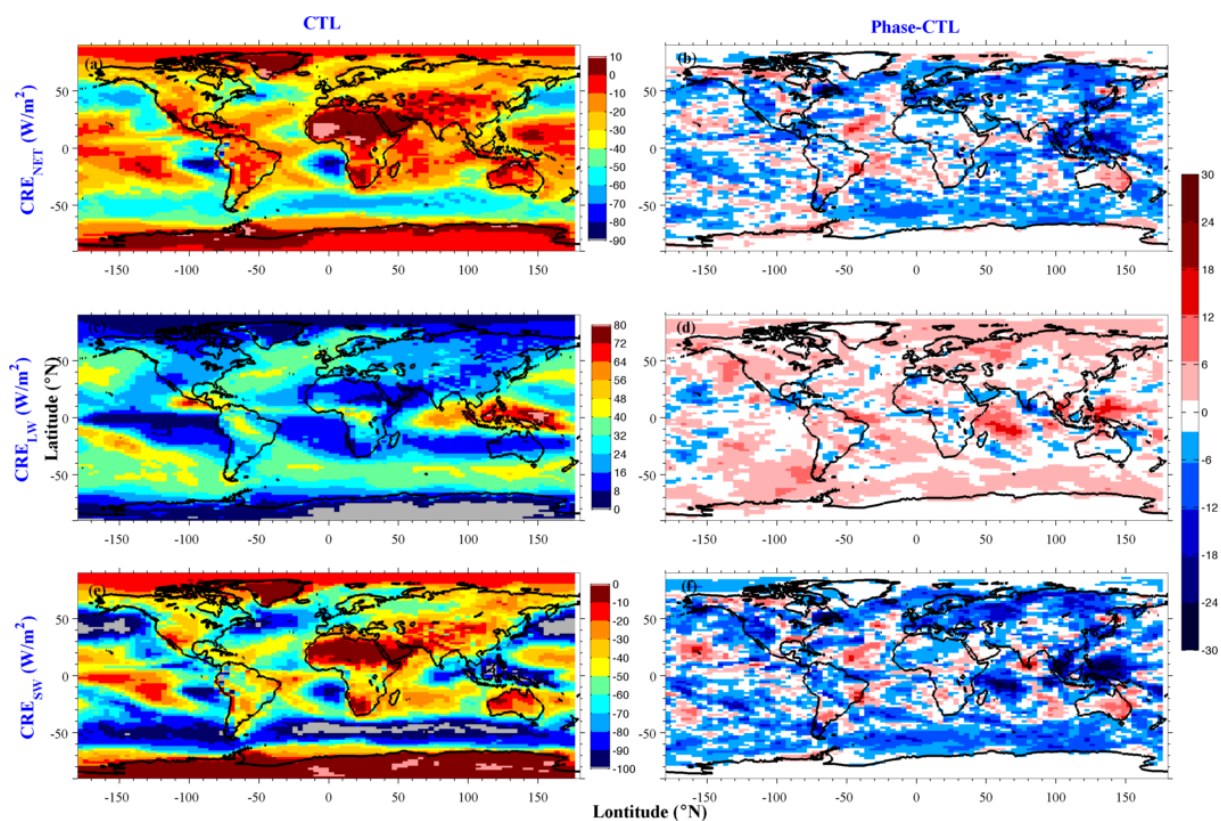


Figure IV.15 : Cartes sur l'effet radiatif des nuages au sommet de l'atmosphère, sur l'année 2007, pour toutes les ondes a) et b), pour les ondes longues c) et d), et pour les ondes courtes e) et f). La première colonne correspond à la simulation CTL et la deuxième colonne correspond à la différence Phase-CTL. Une différence positive (couleur rouge) signifie que l'atmosphère de la simulation Phase est plus réchauffée que celle de la simulation CTL.

4.3.2. Flux net modélisés à la surface

L'ajout de nuages liquides dans le modèle (simulations Phase) peut produire des effets très différents sur le flux net total de surface (NET, voir Annexe D) selon la région. Par exemple, dans une zone de convection profonde au nord de l'Australie, le flux net de surface onde courte a un effet plus refroidissant (-30W/m^2) que l'effet réchauffant onde longue ($+5\text{W/m}^2$). En revanche, en Arctique, le flux net de surface est positif ce qui produit un réchauffement de la surface (autour de 5W/m^2). En règle générale, un flux NET positif génère un réchauffement de la surface, augmente l'humidité dans les basses couches au-dessus des océans, entraînant des rétroactions positives sur la couverture nuageuse. Ce phénomène est particulièrement sensible aux pôles où de faibles augmentations de température peuvent entraîner la fonte de la glace de mer (Curry et al., 1996, Kwok et Untersteiner, 2011).

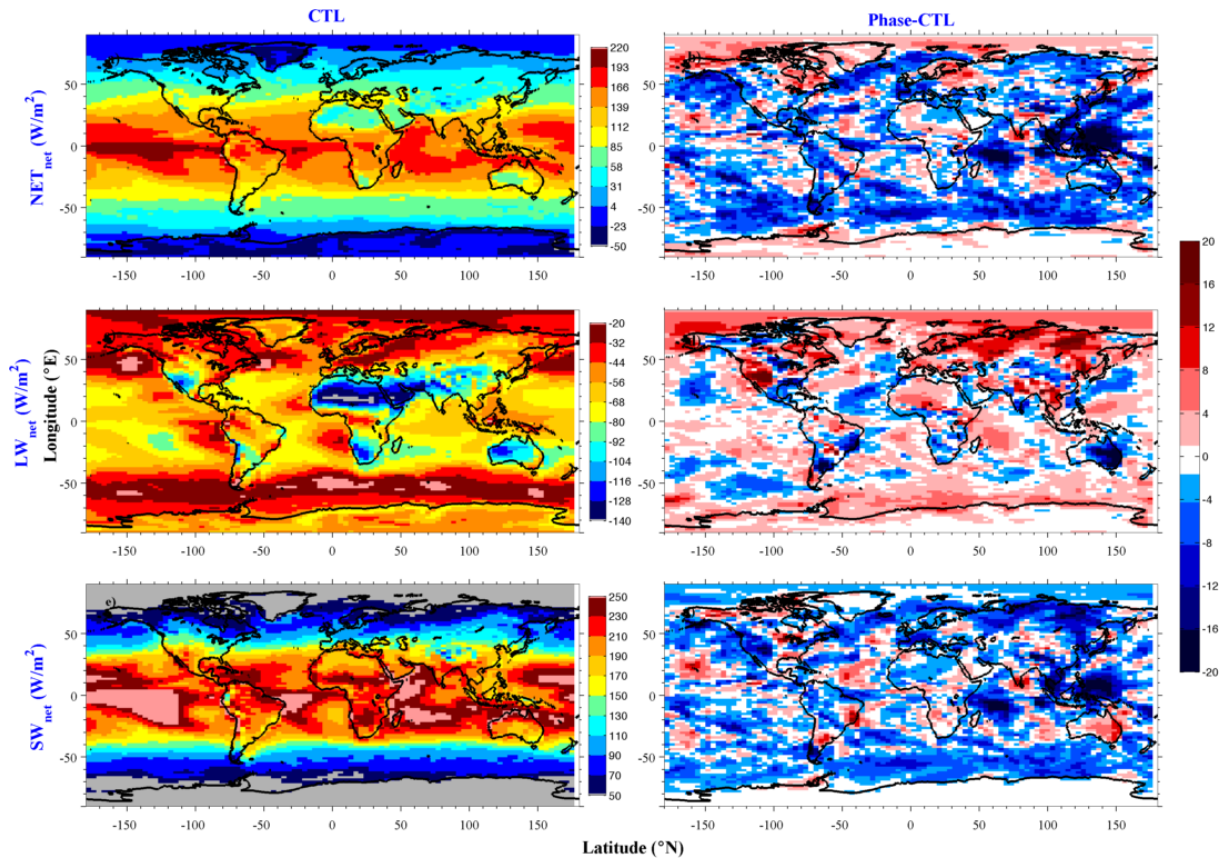


Figure IV.16 : Cartes de flux net (flux entrant moins flux sortant), sur l'année 2007, a) et b) pour les toutes les ondes (NET_{net}) ; c) et d) pour les ondes longues (LW_{net}) ; e) et f) pour les ondes courtes (SW_{net}). La première colonne correspond à la simulation CTL et la deuxième colonne correspond à la différence Phase-CTL. Une différence positive (couleur rouge) signifie un réchauffement de la surface dans la simulation Phase par rapport à la simulation CTL.

5. Conclusion

Un nouveau diagnostic de phase a été implémenté dans le simulateur de lidar de façon cohérente avec la méthode de dépolarisation développée dans les observations CALIPSO-GOCCP. Ce diagnostic rend possible l'évaluation de la phase des nuages dans les modèles en tirant partie des avantages de la climatologie CALIPSO-GOCCP. Les profils lidar d'ATB \perp sont simulés à partir des profils d'ATB déjà calculés dans le simulateur, de l'équation lidar sur la voie perpendiculaire et des paramétrisations liquide/glace obtenues à partir des données d'observations CALIPSO-GOCCP. La courbe de discrimination est ensuite utilisée sur le diagramme de phase pour discriminer les pixels nuageux liquides des pixels nuageux glacés. L'incertitude introduite par le simulateur sur le diagnostic de phase est ensuite évaluée en faisant varier le contenu en eau en entrée du simulateur. Moins de 0.3% des pixels liquides sont mal classifiés comme glacé mais aucun pixel glacé n'est mal classifié.

Une fois le diagnostic de phase implémenté et validé dans le simulateur, il a été utilisé pour évaluer le modèle LMDZ5B. Les résultats de l'évaluation montrent que les occurrences de nuages liquides sont sous-estimées par le modèle particulièrement dans les régions polaires dans les basses et moyennes couches mais aussi dans les hautes couches aux moyennes latitudes et le long de l'ITCZ. La relation de la phase avec la température est ensuite analysée. La co-existence liquide/glace observée entre -40°C et 0°C par CALIPSO-GOCCP n'est pas reproduite par le modèle. En effet, l'équiprobabilité liquide/glace apparaît à -21°C dans les observations contre -12°C dans le modèle+simulateur et seulement -7.5°C dans la relation phase-température du modèle. De plus, le modèle LMDZ5B produit trop de nuages très froids ($T < -60^{\circ}\text{C}$), et parfois même des nuages non réalistes à des températures inférieures à -90°C . Cette étude comparative avec la climatologie CALIPSO-GOCCP phase montre que l'utilisation d'une relation phase-température basée sur des observations aéroportées in situ n'est pas adaptée pour le modèle LMDZ5B.

Une relation phase-température plus proche des observations CALIPSO-GOCCP que la relation standard est ensuite utilisée dans le modèle LMDZ5B. L'étude de la fréquence d'occurrence des nuages montre que les couvertures nuageuses totales, glacées et liquides des nouvelles simulations (Phase) sont plus proches des observations que celles des anciennes simulations (CTL). La répartition spatiale de la fraction nuageuse liquide et glacée zonale Phase paraît plus en accord avec les observations : moins de nuages glacés dans les basses et moyennes couches aux pôles et inversement plus de nuages liquides. Toutefois, la quantité de nuages liquides et glacés est plus éloignée par endroit que celle des simulations CTL. Par exemple, les différences entre les deux simulations sont de plus de 4% dans les hautes couches aux tropiques et plus de 10% dans les basses couches aux pôles. Ceci est la conséquence de rétroactions complexes entre rayonnement, nuages, vent vertical et grandeurs thermodynamiques (température, humidité) dans le modèle LMDZ5B. Des résultats comparables ont été trouvés (différences de +/-5% dans la fraction nuageuse) dans une étude sur la sensibilité de la relation phase-température du modèle CAM4 menée par Cheng et al. (2012). Comprendre la nature et les causes de ces rétroactions nécessiteraient une étude de

sensibilité approfondie s'appuyant sur le taux de chauffage, la température, l'humidité et le vent vertical.

Enfin l'impact du changement de relation phase-température sur le rayonnement est analysé. En dépit de couvertures nuageuses liquides et glacés mieux représentées, l'effet radiatif des nuages Phase est en moyenne plus éloigné des observations que dans les simulations CTL (-3.5W/m^2 dans les ondes courtes, $+1.3\text{W/m}^2$ dans les ondes longues, et donc de -2.2W/m^2 en tout), générant un refroidissement global de l'atmosphère. Ces résultats restent compris dans l'écart-type calculé avec 12 modèles CMIP5 par Wang and Su (2013). Il est également montré qu'une substitution de liquide par de la glace peut avoir un effet très différent en fonction de l'altitude et de la latitude. 10% de nuages liquides supplémentaire le long de l'ITCZ entraînent un refroidissement avec -30W/m^2 dans le CRE_{SW} au sommet de l'atmosphère, alors que 30% de nuages liquides en plus autour de 70°S génèrent -5W/m^2 . Le flux net à la surface est globalement plus important dans la simulation Phase aux pôles et moins important aux moyennes latitudes et aux tropiques. Ce résultat a des implications particulièrement importantes en Arctique car l'augmentation du rayonnement reçu en surface accélère la fonte de la glace de mer et de la calotte glaciaire. Ce sujet sera abordé plus en détail dans le Chap. 5.

Chapitre 5 : La phase nuageuse dans la région arctique

Table des matières

CHAPITRE 5 : LA PHASE NUAGEUSE DANS LA RÉGION ARCTIQUE	128
1. INTRODUCTION.....	129
2. ÉVALUATION DES NUAGES ARCTIQUES DANS LES MODÈLES DE CLIMATS CMIP5 GRÂCE À CALIPSO-GOCCP	131
2.1. PRÉSENTATION DES OBSERVATIONS ET DES SIMULATIONS UTILISÉES.....	131
2.2. INTER-COMPARAISON ET ÉVALUATION DE LA COUVERTURE DES NUAGES BAS DES MODÈLES.....	131
3. DESCRIPTION DE LA PHASE NUAGEUSE OBSERVÉE PAR CALIPSO-GOCCP EN ARCTIQUE EN FONCTION DE LA SAISON	133
3.1. LES NUAGES LIQUIDES EN ARCTIQUE.....	133
3.2. LA PHASE DES NUAGES BAS EN ARCTIQUE.....	134
3.3. LA DISTRIBUTION VERTICALE DES NUAGES LIQUIDES ET GLACÉS ARCTIQUES.....	136
3.3.1. <i>Analyse des profils CALIPSO-GOCCP.....</i>	<i>136</i>
3.3.2. <i>Limites de CALIPSO-GOCCP dans la détection des nuages bas.....</i>	<i>138</i>
4. UTILISATION DU SIMULATEUR DE LIDAR POUR ÉVALUER LA PHASE DE LMDZ5B EN ARCTIQUE EN FONCTION DE LA SAISON	140
5. LIEN ENTRE LA PHASE ET LES FLUX RADIATIFS DE SURFACE EN ARCTIQUE EN FONCTION DE LA SAISON.....	142
6. CHANGEMENT DE LA RELATION PHASE-TEMPÉRATURE DANS LMDZ5B.....	145
6.1. PROFILS VERTICAUX SAISONNIERS DES NUAGES LIQUIDES ET GLACÉS	145
6.2. IMPLICATIONS SUR LES FLUX NET ONDES LONGUES À LA SURFACE	146
6.2.1. <i>Densité de probabilité de $LW_{SFC,NET}$.....</i>	<i>146</i>
6.2.2. <i>Carte des flux $LW_{SFC,NET}$.....</i>	<i>147</i>
7. CONCLUSION.....	148

1. Introduction

Dans la région arctique, les conditions thermodynamiques sont très différentes des autres latitudes. A cause d'inversions de température fréquentes dans les basses couches, les nuages émettent un rayonnement à des températures plus chaudes que la surface (ondes longues LW). Le rayonnement atteignant la surface arctique est dominé par les ondes longues qui ont un effet réchauffant (Shupe et Intrieri, 2004, jusqu'à 41W/m^2 ; Zuidema et al., 2005). Ce réchauffement provoque de multiples rétro-actions. Par exemple, les variations de l'extension de la glace de mer modifient la dynamique de surface ainsi que la thermodynamique de la basse troposphère (Barton et al., 2012; Pavelsky et al., 2011) qui à son tour affecte la fréquence d'occurrence et les caractéristiques des nuages (Kay et al., 2012; Kay et Gettelman, 2009).

Récemment, des mesures de sites sols ont montré que le flux ondes longues net ($LW_{\text{SFC,net}}$) avait un comportement bi-modal en Arctique (Morrison et al., 2012; Stramler et al., 2011). « L'état radiatif clair » associé à des hautes pressions et une absence de nuages bas et « l'état radiatif opaque » caractérisé par des pressions plus faibles et la présence de nuages bas. La phase de l'eau dans les nuages nous aide à expliquer ces états radiatifs distincts. En effet un nuage liquide bas a une température proche de celle de la surface et une émissivité proche de 1. Il agit donc comme un corps noir en re-émettant le rayonnement infrarouge reçu vers la surface. La différence entre flux entrant et flux sortant est donc nulle, l'état radiatif est dit « opaque ». Dès lors que le ciel est clair ou que le nuage est un nuage de glace optiquement fin (émissivité très inférieure à 1), le $LW_{\text{SFC,net}}$ est différent de 0, l'état radiatif est dit « clair ».

Les modèles de climat globaux et régionaux ont mis en évidence que la région arctique était particulièrement sensible au changement climatique (IPCC, 2007). Ces résultats ont été corroborés par des observations montrant un réchauffement plus rapide qu'aux latitudes plus faibles (Bennartz et al., 2013; Rigor et al., 2000). Ce réchauffement est expliqué par la présence de nuages qui interagissent avec le rayonnement qui atteint la surface. Pourtant, la persistance des nuages liquides en Arctique n'est pas reproduite par les modèles (Klein et al., 2009), qui ont tendance à sous-estimer le contenu en eau liquide des nuages de basses couches en Arctique (Liu et al., 2011; Prenni et al., 2007). Cela mène à des biais dans les rayonnements de surface (Curry et al., 2000, Morrison et al., 2003). Cette propension à sous-estimer la fréquence d'occurrence des nuages liquides ainsi que leur persistance semble être liée à la paramétrisation de phase utilisée par les modèles. Jiang et al., (2000) ont montré une variation pouvant atteindre 55W/m^2 dans le flux onde longue à la surface en changeant la phase d'un stratus arctique dans un modèle régional. Améliorer la phase des modèles pourrait donc induire une augmentation des flux reçus au sol et provoquer un réchauffement plus important dans les projections climatiques que celles faites pour l'IPCC, 2007.

Pour contraindre les modèles, peu de mesures sont disponibles en Arctique du fait des conditions environnementales extrêmes et de la forte présence des océans dans la région.

Depuis quelques années, l'apparition de sites sols instrumentés permet de sonder l'atmosphère et d'observer la présence de nuages. Néanmoins, ces stations de mesures sont très disparates et ne documentent pas l'intégralité de l'Arctique. L'arrivée récente des satellites embarquant des instruments passifs n'a pas totalement solutionné le problème. Leurs méthodes de restitution de la phase des nuages sont largement affectées par les surfaces réfléchissantes et ne documentent pas la structure verticale. De plus, certains utilisent des longueurs d'ondes dans le visible ce qui les rend inutilisables au-dessus de l'Arctique pendant six mois de l'année.

Grâce à sa capacité à observer les nuages au-dessus des surfaces réfléchissantes, de jour comme de nuit, CALIPSO procure des informations sur la phase des nuages, avec une résolution verticale fine, au-dessus des régions polaires jusqu'à 82°N/S de latitude. Dans ce chapitre, nous avons apporté une attention particulière à la variation saisonnière des nuages arctiques. A ce titre, nous avons tiré profit des avantages de ces nouvelles observations satellites pour évaluer la couverture nuageuse de plusieurs modèles de climat CMIP5 grâce au simulateur de lidar et aux données CALIPSO-GOCCP (Sect. 2) ; décrire la phase des nuages arctique observés par CALIPSO-GOCCP (Sect. 3) ; évaluer la phase de nuages arctiques de LMDZ5B à l'aide du simulateur (Sect. 4) ; faire le lien entre la phase des modèles et les flux radiatifs au sol en Arctique (Sect. 5) ; évaluer l'impact d'un changement de phase sur les flux arctiques (Sect. 6).

2. Évaluation des nuages arctiques dans les modèles de climats CMIP5 grâce à CALIPSO-GOCCP

2.1. Présentation des observations et des simulations utilisées

Observations. Pour évaluer la description des nuages des modèles de climat CMIP5 sélectionnés dans cette étude, nous avons utilisé les données CALIPSO-GOCCP. Les nuages bas (altitude < 3.36km) ont été analysés en moyenne mensuelle sur une grille horizontale de 2°x2°, pour la période 2006-2011.

Type de Simulations. Nous avons choisi d'utiliser des simulations de l'expérience AMIP (Gates, 1992). La fréquence temporelle est mensuelle, les conditions initiales sont celles de l'ensemble r1i1p1 et les modèles étaient configurés en mode « atmosphère seule » (non couplés). Ce type d'expérience a pour but d'analyser les biais du modèle qui sont attribuables uniquement à la partie atmosphérique et qui ne sont pas liés aux conditions initiales (identiques pour tous les modèles), ni aux interfaces (températures de surface de mer (SST) identiques pour tous les modèles).

Modèles. Tous les modèles présentés dans cette étude font partie du projet CMIP5 (Taylor et al., 2012) : CanAM4 (Cole et al., 2011), CNRM-CM5 (Voldoire et al., 2011), HadGEM2 (Jones et al., 2011), IPSL-CM5B (Hourdin et al., 2012) et MPI-ESM (Jungclaus et al., 2010). Afin d'harmoniser les définitions des nuages entre modèles et permettre l'intercomparaison, nous avons utilisé le simulateur avec les sorties des modèles. Il faut garder à l'esprit les limites inhérentes à CALIPSO-GOCCP et au simulateur de lidar qui ne sont pas capable d'observer les nuages très fin optiquement ($\tau < 0.7$, Chepfer et al., 2010).

2.2. Inter-comparaison et évaluation de la couverture des nuages bas des modèles

La moyenne annuelle des couvertures de nuages bas CALIPSO-GOCCP en Arctique est présentée sur la Figure V.1.a. Au-dessus des océans, l'atmosphère humide produit des couvertures de nuages bas significatives (typiquement supérieure à 60% et jusqu'à 80%). En revanche, l'air plus sec au-dessus des continents réduit les occurrences de nuages (30% à 50%), particulièrement au-dessus du Groenland (0% à 20%). Au premier ordre, l'asymétrie de la distribution des nuages entre les mers du Groenland/Barents et l'océan arctique est liée à la température de surface de la mer. La couverture nuageuse est plus grande (70% à 80%) au-dessus des mers les plus chaudes de Barents et du Groenland, et plus petite (50% à 60%) au-dessus de la mer froide de Beaufort.

Tous les modèles (Figure V.1.b-f) sauf le MPI-ESM, reproduisent l'asymétrie observée dans la couverture nuageuse quantitativement, mais les valeurs de couvertures de nuages bas sont qualitativement incorrectes. De plus la dispersion entre les modèles est large, particulièrement sur la mer arctique (entre 40% et 70%). Les modèles reproduisent également le contraste continent-océan mais encore une fois, la couverture nuageuse est considérablement différente des observations.

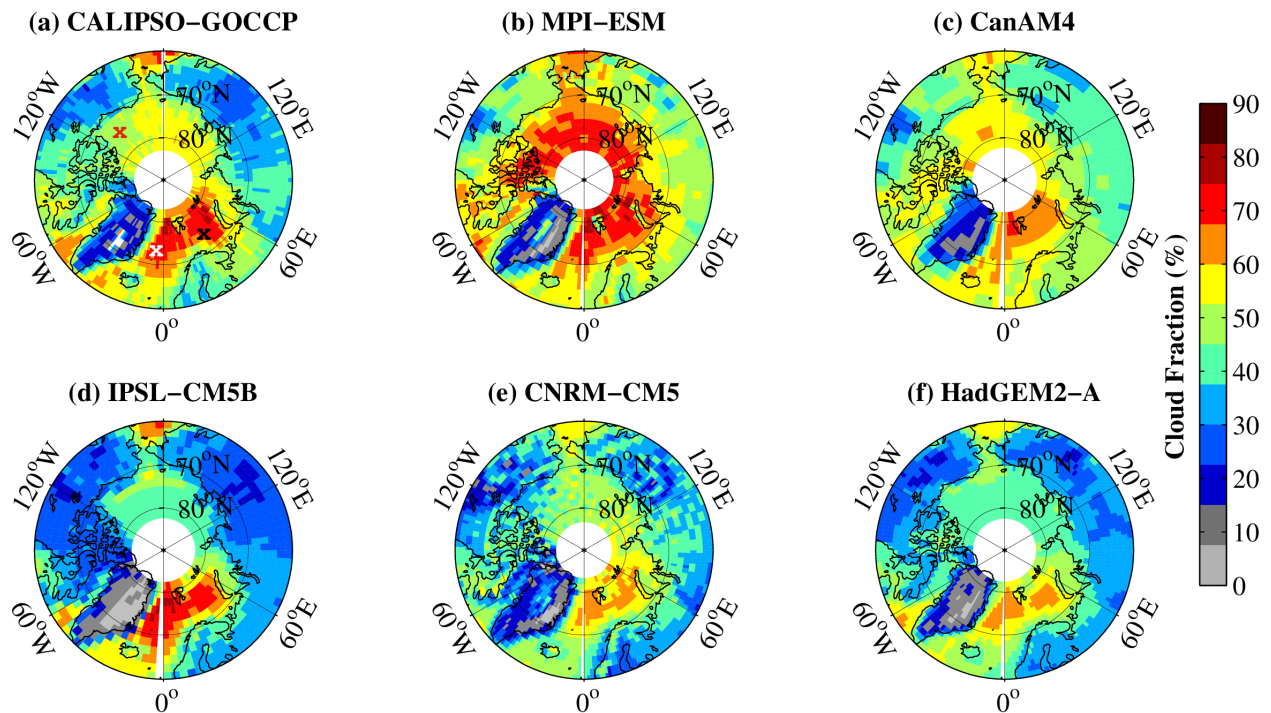


Figure V.1 : Couverture de nuages bas arctiques. (a) Observations CALIPSO-GOCCP (moyenne annuelle). Les croix rouges, blanches et noires indiquent l'emplacement des mers de Beaufort, du Groenland et de Barents, respectivement. (b-f) Les modèles de climat + le simulateur de lidar COSP : (b) MPI-ESM, (c) CanAM4, (d) IPSL-CM5B, (e) CNRM-CM5, (f) HadGEM2-A (en moyenne annuelle).

Le cycle annuel de la moyenne des couvertures de nuages bas en arctique est présenté sur la Figure V.2. Les observations montrent que le cycle est maximal en mai et en octobre (>50%) et minimal en hiver entre décembre et mars (35%) avec une inflexion en juillet (42%). La plupart des modèles reproduisent le minimum hivernal, mais aucun ne reproduit l'inflexion en juillet. Seul le modèle du CNRM simule un minimum en été (en juin) mais n'en simule pas d'autre pendant l'hiver. Aucun modèle ne reproduit le maximum observé pendant l'automne. Enfin, les couvertures nuageuses sont très variables pendant l'hiver, entre 20% et 50% contre 35% dans les observations.

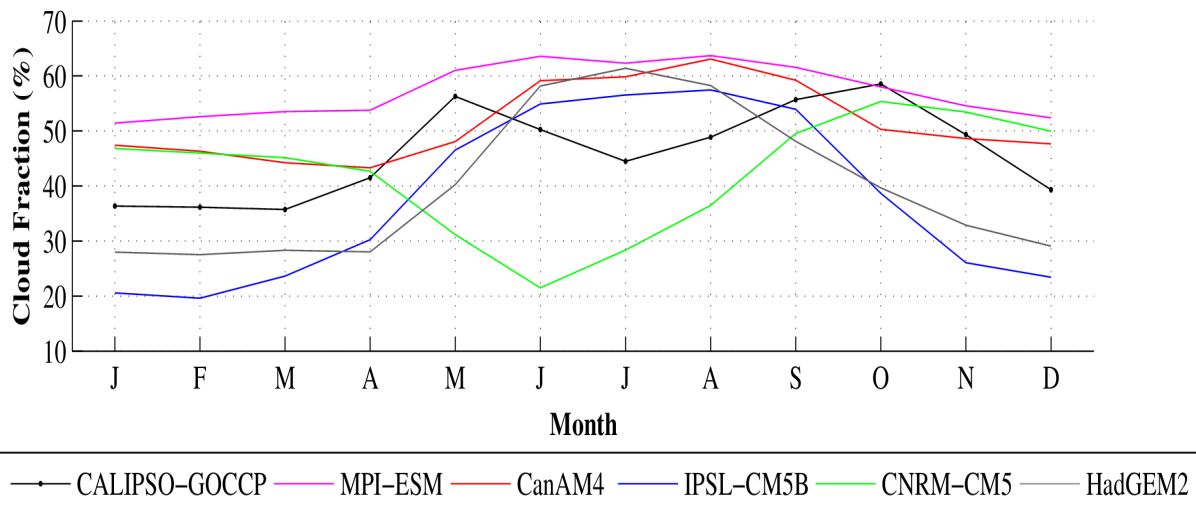


Figure V.2: Variation saisonnière des nuages bas au-dessus de l’océan arctique (60°N-82°N sans les continents).

La comparaison des modèles avec CALIPSO-GOCCP montre que les modèles reproduisaient assez bien la distribution spatiale des nuages bas, en dépit des différences significatives dans leur quantité. Les couvertures nuageuses saisonnières simulées sont très variables d’un modèle à l’autre et peuvent s’étendre largement autour des valeurs observées (e.g.: en hiver entre 20% et 55% contre 35% pour les observations). Enfin, le cycle saisonnier observé dans les nuages bas est mal reproduit par tous les modèles. Dans les parties suivantes de ce chapitre nous nous sommes intéressés à la phase des nuages arctiques aussi bien observée que simulée.

3. Description de la phase nuageuse observée par CALIPSO-GOCCP en Arctique en fonction de la saison

3.1. Les nuages liquides en Arctique.

La présence quasi-permanente de nuages bas a une influence certaine sur le climat arctique (e.g., de Boer et al., 2009). La campagne de mesure SHEBA (Uttal et al., 2002) a permis de mieux comprendre la relation entre nuages dans la basse troposphère et rayonnement de surface pour toutes les saisons en Arctique (Persson et al., 2002 ; Shupe et Intrieri, 2004 ; Stramler et al., 2011). Les observations disponibles et la théorie suggèrent que l’eau liquide est présente dans les nuages arctiques toute l’année due aux interactions entre les processus microphysiques locaux et les processus de météorologie synoptique (Doyle et al., 2011).

Il ne fait aucun doute que cette présence permanente des nuages de phase liquide à des températures largement inférieures à 0°C est importante pour les flux radiatifs en Arctique, et de facto pour le climat arctique. Pourtant, alors que des campagnes de terrain (e.g., Prenni et al., 2007 ; Shupe et al., 2006) et des observations de sites sols (e.g., North Slope of Alaska,

Eureka, Summit, Ny Alesund) ont démontré la présence fréquente de nuages d'eau liquide surfondue dans les basses couches, une approche hémisphérique multi-annuelle sur l'importance climatique de ces nuages est toujours manquante.

Dans cette partie, les observations CALIPSO-GOCCP seront utilisées pour documenter les variations horizontales et verticales de la phase des nuages arctiques en fonction de la saison.

3.2. La phase des nuages bas en Arctique

La Figure V.3 montre la distribution saisonnière et géographique des nuages bas liquides en Arctique (ligne du haut), des nuages liquides à tous les niveaux (deuxième ligne), des nuages glacés à tous les niveaux (troisième ligne) et enfin des températures moyennes sur l'ensemble des niveaux compris de 1000hPa à 660hPa (environ le même intervalle que celui utilisé pour les nuages bas) d'après les données ERA-interim. Les nuages liquides sont présents au-dessus de l'océan arctique et nord atlantique durant toutes les saisons. Ces nuages liquides ont des températures bien au-dessous de 0°C pendant l'automne (SON), l'hiver (DJF) et le printemps (MAM). La présence plus ou moins importante de nuages liquides dans les basses couches est liée aux variations de températures (Figure V.3, dernière ligne). Les plus faibles fractions nuageuses liquides sont observées en hiver, et les plus importantes pendant l'automne (e.g. Kay et al., 2012, Figure 11), qui est également la saison avec le plus de nuages détectés en Arctique par CALIPSO-GOCCP. Cependant, même en hiver, la couverture de nuages liquides reste supérieure à 20% sur l'ensemble du domaine arctique recouvert d'océan. L'hiver et le printemps ont des couvertures nuageuses liquides importantes (>50%) associées aux dépressions Atlantiques et Aléoussiennes semi-permanentes, mais plus faibles au-dessus de l'océan arctique central (20% – 40%). Le contraste entre les dépressions semi-permanentes et l'océan arctique central est réduit durant l'été et l'automne (plus de 50% de nuages sur toute la zone).

En règle générale, on constate en comparant les nuages bas liquides (première ligne) avec les nuages liquides sur l'ensemble de la colonne (deuxième ligne) que la plupart des nuages liquides sont situés dans les basses couches de la troposphère tout au long de l'année. Toutefois quelques différences sont notables au-dessus des continents. Les plus marquées surviennent durant la saison JJA (également valable au-dessus des océans). En effet, pendant l'été, les températures des couches inférieures sont positives sur la quasi-totalité du bassin arctique et provoquent une convection plus importante que durant les autres saisons (voir dernière ligne, dernière colonne Figure V.3). C'est pourquoi plus de nuages sont observés dans les couches moyennes et hautes.

Très peu de nuages bas liquides sont observés au-dessus du Groenland. Aussi, sur l'ensemble de la colonne, les nuages glacés sont majoritaires. Par exemple, on observe environ 50% de nuages glacés contre moins de 10% de nuages liquides en hiver. Ceci

s'explique par l'altitude du Groenland, l'humidité et les températures plus faibles qu'au-dessus des océans.

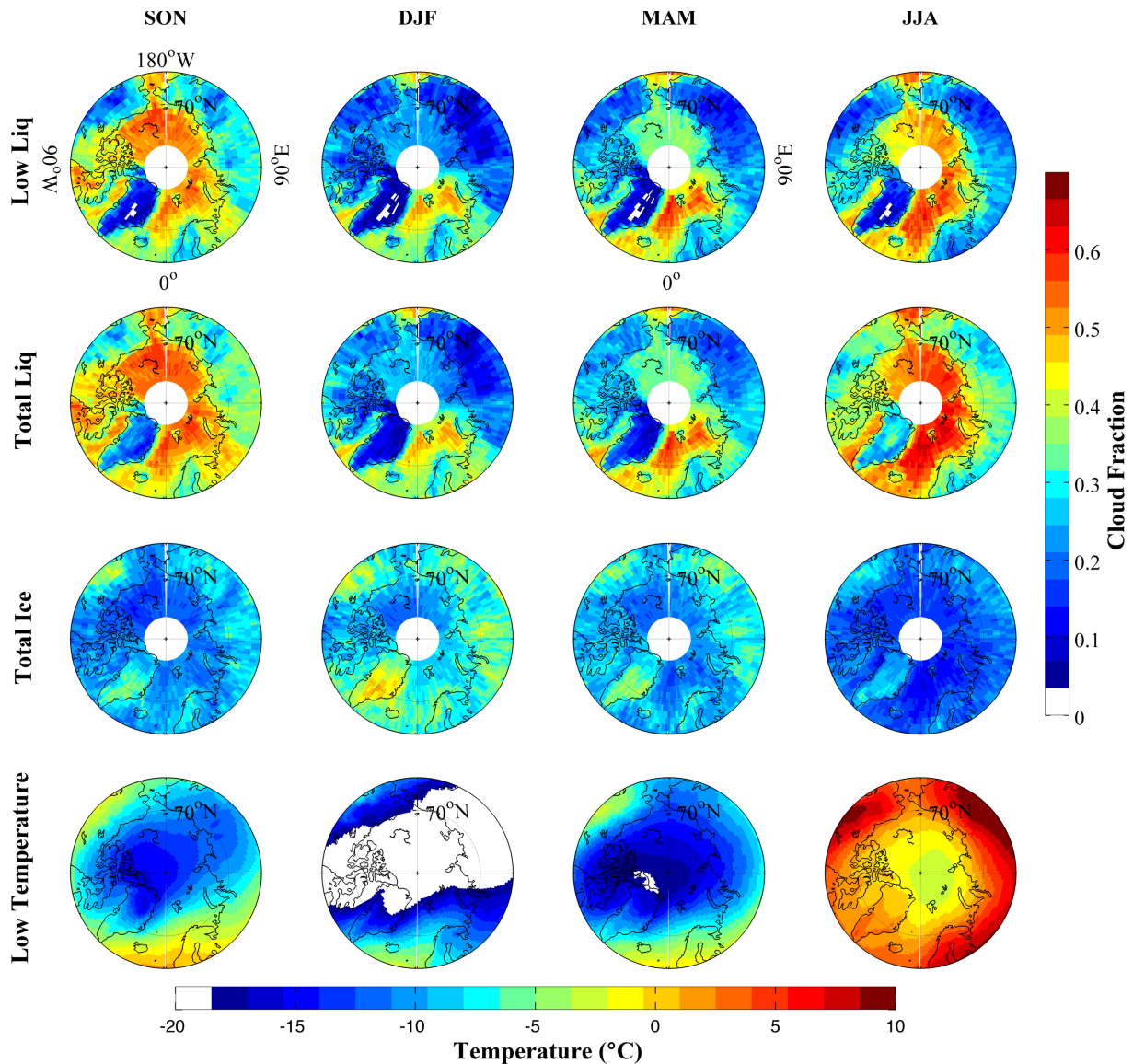


Figure V.3: carte arctique de la variation saisonnière des couvertures nuageuses observés par CALIPSO-GOCCP pour la période 2006-2012 (jour+nuit): la première ligne représente les nuages bas ($0 < z < 3.36$ km au-dessus du niveau de la mer) pour la saison (a) SON, (b) DJF, (c) MAM et (d) JJA (de gauche à droite). La 2^e ligne est (e-h) comme dans la Figure 1a-1d pour les nuages liquides à toutes les altitudes. La 3^e ligne est comme la 2^e ligne mais pour les nuages glacés. Ces fractions nuageuses sont calculées à partir des données de jour et de nuit. La dernière ligne est une moyenne de la température pour les niveaux de pression compris entre 660 hPa et 1000 hPa calculés à partir des données de réanalyses ERA-interim.

En plus d'avoir une fréquence d'occurrence élevée tout au long de l'année, les nuages liquides arctiques sont majoritaires par rapport aux nuages glacés dans les basses couches. En effet, la troisième ligne de la Figure V.3 nous montre que les fractions de nuages glacés sont

plus faibles que celles de nuages liquides sur l'ensemble de la zone Arctique et d'autant plus sur la zone recouverte par les océans (souvent inférieure à 30%). La fraction de nuages liquides par rapport aux nuages glacés est présentée sur la Figure V.5. Ces résultats confirment que les nuages bas observés sont presque exclusivement des nuages liquides en Arctique, quelle que soit la saison. Parfois, le rapport s'inverse au-dessus des continents pendant les mois froids à cause des températures très froides et de la faible humidité, favorable aux nuages glacés. Au-dessus des océans et pendant les mois plus chauds, les nuages glacés sont donc situés dans les couches moyennes et hautes de l'atmosphère (première ligne Figure V.4).

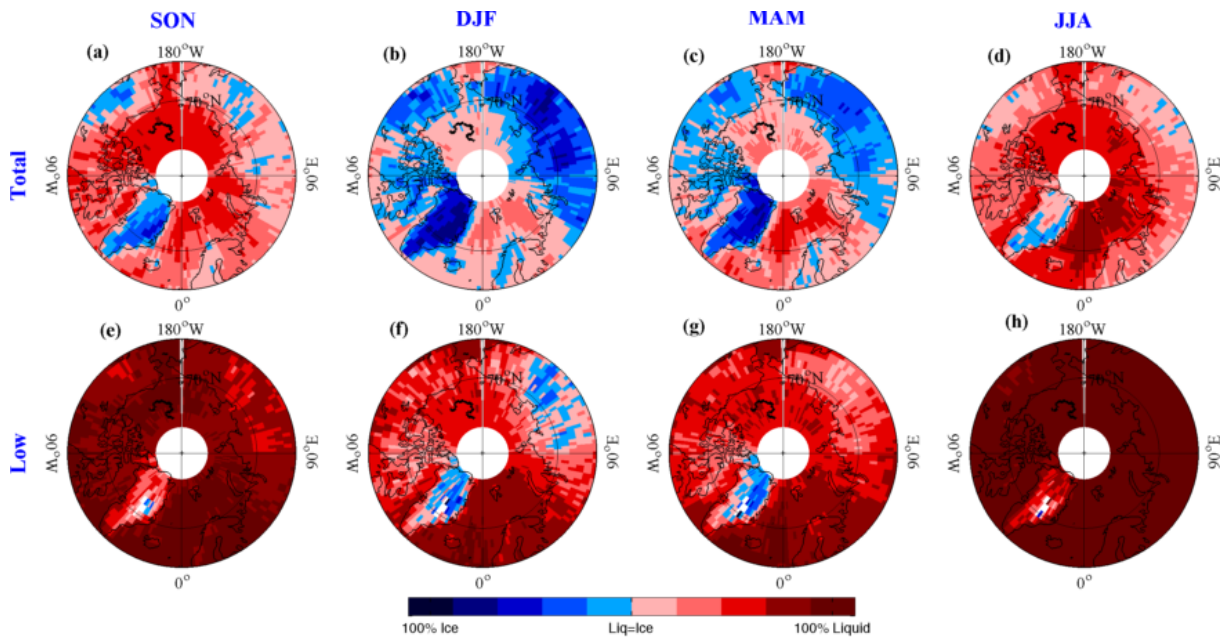


Figure V.4: Cartes saisonnières de la fraction de nuages liquides par rapport à toute l'eau condensée pour CALIPSO-GOCCP, centrées sur la région arctique pendant la période 2006-2012 (jour+nuite): pour toute la colonne a) SON, b) DJF, c) MAM et d) JJA ; et e-f-g-h) comme a-b-c-d) pour les nuages bas uniquement.

3.3. La distribution verticale des nuages liquides et glacés arctiques

3.3.1. Analyse des profils CALIPSO-GOCCP

Les Figure V.5.a-d montrent la distribution verticale mensuelle des nuages liquides et glacés CALIPSO-GOCCP, moyennée sur les zones recouvertes d'océan dans la région arctique (70-82°N). Les fractions nuageuses CALIPSO-GOCCP sont représentées à la fois en fonction de l'altitude (Figure V.5.a et Figure V.5.b) et de la température (Figure V.5.c et Figure V.5.d). La gamme de températures détectée pour les nuages glacés et liquides est cohérente avec la théorie : l'eau liquide est présente uniquement au-dessus de la température

de nucléation/solidification homogène (environ -42°C) et la glace est présente uniquement au-dessous de la température de fusion (0°C).

La plupart des nuages glacés détectés par CALIPSO-GOCCP au-dessus de l'océan arctique apparaissent à partir de 4km d'altitude, à des températures comprises entre -60°C et -30°C (Figure V.5.b et Figure V.5d). A la différence des mesures de sites sols (e. g. : de Boer et al., 2011 ; Shupe, 2011), CALIPSO-GOCCP n'est pas en mesure de détecter les nuages glacés (responsables de chutes de neiges) sous des nuages liquides du fait de l'atténuation du faisceau lidar.

La majorité des nuages liquides se forment à des altitudes inférieures à 3km pour des températures comprises entre -25°C et 0°C (Figure V.5.a et Figure V.5.c). Ils s'élèvent jusqu'à 7km pendant l'été (JJA) grâce à la convection plus importante que pour les autres saisons. Pendant les saisons de transition (MAM, SON), les nuages liquides de couches limites apparaissent à des températures plus basses que pendant l'été.

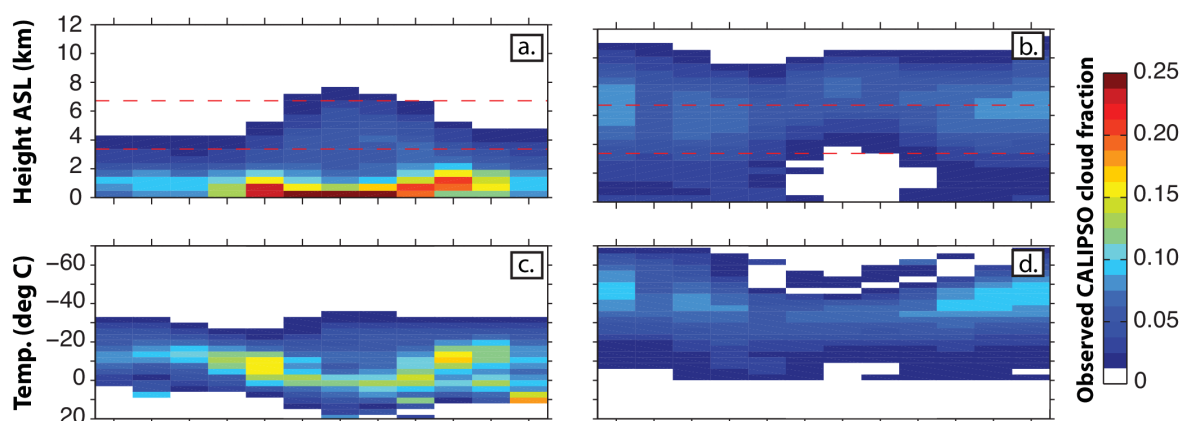


Figure V.5: Distribution verticale de la fraction nuageuse moyennée au-dessus de l'océan arctique ($70-82^{\circ}\text{N}$) pour la période 2006-2011: (a) nuages liquides observés par CALIPSO-GOCCP en fonction de l'altitude et du mois de l'année, (b) Comme la Figure V.5.a mais pour les nuages glacés, (c) nuages liquides observés par CALIPSO-GOCCP en fonction de la température et du mois de l'année, (d) Comme Figure V.5.c mais pour les nuages glacés ; (e-h) comme Figure V.5.a-d mais pour le modèle de climat LMDZ5B+simulateur. Les températures des observations sont issues des données de réanalyses GMAO (Bey et al., 2001) fournies avec les produits CALIPSO de niveau 1.

Ces profils verticaux de nuages liquides CALIPSO-GOCCP sont sensiblement similaires aux observations collectées par des sites sols. Ils révèlent la présence continue de nuages liquides durant l'année, pas seulement au-dessus des stations de mesures mais sur l'ensemble de la région arctique. Aussi, leur large gamme de température illustre le fait que la température est seulement un des facteurs qui contrôle la présence d'eau liquide surfondue dans les nuages arctiques (dynamique, aérosols...). Contraindre la phase des nuages uniquement en fonction de la température n'est donc pas possible dans la région arctique.

3.3.2. Limites de CALIPSO-GOCCP dans la détection des nuages bas

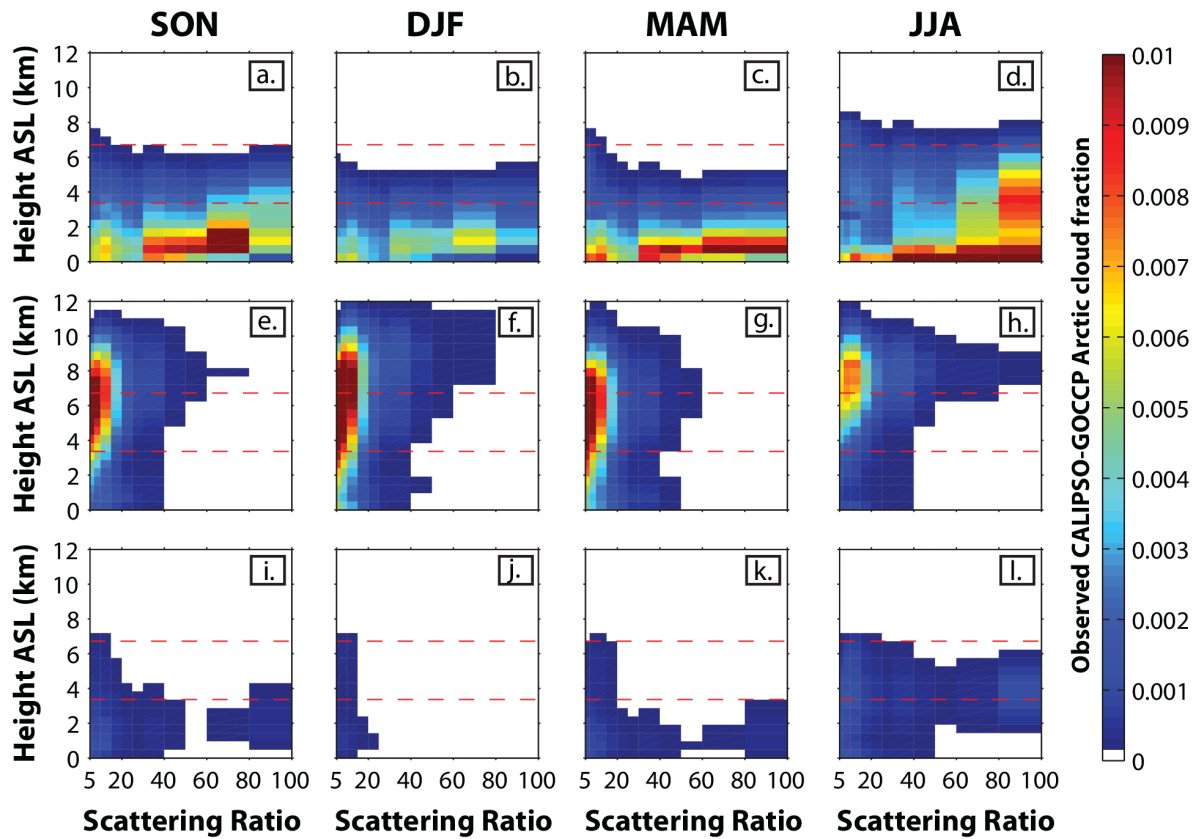


Figure V.6: Histogrammes deux-dimensions saisonniers du rapport de diffusion et de l'altitude des nuages arctiques (70-82°N océans uniquement) observés par CALIPSO-GOCCP. Nuages liquides pour la saison a) SON, b) DJF, c) MAM, d) JJA; e-h) comme a-d) mais pour les nuages glacés ; et i-l) comme a-d) mais pour les nuages de phase indéfinie.

Le SR (Scattering Ratio) est un marqueur de l'épaisseur optique des nuages. Un SR important est la signature d'un nuage optiquement épais. Nous avons représenté des histogrammes de SR en fonction de l'altitude pour chaque phase, en ne prenant en compte que les surfaces océaniques comprises entre 70°N et 82°N (Figure V.6). La Figure V.6 nous permet d'estimer l'altitude à laquelle le signal est totalement atténué. Les nuages bas liquides (localisés au-dessous de la ligne en pointillés rouges, Figure V.6.a-d) ont des SR importants (typiquement > 30) contrairement à la majeure partie des nuages glacés. Ceci confirme qualitativement que les nuages glacés sont plus fins optiquement que les nuages liquides pour chaque saison. Ces derniers contribuent donc significativement à l'atténuation du signal lidar, empêchant parfois la détection de nuages dans les couches inférieures. En effet, lorsque la fraction de nuages bas liquides est plus faible (e.g. en hiver, Figure V.6.b), CALIPSO-GOCCP observe plus de nuages glacés et moins de nuages de phase indéfinie dans la basse troposphère.

Les nuages de phase indéfinie sont détectés plus fréquemment en été lorsque l'ensoleillement est permanent en Arctique. Ceci s'explique par le fait que i) la fraction de

nuages avec une forte épaisseur optique (> 80) est maximale en été, ii) les photons du soleil contaminent les mesures sur la voie perpendiculaire, utilisée pour séparer la glace du liquide, et empêchent de déterminer la phase des nuages.

4. Utilisation du simulateur de lidar pour évaluer la phase de LMDZ5B en Arctique en fonction de la saison

Les observations CALIPSO-GOCCP ainsi que le simulateur lidar ont été utilisés pour évaluer la structure verticale de la phase des nuages de LMDZ5B dans la région arctique. Les résultats sont analysés en fonction du mois de l'année, de l'altitude et de la température.

Les Figure V.7.e-h sont identiques aux Figure V.5a-d mais pour le modèle+simulateur. LMDZ5B reproduit le cycle saisonnier des nuages bas liquides observés : un maximum d'occurrence en été et un minimum d'occurrence en hiver. Exception faite de l'été, la fréquence d'occurrence des nuages liquides est trop faible dans les basses couches et celle des nuages glacés trop importantes à tous les niveaux d'altitudes. Les nuages liquides avec des températures positives sont également surreprésentés comparés à CALIPSO-GOCCP. Aussi, le minimum de température est de -10°C pour les nuages liquides simulés alors que les observations montrent des nuages liquides avec des températures parfois inférieures à -25°C . Ces résultats sont en accord avec ceux trouvés dans le Chap. 4. La relation phase-température du modèle entraîne i) un biais chaud dans la température des nuages, ii) une part relative de glace par rapport à toute l'eau condensée trop importante. La présente étude montre que les biais sont variables selon la saison. Les différences entre simulations et observations s'amenuisent durant les mois chauds (de mai à septembre). Lorsque la température des nuages observés est supérieure à -15°C (température limite de la paramétrisation LMDZ), le modèle simule des nuages liquides plus en accord avec les observations. Ceci renforce la conclusion selon laquelle la relation phase-température du modèle n'est pas adaptée à toutes les latitudes, ni toutes les saisons.

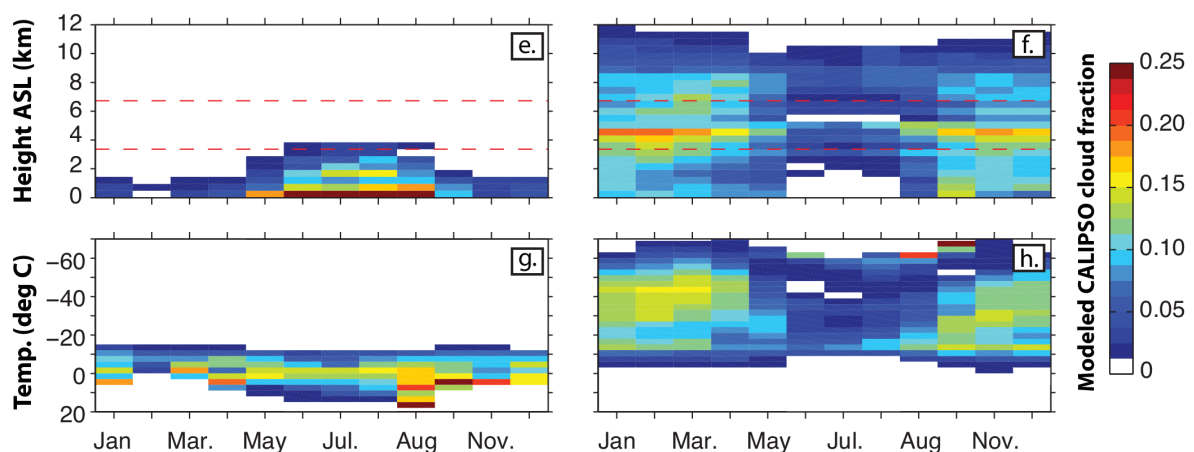


Figure V.7: Distribution verticale annuelle de la fraction nuageuse moyennée au-dessus de l'océan arctique (70-82°N) simulée par LMDZ5B+simulateur: (e) nuages liquides en fonction de l'altitude, (f) nuages glacés en fonction de l'altitude, (g) nuages liquides en fonction de la température, (h) nuages glacés en fonction de la température.

Les résultats de la Figure V.7.e-h ont été obtenus en utilisant le simulateur de lidar qui émule le processus d'observation satellitaire. En conséquence, le trop grand nombre de nuages glacés proche de la surface s'explique donc en partie par un manque de nuages liquides pour atténuer le signal lidar. Cependant, l'excédent de nuages glacés ne peut s'expliquer uniquement par des différences entre l'atténuation lidar simulée et observée. Par exemple, LMDZ5B simule trop de nuages glacés à des altitudes supérieures à celles des nuages liquides observés. Même si la bonne quantité de nuages liquides était simulée, les nuages glacés au-dessus ne seraient toujours pas atténués dans le modèle.

5. Lien entre la phase et les flux radiatifs de surface en Arctique en fonction de la saison

En Arctique, les nuages liquides sont observés durant toute l'année dans les basses couches. L'évaluation du modèle LMDZ5B au travers du simulateur et des observations de phase CALIPSO-GOCCP a révélé qu'il n'est pas capable de simuler cette présence continue de nuages liquides. Néanmoins, ce biais n'est pas propre à LMDZ5B. D'autres études ont mis en évidence ce défaut dans les modèles CMIP5 (particulièrement en hiver) en utilisant des observations sol (e.g. Liu et al., 2011 ; Prenni et al., 2007). Prenni et al. (2007) ont montré que l'incapacité des modèles à simuler le bon contenu en eau liquide en Arctique (et les nuages liquides associés) générant un biais dans les flux de surface simulés. L'erreur sur le $LW_{SFC,NET}$ simulé par six modèles s'échelonnait approximativement de $-75W/m^2$ à $+25W/m^2$, comparé aux flux observés durant la campagne SHEBA.

Aucune de ces études ne disposait d'observations de nuages verticalement résolues, séparées en nuages liquides et glacés et disponibles sur presque toute la région arctique. Grâce à CALIPSO-GOCCP et au diagnostic de phase du simulateur, il est maintenant possible d'étudier le lien entre la phase et les flux de surfaces de $70^{\circ}N$ à $82^{\circ}N$ dans les modèles.

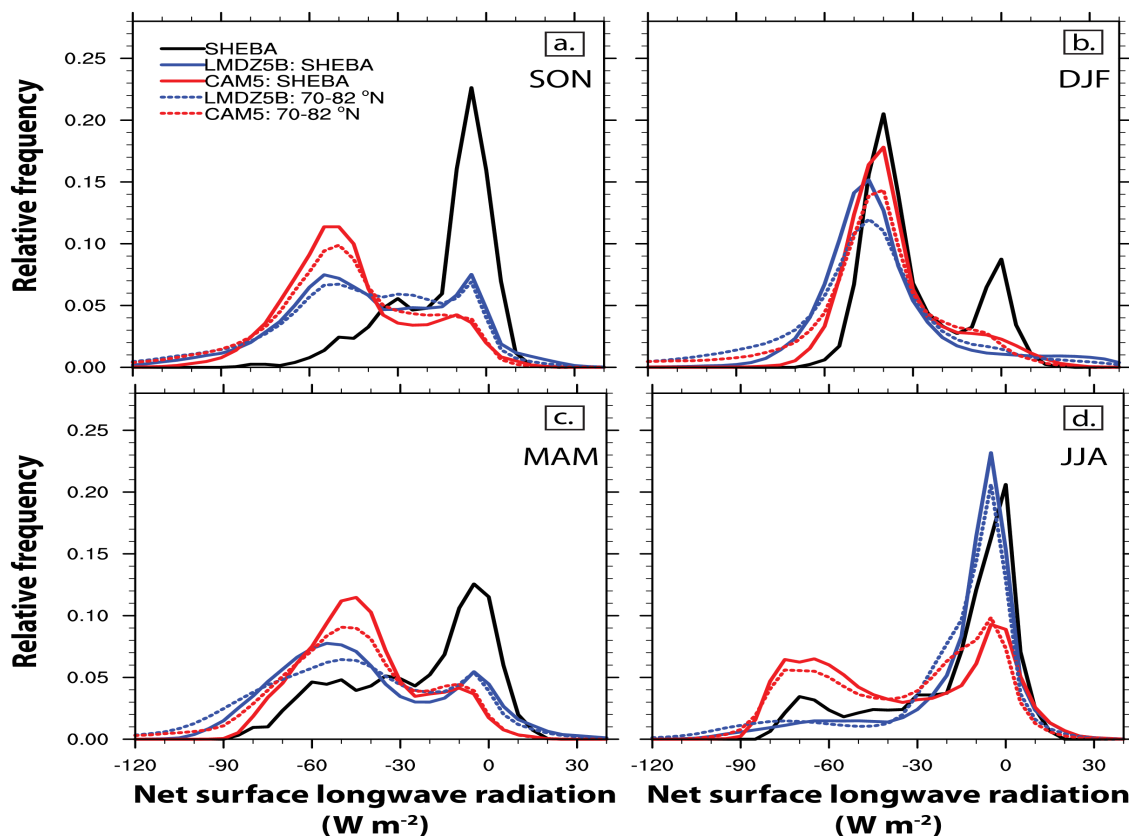


Figure V.8: Densité de probabilité du rayonnement net d'ondes longues (descendant moins remontant) par heure à la surface au-dessus de l'océan Arctique classée par saison, pour deux modèles de climat, LMDZ5B et CAM5 (Neale et al., 2010), et pour les observations SHEBA (Persson et al., 2002) : (a) Automne (SON), (b) Hiver (DJF), (c)

Printemps (MAM) et (d) été (JJA). Les points SHEBA dans les modèles sont basés sur une moyenne de 70-80°N et 190-240°E, alors que les observations SHEBA ont été prises le long d'une trajectoire de bateau (voir la Figure V.3). Les sorties du modèle LMDZ5B sont moyennées sur 3 heures, alors que les données SHEBA et les sorties du modèle CAM5 sont moyennées sur 1 heure.

La Figure V.8 montre la distribution du $LW_{SFC,NET}$ avec deux pics associés à un « état radiatif opaque » et à un « état radiatif clair » de SHEBA. Étant donné que les observations SHEBA sont disponibles uniquement pour l'année (1997-1998) et sur une zone restreinte (Mer de Beaufort), la question de la représentativité de ces observations se pose. Les points SHEBA et les points sur l'ensemble de l'océan arctique (70-82°N) ont donc été représentés pour les modèles dans la Figure V.8. Les légères différences entre les deux représentations n'affectent pas le caractère qualitatif de la comparaison. Changer le nombre d'année utilisé pour générer la Figure V.8 ne modifie pas non plus qualitativement la forme des distributions des modèles (résultat non représenté ici). Toutefois, il est impossible de faire le même constat sur la représentativité de la distribution dans les observations. Pour évaluer complètement l'influence de la phase des nuages sur le rayonnement, beaucoup plus de mesures de rayonnement de surface en Arctique sont nécessaires. Ce besoin de plus de mesures est considérable étant donné que les changements climatiques observés en Arctique devraient se poursuivre d'après les projections climatiques futures (IPCC, 2007).

LMDZ5B et la cinquième version du « Community Atmosphere Model (CAM5) » (Neale et al., 2010) sont inclus dans la Figure V.8. Les deux modèles de climat sous-estiment les occurrences « d'états radiatifs opaques » dans le $LW_{SFC,NET}$ comparé aux observations SHEBA, tout particulièrement pendant les saisons froides. Ce résultat associé aux résultats de la Sect. 3 confirme que la sous-estimation des nuages liquides dans LMDZ5B (Figure V.5) est liée au déficit « d'états radiatifs opaques » pendant les saisons autres que l'été. Durant l'été, la fraction de nuages liquides et la distribution $LW_{SFC,NET}$ de LMDZ5B correspondent mieux aux observations CALIPSO-GOCCP et SHEBA respectivement. Ce meilleur accord entre la phase nuageuse et le rayonnement estival suggère qu'obtenir la bonne phase nuageuse a une influence importante sur l'habileté d'un modèle de climat à reproduire le bon rayonnement de surface.

Contrairement aux précédentes versions de CAM qui spécifiaient la phase en fonction de la température (comme LMDZ5B), CAM5 estime la phase des nuages en incluant des processus micro-physiques importants tels que la nucléation de la glace et les processus de Wegener-Bergeron-Findeisen. Pourtant, même avec la représentation de ces processus essentiels à la répartition liquide-glace dans les nuages, CAM5 sous-estime les fréquences d'occurrence « d'états radiatifs clairs ». La sous-estimation de la quantité de nuages liquides dans CAM5 est un biais connu (Barton et al., 2012 ; Liu et al., 2011), et contribue probablement à l'incapacité de CAM5 à reproduire les distributions de $LW_{SFC,NET}$ observées dans la Figure V.8.

Plus généralement, notre évaluation limitée des modèles de climat participant au projet CMIP5, rapporte que la plupart des modèles ne sont pas précis dans la représentation de la bimodalité du rayonnement $LW_{SFC,NET}$ pendant les saisons autres que l'été (Figure V.9). Peu de modèles reproduisent le pic radiatif opaque observé durant la saison DJF. Dans les saisons de transitions (MAM, SON), de nombreux modèles ont un pic radiatif opaque, mais tous ont tendance à produire de trop nombreux états radiatifs clairs. Les comparaisons des distributions JJA avec les observations sont meilleures, mais seulement quelques modèles ne produisent que des états radiatifs clairs.

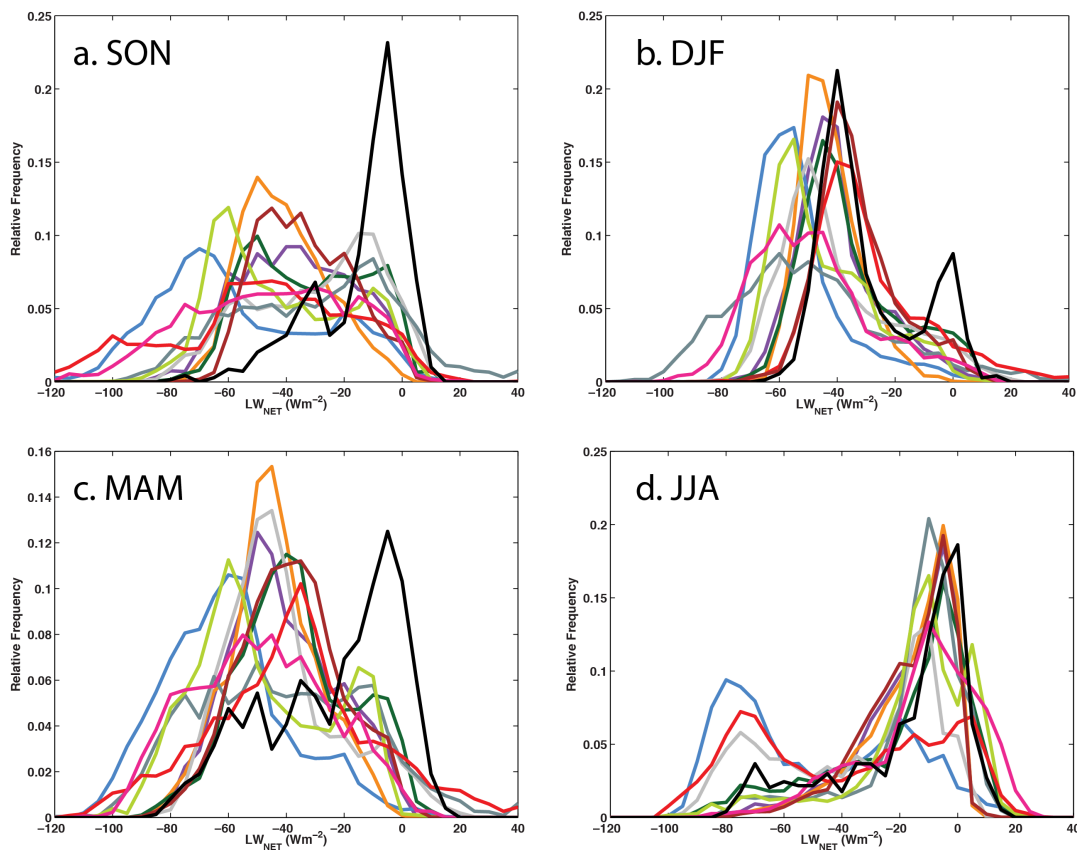


Figure V.9: Même figure que la Figure V.8 mais pour plusieurs modèles CMIP5 (avec l'autorisation de G. de Boer)

6. Changement de la relation Phase-température dans LMDZ5B

La relation Phase-température de LMDZ5B a été modifiée comme dans le Chap. 4 Sect. 4. De nouvelles simulations ont été effectuées pour l'année 2007 avec le simulateur de lidar. Ces simulations seront appelées « Phase » et les anciennes simulations « CTL ». Le but de cette section est d'étudier l'impact du changement de phase sur les flux ondes longues simulés au sol dans la région arctique.

6.1. Profils verticaux saisonniers des nuages liquides et glacés

Les simulations Phase (Figure V.10.b-e) produisent plus de nuages liquides et moins de nuages glacés dans les basses couches que les simulations CTL (Figure V.10.c-f). Toutefois, les fractions de nuages liquides sont plus importantes que celles observées par CALIPSO-GOCCP (Figure V.10.a-c). Si le rapport liquide/glace dans les nuages est amélioré, un biais dans la fraction nuageuse totale subsiste. On note également que malgré la diminution de la fraction de nuages glacés, elle reste supérieure à celle observée pendant les saisons froides, surtout pendant les mois DJF.

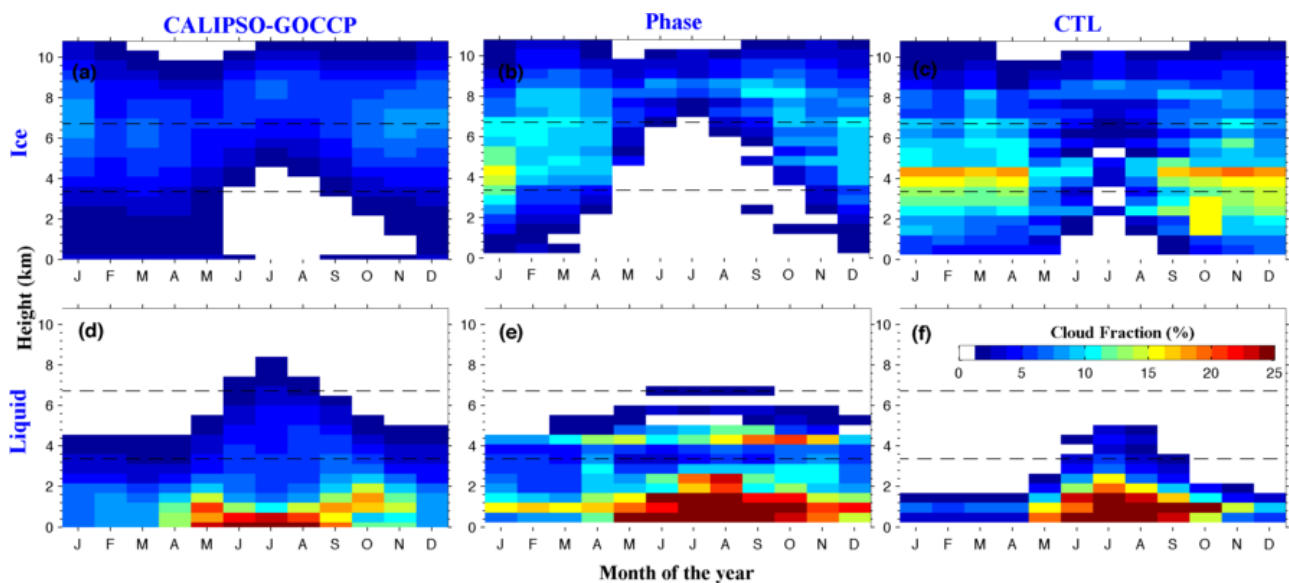


Figure V.10 : Distribution verticale de la fraction nuageuse en fonction du mois de l'année, moyennée au-dessus de l'océan arctique (70-82°N): (a) nuages glacés (d) nuages liquides observés par CALIPSO-GOCCP pour 2006-2012, (b) et (e) Comme (a) et (d) pour LMDZ5B Phase+simulateur, (c) et (f) comme (a) et (d) pour LMDZ5B CTL+simulateur.

6.2. Implications sur les flux net ondes longues à la surface

6.2.1. Densité de probabilité de $LW_{SFC,NET}$

Nous avons ensuite représenté la distribution du $LW_{SFC,NET}$ (Figure V.11) en fonction de la saison pour les deux types de simulation, afin d'analyser l'évolution des deux états radiatifs « opaque » et « clair ». Cette figure n'est pas directement comparable avec les observations SHEBA en terme d'amplitude car il ne s'agit pas de moyennes horaires mais journalières. Les simulations LMDZ5B ont été faites avec un pas de 3h mais les sorties sont des moyennes journalières. Cependant, le pic d'état radiatif clair doit quand même se situer autour de $0W/m^2$.

Pendant les saisons intermédiaires la distribution du $LW_{SFC,NET}$ Phase comportent plus d'occurrences d'états radiatifs clairs que la simulation CTL. La simulation Phase est donc plus en accord avec les observations mais reste cependant éloignée du nombre d'occurrence d'état radiatif clair observé. Ceci peut s'expliquer par la présence toujours trop importante de nuages glacés dans les hautes couches dans la simulation Phase. Pendant l'hiver, la distribution varie très peu d'une simulation à l'autre. Cette saison correspond aux mois qui comportent le plus de nuages glacés dans les hautes couches. Lorsque les profils des nuages liquides et glacés sont très proches des observations (en été), les flux $LW_{SFC,NET}$ varient peu également.

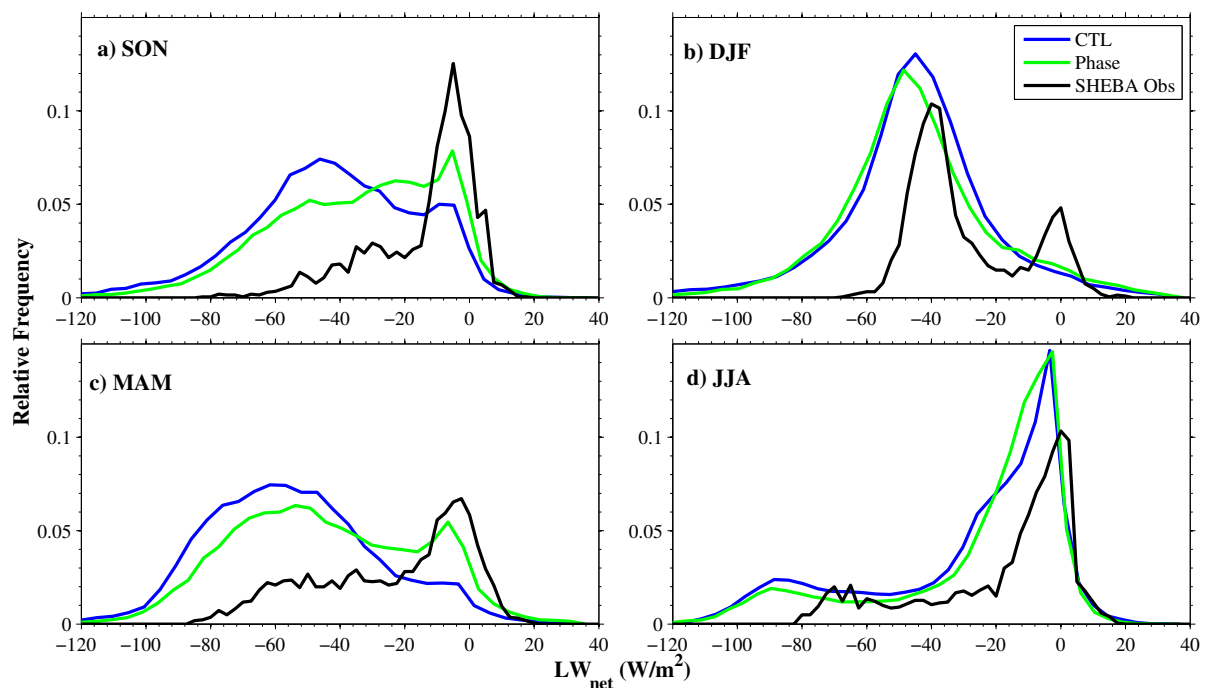


Figure V.11 : Densité de probabilité du rayonnement net d'ondes longues $LW_{SFC,NET}$ (descendant moins remontant) par jour à la surface au-dessus de l'océan Arctique classée par saison, pour LMDZ5B Phase (vert), LMDZ5B CTL (bleu) et SHEBA (noir): (a) Automne (SON), (b) Hiver (DJF), (c) Printemps (MAM) et (d) été (JJA).

6.2.2. Carte des flux $LW_{SFC,NET}$

Les cartes de $LW_{SFC,NET}$ permettent de localiser les principaux changements entre les deux simulations. En moyenne, dans la simulation Phase, le sol reçoit plus de rayonnement que dans la simulation CTL. Les changements les plus importants au-dessus de l'océan arctique apparaissent pendant les saisons de transitions. Ce résultat implique une augmentation de la température de surface qui pourrait donc entraîner une fonte accélérée de la calotte de glace en Arctique (Bennartz et al., 2013).

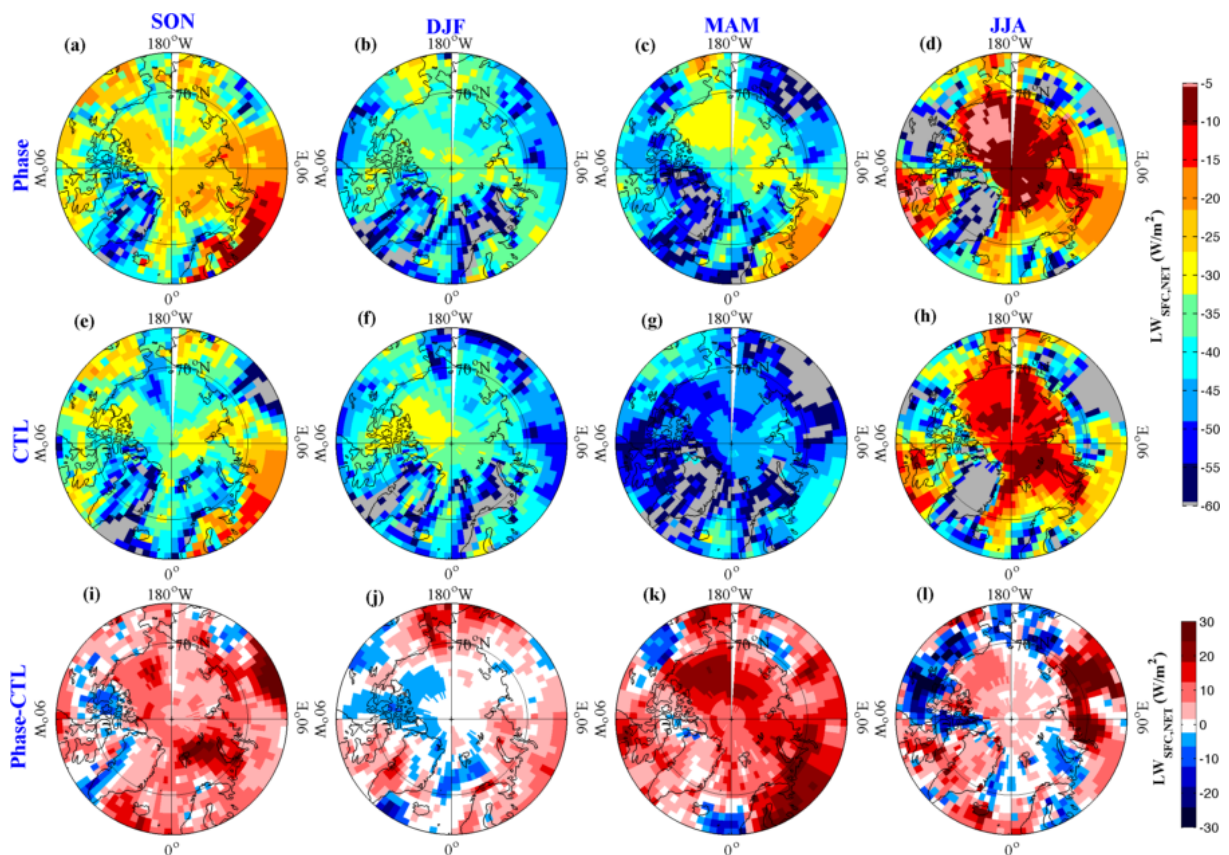


Figure V.12 : Cartes de rayonnement d'ondes longues net $LW_{SFC,NET}$ (descendant moins remontant) à la surface au-dessus de l'océan arctique classées par saison, pour LMDZ5B Phase (a-b-c-d), LMDZ5B CTL (e-f-g-h) et la différence Phase-CTL (i-j-k-l). La première colonne représente l'automne (SON), la deuxième l'hiver (DJF), la troisième le printemps (MAM) et la quatrième l'été (JJA). La couleur rouge signifie un réchauffement de la surface plus important dans la simulation Phase par rapport à la simulation CTL et inversement pour la couleur bleue.

7. Conclusion

A travers ce chapitre dédié à l'étude de la variation saisonnière des nuages dans la région arctique, nous avons d'abord montré lors d'une inter-comparaison de modèles CMIP5 que :

- La distribution spatiale observée des nuages bas au-dessus des océans en Arctique est assez bien reproduite, malgré des différences significatives d'occurrences (entre 10% et 20% autour des valeurs observées selon les modèles).
- 4 modèles sur 5 reproduisent l'asymétrie observée entre l'océan arctique et les mers du Groenland et de Barents.
- Aucun modèle n'arrive à simuler le cycle saisonnier dans les couvertures de nuages bas observés.

Puis, la climatologie CALIPSO-GOCCP, disponible sur la période 2006-2012 (données de jour et de nuit), a été analysée. Nous avons constaté la présence continue de nuages liquides principalement dans les basses couches au-dessus de la région arctique (70°N-82°N). Ce résultat confirme les mesures faites par plusieurs sites instrumentés en Arctique et les mesures de la campagne SHEBA et les étend à l'ensemble de la région arctique. De plus, la part relative de liquide par rapport à la glace dans les nuages bas est proche de 100% toute l'année. Sur le reste de la colonne, les nuages liquides sont majoritaires au-dessus des océans. Toutefois, le lidar ne pouvant détecter les nuages glacés au-dessous des nuages liquides, la part relative de glace par rapport à toute l'eau condensée pourrait être en réalité supérieure dans les basses couches.

Les profils verticaux de nuages liquides sont ensuite analysés en fonction de la saison. Ils révèlent que les nuages liquides ont des températures généralement comprises entre -25°C et 0°C en Arctique. Leurs sommets peuvent s'élever jusqu'à 7km durant l'été (en accord avec des mesures de sites sols : Shupe, 2011). De plus, le large éventail de température des nuages liquides illustre la difficulté de paramétrer la fraction de liquide relativement à la glace uniquement en fonction de la température en Arctique.

L'étude du rapport de diffusion en fonction de la phase des nuages observés a permis de confirmer que l'épaisseur optique des nuages glacés était bien inférieure à celle des nuages liquides pour toutes les saisons de l'année. Aussi, la forte épaisseur optique ($SR > 30$) des nuages liquides limite le lidar dans la détection des nuages glacés proches de la surface, surtout en été. Ils masquent potentiellement la détection de nuages glace dans les basses couches à cause de l'atténuation lidar. Par ailleurs, ils diminuent le rapport signal sur bruit générant une quantité de nuages de phase indéfinie plus importante.

Ensuite, nous avons utilisé CALIPSO-GOCCP pour évaluer la phase du modèle LMDZ5B. Cette étude confirme les résultats obtenus dans le chapitre précédent. LMDZ5B simule i) des nuages liquides trop chauds et ii) trop de nuages glacés dans les basses couches. La variation saisonnière montre que les biais diminuent en été, lorsque la température des nuages liquides est proche de la relation phase-température utilisée dans LMDZ5B (entre -15°C et 0°C).

Par la suite, le lien entre la phase et les flux radiatifs a été examiné. Dans de précédentes études (Persson et al., 2002 ; Shupe et Intrieri, 2004), des mesures de sites sols ont mis en évidence la présence de deux états radiatifs en Arctique associés à la présence de nuages liquides bas ou de ciel clair. Les modèles (LMDZ5B, CAM5 mais également d'autres modèles CMIP5) reproduisent rarement l'état radiatif dit « opaque » pendant les saisons froides. LMDZ5B réussit particulièrement bien à reproduire l'état radiatif opaque en été, lorsqu'il reproduit bien la distribution de nuages liquides observés.

Dans une dernière partie, ce lien est mis en lumière grâce aux simulations LMDZ5B Phase. En effet, en changeant la relation phase température, le modèle simule moins de nuages glacés (mais toujours plus que dans les observations), et plus de nuages liquides dans les basses couches. Les états radiatifs opaques de la simulation Phase sont plus souvent reproduits que dans la simulation CTL (pour les saisons de transition). Enfin, la nouvelle relation phase-température de LMDZ5B génère une augmentation du $LW_{SFC,NET}$ sur l'océan arctique (jusqu'à $+30W/m^2$), excepté en hiver lorsque la fraction de nuages liquides est minimale. Ce dernier résultat implique des changements dans la température de surface, ayant des conséquences importantes sur la glace de mer et la calotte de glace.

Conclusion Générale

Durant cette thèse, nous avons utilisé le lidar CALIOP, instrument de télédétection active embarqué à bord du satellite CALIPSO, pour documenter la structure verticale de la phase des nuages à l'échelle globale. Cette nouvelle climatologie (CALIPSO-GOCCP) a ensuite été utilisée pour évaluer la description de la phase dans plusieurs modèles CMIP5, par le biais d'un simulateur de lidar. Le cheminement de ce travail s'est articulé autour des questions suivantes :

Pourquoi étudier la phase des nuages?

Les particules nuageuses interagissent différemment avec le rayonnement selon leurs propriétés microphysiques, qui sont en partie déterminées par la phase des nuages. L'estimation des échanges radiatifs dans l'atmosphère requiert la connaissance de la phase de l'eau dans les nuages.

Pourquoi et comment restituer la phase avec CALIOP ?

CALIPSO-GOCCP exploite un instrument de télédétection active pour apporter de nouvelles connaissances sur la structure verticale de la phase des nuages au-dessus des continents et des surfaces réfléchissantes. La polarisation lidar est utilisée pour différencier les gouttelettes d'eau des cristaux de glace en fonction de leurs formes. La méthode est peu sensible à l'atténuation du lidar et au bruit des données de jours et indépendante de la température dans 99% des cas.

Quelle confiance accorder à la phase CALIPSO-GOCCP ?

La phase CALIPSO-GOCCP a été évaluée par comparaison avec d'autres mesures de phase issues i) d'un capteur in situ aéroporté, ii) d'autres algorithmes utilisant CALIOP développés par des équipes indépendantes de la notre (NASA/ST, JAXA), iii) d'autres satellites embarquant des instruments passifs (GEWEX-CA). Nous avons séparé l'évaluation de la détection nuageuse (i) de l'évaluation de la restitution de la phase (ii). Les résultats montrent que:

- i) La détection des nuages hauts ($z > 8\text{km}$) fonctionne très bien (plus de 90% des cas). Dans les basses couches ($z < 3\text{km}$), CALIPSO-GOCCP diagnostique des pixels « ciel clair » au

lieu de pixel nuageux à cause de l'atténuation du faisceau lidar (47.4% et 22.9% de désaccord). CALIPSO-GOCCP a donc plutôt tendance à sous-estimer la fraction nuageuse dans les basses couches. Dans les hautes couches comme dans les basses, CALIPSO-GOCCP ne crée pas de nuages artificiels. Cependant, l'algorithme de détection pourrait être amélioré avec un meilleur traitement des pixels « totalement atténués » et une résolution verticale plus fine.

- ii) Dans les hautes couches, CALIPSO-GOCCP restitue avec confiance la phase glacée (plus de 94% du temps). Comparé aux autres produits CALIPSO, CALIPSO-GOCCP diagnostique plus de nuages liquides dans les hautes (et parfois moyennes) couches. Cette question reste ouverte mais une comparaison avec des données de sites sols semble confirmer la présence de liquides à haute altitude en Arctique (Shupe, 2011). Dans les basses couches, la détermination de la phase est plus incertaine (6.9% et 31% de désaccord). La majorité de ces désaccords représentent des nuages mesurés comme liquides par un néphélomètre aéroporté et classifiés comme pixels « glacés » par CALIPSO-GOCCP.

Comment comparer les simulations climatiques avec CALIPSO-GOCCP ?

La polarisation lidar a été implémentée dans le simulateur de lidar. L'impact de l'utilisation du simulateur de lidar sur les sorties du modèle a été évalué en détail. L'incertitude introduite par le simulateur sur le diagnostic de phase a été évaluée en faisant varier le contenu en eau du modèle en entrée du simulateur. Moins de 0.3% des nuages liquides sont mal classifiés en nuages glacés et aucuns nuages glacés ne sont mal classifiés. Enfin, l'ensemble « LMDZ5B+simulateur » a été comparé aux observations CALIPSO-GOCCP pour évaluer la phase du modèle LMDZ5B.

Que nous révèle l'étude sur la description de la phase dans le modèle LMDZ5B ?

La comparaison des sorties modèles « LMDZ5B+simulateur » avec les observations de phase CALIPSO-GOCCP révèle une sous-estimation des nuages liquides modélisés à toutes les latitudes et pour tous les niveaux d'altitudes. De plus, LMDZ5B produit trop de nuages glacés aux moyennes latitudes et dans les régions polaires. La relation phase-température basée sur des mesures in situ aéroportées utilisée dans LMDZ5B n'est pas adaptée aux GCMs.

Le modèle LMDZ5B est-il sensible à un changement de description de phase ?

Une relation phase-température plus en accord avec les observations CALIPSO-GOCCP est ensuite implémentée dans LMDZ5B. Dans les nouvelles simulations LMDZ5B, les couvertures nuageuses liquides et glacées (sur toute la colonne) et la distribution verticale des

nuages glacés sont améliorées. Toutefois, ce changement crée dans la distribution verticale des nuages liquides des différences avec CALIPSO-GOCCP encore plus prononcées qu'avec les anciennes simulations. D'autres variables telles que l'humidité, le vent vertical, le taux de chauffage sont affectées par le changement de la relation phase-température.

Les flux radiatifs LMDZ5B y sont sensibles également. L'effet radiatif net des nuages au sommet de l'atmosphère indique un refroidissement général de l'atmosphère plus important lorsque la nouvelle relation phase-température est utilisée (une différence de -2.2W/m^2 dans le CRE_{NET}). Les biais dans la distribution verticale de la phase des nuages expliquent les biais dans la simulation des flux au sommet de l'atmosphère. La couverture nuageuse liquide et glacée (intégrée sur toute la colonne) n'est donc pas une variable très pertinente, contrairement à la distribution verticale, pour améliorer les flux au sommet de l'atmosphère.

Que nous apprend CALIPSO-GOCCP la phase des nuages arctiques ?

Des mesures de sites instrumentés en Arctique ont montré la présence de nuages liquides froid (en surfusion) toute l'année. Jusqu'à présent il était impossible de savoir si ces nuages recouvraient l'ensemble de la région ou si leurs présences étaient cantonnées au-dessus des sites instrumentés. Cette question est importante car ces nuages modifient les flux de surface et provoquent la fonte de glace de mer et la calotte de glace. La climatologie hémisphérique CALIPSO-GOCCP nous a permis de conclure sur la représentativité des nuages liquides sur la totalité de la région arctique. En effet, CALIPSO-GOCCP observe des nuages liquides tout au long de l'année sur l'ensemble des océans de la région arctique, avec un maximum d'occurrence pendant l'automne. Ils sont généralement localisés dans les basses couches et peuvent atteindre les hautes couches en été (jusqu'à 7 km). Leurs températures sont comprises entre 0°C et -25°C . L'étude des histogrammes de SR CALIPSO-GOCCP a montré que l'épaisseur optique des nuages liquides est supérieure à celle des nuages glacés dans la région arctique.

Que nous apprend la comparaison de CALIPSO-GOCCP avec les modèles CMIP5 en Arctique ?

En Arctique, les modèles CMIP5 simulent assez bien la distribution spatiale des nuages bas avec des valeurs de couverture nuageuse proches de celles observées, mais ils ne sont pas en mesure de reproduire la variation saisonnière observée. Cependant, le manque de nuages liquides dans les simulations LMDZ5B (et CAM5) induit un biais dans les flux de surface (effet refroidissant) comparé aux observations SHEBA. La plupart des modèles CMIP5 souffrent également de ce biais. Les simulations LMDZ5B utilisant la nouvelle relation phase-température diminuent le biais dans les flux ondes longues net à la surface durant les saisons de transitions. Le dernier rapport de l'IPCC (2007) indique une incertitude dans la prédiction de la température de surface en Arctique plus grande que dans les autres régions.

Une meilleure description de la phase et de sa structure verticale dans les modèles CMIP5, s'appuyant sur les résultats obtenus durant cette thèse, pourrait donc améliorer la modélisation des flux de surface et contribuer à la réduction de l'incertitude des estimations de température de surface en Arctique.

Perspectives

Les résultats des travaux effectués durant cette thèse ouvrent des perspectives à court terme mais également à moyen terme.

Quelques pistes pourraient être explorées directement après la thèse:

La représentation des nuages liquides dans les hautes couches demeure une question ouverte. La comparaison avec d'autres jeux de données tels que des mesures lidars sols ou d'autres mesures in situ pourraient permettre de mieux documenter la présence de liquide à la base des nuages glacés.

Le changement de description de la phase modifie les couvertures nuageuses, le taux de chauffage, l'humidité et le vent vertical. Des simulations à long terme (type AMIP) aideraient à mieux estimer l'impact d'un changement de phase sur ces variables et voir quelles tendances se dégagent. La sensibilité climatique du modèle au changement de description de la phase pourrait également être étudiée. Enfin, inclure d'autres modèles CMIP5 avec des descriptions de phase différentes serait un moyen d'améliorer la connaissance de la phase dans les modèles et les rétroactions qu'elle entraîne.

Certaines perspectives demanderaient plus de temps et d'investigation :

Des observations de phase telles que CALIPSO-GOCCP offrent maintenant la possibilité d'étudier la relation entre la vapeur d'eau et la phase. Cette relation pourrait être mise en évidence par l'utilisation de données de réanalyses, des mesures de lidar vapeur d'eau ou d'autres satellites conjointement aux données de phase CALIPSO-GOCCP. Cette étude permettrait de mieux comprendre la transition de phase en fonction de la vapeur d'eau dans la zone du diagramme de phase située entre -40°C et 0°C . Cela permettrait également d'identifier des biais dans la représentation de l'humidité des nuages modélisés dans cette gamme de température qui sont particulièrement biaisés.

Le lien entre les flux de surface et la phase des nuages en Arctique est clairement établi. L'étude pourrait être étendue à d'autres observations que celle de SHEBA, comme par exemple des données d'observations de sites sols au Groenland. L'analyse de la phase des nuages au Groenland permettrait de mieux comprendre la fusion de la calotte glacière groenlandaise (Bennartz et al., 2013).

Toujours dans la région arctique, le lien entre les nuages et les aérosols a souvent été étudié (de Boer et al., 2009 ; Prenni et al., 2007). La présence de noyaux glaciogènes peut transformer un nuage liquide optiquement épais en nuage de glace optiquement fin en faisant intervenir l'effet Bergeron. CALIPSO-GOCCP pourrait être couplé aux observations d'aérosols CALIOP pour étudier l'influence des aérosols sur le changement de phase d'un nuage et les implications pour les flux/températures de surface.

La phase influence le taux de précipitation d'un nuage (Tao et al., 2012). Par exemple, la phase CALIPSO-GOCCP pourrait aider à comprendre certains biais dans les précipitations (légères) des modèles non seulement dans les régions polaires mais également pour certains nuages des régions tropicales.

Valorisation des résultats de ce travail de thèse

Les données de phase CALIPSO-GOCCP ont été présentées (conférence CFMIP en 2012 à Paris ; 2013 à Hambourg), publiées (Cesana and Chepfer, 2013 ; Cesana et al., 2012) et mises à disposition des utilisateurs de la communauté CFMIP et CMIP par le biais du site CFMIP-Obs. Le développement du module de phase dans le simulateur de lidar a été validé par l'équipe COSP et intégré en opérationnel au programme COSP. La prochaine version de COSP intégrant ce module sera bientôt distribuée et permettra à l'ensemble de la communauté CFMIP d'évaluer la phase nuageuse de leurs modèles en les comparant aux observations CALIPSO-GOCCP.

Enfin d'autres missions satellites verront le jour dans les années à venir. Les connaissances acquises au cours de cette thèse seraient facilement transposables à d'autres missions satellites lidar. Par exemple, le satellite EarthCARE (Hélière et al., 2012) devrait être lancé dans les prochaines années. Il embarquera à son bord le lidar ATLID sensible à la polarisation. Un simulateur de lidar EarthCARE (COSP) est d'ores et déjà en cours de développement au LMD. L'utilisation de ce travail de thèse pourrait servir à développer un diagnostic de phase dans le simulateur de lidar EarthCARE, offrant ainsi la possibilité de disposer d'un jeu de données sur quinze ans en le combinant avec celui de CALIPSO.

Bibliographie

- Barton, N. P., S. A. Klein, J. S. Boyle, and Y. Zhang (2012), Arctic Synoptic Regimes: Comparing domain wide Arctic cloud observations with CAM4 and CAM5 during similar dynamics, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2012JD017589.
- Bennartz R., M. D. Shupe, D. D. Turner, V. P. Walden, K. Steffen, C. J. Cox, M. S. Kulie, N. B. Miller, C. Pettersen (2013), Greenland melt extent enhanced by low-level liquid clouds. *Nature*, 2013; 496 (7443): 83 DOI:10.1038/nature12002
- Bey, I., D. J. Jacob, R. M. Yantosca, J. A. Logan, B. D. Field, A. M. Fiore, Q. Li, H. Y. Liu, L. J. Mickley, and M. G. Schultz (2001), Global modeling of tropospheric chemistry with assimilated meteorology: Model description and evaluation, *J. Geophys. Res.*, 106(D19), 23,073–23,095, doi:10.1029/2001JD000807
- Bodas-Salcedo, A, M. J. Webb, S. Bony, H. Chepfer, J.-L. Dufresne, S. A. Klein, Y. Zhang, R. Marchand, J. M. Haynes, R. Pincus, and V. O. John, (2011), COSP: Satellite simulation software for model assessment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 92, 1023–1043. doi: 10.1175/2011BAMS2856.
- Bodhaine, B. A., N. B. Wood, E. G. Dutton, J. R. Slusser, 1999: On Rayleigh Optical Depth Calculations. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 16, 1854–1861. doi: 10.1175/1520-0426(1999)016<1854:ORODC>2.0.CO;2
- Bony, S. and K. A. Emanuel, 2001: A parameterization of the cloudiness associated with cumulus convection: evaluation using TOGA COARE data. *J. Atmos. Sci.*, 58, 3158–3183.
- Bony, S., M. Webb, C. Bretherton, S. Klein, P. Siebesma, G. Tselioudis, and M. Zhang (2011), CFMIP: Towards a better evaluation and understanding of clouds and cloud feedbacks in CMIP5 models, *CLIVAR Exchanges*, 56, International CLIVAR Project Office, Southampton, United Kingdom, 20–24.
- Borovikov, A.M., Gaivoronskii, I.I., Zak, E.G. Kostarev, V.V. Mazin, I.P. Minervin, V.E. Khrgian, A.Kh. and Shmeter, S.M. (1963), *Cloud physics*. Israel Program of scientific translations, Jerusalem, 393
- Bower, K. N., Moss, S. J., Johnson, D. W., Choulaton, T. W., Latham, J., Brown, P. R. A., Blyth, A. M. and Cardwell, J. (1996), A parametrization of the ice water content observed in frontal and convective clouds. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 122: 1815–1844. doi: 10.1002/qj.49712253605
- Cesana G. and H. Chepfer, (2013), Evaluation of the cloud water phase in a climate model using CALIPSO-GOCCP, *J. Geophys. Res.*, 118, 7922–7937, doi: 10.1002/jgrd.50376

- Cesana, G., J. E. Kay, H. Chepfer, J. M. English, and G. deBoer, (2012), Ubiquitous low-level liquid-containing Arctic clouds: New observations and climate model constraints from CALIPSO-GOCCP, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L20804doi:10.1029/2012GL053385
- Cheng, A., K.-M. Xu, Y. Hu, and S. Kato (2012), Impact of a cloud thermodynamic phase parameterization based on CALIPSO observations on climate simulation, *J. Geophys. Res.*, 117, D09103, doi:10.1029/2011JD017263
- Chepfer H., M. Chiriaco, R. Vautard, J. Spinhirne, (2007), Evaluation of the ability of MM5 meso-scale model to reproduce optically thin clouds over Europe in fall using ICE/SAT lidar space-born observations, *Month. Weath. Rev.*, 135, 7, 2737–2753
- Chepfer, H., S. Bony, D. M. Winker, M. Chiriaco, J.-L. Dufresne, and G. Seze, (2008), Use of CALIPSO lidar observations to evaluate the cloudiness simulated by a climate model, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L15704, doi:10.1029/2008GL034207.
- Chepfer H., S. Bony, D. Winker, G. Cesana, J.L. Dufresne, P. Minnis, C. J. Stubenrauch, S. Zeng, (2010), The GCM Oriented Calipso Cloud Product (CALIPSO-GOCCP), *J. Geophys. Res.*, doi: 10.1029/2009JD012251
- Chepfer H., G. Cesana, D. Winker, B. Getzewich, M. Vaughan, and Z. Liu, (2013), Comparison of two different cloud climatologies derived from CALIOP Level 1 observations: the CALIPSO-ST and the CALIPSO-GOCCP, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, doi: 10.1175/JTECH-D-12-00057.1
- Chiang, C. W., S. K. Das, and J. B. Nee (2008), Lidar depolarization measurements for aerosol source and property studies over Chungli (24.58°N, 121.1°E), *Atmospheric Research*, Vol. 90, 203–210.
- Chiriaco, M., R. Vautard, H. Chepfer, M. Haeffelin, J. Dudhia, Y. Wanherdrick, Y. Morille, A. Protat, (2006), The Ability of MM5 to Simulate Ice Clouds: Systematic Comparison between Simulated and Measured Fluxes and Lidar/Radar Profiles at the SARTA Atmospheric Observatory. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 897–918, doi: 10.1175/MWR3102.1.
- Cloude, S. R. (2009), Depolarization by aerosols: Entropy of the Amsterdam light scattering database, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, Vol. 110, 1665–1676.
- Cole, J., H. W. Barker, N. G. Loeb, K. von Salzen, 2011: Assessing Simulated Clouds and Radiative Fluxes Using Properties of Clouds Whose Tops are Exposed to Space. *J. Climate*, 24, 2715–2727. doi: http:10.1175/2011JCLI3652.1
- Collins, William D., and Coauthors (2006), The Community Climate System Model Version 3 (CCSM3). *J. Climate*, 19, 2122–2143, doi: 10.1175/JCLI3761.1
- Curry, J., Rossow, W.B., Randall, D., Schramm, J.L. (1996), Overview of arctic cloud and radiation characteristics. *J. Climate* 9, 1731–1764, doi: 10.1175/1520-0442(1996)009<1731:OOACAR>2.0.CO;2
- Curry, J. A., et al., (2000), FIRE Arctic Clouds Experiment, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 81, 5 – 29, 2000.

- de Boer, G., Eloranta, E. W. and M. D. Shupe (2009), Arctic Mixed-Phase Stratiform Cloud Properties from Multiple Years of Surface-Based Measurements at Two High-Latitude Locations, *J. Atmos. Sci.*, 66:9, 2874-2887, doi: 10.1175/2009JAS3029.1
- de Boer, G., H. Morrison, M. D. Shupe, and R. Hildner (2011), Evidence of liquid dependent ice nucleation in high-latitude stratiform clouds from surface remote sensors, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L01803, doi:10.1029/2010GL046016.
- de Rooij W.A, Van der Stap C.C.A.H (1984), Expansion of Mie scattering matrices in generalized spherical functions. *Astronomy and Astrophysics*; 131:237–48.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, L., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N. and Vitart, F. (2011), The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 137: 553–597. doi: 10.1002/qj.828
- Del Genio, A. D., M-S.Yao, W. Kovari, K. K-W. Lo, (1996), A Prognostic Cloud Water Parameterization for Global Climate Models. *J. Climate*, 9, 270–304. doi:10.1175/1520-0442(1996)009<0270:APCWPF>2.0.CO;2
- Doutriaux-Boucher, M., and J. Quaas, 2004: Evaluation of cloud thermodynamic phase parametrizations in the LMDZ GCM by using POLDER satellite data, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L06126, doi:10.1029/2003GL019095.
- Doyle, J. G., G. Lesins, C. P. Thackray, C. Perro, G. J. Nott, T. J. Duck, R. Damoah, and J. R. Drummond (2011), Water vapor intrusions into the High Arctic during winter, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L12806, doi:10.1029/2011GL047493.
- Eichler, H., A. Ehrlich, M. Wendisch, G. Mioche, J.-F. Gayet, M. Wirth, C. Emde, and A. Minikin (2009), Influence of ice crystal shape on retrieval of cirrus optical thickness and effective radius: A case study, *J. Geophys. Res.*, 114, D19203, doi:10.1029/2009JD012215.
- Eloranta, E. W. (1998), Practical model for the calculation of multiply scattered lidar returns, *Applied Optics*, Vol. 37, Issue 12, pp. 2464-2472, doi :10.1364/AO.37.002464
- Engvall, A.-C., R. Krejci, J. Ström, R. Treffeisen, R. Scheele, O. Hermansen, and J. Paatero (2008), Changes in aerosol properties during spring-summer period in the Arctic tropospheric aerosol during late spring and summer, *Tellus*, 60B (2008), pp. 392–404, DOI: 10.1111/j.1600-0889.2008.00348.x
- Gates, W. L. (1992), AMIP: The Atmospheric Model Intercomparison Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 73, 1962–1970. doi: 10.1175/1520-0477(1992)073<1962:ATAMIP>2.0.CO;2

- Gayet, J.-F., S. Asano, A. Yamazaki, A. Uchiyama, A. Sinyuk, O. Jourdan, and F. Auriol (2002), Two case studies of continental-type water and maritime mixed-phased stratocumuli over the sea. Part I: Microphysical and optical properties, *J. Geophys. Res.*, 107(D21), 4569, doi:10.1029/2001JD001106.
- Gayet, J.-F., R. Treffeisen, A. Helbig, J. Bareiss, A. Matsuki, A. Herber, and A. Schwarzenboeck (2009), On the onset of the ice phase in boundary layer Arctic clouds, *J. Geophys. Res.*, 114, D19201, doi:10.1029/2008JD011348.
- Gent, P. R., G. Danabasoglu, L. J. Donner, M. M. Holland, E. C. Hunke, S. R. Jayne, D. M. Lawrence, and R. B. Neale, P. J. Rasch, M. Vertenstein, P. H. Worley, Z.-L. Yang and M. Zhang (2011), The Community Climate System Model Version 4. *J. Climate*, 24, 4973–4991. doi:10.1175/2011JCLI4083.1
- Gottelman, A., X. Liu, S. J. Ghan, H. Morrison, S. Park, A. J. Conley, S. A. Klein, J. Boyle, D. L. Mitchell, and J.-L. F. Li (2010), Global simulations of ice nucleation and ice supersaturation with an improved cloud scheme in the Community Atmosphere Model, *J. Geophys. Res.*, 115, D18216, doi:10.1029/2009JD013797.
- Ginet G.P., Madden D., Dichter B.K., Brautigam D.H. (2007), Energetic Proton Maps for the 190 South Atlantic Anomaly, In: Radiation Effects Data Workshop, IEEE, pp. 1-8,191 doi:10.1109/REDW.2007.4342532
- Goloub, P., Herman, M., Chepfer, H., Riedi, J., Brogniez, G., Couvert, P., and Sèze, G. (2000), Cloud Thermodynamical Phase Classification from the POLDER Spaceborne instrument, *J. Geophys. Res.*, 105, 14747–14759.
- Gregory, D., and D. Morris (1996), The sensitivity of climate simulations to the specification of mixed-phase clouds, *Clim. Dyn.*, 12, 641–651.
- Haefelin, M., L. Barthès, O. Bock, C. Boitel, S. Bony, D. Bouniol, H. Chepfer, M. Chiriaco, J. Cuesta, J. Delanoë, P. Drobinski, J.-L. Dufresne, C. Flamant, M. Grall, A. Hodzic, F. Hourdin, F. Lapouge, Y. Lemaître, A. Mathieu, Y. Morille, C. Naud, V. Noël, B. O'Hirok, J. Pelon, C. Pietras, A. Protat, B. Romand, G. Scialom, R. Vautard, 2005: SIRTA, a ground-based atmospheric observatory for cloud and aerosol research." *Annales Geophysicae*, 23, pp 253-275.
- Hagihara, Y., H. Okamoto, and R. Yoshida (2010), Development of a combined CloudSat-CALIPSO cloud mask to show global cloud distribution, *J. Geophys. Res.*, 115, D00H33, doi:10.1029/2009JD012344.
- Hansen, J., L. Nazarenko, R. Ruedy, M. Sato, J. Willis, A. Del Genio, D. Koch, A. Lacis, K. Lo, S. Menon, T. Novakov, J. Perlwitz, G. Russell, G.A. Schmidt, N. Tausnev, Nicholas, (2005), Earth's energy imbalance: Confirmation and implications. *Science* 308, 1431-1435, doi:10.1126/science.1110252
- Hélière A., Gelsthorpe R., Le Hors L., Toulemont Y. (2012), ATLID, the atmospheric lidar on board the Earthcare satellite, International conference on space optics, October 2012, France.

- Heymseld, A. J., and M. R. Hjelmfelt, 1984: Processes of hydrometeor development in Oklahoma convective clouds. *J. Atmos. Sci.*, 41, 2811-2835.
- Heymsfield, A. J., and L. M. Miloshevich, (1993), Homogeneous Ice Nucleation and Supercooled Liquid Water in Orographic Wave Clouds. *J. Atmos. Sci.*, 50, 2335–2353, doi: 10.1175/1520-0469(1993)050<2335:HINASL>2.0.CO;2
- Hourdin F., J-Y Grandpeix, C. Rio, S. Bony, A. Jam, F. Cheruy, N. Rochetin, L. Fairhead, A. Idelkadi, I. Musat, J-L Dufresne, M-P. Lefebvre, A. Lahellec, R. Roehrig, 2012: LMDZ5B: the atmospheric component of the IPSL climate model with revisited parameterizations for clouds and convection, *Climate Dynamics*, accepted, DOI: 10.1007/s00382-012-1343-y.
- Hovenier, J.W., and C.V.M. Van der Mee (1983), Fundamental relationships relevant to the transfer of polarized light in a scattering atmosphere, *Astron. Astrophys.*, 128, 1-16.
- Hu, Y., D. Winker, P. Yang, B. A. Baum, L. Poole, and L. Vann (2001), Identification of cloud phase from PICASSO-CENA lidar depolarization: A multiple scattering sensitivity study. *J. Quant. Spectros. Rad. Transfer*, 70, 569-579, doi: 10.1016/S0022-4073(01)00030-9
- Hu, Y., (2007), Depolarization ratio–effective lidar ratio relation: Theoretical basis for space lidar cloud phase discrimination. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L11812, doi:10.1029/2007GL029584.
- Hu, Y., D. Winker, M. Vaughan, B. Lin, A. Omar, C. Trepte, D. Flittner, P. Yang, S. L. Nasiri, B. A. Baum, W. Sun, Z. Liu, Z. Wang, S. Young, K. Stamnes, J. Huang, R. Kuehn, and R. E. Holz (2009), CALIPSO/CALIOP Cloud Phase Discrimination Algorithm. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 26, No. 11, 2293–2309, DOI: 10.1175/2009JTECHA1280.1
- Hu, Y., S. Rodier, K. Xu, W. Sun, J. Huang, B. Lin, P. Zhai, and D. Josset (2010), Occurrence, liquid water content, and fraction of supercooled water clouds from combined CALIOP/IIR/MODIS measurements, *J. Geophys. Res.*, 115, D00H34, doi:10.1029/2009JD012384
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2007), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by S. Solomon et al., Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K.
- Jiang, H., W. R. Cotton, J. O. Pinto, J. A. Curry, and M. J. Weissbluth (2000), Cloud Resolving Simulations of Mixed-Phase Arctic Stratus Observed during BASE: Sensitivity to Concentration of Ice Crystals and Large-Scale Heat and Moisture Advection. *J. Atmos. Sci.*, 57, 2105–2117. doi: 10.1175/1520-0469(2000)057<2105:CRSOMP>2.0.CO;2
- Jones, C. D., Hughes, J. K., Bellouin, N., Hardiman, S. C., Jones, G. S., Knight, J., Liddicoat, S., O'Connor, F. M., Andres, R. J., Bell, C., Boo, K.-O., Bozzo, A., Butchart, N., Cadule, P., Corbin, K. D., Doutriaux-Boucher, M., Friedlingstein, P.,

- Gornall, J., Gray, L., Halloran, P. R., Hurtt, G., Ingram, W. J., Lamarque, J.-F., Law, R. M., Meinshausen, M., Osprey, S., Palin, E. J., Parsons Chini, L., Raddatz, T., Sanderson, M. G., Sellar, A. A., Schurer, A., Valdes, P., Wood, N., Woodward, S., Yoshioka, M., and Zerroukat, M.: The HadGEM2-ES implementation of CMIP5 centennial simulations, *Geosci. Model Dev.*, 4, 543-570, doi:10.5194/gmd-4-543-2011, 2011.
- Jourdan, O., G. Mioche, T. J. Garrett, A. Schwarzenböck, J. Vidot, Y. Xie, V. Shcherbakov, P. Yang, and J.-F. Gayet (2010), Coupling of the microphysical and optical properties of an Arctic nimbostratus cloud during the ASTAR 2004 experiment: Implications for light-scattering modeling, *J. Geophys. Res.*, 115, D23206, doi:10.1029/2010JD014016.
- Jungclaus, J. H., Lorenz, S. J., Timmreck, C., Reick, C. H., Brovkin, V., Six, K., Segschneider, J., Giorgetta, M. A., Crowley, T. J., Pongratz, J., Krivova, N. A., Vieira, L. E., Solanki, S. K., Klocke, D., Botzet, M., Esch, M., Gayler, V., Haak, H., Raddatz, T. J., Roeckner, E., Schnur, R., Widmann, H., Claussen, M., Stevens, B., and Marotzke, J.: Climate and carbon-cycle variability over the last millennium, *Clim. Past*, 6, 723-737, doi:10.5194/cp-6-723-2010, 2010.
- K-1 model developers (2004): K-1 coupled model (MIROC) description, K-1 technical report, 1, H. Hasumi and S. Emori (eds.), Center for Climate System Research, University of Tokyo, 34pp.
- Kay, J. E. and A. Gettelman (2009), Cloud influence on and response to seasonal Arctic sea ice loss, *J. Geophys. Res.*, doi: 10.1029/2009JD011773
- Kay, J., M. Holland, C.M. Bitz, E. Blanchard-Wrigglesworth, A. Gettelman, A.J. Conley, and D.A. Bailey, (2012):, The influence of local feedbacks and northward heat transport on the equilibrium Arctic climate response to increased greenhouse gas forcing in coupled climate models, *J. Climate*, 25, 5433–5450., doi: 10.1175/JCLI-D-11-00622.1.
- Klein, S. A., and C. Jakob, (1999), Validation and sensitivities of frontal clouds simulated by the ECMWF model, *Mon. Weather Rev.*, 127(10), 2514-253, doi: 10.1175/1520-
- Klein, S.A. et al., (2009) Intercomparison of model simulations of mixed-phase clouds observed during the ARM Mixed-Phase Arctic Cloud Experiment. I: Single-layer cloud, *Quart. J. Royal Meteor. Soc.*, 2009, 135, 979-1002, doi:10.1002/qj.416.
- Klein, S. A., Y. Zhang, M. D. Zelinka, R. Pincus, J. Boyle, and P. J. Gleckler (2013), Are climate model simulations of clouds improving? An evaluation using the ISCCP simulator, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 1329–1342, doi:10.1002/jgrd.50141.
- Konsta D., J.L. Dufresne, H. Chepfer, A. Idelkali, G. Cesana, (2013), Evaluation of clouds simulated by the LMDZ5 GCM using A-train satellite observations (CALIPSO-PARASOL-CERES), *Climate Dynamics*, under review
- Korolev, A. V., Isaac, G. A., Cober, S. G., Strapp, J. W. and Hallett, J. (2003), Microphysical characterization of mixed-phase clouds. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 129: 39–65. doi: 10.1256/qj.01.204

- Kwok, R. & Untersteiner, (2011), N. New high-resolution images of summer sea ice. *Physics Today* 64, 36–41
- Li Z-X, Le Treut H. (1992), Cloud-radiation feedbacks in a general circulation model and their dependence on cloud modelling assumptions. *Clim Dyn* 7:133–139
- Liou, Kuo-Nan, Richard M. Schotland, (1971) Multiple Backscattering and Depolarization from Water Clouds for a Pulsed Lidar System. *J. Atmos. Sci.*, 28, 772–784. doi: 10.1175/1520-0469(1971)028<0772:MBADFW>2.0.CO;2
- Liu, X., J. E. Penner, S. J. Ghan, M. Wang, (2007), Inclusion of Ice Microphysics in the NCAR Community Atmospheric Model Version 3 (CAM3). *J. Climate*, 20, 4526–4547, doi:10.1175/JCLI4264.1
- Liu, X., S. Xie, J. Boyle, S. A. Klein, X. Shi, Z. Wang, W. Lin, S. J. Ghan, M. Earle, P. S. K. Liu, A. Zelenyuk (2011), Testing cloud microphysics parameterizations in NCAR CAM5 with ISDAC and M-PACE observations, *J. Geophys. Res.*, 116, D00T11, doi:10.1029/2011JD015889.
- Marchand, R. T., J. Haynes, G.G. Mace, T. Ackerman, G. Stephens, (2009), A comparison of simulated cloud radar output from the multiscale modeling framework global climate model with CloudSat cloud radar observations, *J. Geophys. Res.*, vol. 114, D00A20, doi:10.1029/2008JD009790.
- Marchand, R., T. Ackerman, M. Smyth, and W. B. Rossow (2010), A review of cloud top height and optical depth histograms from MISR, ISCCP, and MODIS, *J. Geophys. Res.*, 115, D16206, doi:10.1029/2009JD013422.
- Minnis P., Q. Z. Trepte, S. Sun-Mack, Y. Chen, D. R. Doelling, D. F. Young, D. A. Spangenberg, W. F. Miller, B. A. Wielicki, R. R. Brown, S. C. Gibson and E. B. Geier (2008), "Cloud detection in non-polar regions for CERES using TRMM VIRS and Terra and Aqua MODIS data", *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 46, no. 11, pp.3857-3884.
- Minnis, P.; S. Sun-Mack; Young, D.F.; Heck, P.W.; Garber, D.P.; Yang Chen; Spangenberg, D.A.; Arduini, R.F.; Trepte, Q.Z.; Smith, W.L.; Ayers, J.K.; Gibson, S.C.; Miller, W.F.; Hong, G.; Chakrapani, V.; Takano, Y.; Kuo-Nan Liou; Yu Xie; Ping Yang, (2011), CERES Edition-2 Cloud Property Retrievals Using TRMM VIRS and Terra and Aqua MODIS Data—Part I: Algorithms, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 49, 4374–4400, doi:10.1109/TGRS.2011.2144601
- Mioche, G., D. Josset, J.-F. Gayet, J. Pelon, A. Garnier, A. Minikin, and A. Schwarzenboeck (2010), Validation of the CALIPSO-CALIOP extinction coefficients from in situ observations in midlatitude cirrus clouds during the CIRCLE-2 experiment, *J. Geophys. Res.*, 115, D00H25, doi:10.1029/2009JD012376.
- Nam C., S. Bony, J.L. Dufresne, H. Chepfer, (2012), The 'too few, too bright' tropical low-cloud problem in CMIP5 models, *Geophys. Res. Lett.*, 39, 21, doi:10.1029/2012GL053421.

- Morrison, H., M. D. Shupe, and J. A. Curry, (2003), Modeling clouds observed at SHEBA using a bulk microphysics parameterization implemented into a single-column model. *J. Geophys. Res.*, 108, 4255, doi:10.1029/2002JD002229.
- Morrison, H., de Boer, G., G. Feingold, J.Y. Harrington, M.D. Shupe and K. Sulia (2012): Resilience of Persistent Arctic Mixed-Phase Clouds, *Nature Geosci.*, 5, 11-17, doi: 10.1038/NNGEO1332.
- Neale, R.B., et al. (2010), Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM 5.0), NCAR Technical Note 486+STR.
- Noel, V., G. Roy, L. Bissonnette, H. Chepfer, and P. Flamant (2002), Analysis of lidar measurements of ice clouds at multiple incidence angles, *Geophys. Res. Lett.*, 29(9), doi:10.1029/2002GL014828.
- Noel, V., H. Chepfer, M. Haeffelin, Y. Morille, 2006: Classification of Ice Crystal Shapes in Midlatitude Ice Clouds from Three Years of Lidar Observations over the SIRTa Observatory. *J. Atmos. Sci.*, 63, 2978–2991, doi: 10.1175/JAS3767.1
- Noel V., and H. Chepfer (2010), A global view of horizontally oriented crystals in clouds from CALIPSO, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2009JD012365.
- Pal, S. R. and A. I. Carswell (1973), Polarization Properties of Lidar Backscattering from Clouds, *Appl. Opt.* 12, 1530-1535 (1973)
- Pal, S. R. and A. I. Carswell (1985), Polarization anisotropy in lidar multiple scattering from atmospheric clouds, *Applied Optics*, Vol. 24, Issue 21, pp. 3464-3471, 10.1364/AO.24.003464
- Pavelsky T, Boé J, Hall A, Fetzer E (2011), Atmospheric inversion strength over polar oceans in winter regulated by sea ice, *Clim. Dyn.*, 36:945-955, DOI:10.1007/s00382-010-0756-8
- Pavolonis, Michael J., Jeffrey R. Key, 2003: Antarctic Cloud Radiative Forcing at the Surface Estimated from the AVHRR Polar Pathfinder and ISCCP D1 Datasets, 1985–93. *J. Appl. Meteor.*, 42, 827–840. doi: 10.1175/1520-0450(2003)042<0827:ACRFAT>2.0.CO;2
- Pavolonis, M. J., A. K. Heidinger, T. Uttal (2005), Daytime Global Cloud Typing from AVHRR and VIIRS: Algorithm Description, Validation, and Comparisons. *J. Appl. Meteor.*, 44, 804–826. doi: 10.1175/JAM2236.1
- Penner, J. E., M. Andreae, H. Annegarn, L. Barrie, J. Feichter, D. Hegg, A. Jayaraman, R. Leaitch, D. Murphy, J. Nganga, G. Pitari, A. Ackerman, P. Adams, P. Austin, R. Boers, O. Boucher, M. Chin, C. Chuang, B. Collins, W. Cooke, P. DeMott, Y. Feng, H. Fischer, I. Fung, S. Ghan, P. Ginoux, S.-L. Gong, A. Guenther, M. Herzog, A. Higurashi, Y. Kaufman, A. Kettle, J. Kiehl, D. Koch, G. Lammel, C. Land, U. Lohmann, S. Madronich, E. Mancini, M. Mishchenko, T. Nakajima, P. Quinn, P. Rasch, D.L. Roberts, D. Savoie, S. Schwartz, J. Seinfeld, B. Soden, D. Tanré, K. Taylor, I. Tegen, X. Tie, G. Vali, R. Van Dingenen, M. van Weele, Y. Zhang (2001), *Aerosols*,

- their direct and indirect effects, in Report to IPCC From the Scientific Assessment Working Group (WGI), pp. 289–348, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.
- Persson, P. O. G., C. W. Fairall, E. L. Andreas, P. S. Guest, and D. K. Perovich, Measurements near the Atmospheric Surface Flux Group tower at SHEBA: Near-surface conditions and surface energy budget, *J. Geophys. Res.*, 107(C10), 8045, doi:10.1029/2000JC000705, 2002.
- Pincus, R., S. Platnick, S. A. Ackerman, R. S. Hemler, and R. J. P. Hofmann (2012), Reconciling simulated and observed views of clouds: MODIS, ISCCP, and the limits of instrument simulators. *J. Climate*, in press. Last revision Feb, 2012. doi:10.1175/JCLID-11-00267.1.
- Platnick S., M.D. King, S.A. Ackerman, W.P. Menzel, B.A. Baum, J.C. Riedi, R.A. Frey (2003), The MODIS cloud products: Algorithms and examples from Terra. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 41 (2), 459–473, doi:10.1109/TGRS.2002.808301
- Prenni, A. J., J. Y. Harrington, M. Tjernström, P. J. DeMott, A. Avramov, C. N. Long, S. M. Kreidenweis, P. Q. Olsson, and J. Verlinde (2007), Can Ice-Nucleating Aerosols Affect Arctic Seasonal Climate?. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 88, 541–550. Doi :10.1175/BAMS-88-4-541
- Pruppacher, H. R., and J. D. Klett (1997), *Microphysics of Clouds and Precipitation*. Kluwer Academic, 954 pp.
- Ramanathan V, Cess RD, Harrison EF, Minnis P, Barkstrom BR, Ahmad E, Hartmann D. (1989), "Cloud-Radiative Forcing and Climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment", *Science* 243 (4887): 57–63 doi:10.1126/science.243.4887.57
- Rigor, Ignatius G., Roger L. Colony, Seelye Martin, (2000), Variations in Surface Air Temperature Observations in the Arctic, 1979–97. *J. Climate*, 13, 896–914. doi: 10.1175/1520-0442(2000)013<0896:VISATO>2.0.CO;2
- Roeckner, E., Arpe, K., Bengtsson, L., Christoph, M., Claussen, M., Dümenil, L., Esch, M., Giorgetta, M. A., Schlese, U., & Schulzweida, U., (1996), The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate, Tech. Rep. 218, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, Germany.
- Rogers R. R. and M. K. Yau (1989), *A Short Course in Cloud Physics*, third edition, Burlington, Butterworth-Heinemann.
- Rossow, W. B, R. A. Schiffer, P.-J. Lu, and A. Walker, 1991: International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) documentation of cloud data. WMO/TD 266 (revised), World Climate Research Programme (ICSU and WMO), 76 pp.
- Rossow, W.B., and R.A. Schiffer (1999), Advances in understanding clouds from ISCCP. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 80, 2261-2288, doi: 10.1175/1520-0477(1999)080<2261:AIUCFI>2.0.CO;2.

- Rotstajn, Leon D., Brian F. Ryan, Jack J. Katzfey, (2000), A Scheme for Calculation of the Liquid Fraction in Mixed-Phase Stratiform Clouds in Large-Scale Models. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 1070–1088, doi:10.1175/1520-0493(2000)128<1070:ASFCOT>2.0.CO;2
- Sassen, K. (1974), Depolarization of laser light backscattered by artificial clouds. *J. of Appl. Met.*, 13 : 923–933.
- Sassen, K., and R. L. Petrilla (1986), Lidar depolarization from multiple scattering in marine stratus clouds, *Applied Optics*, Vol. 25, Issue 9, pp. 1450-1459, doi:10.1364/AO.25.001450
- Sassen, K., and J. Zhu (2009), A global survey of CALIPSO linear depolarization ratios in ice clouds: Initial findings, *J. Geophys. Res.*, 114, D00H07, doi:10.1029/2009JD012279.
- Shupe, M. D. and J. M. Intrieri (2004), Cloud Radiative Forcing of the Arctic Surface: The Influence of Cloud Properties, Surface Albedo, and Solar Zenith Angle, *J. Climate*, 17, 616–628
- Shupe, M.D., S. Y. Matrosov and T. Uttal (2006), Arctic Mixed-Phase Cloud Properties Derived from Surface-Based Sensors at SHEBA, *J. Atmos. Sci.*, 63:2, 697-711
- Shupe, M. D. (2011), Clouds at Arctic Atmospheric Observatories, Part II: Thermodynamic phase characteristics. *J. Appl. Meteor. Clim.*, 50, 645-661. doi: 10.1175/2010JAMC2468.1
- Stramler, K., A.D. Del Genio, and W.B. Rossow (2011), Synoptically driven Arctic winter states. *J. Climate*, 24, 1747-1762, doi:10.1175/2010JCLI3817.1.
- Stubenrauch, C. J., W. B. Rossow, S. Kinne, S. Ackerman, G. Cesana, H. Chepfer, L. Di Girolamo, B. Getzewich, A. Guignard, A. Heidinger, B. Maddux, P. Menzel, P. Minnis, C. Pearl, S. Platnick, C. Poulsen, J. Riedi, S. Sun-Mack, A. Walther, D. Winker, S. Zeng, G. Zhao, 2012: ASSESSMENT OF GLOBAL CLOUD DATASETS FROM SATELLITES: Project and Database initiated by the GEWEX Radiation Panel, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, doi: 10.1175/BAMS-D-12-00117
- Tao, W.-K., J.-P. Chen, Z. Li, C. Wang, and C. Zhang (2012), Impact of aerosols on convective clouds and precipitation, *Rev. Geophys.*, 50, RG2001, doi:10.1029/2011RG000369
- Taylor, K.E., R.J. Stouffer, G.A. Meehl, 2012: An Overview of CMIP5 and the experiment design.” *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93, doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1
- Tsushima Y., S. Emori, T. Ogura, M. Kimoto, M. J. Webb, K. D. Williams, M. A. Ringer, B. J. Soden, B. Li, N. Andronova. (2006), Importance of the mixed-phase cloud distribution in the control climate for assessing the response of clouds to carbon dioxide increase: a multi-model study. *Climate Dynamics* 27:2-3, 113-126.
- Twomey, S. (1977): "The Influence of Pollution on the Shortwave Albedo of clouds". *J. Atmos. Sci.* 34 (7): 1149–52. doi:10.1175/1520-0469(1977)034<1149:TIOPOT>2.0.CO;2.

- Uppala, S. M., KÅllberg, P. W., Simmons, A. J., Andrae, U., Bechtold, V. D. C., Fiorino, M., Gibson, J. K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G. A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R. P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M. A., Beljaars, A. C. M., Berg, L. V. D., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Hólm, E., Hoskins, B. J., Isaksen, I., Janssen, P. A. E. M., Jenne, R., McNally, A. P., Mahfouf, J.-F., Morcrette, J.-J., Rayner, N. A., Saunders, R. W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K. E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P. and Woollen, J. (2005), The ERA-40 re-analysis. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 131: 2961–3012. doi: 10.1256/qj.04.176
- Uttal, T., et al. (2002), Surface Heat Budget of the Arctic Ocean. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 255-276.
- Van de Hulst, H.C. 1957: *Light scattering by Small Particles*. Dover Publications Inc., New York.
- Voldoire, A., E. Sanchez-Gomez, D. Salas y Méliá, B. Decharme, C. Cassou, S.Sénési, S. Valcke, I. Beau, A. Alias, M. Chevallier, M. Déqué, J. Deshayes, H. Douville, E. Fernandez, G. Madec, E. Maisonnave, M.-P. Moine, S. Planton, D.Saint-Martin, S. Szopa, S. Tyteca, R. Alkama, S. Belamari, A. Braun, L. Coquart, F. Chauvin (2011), The CNRM-CM5.1 global climate model: description and basic evaluation, *Clim. Dyn.*, accepted, DOI:10.1007/s00382-011-1259-y
- Wallace J. M. and P. V. Hobbs (2006), *Atmospheric Science an introduction survey*, International Geophysics Series 92, Associated press, 484pp
- Wang, H., and W. Su (2013), Evaluating and understanding top of the atmosphere cloud radiative effects in Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Fifth Assessment Report (AR5) Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) models using satellite observations, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, doi:10.1029/2012JD018619.
- Webb, M., C. Senior, S. Bony, and J.-J. Morcrette, (2001), Combining ERBE and ISCCP data to assess clouds in the Hadley Centre, ECMWF and LMD atmospheric climate models. *Climate Dyn.*, 17, 905–922
- Weickman, H. K. (1949), *Ber. Deutsch. Wett. Dienst U.S. Zone*, 6.
- Wielicki B.A., B.R. Barkstrom, B.A. Baum, T.P. Charlock, R.N. Green, D.P. Kratz, R.B. Lee, P. Minnis, G.L. Smith, Takmeng Wong, D.F. Young, R.D. Cess, J.A. Coakley, D.A.H. Crommelynck, L. Donner, R. Kandel, M.D. King, A.J. Miller, V. Ramanathan, D.A. Randall, L.L. Stowe, R.M. Welch (1996), *Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES): An earth observing system experiment*. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 853–868.
- Winker, D. M. (2003), Accounting for multiple scattering in retrievals from space lidar, *SPIE*, vol. 5059, doi:10.1117/12.512352
- Winker, D. M., J. P., J. A. Coakley Jr., S. A. Ackerman, R. J. Charlson, P. R. Colarco, P. Flamant, Q. Fu, R. M. Hoff, C. Kittaka, T. L. Kubar, H. Le Treut, M. P. McCormick, G.

- Mégie, L. Poole, K. Powell, C. Trepte, M. A. Vaughan, and B. A. Wielicki, (2010), The CALIPSO Mission: A Global 3D View of Aerosols and Clouds. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 91, 1211–1229, doi:10.1175/2010BAMS3009.1
- Yang, F., Schlesinger, M.E. and Rozanov, E. (2000). Description and performance of the UIUC 24-layer stratosphere/troposphere general circulation model. *Journal of Geophysical Research* 105: doi: 10.1029/2000JD900049. issn: 0148-0227.
- Yoshida, R., H. Okamoto, Y. Hagihara, and H. Ishimoto (2010) Global analysis of cloud phase and ice crystal orientation from Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation (CALIPSO) data using attenuated backscattering and depolarization ratio, *J. Geophys. Res.*, 115, D00H32, doi:10.1029/2009JD012334
- Yun, Y., and J. E. Penner (2012), Global model comparison of heterogeneous ice nucleation parameterizations in mixed phase clouds, *J. Geophys. Res.*, 117, D07203, doi:10.1029/2011JD016506
- Zhang, M., W. Lin, C. Bretherton, J. J. Hack, and P. J. Rasch (2003), A modified formulation of fractional stratiform condensation rate in the NCAR Community Atmospheric Model (CAM2), *J. Geophys. Res.*, 108(D1), 4035, doi:10.1029/2002JD002523.
- Zhang, M. H., W. Y. Lin, S. A. Klein, J. T. Bacmeister, S. Bony, R. T. Cederwall, A. D. Del Genio, J. J. Hack, N. G. Loeb, U. Lohmann, P. Minnis, I. Musat, R. Pincus, P. Stier, M. J. Suarez, M. J. Webb, J. B. Wu, S. C. Xie, M. -S. Yao, J. H. Zhang, (2005), Comparing Clouds And Their Seasonal Variations in 10 Atmospheric General Circulation Models with Satellite Measurements, *J. Geophys. Res.*, 110, D15S02, doi:10.1029/2004JD005021.
- Zuidema .P, B. Baker, Y. Han, J. Intrieri, J. Key, P. Lawson, S. Matrosov, M. Shupe, R. Stone, T. Uttal. (2005) An Arctic Springtime Mixed-Phase Cloudy Boundary Layer Observed during SHEBA. *Journal of the Atmospheric Sciences* 62:1, 160-176

Acronymes

AMIP :	Atmospheric Model Intercomparison Project
ARM :	Atmospheric Radiation Measurement
ASTAR :	Arctic Study of Tropospheric Aerosol Clouds and Radiation
ATB:	Attenuated Total Backscatter
ATB _{perp} :	Perpendicular Attenuated Total Backscatter
ATB _{par} :	Parallel Attenuated Total Backscatter
BTD:	Brightness Temperature Difference
CALIOP :	Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization
CALIPSO :	Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations
CALIPSO-GOCCP :	CALIPSO-GCM-Oriented CALIPSO Cloud Product
CAM4:	Community Atmosphere Model
CanAM4 :	Canadian Atmospheric Model version 4
CERES-TERRA :	Clouds and the Earth's Radiant Energy System Terra
CERES-EBAF :	Clouds and the Earth's Radiant Energy System Energy Balanced and Filled
CFMIP :	Cloud Feedback Model Intercomparison Project
CFMIP-Obs:	Cloud Feedback Model Intercomparison Project-Observations
CIRCLE-2 :	Cirrus Cloud Experiment
Cloudnet :	Cloud Networking
CloudSat :	Cloud Satellite
CMIP5 :	Coupled Model Intercomparison Project Phase 5
CMIP3 :	Coupled Model Intercomparison Project Phase 3
CNES :	Centre National d'Etudes Spatiales.
CNRM-CM5 :	Modèle couplé du Centre National de Recherche Météorologique
COSP:	CFMIP- Observation Simulator Package
CRE :	Cloud Radiative Effect
CRE _{LW} :	Effet radiatif des nuages ondes longues au sommet de l'atmosphère
CRE _{SW} :	Effet radiatif des nuages ondes courtes au sommet de l'atmosphère
CRE _{NET} :	Effet radiatif des nuages net au sommet de l'atmosphère
CTL :	Simulation de Contrôle

EarthCARE :	Earth Clouds, Aerosols and Radiation Explorer
ERA-interim :	ECMWF Reanalysis
ESGF :	Earth System Grid Federation
GCM :	Global Circulation Model
GEWEX :	Global Energy and Water Cycle Experiment
GEWEX-CA :	Global Energy and Water Cycle Experiment Cloud Assessment
GMAO :	Global Modeling and Assimilation Office
HadGEM2 :	Modèle couplé du MetOffice
IPCC :	Intergovernmental Panel on Climate Change
IPSL :	Institut Pierre Simon Laplace
IPSL-CM5 :	Modèle couplé de l'IPSL
ISCCP :	International Satellite Cloud Climatology Project
ITCZ :	Inter-Tropical Convergence Zone
JAXA :	Japan Aerospace Exploration Agency
JFM :	Janvier Février Mars
JJA :	Juin Juillet Août
LMDZ5B :	Laboratoire de Météorologie Dynamique Zoom version 5B
LW :	Long Wave
LW _{SFC,net} :	Flux ondes longues net à la surface
MAM :	Mars Avril Mai
MIROC :	Model for Interdisciplinary Research on Climate
MISR :	Multi-angle Imaging SpectroRadiometer
MODIS :	Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer
MPI-ESM :	Modèle couplé du Max Planck Institute
NASA :	National Aeronautics and Space Administration
PARASOL :	Polarization and Anisotropy of Reflectances for Atmospheric Sciences Coupled with Observations from a Lidar
POLDER :	POlarization and Directionality of the Earth Reflectances
RH :	Relative Humidity
SAA :	Southern Atlantic Anomaly
SCOPS :	Subgrid Cloud Overlap Profile Sampler
SHEBA :	Surface Heat Budget of the Arctic Ocean Project

SIRTA :	Site Instrumental de Recherche par Télédétection Atmosphérique
SON :	Septembre Octobre Novembre
SR:	Scattering Ratio
SST :	Sea Surface Teamperature
ST :	NASA Science Team
SW :	Short Wave
SW _{SFC,net} :	Flux ondes courtes net à la surface
UIUC:	University of Illinois at Urbana-Champaign

Annexe A : Le lidar CALIOP du satellite CALIPSO

Lancée en avril 2006, la mission Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation (CALIPSO, Winker et al., 2010) a été conçue et développée pour donner une nouvelle vision sur les nuages et les aérosols, leurs interactions et leurs rôles dans le système climatique. CALIPSO est équipé du lidar Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP) à son bord. CALIOP est un lidar à deux longueurs d'ondes (532nm et 1064nm), sensible à la polarisation. Le lidar fonctionne sur le même principe que le radar mais pour des longueurs d'onde dans le visible. CALIOP mesure des profils de rétrodiffusion atténuée (ATB) et de dépolarisation avec une largeur de fauchée de 70m au sol. Les résolutions verticales et horizontales sont variables. Au-dessous de 8.2km, la résolution verticale est de 30m et les profils sont espacés de 333m. Entre 8.2km et 20.2km, la résolution verticale est de 60m et les profils sont espacés de 1km. L'ATB moléculaire (ATB_{mol}) correspond à l'ATB en présence de molécules uniquement, c'est à dire en ciel clair. Il n'est pas mesuré et provient des données de réanalyses Global Modeling and Assimilation Office (GMAO, Bey et al., 2001).

$$ATB(z) = (\beta_{part(z)} + \beta_{mol(z)}) \exp \left[-2 \int_z^{TOA} (\eta \alpha_{part(z)} + \alpha_{mol(z)}) dz \right] \quad (A.1)$$

$$ATB_{mol(z)} = \beta_{mol(z)} \exp \left(\int_z^{TOA} \alpha_{mol(z)} dz \right) \quad (A.2)$$

- β_{part} et β_{mol} respectivement les coefficients de rétrodiffusion volumique particulaire et moléculaire en $m^{-1} sr^{-1}$.
- α_{part} et α_{mol} les coefficient d'extinction particulaire et moléculaire en m^{-1} .
- η est le rapport de diffusion multiple (sans dimension).

Annexe B : Fonctionnement du simulateur de lidar

Le simulateur de lidar (Cesana and Chepfer 2013, Chepfer et al., 2008), inclus dans COSP, calcule des profils de rétrodiffusion atténuée (ATB) et de rapport de diffusion (SR) à partir des sorties d'un modèle. Le rapport de diffusion est le rapport (sans dimension) entre l'ATB et l'ATB_{mol} : $SR(z) = ATB(z)/ATB_{mol}(z)$

En télédétection lidar, le SR est employé pour caractériser la présence d'une couche nuageuse (Chepfer et al., 2013). Le fonctionnement du simulateur de lidar se fait en trois principales étapes :

- i) La sortie modèle passe d'abord par le module SCOPS qui divise la maille du modèle en sous-maille, pour reproduire l'échantillonnage d'un satellite.
- ii) Les variables à l'échelle sous-maille sont utilisées par le module simulateur de lidar pour reproduire les profils ATB et SR pour chaque niveau vertical du modèle. Les variables modèles utilisées en entrée du simulateur de lidar, sont :
 - la température
 - la pression
 - la fraction nuageuse
 - le contenu en eau (mixing ratio liquide et glace)
 - le rayon effectif (lorsqu'il est disponible)
- iii) Un module de statistiques est appliqué aux profils d'ATB et de SR. Il reprend les mêmes seuils de détection et la même grille verticale et temporelle que ceux utilisés pour produire les données observées (dans notre cas les données CALIPSO-GOCCP).

Annexe C : Les données d'observations CALIPSO-GOCCP

CALIPSO-GOCCP (Chepfer et al., 2010, 2013) a été développé à partir des mesures du satellite CALIPSO de niveau 1 afin d'évaluer les modèles avec l'utilisation conjointe du simulateur de lidar. CALIPSO-GOCCP est un jeu de données qui documente la distribution spatio-temporelle des nuages (et certaines de leurs propriétés telles que la phase, la température...) à l'échelle globale.

Rapport de diffusion pour restituer le masque nuageux

Pour discriminer les nuages du ciel clair, l'algorithme CALIPSO-GOCCP standard utilise des profils de rapport de diffusion $SR(z) = ATB/ATB_{mol}$ (sans dimension). L'ATB et l' ATB_{mol} sont d'abord moyennés sur 480m verticalement de 0km à 19.2km, pour chaque profil espacé de 333m, avant de calculer le SR (Figure C.1).

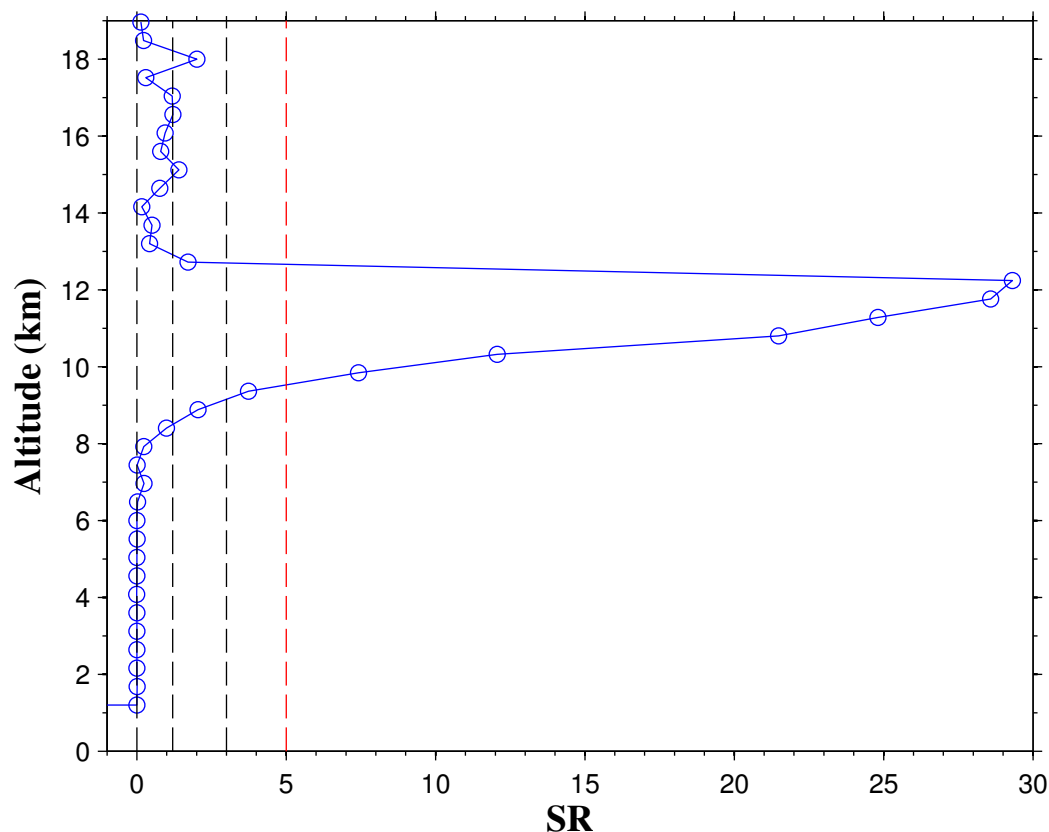


Figure C.1: Exemple de profil SR CALIPSO-GOCCP extrait d'une orbite de nuit du 2007-01-01. Les différentes droites en tiret représentent les seuils utilisés pour classifier les pixels. La droite en tiret rouge correspond au seuil nuageux (SR=5).

Puis, le masque nuageux (**Figure C.2**, haut) est construit en fonction de ces profils SR ($\Delta z=480\text{m}$, $\Delta x,y=333\text{m}$, **Figure C.2**, bas). Un pixel de 480m est dit :

- nuageux pour un $SR > 5$
- clair pour $0.01 < SR < 1.2$
- atténué pour $SR < 0.01$
- incertain pour $1.2 < SR < 5$ ou lorsque la différence $ATB - ATB_{\text{mol}}$ est inférieure à $2.5 \cdot 10^{-3} \text{ km}^{-1} \text{ sr}^{-1}$. Cette différence permet d'éviter les fausses détections dans la haute troposphère lorsque l' ATB_{mol} est très faible.

La **Figure C.2** (haut) nous montre un exemple de masque nuageux CALIPSO-GOCCP. Cette orbite passe au-dessus de l'Afrique dans une zone de convection profonde. Le signal est fortement atténué (pixels noirs) entre -1°N et -6°N et -10°N et -12°N par une succession des nuages hauts puis moyens (pixels rouges). Ainsi, le lidar ne détecte pas toujours les couches nuageuses les plus basses.

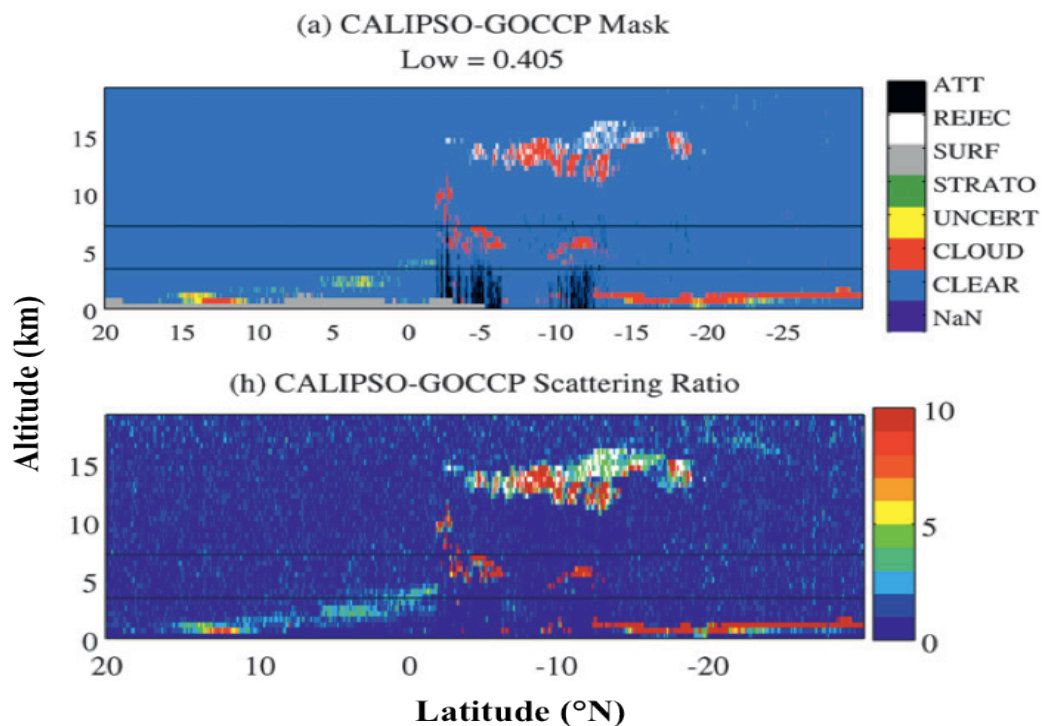


Figure C.2: Morceau d'orbite de nuit croisant l'équateur à environ 13.8°E au dessus du Sahara et de l'océan atlantique du sud-est, le 1^{er} janvier 2007 (2007-01-01T00-22-49Z). La Figure du haut représente le masque nuageux de CALIPSO-GOCCP. Les pixels noirs correspondent aux pixels considérés comme totalement atténués. La Figure du bas représente le rapport de diffusion (SR) qui permet la discrimination des pixels nuageux dans CALIPSO-GOCCP (nuageux si $SR > 5$). Les valeurs proches de 0 ou inférieures à 0 correspondent aux pixels totalement atténués. Les lignes horizontales noires séparent les niveaux bas, moyens et hauts ($z=3.36\text{km}$ et $z=6.72\text{km}$).

Les différents fichiers CALIPSO-GOCCP

CALIPSO-GOCCP se décline en quatre types de fichiers, obtenus à partir de calculs basés sur le masque nuageux:

- **Instantanés (instant)** : pour chaque orbite du satellite, ils contiennent des variables (SR, ATB, Température...) moyennées verticalement sur 480m de 0 à 19.2km, en conservant la résolution horizontale initiale du lidar CALIOP (1 profil tous les 333m).

- **Fractions nuageuses zonales (3D)** : il s'agit de statistiques de nuages moyennées horizontalement et verticalement sur différentes grilles longitude-latitude-altitude, pour chaque jour. Les pixels nuageux sont accumulés et divisés par le nombre de profils dans chaque boîte longitude-latitude-altitude, sans tenir compte des profils totalement atténués. Au cours de cette thèse, nous avons principalement utilisé la grille longitude-latitude-altitude $2^\circ \times 2^\circ \times 480\text{m}$. Dans le cas contraire, nous avons indiqué la grille utilisée.

- **Couvertures nuageuses (Map)** : ce sont des statistiques journalières de nuages moyennées sur une grille horizontale pour trois couches verticales ou intégrées toute la colonne: si au moins un pixel de 480m est nuageux dans les niveaux bas ($0 < z < 3.36\text{km}$), il est accumulé puis divisé par le nombre total de profils dans la boîte longitude-latitude (à l'exception des profils totalement atténués). La même méthode est utilisée pour les niveaux moyen ($3.36 < z < 6.72\text{km}$), haut ($z > 6.72\text{km}$) et total (sur toute la colonne).

- **Histogramme de SR (SR_Histo)** : les pixels de 480m sont accumulés en fonction de leur valeur de SR dans 18 boîtes (de -10000 à 10000) sur la grille 3-D sélectionnée (e.g. $2^\circ \times 2^\circ \times 480\text{m}$), pour chaque jour.

Plus de détails et de figures sur le site CFMIP-Obs :

http://climserv.ipsl.polytechnique.fr/cfmip-obs/Calipso_goccp.html

Annexe D : Calcul du bilan radiatif

Rayonnement net au sommet de l'atmosphère

Dans la littérature (Wielicki et al., 1996), le bilan énergétique terrestre est quantifié par le calcul au sommet de l'atmosphère du flux sortant en fonction du flux solaire incident tel que :

$$R = S(1-\alpha) - F = Q - F \quad (D.1)$$

- R est le rayonnement net en W/m^2
- S est le rayonnement solaire incident au sommet de l'atmosphère en W/m^2
- α est l'albédo planétaire (rapport entre l'énergie réfléchie et entrante)
- F est le rayonnement ondes longues (LW) sortant en W/m^2 , émis par la Terre et l'atmosphère
- Q est le rayonnement solaire absorbé en W/m^2

Bilan d'énergie à la surface

Le bilan d'énergie peut-être fait à la surface plutôt qu'au sommet de l'atmosphère. De cette façon on peut estimer le taux de chauffage au sol. Le flux de surface onde longue/courte/net (respectivement LW_{NET} , SW_{NET} , NET) est la différence du rayonnement qui arrive au sol moins le rayonnement qui repart vers le sommet de l'atmosphère.

$$LW_{NET} = LW_{\downarrow} - LW_{\uparrow} \quad (W/m^2) \quad (D.2)$$

$$SW_{NET} = SW_{\downarrow} - SW_{\uparrow} \quad (W/m^2) \quad (D.3)$$

$$NET = LW_{NET} + SW_{NET} \quad (W/m^2) \quad (D.4)$$

Un rayonnement net positif signifie que la surface se réchauffe alors qu'un rayonnement négatif signifie une baisse de la température de surface.

Effet radiatif des nuages

Pour mesurer la contribution radiative des différents nuages, de nombreuses études (Ramanathan et al., 1989) utilisent la notion d'effet radiatif des nuages (CRE, aussi appelé forçage radiatif des nuages CRF) en fonction de la longueur d'onde du rayonnement, ondes courtes (CRE_{SW}) ou ondes longues (CRE_{LW}) calculé au sommet de l'atmosphère (TOA). La

somme des contributions radiatives des nuages à toutes les longueurs d'ondes est appelée le CRE_{NET} :

$$CRE_{SW} = SW\uparrow_{clear\ sky} - SW\uparrow_{all\ sky} \quad (W/m^2) \quad (D.5)$$

$$CRE_{LW} = LW\uparrow_{clear\ sky} - LW\uparrow_{all\ sky} \quad (W/m^2) \quad (D.6)$$

$$CRE_{NET} = CRE_{SW} + CRE_{LW} \quad (W/m^2) \quad (D.7)$$

- $SW\uparrow_{clear\ sky}$ et $SW\uparrow_{all\ sky}$ sont les flux ondes courtes sortant respectivement en ciel clair (absence de nuages et d'aérosols) et pour tout type de ciel (incluant les nuages), en W/m^2
- $LW\uparrow_{clear\ sky}$ et $LW\uparrow_{all\ sky}$ sont les flux ondes longues sortant respectivement en ciel clair et pour tout type de ciel, en W/m^2

Annexe E : Publications

Annexe E1 : Evaluation of the cloud water phase in a climate model using CALIPSO-GOCCP

Article publié par Cesana G. et Chepfer H. dans la revue Journal of Geophysical Research : Atmosphere, volume 118, issue 14, pages 7922-7937, le 27 juillet 2013, doi: 10.1002/jgrd.50376

Annexe E2 : Ubiquitous low-level liquid-containing Arctic clouds: New observations and climate model constraints from CALIPSO-GOCCP

Article publié par Cesana G., Kay J. E., Chepfer H., English J. M. and de Boer G. dans la revue Geophysical Research Letter : Volume 39, issue 20,28 le 19 octobre 2012, doi:10.1029/2012GL053385.

Annexe E3 : How well do climate models simulate cloud vertical structure? A comparison between CALIPSO-GOCCP satellite observations and CMIP5 models

Article publié par Cesana G. et Chepfer H. dans la revue Geophysical Research Letter : Volume 39, issue 20,28 le 19 octobre 2012, doi : 10.1029/2012GL053153.

Evaluation of the cloud thermodynamic phase in a climate model using CALIPSO-GOCCP

Grégory Cesana¹ and Hélène Chepfer¹

Received 11 June 2012; revised 22 March 2013; accepted 25 March 2013.

[1] Level 1 measurements, including cross-polarized backscatter, from the Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization lidar, have been used to document the vertical structure of the cloud thermodynamic phase at global scale. We built a cloud phase identification (liquid, ice, or undefined) in the Global Climate Model (GCM)–oriented Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation (CALIPSO) Cloud Product (GOCCP) and analyzed the spatial distribution of liquid and ice clouds in five January, February, March (JFM) seasons of global-scale observations (2007–2011). We developed a cloud phase diagnosis in the Cloud Feedback Model Intercomparison Program Observation Simulator Package to evaluate the cloud phase description in the LMDZ5B climate model. The diagnosis in the simulator is fully consistent with the CALIPSO-GOCCP observations to ensure that differences between the observations and the “model + simulator” ensemble outputs can be attributed to model biases. We compared the liquid and ice cloud vertical distributions simulated by the model with and without the simulator to quantify the impact of the simulator. The model does not produce liquid clouds above 3 km and produces ice instead of liquid at low and middle altitudes in polar regions, as well as along the Intertropical Convergence Zone. The model is unable to replicate the observed coexistence of liquid and ice cloud between 0°C and –40°C. Liquid clouds dominate $T > -21^\circ\text{C}$ in the observations, $T > -12^\circ\text{C}$ in the model + simulator, and $T > -7.5^\circ\text{C}$ in the model parameterization. Even if the simulator shifts the model cloud phase parameterization to colder temperature because of the lidar instrument peculiarities, the cloud phase transition remains too warm compared to the observations.

Citation: Cesana, G., and H. Chepfer (2013), Evaluation of the cloud thermodynamic phase in a climate model using CALIPSO-GOCCP, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, doi:10.1002/jgrd.50376.

1. Introduction

[2] Water coexists in three thermodynamic states (gas, liquid, and solid) in the atmosphere. This state impacts directly the Earth’s energetic balance: changes in water states are accompanied by a release of latent heat, and the interactions between water and radiation depend on it. As an example, while water vapor mostly contributes to the greenhouse effect that warms the Earth, dense liquid clouds have a strong albedo effect that cools it, and cold semitransparent ice clouds produce both albedo and greenhouse effects [e.g., Kiehl and Trenberth, 1997]. For the above reasons, characterizing the energy exchanges, which take place in the atmosphere, necessitates knowing precisely not only the amount and spatiotemporal distribution of clouds but also their partition between liquid and ice water.

[3] In theory, the local amount of liquid and ice water in the atmosphere is predictable from the temperature and

the partial water vapor pressure as described by the Clausius-Clapeyron equation: when the water vapor pressure is sufficient, liquid water particles will form at temperatures above 0°C, whereas ice will form below –40°C. Between 0°C and –40°C, either ice or liquid particles can form, depending on the water vapor available and (to a smaller extent) on the amount and type of condensation and ice nuclei available. However, environmental conditions (temperature, water vapor, and nuclei) are not known at global scale with enough precision and spatiotemporal resolution for the theory to predict the cloud thermodynamic phase all over the globe.

[4] As a consequence, the description of liquid and ice clouds in climate models is poorly constrained due to the lack of adequate information either on the environmental conditions that pilot the water phase or on the liquid and ice water distributions in the atmosphere. This lack of knowledge has led to different (and unverified) descriptions of cloud thermodynamic phase from one model to another, which contributes to cloud climate feedback uncertainties [e.g., Yokohata *et al.*, 2005], and may limit the ability of the climate model to reproduce observed net radiative fluxes in specific regions such as the Arctic [e.g., Cesana *et al.*, 2012].

[5] Most of our knowledge of cloud thermodynamic phase at global scale is derived indirectly from brightness

¹Laboratoire de Météorologie Dynamique, Institut Pierre-Simon Laplace, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.

Corresponding author: G. Cesana, Laboratoire de Météorologie Dynamique, Institut Pierre-Simon Laplace, Ecole Polytechnique, Rt. de Saclay, FR-91128 Palaiseau CEDEX, France. (gregory.cesana@lmd.polytechnique.fr)

temperature measurements collected by satellites, such as Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) [Barnes *et al.*, 1998; Platnick *et al.*, 2003] and International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) [Rossow and Schiffer, 1999]. The radiometers Polarization and Directionality of the Earth's Reflectances (POLDER) [Deschamps *et al.*, 1994] or Polarization and Anisotropy of Reflectances for Atmospheric Sciences Coupled with Observations from a Lidar use an original technique: they measure the state of polarization of the scattered solar light, which directly gives the sphericity (liquid droplet) or nonsphericity (ice crystals) of cloud particles [Goloub *et al.*, 2000]. POLDER observations have been used to evaluate the description of the thermodynamic phase in LMDZ [Doutriaux-Boucher and Quaas, 2004]. This cloud phase measurement has the advantage of being independent of the temperature but gives only vertically integrated information on the cloud phase. Since June 2006, vertical profiles of depolarization are directly measured by the Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization [CALIOP on board Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation (CALIPSO)] lidar [Winker *et al.*, 2009] every one-third kilometer with a laser beam diameter of 70 m and a vertical resolution of 30–60 m. These measurements give information on the sphericity of the cloud particles. As a consequence, the observations contain direct information on the vertical distribution of the thermodynamic water phase of clouds.

[6] The definition of clouds or cloud types is not unique. It differs among observations (e.g., clouds detected by a lidar may not be detected by a radar or by passive remote sensing), among climate models (e.g., conversion from condensed water to cloud cover is not direct), and between models and observations (e.g., models predict clouds at each atmospheric level where condensation occurs, while observations may not detect clouds overlapped by thick upper level clouds). A comparison between modeled and observed clouds thus requires a consistent definition of clouds, which takes into account the effects of viewing geometry, sensors' sensitivity, and vertical overlap of cloud layers. For this purpose, clouds simulated by climate models are often compared to observations through a model-to-satellite approach: model outputs are used to diagnose some quantities that would be observed from space if satellites were flying above an atmosphere similar to that predicted by the model [e.g., Klein and Jakob, 1999; Webb *et al.*, 2001; Zhang *et al.*, 2005; Bodas-Salcedo *et al.*, 2008; Chepfer *et al.*, 2008; Marchand *et al.*, 2009; Cesana and Chepfer, 2012].

[7] Within the framework of the Cloud Feedback Model Intercomparison Project (CFMIP, <http://www.cfmip.net>), which is now coordinated as part of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) [Taylor *et al.*, 2012], a package named COSP (“CFMIP Observation Simulator Package”) [Bodas-Salcedo *et al.*, 2011] has been developed to evaluate in a consistent way the cloud cover predicted by climate models with that derived from different satellite observations. This software simulates observations that would be collected by satellites flying over the atmosphere predicted by a model. It is used within CMIP5 and CFMIP2 experiments to evaluate the cloud cover and vertical distribution in climate models

by comparing actual satellite observations with synthetic ones. COSP contains a subgridding module called Subgrid Cloud Overlap Profile Sampler [Klein and Jakob, 1999]. It generates stochastically 50 subgrid columns from each model gridbox and includes modules to simulate several satellite instruments: CALIPSO [Chepfer *et al.*, 2008], CloudSat [Marchand *et al.*, 2009], ISCCP [Klein and Jakob, 1999; Webb *et al.*, 2001], MODIS [Pincus *et al.*, 2012], and Multiple Imaging Spectroradiometer [Marchand and Ackerman, 2010].

[8] This current study has a dual purpose. The first is to document and better understand the partition of liquid and ice water within clouds at global scale by using a new cloud phase climatology called Global Climate Model (GCM)-oriented CALIPSO Cloud Product (CALIPSO-GOCCP). The second is to propose a methodology to evaluate the description of liquid and ice clouds in climate models. For these purposes, we analyze polarized lidar profiles (Level 1, version 3) observed from CALIOP (section 2) and discriminate liquid and ice clouds. By using the output from the LMDZ5B climate model, we simulate the polarized profiles that would be observed by a lidar flying over the modeled atmosphere (section 3). Then, we define a diagnosis to discriminate the cloud phase (ice/liquid/undefined) at each altitude level within a lidar profile. In section 4, we apply this diagnosis identically to the observed and simulated lidar profiles and build global maps of cloud phase (observed and simulated) by accumulating several months of data. We then compare the cloud phase distributions deduced from the observations with the ones simulated by the ensemble “model + lidar simulator,” and we evaluate the cloud thermodynamic phase in the atmospheric component of the Institut Pierre-Simon Laplace climate model.

2. Observation of Cloud Thermodynamic Phase With the CALIOP Lidar on Board CALIPSO

2.1. Physical Basis

[9] Previous studies [Hu, 2007; Hu *et al.*, 2009, 2010; Yoshida *et al.*, 2010; Cheng *et al.*, 2012] retrieved the cloud thermodynamic phase using a relationship between the depolarization ratio and the attenuated backscatter profiles measured from CALIOP. In contrast to the studies mentioned above, our diagnosis uses CALIPSO version 3 measurements of attenuated total backscatter (ATB) and cross-polarized ATB (ATB_{\perp}) at a fixed vertical resolution of 480 m to discriminate liquid and ice clouds.

[10] First, the cloud is detected using the CALIPSO-GOCCP algorithm [Chepfer *et al.*, 2010] designed to evaluate cloud distribution in climate models. It uses lidar profiles collected every 330 m along the satellite flight track at a fixed vertical resolution of 480 m. Cloud detection is applied to each pixel of each lidar profile: the pixel is flagged as cloudy if the value of the scattering ratio ($SR = ATB/ATB_{mol}$) is higher than 5. ATB is the attenuated backscatter, and ATB_{mol} is the attenuated backscatter in clear sky (no particles, only molecules). Figure 1a shows an example of cloud detection along a single CALIOP orbit.

[11] Second, the cloud phase discrimination uses the possible change in the state of polarization of the laser light backscattered (scattering angle $\Theta = \pi$) by the particles

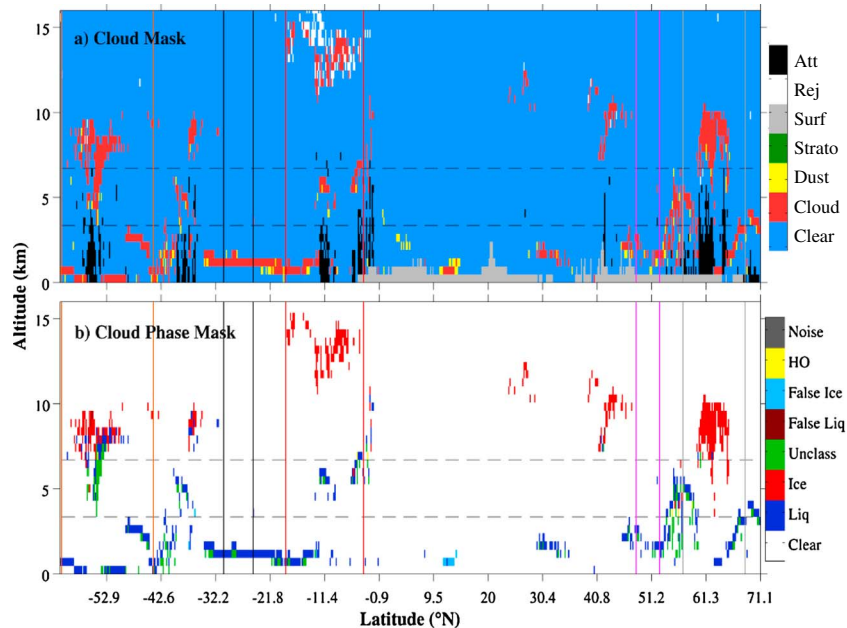


Figure 1. CALIPSO orbit, 1 January 2007 during nighttime (latitude between $72^{\circ}13'$ and $-58^{\circ}93'$; longitude between $173^{\circ}85'$ and $-4^{\circ}86'$). (a) Cloud mask CALIPSO-GOCCP. (b) Cloud phase mask CALIPSO-GOCCP. “Noise” stands for nonphysical value (depolarization ratio higher than 1), “HO” for horizontally oriented particles, “False Liq” for cloudy pixels classified as liquid (respectively ice) while temperature is lower than -42°C (respectively higher than 0°C), and “Unclass” for cloud located below a cloudy pixel with $\text{SR} > 30$. The temperature is taken from GMAO data (Global Modeling and Assimilation Office) [Bey *et al.*, 2001], which is part of CALIPSO Level 1 ancillary data. For each CALIOP Level 1 profile, we interpolate the GMAO temperature over the 480 m vertical levels of CALIPSO-GOCCP and use it as the cloudy pixel temperature.

composing the cloud. The incident laser light is initially linearly polarized, and after backscattering by the cloud particles, the lidar telescope measures (1) the backscattered attenuated signal collected in the cross-polarized direction (ATB_{\perp}) relative to the incident laser light and (2) the total backscatter attenuated signal ($\text{ATB} = \text{ATB}_{\perp} + \text{ATB}_{\parallel}$). If the effects of multiple scattering are neglected, the spherical particles (liquid droplets) do not change the state of polarization of the backscatter light, for a scattering angle of 180° exactly leading to $\text{ATB}_{\perp} = 0$ [i.e., Van de Hulst, 1957; Mishchenko and Travis, 1997], whereas backscattering by nonspherical particles (ice crystals) changes the state of polarization, leading to large values of ATB_{\perp} at 180° . Multiple scattering effects modify this simple view [Platt, 1981], by increasing the ATB_{\perp} for liquid clouds, because some scattering occurs at scattering angles slightly different from 180° within azimuthal planes different from the incident one, and produce ATB_{\perp} larger than zero [Pal and Carswell, 1985].

2.2. Case Study

[12] Figure 2 shows 2-D histograms of ATB and ATB_{\perp} , called “phase diagrams,” obtained for different cloud types defined by their height and temperature. The coldest clouds appear in the tropics (-40°C to -75°C , $z > 8$ km, between red vertical lines in Figure 1a) and polar regions (-40°C to -60°C , not shown). They exhibit similar phase diagrams

typical of ice clouds (Figure 2a), which is consistent with the fact that liquid is unlikely at temperatures below -40°C .

[13] Warmer (-10°C to -50°C , $z > 8$ km, between orange vertical lines in Figure 1a) middle-latitude clouds can contain both liquid and ice because they are warmer than the temperature below which homogeneous ice nucleation occurs (about -40°C). As a consequence, the phase diagram for these clouds (Figure 2b) is slightly different from the previous one: a second branch is visible, along near-zero ATB_{\perp} , consistent with the presence of liquid (section 2.1).

[14] Tropical and middle-latitude warm clouds ($z < 3$ km) without any clouds above (between magenta vertical lines in Figure 1a) show a phase diagram typical of liquid water (Figure 2c): ATB_{\perp} increases slightly with ATB because of multiple scattering [Sassen and Pettrilla, 1986]. Despite this effect, ATB_{\perp} remains significantly lower than in ice clouds most of the time. The overall pattern can be clearly discriminated from an ice cloud signature (Figures 2a and 2b), except for $\text{ATB} < 0.02 \text{ km}^{-1} \text{ sr}^{-1}$.

[15] When we consider more complex scenes, e.g., a low-level cloud with a higher one above or an optically thick stratocumulus (between vertical black lines in Figure 1a), the phase diagrams (Figure 2e) become more complex due to the decreased signal-to-noise ratio. The attenuation of the top cloudy layer within the stratocumulus, as well as the numerous photon reflections inside the cloud, introduce additional noise into the lidar signal particularly in

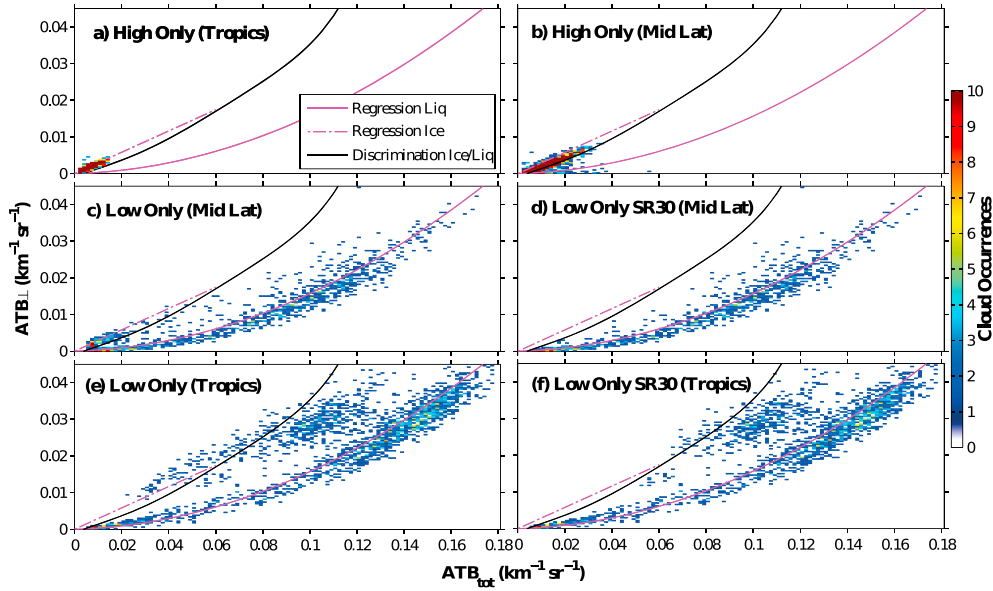


Figure 2. Phase diagrams for different pieces of the orbit. Number of cloudy pixels as a function of the perpendicular attenuated total backscatter (ATB_{\perp} in the y axis) and the attenuated total backscatter (ATB in the x axis) observed by CALIPSO at a vertical resolution of $\Delta z = 480$ m. (a) High-altitude ($z > 8$ km) tropical clouds located between the red lines in Figure 1a. (b) High-altitude ($z > 8$ km) middle-latitude clouds located between the orange lines in Figure 1a. (c) Low-altitude ($z < 3$ km) middle-latitude clouds with no high clouds above located between the magenta lines in Figure 1a. (d) Same as Figure 2c but excluding clouds located below another cloud with $SR > 30$. (e) Low-altitude ($z < 3$ km) stratocumulus clouds located between the black lines in Figure 1a. (f) Same as Figure 2e but excluding clouds located below another cloud with $SR > 30$. The solid magenta line (respectively dash-dotted magenta) shows the relationship between ATB and ATB_{\perp} for low cloud pixels only (respectively high clouds). The “phase discrimination line” (black line) is the threshold used to distinguish ice clouds (above the line) from liquid clouds.

the cross-polarized profile. It artificially increases ATB_{\perp} . To avoid false phase detection produced by this additional noise, we exclude the cloudy pixels located at lower altitudes than a cloudy pixel with $SR > 30$ (Figures 2d and 2f). Comparing Figure 2c with Figure 2d, and Figure 2e with Figure 2f, indicates that most of the cloudy pixels that were behaving like ice in Figures 2c and 2e have been removed.

[16] This case study shows that the phase diagrams may be used to distinguish the water phase. Ice clouds generally have ATB lower than $0.1 \text{ km}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ and are located along a straight line (magenta dashed-dotted line in Figure 2). Liquid clouds can have a high value of ATB and are located along a parabolic curve (solid magenta line in Figure 2). As the lidar beam penetrates a dense liquid cloud, the values of ATB as well as ATB_{\perp} increase due to multiple scattering [Hu *et al.*, 2001], which explains the parabolic shape of the solid magenta line. Moreover, water clouds can produce larger values of ATB than ice clouds because of multiple scattering, larger cloud optical depths, or very small particle radii.

2.3. Statistics Over 3 Months

2.3.1. Cloud Phase Determination

[17] Figure 3 shows the phase diagram obtained when accumulating 3 months (JFM 2010) of CALIPSO-

GOCCP observations over the globe. Figure 3a contains all cloudy pixels regardless of their temperature. Figure 3b is for warm ($T > 0^{\circ}\text{C}$ and $z < 3$ km) clouds that can confidently be considered as liquid. Figure 3c is the phase diagram for cold ($T < -40^{\circ}\text{C}$ and $z > 8$ km) clouds only, which can confidently be considered as ice. These statistical diagrams (Figures 3b and 3c) are consistent with the typical behavior observed in the previous case study (Figure 2): cold clouds (Figure 3c) remain along the “ice” parameterization (magenta dashed-dotted line), i.e.,

$$ATB_{\perp} = 0.29 \cdot ATB \quad (1)$$

and the warm clouds remain along the “liquid water” parameterization (parabolic magenta curve), i.e.,

$$ATB_{\perp} = 1.39 \cdot ATB^2 + 1.76 \cdot 10^{-2} \cdot ATB \quad (2)$$

[18] This suggests that ice and liquid clouds can be distinguished as a function of their ATB and ATB_{\perp} using a discrimination line. The phase discrimination line (i.e., the black curve in Figures 2 and 3) has been built from the phase diagram (Figure 4a) of the ice fraction with

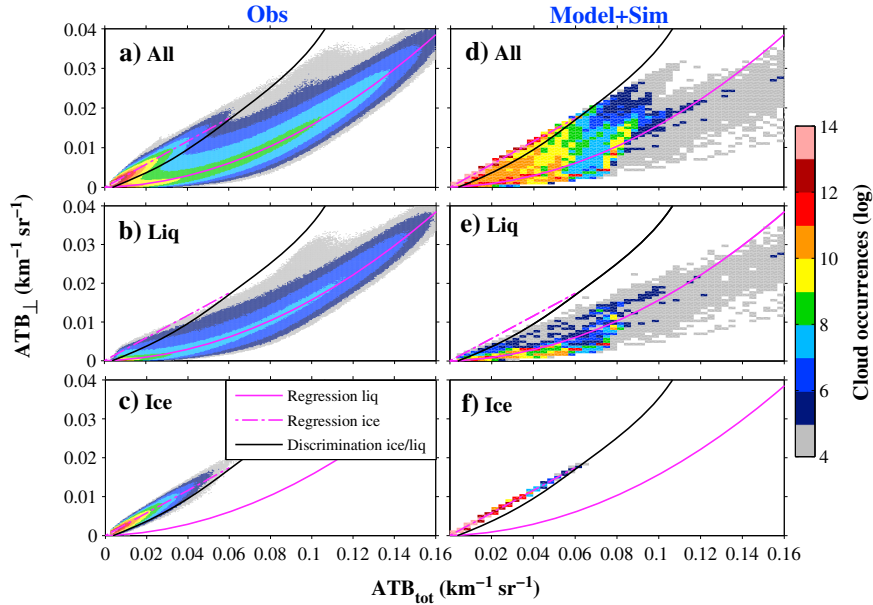


Figure 3. Global phase diagrams. Number of cloudy pixels (log) as a function of the perpendicular attenuated total backscatter (ATB_{\perp} in the y axis) and the attenuated total backscatter (ATB in the x axis) for JFM 2010 at a vertical resolution of $\Delta z = 480$ m, (left column) as observed by CALIPSO-GOCCP and (right column) as simulated at the subgrid scale by the “LMDZ GCM+COSSP lidar simulator.” All cloudy pixels regardless of their temperature in (a) observations and (d) simulations. High cold cloudy pixels only ($z > 8$ km and $T < -40^{\circ}\text{C}$) in (b) observations and (e) simulations. Low warm cloudy pixels only ($z < 3$ km and $T > 0^{\circ}\text{C}$) without cloud above in (c) observations and (f) simulations. The solid magenta line (respectively dash-dotted magenta) shows the relationship between ATB and ATB_{\perp} for low cloud pixels only (respectively high clouds). The “phase discrimination line” (black line) is the threshold used to distinguish ice clouds (above the line) from liquid clouds (below the line).

respect to the total condensate, including only the warm ($T > 0^{\circ}\text{C}$ and $z < 3$ km) and cold ($T < -40^{\circ}\text{C}$ and $z > 8$ km) cloudy pixels, excluding clouds with temperatures ranging between -40°C and 0°C . The warm (respectively cold) clouds can unambiguously be considered as liquid (respectively ice) and do not contain mixed phase. The phase discrimination line is defined as the isoline 50% in Figure 4a: the ice fraction is equal to the liquid fraction. The phase discrimination line fits the following equation:

$$ATB_{\perp} = 9.032 \cdot 10^{-3} \cdot ATB^5 + 2.136 \cdot 10^{-3} \cdot ATB^4 + 173.396 \cdot ATB^3 - 3.951 \cdot ATB^2 + 0.256 \cdot ATB - 9.478 \cdot 10^{-4} \quad (3)$$

[19] The gray (respectively pink) boxes are the ones where warm clouds ($T > 0^{\circ}\text{C}$; respectively cold clouds, $T < -40^{\circ}\text{C}$) represent 100% of the points. The ambiguous region (between 10% and 90% ice fractions in Figure 4a) is relatively thin (blue to red color in Figure 4a) and contains 1.2% of the cloudy pixels. The sensitivity of the results to the position of the phase discrimination line will be discussed in section 4, considering the curve located along the 10% or 90% isolines.

[20] In the rest of the paper, we used the phase diagram to classify each cloudy pixel in each profile as “ice,” “liquid,” or “undefined” water phase. Cloudy pixels above the phase

discrimination line are classified as “ice” and those below as “liquid.” The “undefined” class (10.3% of cloudy pixels) contains the ambiguous cloudy pixels: (1) below another cloud with $SR > 30$ (as discussed in the previous section), (2) with a nonphysical value of depolarization (higher than 1 or $ATB_{\parallel} < 0$ and/or $ATB_{\perp} < 0$), and (3) containing typical signatures of horizontally oriented particles (high ATB and ATB_{\perp} close to 0) [e.g., Noel and Chepfer, 2010].

[21] Moreover, cloudy pixels colder than -42°C (respectively warmer than 0°C) but identified as liquid (respectively ice) using the phase diagram are classified as ice (respectively liquid). It represents 0.14% (respectively 0.62%) of all the cloudy pixels, which indicates that the phase discrimination is independent of the temperature in more than 99% of the cases. Figure 1b shows the cloud phase mask obtained when applying this algorithm to the orbit presented in Figure 1a.

2.3.2. Sensitivity of the Phase Diagram to the Vertical Resolution of the Lidar Profiles

[22] For a given vertical resolution, an optically thicker cloud contains more particles, and therefore, the probability for the photon to be scattered before coming back in the lidar telescope [Pal and Carswell, 1985] is larger. This is the multiple scattering effect. From this statement, the pattern of the phase diagram is expected to vary as a

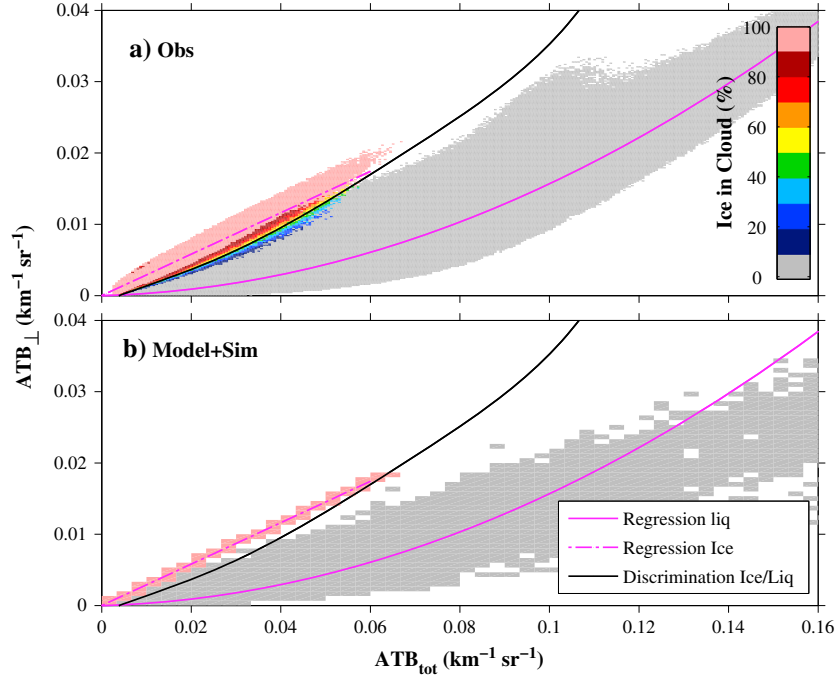


Figure 4. Phase diagrams. Ice fraction with respect to the total condensate as a function of the perpendicular attenuated total backscatter (ATB_{\perp} in the y axis) and the attenuated total backscatter (ATB in the x axis) for JFM 2010, at a vertical resolution of $\Delta z = 480$ m, (a) as observed by CALIPSO-GOCCP and (b) as simulated by the “LMDZ GCM + COSP lidar simulator.” The solid magenta (respectively dash-dotted magenta) curves show the relationship between ATB and ATB_{\perp} for warm ($T > 0^{\circ}C$) clouds only (respectively cold clouds, $T < -40^{\circ}C$). The phase discrimination line (black line) is the 50% isoline that will be used to distinguish ice clouds (above the line) from liquid clouds (below the line).

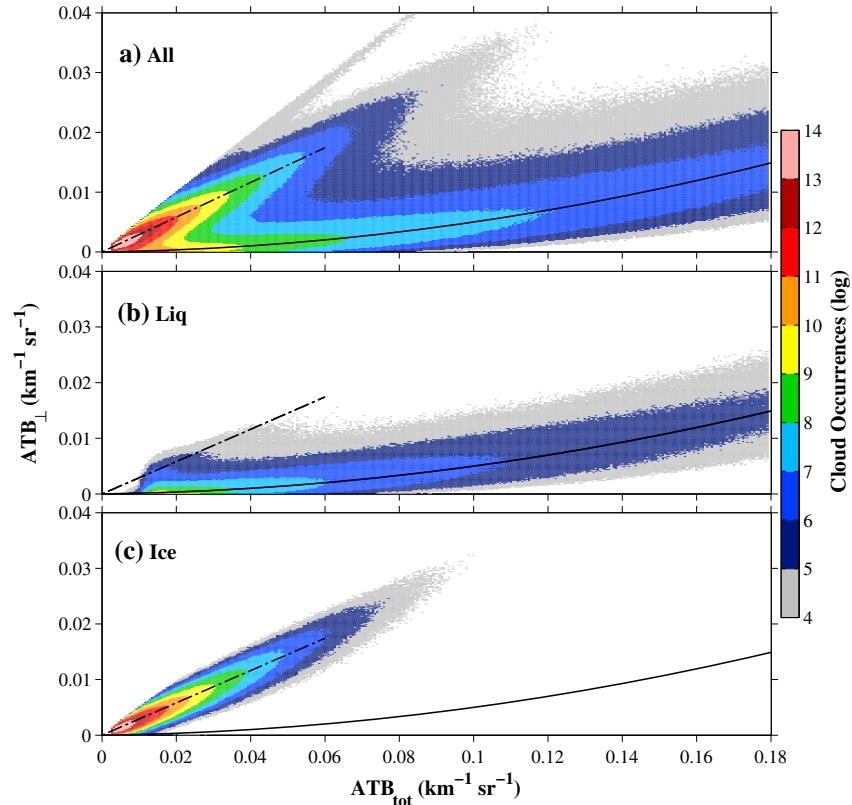


Figure 5. Global phase diagrams. Same as Figures 3a–3c but for $\Delta z = 120$ m.

Table 1. Sensitivity of the Liquid, Ice, Undefined Phase, and All Cloud Cover (JFM) as Simulated by the ‘‘LMDZ GCM+COSE/Lidar Simulator’’ for Different Multiple Scattering Coefficients (η)

	Ice Clouds			Liquid Clouds		
	$\eta=0.7$	$\eta=0.5$	$\eta=0.3$	$\eta=0.7$	$\eta=0.5$	$\eta=0.3$
High	20	19.9	19.6	0	0	0
Middle	10.6	10.4	9.7	1	1.1	1.4
Low	8.1	7.7	7.6	16.9	16.4	15.8
	Undefined Phase Clouds			All		
	$\eta=0.7$	$\eta=0.5$	$\eta=0.3$	$\eta=0.7$	$\eta=0.5$	$\eta=0.3$
High	9.4	11.1	13.6	34.4	35.2	37
Middle	4.7	5.65	7.5	16.4	17.2	18.6
Low	0.4	0.5	0.8	20.4	20.4	20.5

function of the vertical resolution of ATB_{\perp} and ATB . Figure 5 shows the same diagram as in Figures 3a–3c but built with a higher vertical resolution (120 m instead of 480 m). Cold ice clouds show slightly lower values of ATB at 480 m resolution (Figure 3c) than at 120 m resolution (Figure 5c) but show similar pattern regardless of the resolution. This result was expected because multiple scattering has a small impact on ice particles and does not change the relationship between ATB and ATB_{\perp} . On the contrary, for liquid clouds, a lower depolarization was expected. As the lidar beam penetrates less deep in the cloud, the possibility for the photon to encounter another particle and be scattered is lower. This statement is illustrated in Figure 5b: for 120 m heighted clouds, the value of ATB_{\perp} is lower than for 480 m heighted clouds for a given value of ATB . The impact of the multiple scattering effect on the cloud geometrical thickness has to be taken into account in the parameterization used in the simulator to predict ATB_{\perp} . GCM could have many different vertical resolutions and sometimes thinner than 480 m. That is why the thinnest resolution of CALIPSO-GOCCP has been used to establish the parameterization of ice/liquid ATB_{\perp} in the lidar simulator (section 3.1).

3. Simulation of the Lidar Polarized Profile From Climate Model Outputs

[23] The lidar module (or ‘‘simulator’’) [Chepfer *et al.*, 2008] currently included in COSP [Bodas-Salcedo *et al.*, 2011] computes CALIPSO-like profiles of ATB and SR from GCM subgridded outputs. In order to evaluate the cloud thermodynamic phase description in climate models, we developed a new cloud phase diagnosis in the lidar simulator, which consists of (1) computing ATB and ATB_{\perp} that would be observed by CALIPSO above the modeled atmosphere at the subgrid scale; (2) discriminating liquid, ice, or undefined cloudy pixel of the subgrid profile; and (3) building statistical cloud phase diagnosis at global scale.

3.1. Simulations of ATB and ATB_{\perp} at 532 nm

[24] The standard version of the lidar simulator uses the pressure, temperature, particle size and type, liquid and ice mixing ratios, and cloud fraction produced by the model in each subgrid at each level of altitude to compute the ATB and

ATB_{mol} profiles. The ATB and ATB_{mol} profiles are computed using the lidar equation

$$\begin{aligned}
 ATB(z) = & \left(\beta_{//,liq(z)} + \beta_{\perp,liq(z)} + \beta_{//,ice(z)} \right. \\
 & \left. + \beta_{\perp,ice(z)} + \beta_{//,mol(z)} \right. \\
 & \left. + \beta_{\perp,mol(z)} \right) \\
 & \cdot \exp \left[-2 \int_z^{TOA} (\eta(\alpha_{ice(z)} + \alpha_{liq(z)}) + \alpha_{mol(z)}) dz \right] \quad (4)
 \end{aligned}$$

$$ATB_{mol(z)} = \beta_{mol(z)} + \exp \left(\int_z^{TOA} \alpha_{mol(z)} dz \right) \quad (5)$$

where α_{mol} (respectively α_{liq} and α_{ice}) is the molecular (respectively liquid and ice particles) extinction coefficient (m^{-1}), β_{mol} (respectively β_{liq} and β_{ice}) is the molecular (respectively liquid and ice particles) lidar backscatter coefficient ($m^{-1} sr^{-1}$), and η is the particulate multiple scattering coefficient taken equal to 0.7 following Winker [2003]. Sensitivity studies to this parameter have been conducted in Chepfer *et al.* [2007, 2008]. Chepfer *et al.* [2007, Figure 7] showed the lidar profiles simulated for different values of the multiple scattering coefficient. Chepfer *et al.* [2008, section 5.1, paragraph 17] demonstrated that changing the multiple scattering coefficient from 0.7 to 0.3 had a negligible impact (less than 1%) on the monthly mean total cloud fraction. Here we computed the low, middle, and high monthly mean cloud fractions for ice, liquid, undefined, and all clouds (Table 1). It confirms that the multiple scattering coefficient has a relatively small impact on the ice and liquid cloud fractions.

[25] For the phase diagnosis, we compute the liquid and ice backscatter (ATB_{liq} and ATB_{ice}), in complement to ATB and ATB_{mol} , i.e.,

$$\begin{aligned}
 ATB_{liq}(z) = & \left(\beta_{//,liq(z)} + \beta_{\perp,liq(z)} + \beta_{//,mol(z)} \right. \\
 & \left. + \beta_{\perp,mol(z)} \right) \exp \left[-2 \int_z^{TOA} (\eta\alpha_{liq}(z) + \alpha_{mol}(z)) dz \right] \quad (6)
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 ATB_{ice}(z) = & \left(\beta_{//,ice(z)} + \beta_{\perp,ice(z)} + \beta_{//,mol(z)} \right. \\
 & \left. + \beta_{\perp,mol(z)} \right) \exp \left[-2 \int_z^{TOA} (\eta\alpha_{ice}(z) + \alpha_{mol}(z)) dz \right] \quad (7)
 \end{aligned}$$

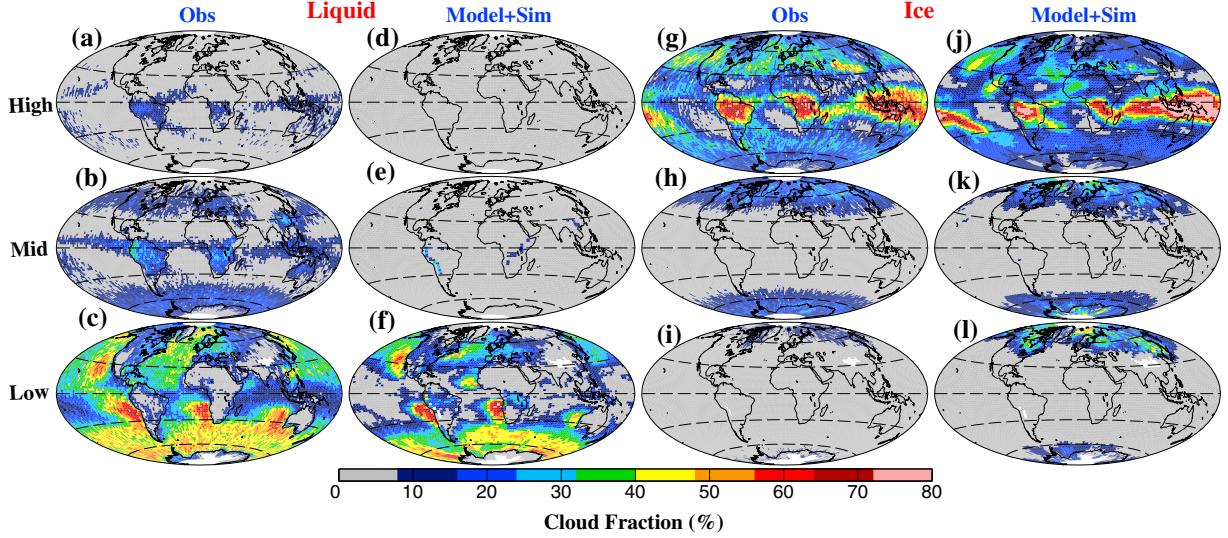


Figure 6. Ice and liquid cloud maps observed by CALIPSO-GOCCP and simulated by the “LMDZ GCM + COSP/lidar simulator” in JFM. Liquid cloud covers (a–c) observed and (d–f) simulated at high, middle, and low altitudes. Ice cloud covers (g–i) observed and (j–l) simulated at high, middle, and low altitudes.

[26] We then derive $ATB_{\perp,ice}$ ($ATB_{\perp,liq}$) from ATB_{ice} (ATB_{liq}) using a parameterization (Figure 5) deduced from the thinnest resolution of the observations (120 m). This allows taking into account the impact of multiple scattering on the ATB_{\perp} profile (for liquid and ice), as explained in section 2.3.2.

[27] We then compute $\beta_{\perp,ice}$ ($\beta_{\perp,liq}$) from $ATB_{\perp,ice}$ ($ATB_{\perp,liq}$) using the lidar equation in cross polarization, i.e.,

$$ATB_{\perp,ice(z)} = \left(\beta_{\perp,ice(z)} + \beta_{\perp,mol(z)} \right) \cdot \exp \left[-2 \int_Z^{TOA} \left(\eta \alpha_{ice(z)} + \alpha_{mol(z)} \right) dz \right] \quad (8)$$

$$ATB_{\perp,liq(z)} = \left(\beta_{\perp,liq(z)} + \beta_{\perp,mol(z)} \right) \cdot \exp \left[-2 \int_Z^{TOA} \left(\eta \alpha_{liq(z)} + \alpha_{mol(z)} \right) dz \right] \quad (9)$$

[28] Finally, the total ATB_{\perp} can be computed using $\beta_{\perp,ice}$ and $\beta_{\perp,liq}$, i.e.,

$$ATB_{\perp(z)} = \left(\beta_{\perp,liq(z)} + \beta_{\perp,ice(z)} + \beta_{\perp,mol(z)} \right) \cdot \exp \left[-2 \int_Z^{TOA} \left(\eta \left(\alpha_{liq(z)} + \alpha_{ice(z)} \right) + \alpha_{mol(z)} \right) dz \right] \quad (10)$$

with

$$\beta_{\perp,mol(z)} = \left(\beta_{\perp,mol(z)} + \beta_{//,mol(z)} \right) / (1 + 1/\delta_{mol}) \quad (11)$$

where the molecular depolarization ratio is $\delta_{mol} = 0.0284$ [Bodhaine et al., 1999].

[29] This computation provides profiles of $ATB(z)$ and $ATB_{\perp}(z)$ at the subgrid scale over 40 vertical levels (480 m thick). Each level of the subgrid profile is either cloudy or

not. Thus, water in non subgridded cloudy pixels can be liquid only, ice only, or a mix of both.

3.2. Statistics Over 3 Months

[30] The computation of ATB and ATB_{\perp} is applied to daily subgridded atmospheric profiles derived from LMDZ5B [Hourdin et al., 2012] simulations, forced by observed sea surface temperatures. We computed 3 months of simulated subgrid daily CALIPSO-like profiles of total ATB and cross-polarized ATB_{\perp} to build phase diagrams for clouds with unambiguous phase (Figures 3d–3f), as we previously did with the observations (Figures 3a–3c). Cloudy pixels ($SR > 5$) below 3 km of altitude and warmer than $0^{\circ}C$ are expected to be composed of liquid water. In a phase diagram (Figure 3e), most of these cloudy pixels are below the phase discrimination threshold (black curve), which classifies them as liquid water. A few pixels are above the threshold and correspond to very weak ATB (typically $< 0.05 \text{ km}^{-1} \text{ sr}^{-1}$) that can lead to false phase determination.

[31] Cloudy pixels above 8 km colder than $-40^{\circ}C$ are expected to be composed of ice. In a phase diagram (Figure 3f), these cloudy pixels are all well above the phase discrimination line (black curve), which correctly classifies them as ice. Initially, 2.1% of the ice clouds were below the black curve (and thus misclassified as liquid), which corresponded to clouds with values of ATB larger than $0.064 \text{ km}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ (ATB of the intersection point between the parameterized ice curve and the discrimination line). As those values of ATB are never encountered in the observations, they correspond to unrealistic optically thick clouds produced by the model. To avoid these phase misclassifications, when $ATB = ATB_{ice}$ and $ATB > 0.064 \text{ km}^{-1} \text{ sr}^{-1}$, the values of ATB and ATB_{ice} are set to be $0.06 \text{ km}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ in the simulator. This impacts only the phase diagnostic in the lidar simulator and does not modify the cloud fraction that remains unchanged (not shown).

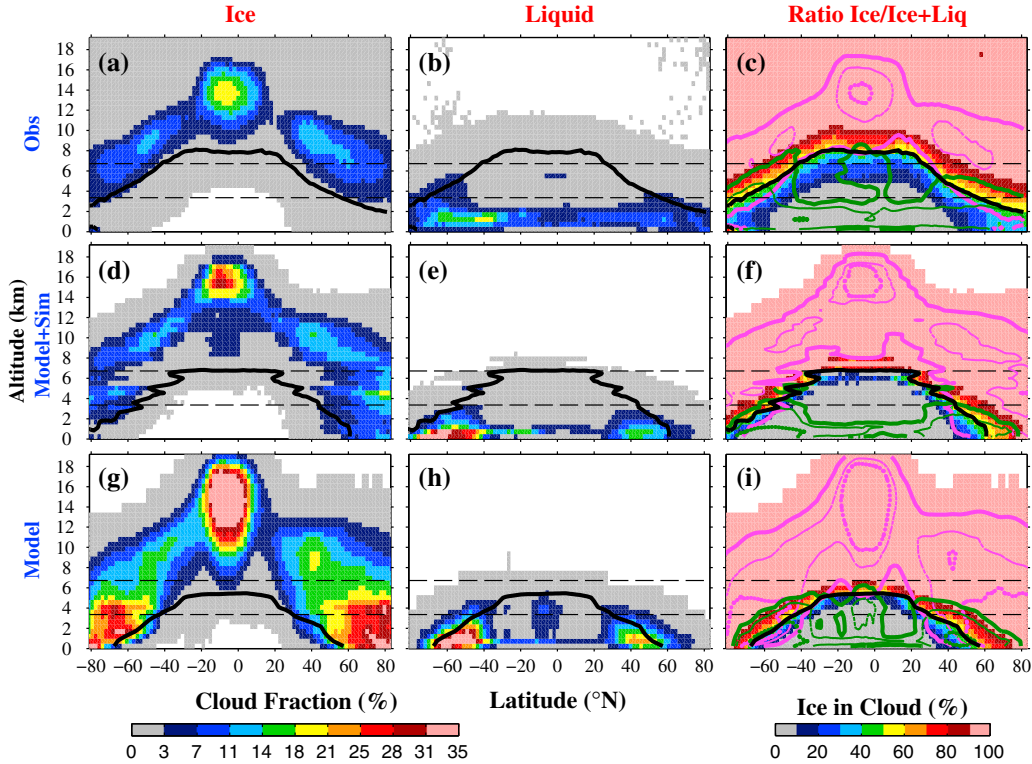


Figure 7. Cloud phase vertical distribution observed and simulated in JFM. (left column) Ice cloud fraction, (center) liquid cloud fraction, and (right) ice fraction with respect to the total condensate, (top row) for observations from CALIPSO-GOCCP, (middle row) for simulations by the “LMDZ GCM + COSP lidar simulator,” and (bottom row) for simulations by LMDZ GCM alone, at a vertical resolution of $\Delta z = 480$ m. The black line corresponds to the equiprobability between liquid and ice (50%). The solid and dashed pink and green isolines show the ice (respectively 2%, 10%, and 18%) and liquid (respectively 2% and 6%) cloud fractions. The horizontal black dashed lines separate the low- and middle-level clouds (3.36 km) and the middle- and high-level clouds (6.72 km).

[32] Figure 3d shows the phase diagram, including all clouds regardless of their temperature (including also $-40^\circ\text{C} < T < 0^\circ\text{C}$): pixels spread on both sides of the phase discrimination line, indicating that some pixels contain both liquid and ice water in various proportions. Pixels containing mostly liquid and relatively little ice will show up below the threshold and will be classified as liquid, while those containing mostly ice and little liquid will be classified as ice. For consistency with the algorithm applied to the observations (section 2), the simulator also imposes that cloudy pixels with temperature $T > 0^\circ\text{C}$ are classified as liquid, those with $T > -40^\circ\text{C}$ are classified as ice, and those located below an optically thick cloud ($\text{SR} > 30$) are classified as “undefined.”

4. Results

[33] We accumulated cloudy pixels collected over days to build global maps of low-altitude ($z < 3.36$ km), middle-altitude ($3.36 < z < 6.72$ km), and high-altitude ($6.72 < z < 19.2$ km) liquid and ice clouds, as well as global vertical distributions of ice and liquid clouds (at a resolution of 480 m). Detailed definitions of each variable can be found in Appendix A. Those daily variables are averaged over the JFM season.

4.1. Observed Liquid and Ice Clouds

[34] Figure 6 shows maps of liquid and ice clouds for low-, middle-, and high-altitude levels using five JFM seasons (2007–2011) of observations. As expected, high-altitude clouds (Figure 6, top row) are mostly composed of ice in the observations (Figure 6g). In middle-level clouds (Figure 6, second row), liquid water clouds occur (about 20%) in the warm middle latitudes and convective tropical regions [along the Intertropical Convergence Zone (ITCZ), Figure 6b], and ice clouds (typically 25%, Figure 6h) occur exclusively at high latitudes (poleward of 60°), where the middle troposphere is colder than at lower latitudes. Low-level clouds (Figure 6, bottom row) are almost exclusively composed of liquid (Figures 6c and 6i), except in polar regions where ice cloud cover reaches 20%.

[35] The zonal cloud fraction profile (Figure 7a) shows that ice clouds are observed only above 8 km in the tropics but appear at lower altitudes in middle- and high-latitude regions. Meanwhile, liquid clouds (Figure 7b) are mostly in the boundary layer, even if they reach the free troposphere at middle and high latitudes and in deep tropical convection. The partition between liquid and ice clouds (Figure 7c) shows equiprobability (50% ice and 50% liquid, represented by a solid black curve) is reached at lower altitudes in polar regions

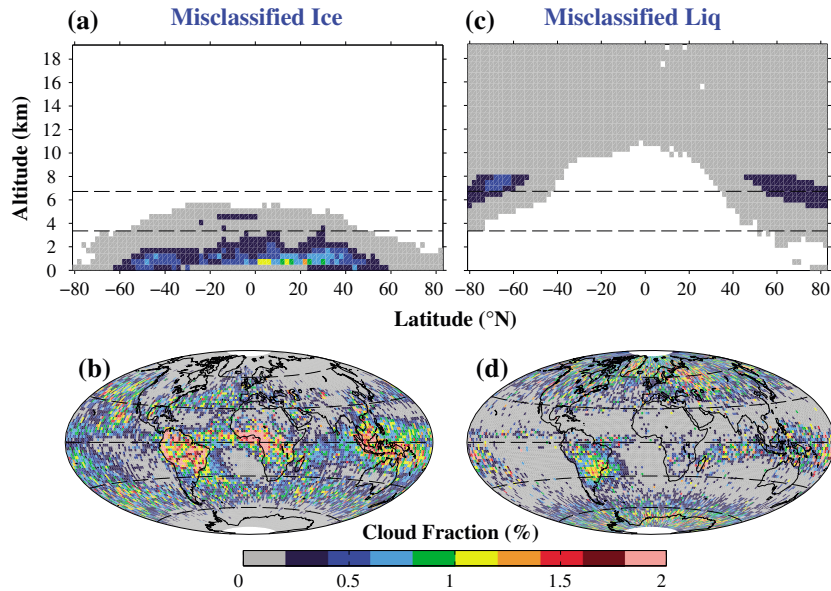


Figure 8. Misclassification in the observations. (a) Vertical distribution and (b) cloud maps of cloudy pixels misclassified as ice with $T > 0^\circ\text{C}$. (c and d) Same as Figures 8a and 8b but for cloudy pixels misclassified as liquid with $T < -42^\circ\text{C}$. The horizontal black dashed lines in Figures 8a and 8c separate the low- and middle-level clouds (3.36 km) and the middle- and high-level clouds (6.72 km).

compared to the tropics because of the temperature change with latitude at a given altitude. Areas of coexisting liquid and ice (blue to red color in Figure 7, right column) are significant at latitudes above 45° (middle latitudes and polar regions) but less in the tropics.

[36] We tested the sensitivity of these results to the position of the phase discrimination line in using the isolines 90% and 10% instead of 50% in Figure 4a. The results (not shown) are almost unchanged as only 1.3% of all the cloudy pixels are located between the isolines 10% and 90%. Moreover, our algorithm imposes that clouds with $T > 0^\circ\text{C}$ are classified as liquid, and those with $T < -42^\circ\text{C}$ are classified as ice. These temperature criteria are effectively used to classify the phase in less than 1% of the cloudy pixels. Figure 8 shows the regions where the temperature thresholds are used. Figures 8a and 8c indicate that the warm cloudy pixels ($T > 0^\circ\text{C}$), initially misclassified as ice (based on ATB and ATB $_{\perp}$), are mostly located in the Saharan dust region, because the cross-polarized signal is produced by nonspherical dust. In these cases, the temperature criteria included in the algorithm allow avoiding misclassification. It is also useful in deep convection regions, where low liquid clouds located below high-altitude clouds would have been misclassified as ice if the temperature criteria had not been applied. For ice clouds (Figures 8b and 8d), the temperature threshold ($T < -42^\circ\text{C}$) is mostly used in the South Atlantic anomaly region and over Greenland and Russia, likely because of the ground reflection.

[37] The transition temperature between liquid and ice varies between -20°C and -30°C depending on the latitude and the season (black line in Figures 13a and 13c). To characterize this transition, we used the temperature $T_{\text{ice=liq}}$ defined as the temperature where the ice and liquid cloud fractions are equiprobable (50%). In both seasons (not shown), deep convection (along the ITCZ) is associated with slightly warmer $T_{\text{ice=liq}}$ (-18°C) and subsidence

tropical regions with colder $T_{\text{ice=liq}}$ (-33°C in June, July, August (JJA)). *Yoshida et al.* [2010] obtained warmer values of $T_{\text{ice=liq}}$ (-10°C) and compared with the results obtained using CALIPSO NASA Science Team Version 2 vertical feature mask $T_{\text{ice=liq}}$ (-20°C). The difference between NASA and *Yoshida et al.* [2010] results has been attributed to the contamination of oriented ice as water in the NASA product and to the different treatment of vertical layers (one phase for a whole layer in the Vertical Feature Mask (VFM) versus vertically resolved phase for *Yoshida et al.* [2010]). Moreover, differences between cloud detection in CALIPSO Version 3 Science Team product and CALIPSO-GOCCP have been documented [*Chepfer et al.*, 2013], showing significant differences between the cloud fractions, attributed to the difference in the resolution and the cloud detection threshold. As a consequence, for both cloud detection and phase discrimination, the vertical resolution used in the algorithm and the method used to discriminate ice and liquid discrimination have a significant impact on the results. Therefore, it is important to evaluate models against observations using the same definition for each cloud variables (resolution and thresholds).

4.2. Model Cloud Phase Diagnosed From the Lidar Simulator

[38] The daily cloud phase diagnostics are averaged over seasons to produce CALIPSO-like liquid and ice cloud maps (Figure 6) together with cloud ice (respectively liquid) vertical distribution (Figure 7d; respectively Figure 7e). The CALIPSO-like cloud ice (respectively liquid) vertical distribution (Figure 7d; respectively Figure 7e) is first compared with the cloud phase vertical distribution originally produced by LMDZ5B (Figure 7g; respectively Figure 7h). There are less clouds overall in the middle and lower troposphere when using the simulator. This is symptomatic of situations where high-level clouds mask low-level clouds, because the virtual lidar

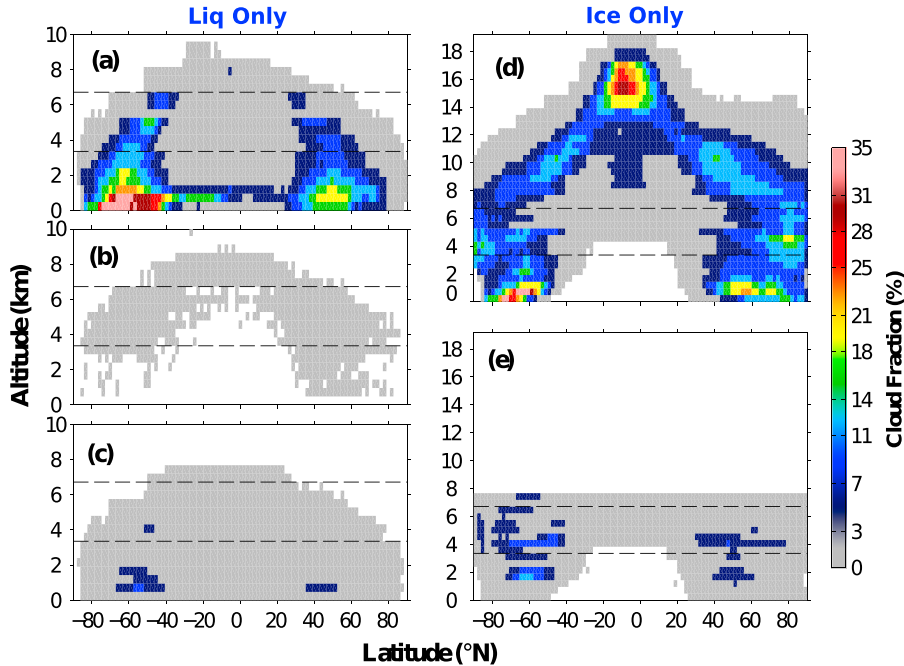


Figure 9. Misclassification in the simulations by the “LMDZ GCM+COSP lidar simulator.” (left column) Vertical distribution of liquid clouds: (a) properly classified as liquid, (b) misclassified as ice, and (c) classified as undefined. (right column) Vertical distribution of ice clouds: (d) properly classified as ice and (e) classified as undefined. The horizontal black dashed lines separate the low- and middle-level clouds (3.36 km) and the middle- and high-level clouds (6.72 km).

laser cannot penetrate cloud with optical depths typically higher than 3. Less predictable, this masking effect affects more the ice clouds (Figure 7d compared to Figure 7g) than the liquid clouds (Figure 7e compared to Figure 7h). This is because a large majority of the clouds produced by LMDZ5B are composed of ice (Figure 7g compared to Figure 7h), and those clouds seem to have a significant optical depth.

[39] Figures 9a–9c quantify the liquid clouds that are misclassified as ice clouds or are undefined clouds due to the effect of the model+simulator. Figure 9a shows the CALIPSO-like liquid cloud fraction obtained when considering only liquid water (the ice water content is set to zero at the input of the simulator). The cloudy pixels misclassified as ice (Figure 9b) are mostly located in the upper troposphere and correspond to the pink boxes above the phase discrimination line in Figure 4b. They represent 0.28% of the cloudy pixels. The cloudy pixels (Figure 9c) that are classified as “undefined” because they are located below of clouds with $SR > 30$ are logically mainly located in the storm track region in the first kilometers above the surface. When considering only ice clouds (the liquid water content is set to zero at the input of the simulator), the resulting CALIPSO-like zonal ice cloud fraction profile is shown in Figure 9d. The cloudy pixels classified as “undefined” (Figure 9e) are also located in the storm track, just like the liquid clouds.

4.3. Evaluation of LMDZ5B Cloud Phase Against CALIPSO-GOCCP Observations

4.3.1. Main Features

[40] The model+simulator does not produce any liquid clouds above 3.2 km (Figures 6d and 6e), contrary to the observations

(Figures 6a and 6b). Moreover, the model+simulator simulates too many ice high clouds along the ITCZ (Figure 6j) compared to the observations that show less ice high clouds (Figure 6g) and indicates the presence of liquid high clouds (Figure 6a). The main model+simulator defects are quantitatively summarized by zonal means (Figures 10a–10c): ice high clouds are underestimated at middle and high latitudes, and liquid low clouds are underestimated by about 30%, even more in the Southern Hemisphere middle latitudes (see also Figure 6). Independently of the cloud cover, the model+simulator fails to reproduce the ice and liquid partition within clouds (Figure 10d) in 30%–40% of polar low clouds, in up to 30% of tropical high clouds, and in 40% of middle-level clouds at middle and low latitudes. The vertical distributions (Figure 7) clearly indicate that the model produces ice instead of liquid water at low altitudes in polar regions. Moreover, the model+simulator fails to reproduce correctly the coexistence of ice and liquid clouds. In the observations (Figure 7c), ice and liquid clouds coexist over a 4 km vertical range at all latitudes. In the model (Figure 7f), liquid and ice clouds almost never coexist: no liquid clouds are found where ice clouds occur (and vice versa).

4.3.2. Role of Temperature

[41] Observed ice clouds are dominant (Figure 11a) within a wide range of temperatures between -21°C and -90°C , with a maximum cloud fraction around -43.5°C . As expected from theory and from the previous sections, liquid and ice clouds coexist between 0°C and -40°C . Liquid clouds occur at temperatures as cold as -40°C , in agreement with in situ measurements of liquid droplets at -40.7°C [Heymsfield and Milosheovich, 1993] and ground-based lidar retrievals [Noel et al., 2006]. By contrast,

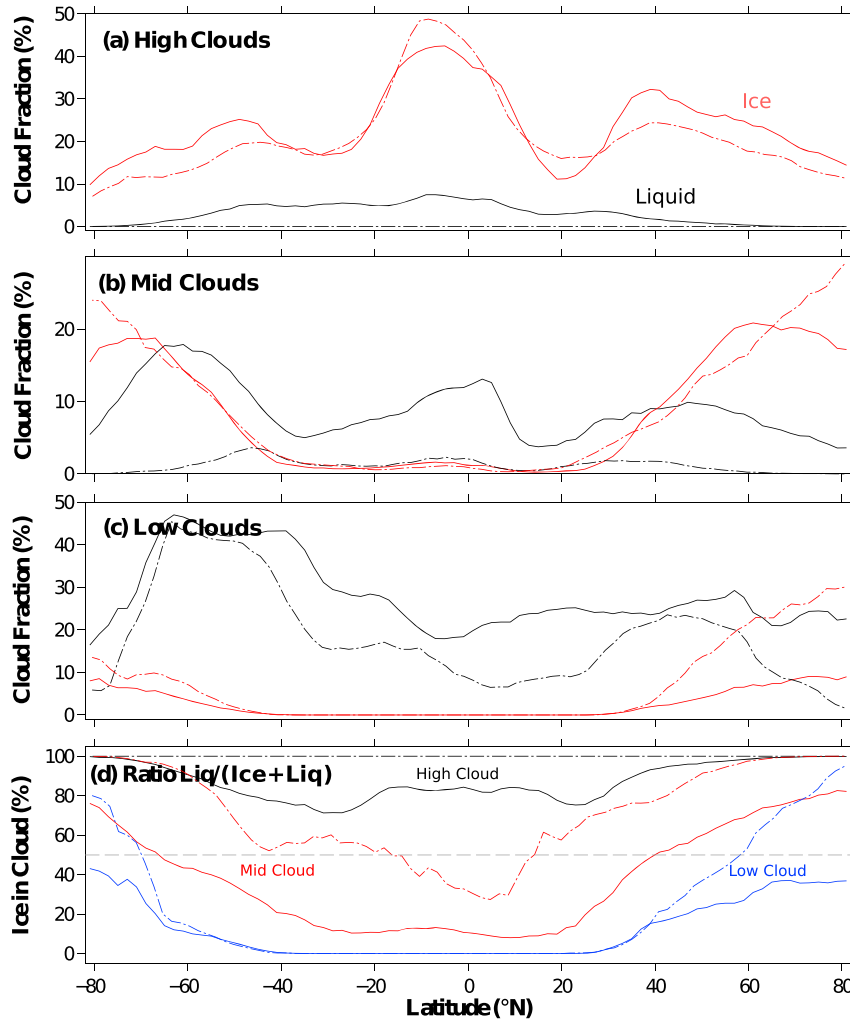


Figure 10. Zonal means of low, middle, and high cloud covers, (solid lines) as observed by CALIPSO-GOCCP and (dash-dotted lines) as simulated by the “LMDZ GCM+COSSP lidar simulator” in JFM. (a) High, (b) middle, and (c) low cloud covers are represented by black lines for liquid and red lines for ice. (d) Ice fraction with respect to the total condensate is represented by black lines for high clouds, red lines for middle clouds, and blue lines for low clouds.

the “model+simulator” (dash-dotted lines) does not produce liquid clouds colder than -20°C . Moreover, most liquid clouds are observed between -21°C and 21°C with two maxima at -10.5°C and 16.5°C . While the “model+simulator” correctly produces a bimodal liquid cloud distribution consistent with observations, its maximum within the negative temperatures is too warm (-7.5°C). Nevertheless, in all regions (Figure 11b), the transition between liquid- and ice-dominated clouds is too warm by about 9°C in the “model+simulator” (colored dashed lines), and the temperature range in which liquid and ice coexist is way too narrow ($\sim 10^{\circ}\text{C}$) compared to the observations ($\sim 35^{\circ}\text{C}$, colored solid+circle line). This is a direct consequence of the cloud phase parameterization in LMDZ5B [Hourdin *et al.*, 2012] that imposes the transition between ice and liquid around -7.5°C . The relationship used inside the LMDZ’s parameterization is reported in Figure 11b (black dash-dotted line) together with the “LMDZ GCM alone” cloud phase transition (solid black line) obtained from outputs of the model. When

the attenuation of the lidar signal is taken into account (black dashed line in Figure 11b), the transition between liquid and ice is shifted to a colder value (-12°C instead of -7.5°C) but still remains too warm compared to the observations (-20°C , black solid+circle line). Therefore, the shift from -12°C to -7.5°C (black solid line versus black dashed line) is due to the peculiarities of the lidar instrument (e.g., cloud detection, lidar attenuation, and multiple scattering). In addition to this warm bias, the model also produces a significant amount of very cold ice clouds ($T < -60^{\circ}\text{C}$) stuck to the tropopause (Figure 12), especially in middle and high latitudes, that do not exist in the observations.

5. Conclusion and Perspectives

[42] In order to evaluate how climate models describe the partition between liquid and ice clouds, we built a liquid and ice cloud climatology using CALIOP Level 1 version 3 observations and a cloud phase diagnosis within the COSSP

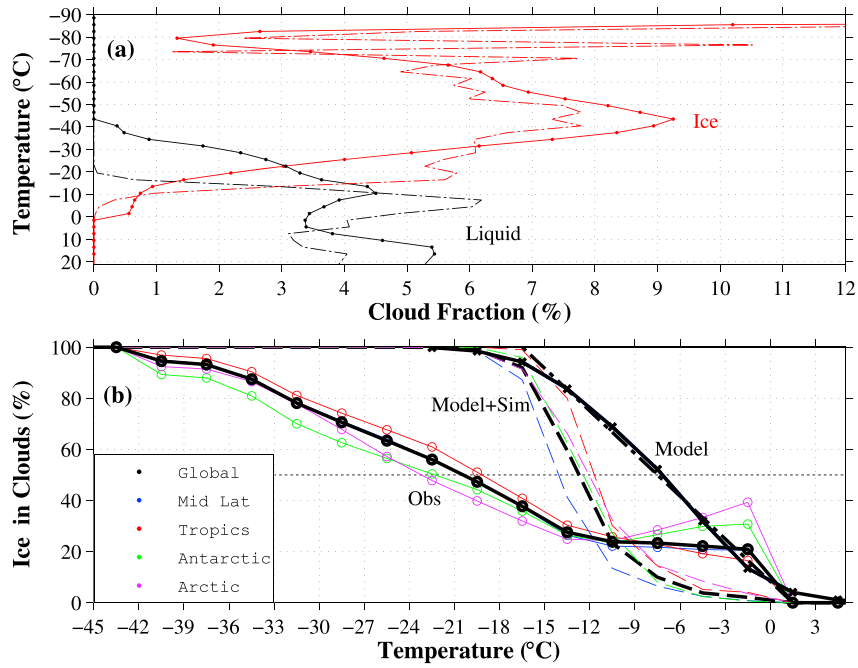


Figure 11. Temperature profiles in liquid and ice clouds. (a) Temperature profiles of (black) liquid and (red) ice clouds in JFM, (solid lines) as observed by CALIPSO-GOCCP and (dash-dotted lines) as simulated by the “LMDZ GCM + COSP lidar simulator.” Note that the high values of cloud fraction at temperature colder than -80°C correspond to very few cloudy events (0.8% of ice clouds). (b) Ice fraction with respect to the total condensate, (solid + circle lines) as observed by CALIPSO-GOCCP and (dashed lines) as simulated by the “LMDZ GCM + COSP lidar simulator” for different regions. The modeled temperature in each subgrid is vertically averaged over 480 m to characterize the temperature of each cloudy pixel. The black solid line corresponds to ice fraction with respect to the total condensate as simulated by LMDZ GCM vertically averaged over the 480 m GOCCP grid. The dash-dotted black line corresponds to the relationship used to parameterize the phase transition in LMDZ GCM.

lidar simulator. Definitions of ice and liquid clouds within the observational data set and the simulator are fully consistent, so that the differences between observations and outputs from the ensemble “model+simulator” can be used to evaluate the cloud thermodynamic phase in the model.

[43] The liquid and ice cloud climatology is new in the GCM-oriented CALIPSO Cloud Product (CALIPSO-GOCCP). It was built using lidar profiles of total attenuated

backscatter (ATB) and cross-polarized attenuated backscatter (ATB_{\perp}) included in the CALIOP Level 1 data set (version 3). Each level of altitude (480 m thick) of a single lidar profile (every 330 m) is declared cloudy when the scattering ratio (SR) is higher than 5. The values of cross-polarized and total attenuated backscattered signals were used to determine liquid or ice cloud particle phase. The sensitivity of the ice/liquid discrimination was discussed. We then documented ice and

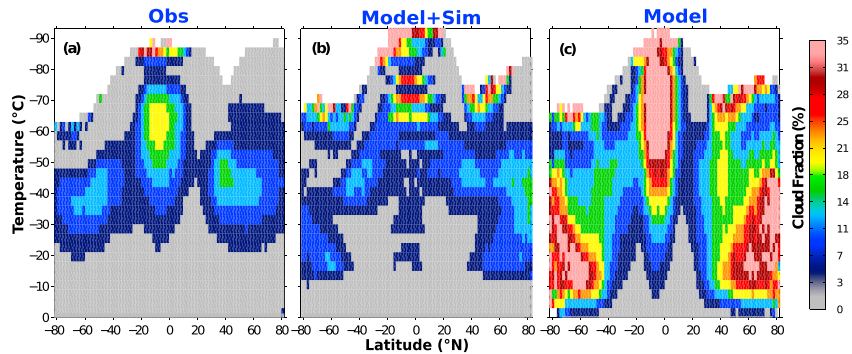


Figure 12. Cloud temperature distribution. Ice cloud fraction in JFM (a) as observed by CALIPSO-GOCCP in JFM, (b) as simulated by the “LMDZ GCM + COSP lidar simulator,” and (c) as simulated by LMDZ GCM alone.

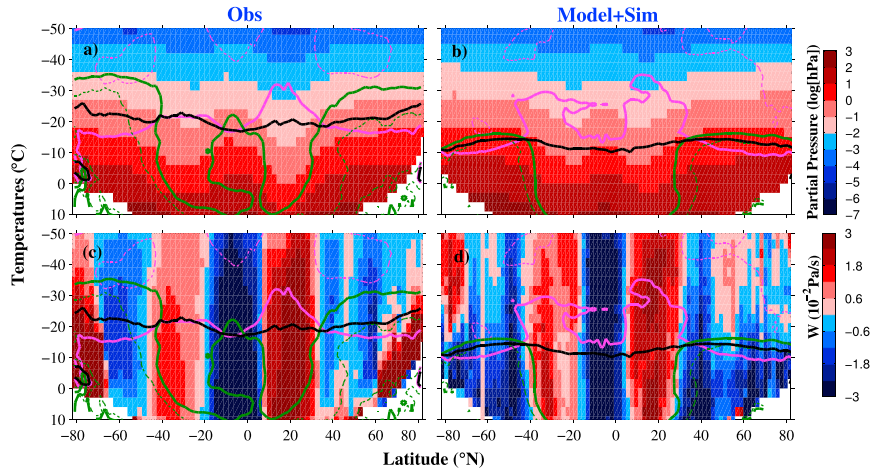


Figure 13. Cloud phase as a function of the atmospheric humidity and vertical wind speed. (a) Logarithm of partial pressure of water vapour from the European Centre for Medium-Range Weather Forecast Reanalysis (ERA) interim in JFM. (c) Vertical wind speed from ERA interim in JFM (10^{-2} Pa/s). (b and d) Same as Figures 13a and 13c but simulated by the “LMDZ GCM+COSSP lidar simulator” and using the LMDZ thermodynamical fields. The black line corresponds to the equiprobability between liquid and ice. The solid and dashed pink and green isolines show the ice (respectively 2%, 10%, and 18%) and liquid (respectively 2% and 6%) cloud fractions.

liquid clouds observed along a single CALIPSO orbit. We built global maps of liquid and ice clouds in low-, middle-, and high-altitude levels and zonal vertical distributions (40 levels) of liquid and ice clouds, accumulating five JFM seasons of observations (2007–2011).

[44] We analyzed the link between the cloud phase observed by CALIPSO-GOCCP and the cloud temperature given independently by ancillary data. Liquid water still exists at temperatures as cold as -35°C in tropical regions. The ice-liquid equiprobability (coexistence of 50% of ice with 50% of liquid) typically occurs at -21°C but varies with the humidity in the upper troposphere in the observations (± 5 K). It is colder in the drier conditions of tropical subsidence and above land in polar regions.

[45] A cloud phase diagnosis has been developed in the COSSP lidar simulator. We first computed, from model outputs, ATB and ATB \perp lidar profiles in each subgrid, then classified each cloudy pixel within a profile as a liquid or ice cloud using the phase discrimination line (“the black curve”) on ATB and ATB \perp as in the observations, and finally built statistics by accumulating one season of simulations. We built maps of liquid and ice clouds and vertical distributions of liquid and ice clouds from the ensemble “climate model+simulator,” similar to the ones that were obtained from a lidar flying over the atmosphere predicted by the model. This method allows taking into account the vertical and horizontal resolutions, the masking of low clouds by high clouds, the effects of multiple scattering on polarization measurements by the virtual lidar, the attenuation of the lidar signal, etc.

[46] We compared the liquid and ice cloud vertical distributions simulated by the model with and without the simulator. Results show that optically thick high clouds mask lower clouds in some regions (mostly storm tracks), as the lidar cannot penetrate through clouds with optical depths higher than 3. A sensitivity study has shown that the results are poorly

sensitive to the parameters used in the simulator (the multiple scattering factor and the position of the phase discrimination line). Moreover, very few misclassified phase clouds (less than 0.3%) are introduced by the use of the lidar simulator.

[47] The comparison between observations and simulations shows that the LMDZ5B model significantly underestimates the amount of liquid water in clouds (no liquid clouds above 3 km) and produces ice instead of liquid clouds everywhere, particularly over polar regions at low and middle levels and in the upper troposphere at middle latitudes and along the ITCZ. The transition from liquid to ice typically occurs around -21°C in the observations, whereas it appears at -12°C in the model+simulator and at -7.5°C in the model parameterization. The model does not reproduce any coexistence of liquid and ice, even though this occurs frequently in the observations over a wide range of temperature (0°C to -40°C). Moreover, the transition between ice and liquid water in the model is independent of the atmospheric humidity, in contrast to observations where the amount of liquid and ice clouds at a given temperature depends on humidity. Even if the lidar simulator shifts the model cloud phase parameterization to colder temperature because of the lidar instrument peculiarities, the cloud phase parameterization remains too warm compared to observations. It clearly appears that the cloud phase parameterization currently used in LMDZ is not appropriate.

[48] Future work will include (1) a change in LMDZ cloud phase parameterization based on these results; (2) a comparison of our phase partitioning algorithm with other satellite climatologies as well as with ground-based and in situ observations; and (3) a study of the link between the cloud thermodynamic phase, temperature, humidity, and wind. In the strong subsidence regions (40°S – 20°S and 10°N – 30°N , red area in Figure 13c), where the atmosphere is drier than that at other latitudes (Figure 13a), there is no

overlap between liquid and ice clouds (green and pink isocontours). On the other hand, at the equator and at middle and high latitudes, where the atmosphere is wetter, liquid and ice clouds coexist. In these regions, it seems that the liquid and ice equiprobability temperature is correlated to the partial pressure of the water vapor: they are increasing together moving poleward. The model does not replicate the observations at middle and high latitudes: “ $T_{\text{ice=liq}}$ ” decreases, whereas the partial pressure of water vapor is constant. This could be due to the modeled vertical wind that is different from the observed one in polar regions. Additional work, based on the same observations at a higher spatiotemporal resolution, will be pursued to study the link between the cloud phase, temperature, humidity, and wind in both the model and the observations.

[49] The CALIPSO-GOCCP cloud phase climatology is available on the CFMIP-OBS website (http://climserv.ipsl.polytechnique.fr/cfmip-obs/Calipso_goccp.html).

[50] The new version of the lidar simulator, including the cloud phase diagnosis, will be included in the next release of COSP (<http://cfmip.metoffice.com/COSP.html>) for evaluating the ice and liquid cloud distributions in other climate models.

Appendix A: Definition of the Global-Scale Statistical Diagnostic

A1. Maps of Liquid and Ice Clouds

[51] We split the atmosphere in three altitude layers [Chepfer et al., 2010]: low ($z < 3.36$ km), middle ($3.36 < z < 6.72$ km), and high ($6.72 < z < 19.2$ km). For each layer, we built maps of liquid (Figures 6a–6f), ice (Figures 6g–6l), and undefined clouds. As an example, the map of liquid low clouds is built as follows: (1) for each lidar profile, the low layer ($z < 3.36$ km) is flagged “cloudy” if the profile contains at least one cloudy pixel (identified in section 4.1); (2) for each lidar profile, the low layer is flagged “liquid” if it contains at least one “liquid” cloudy pixel; (3) we computed the total number of low liquid layers ($N_{\text{cloud}_{\text{liq}}}$) accumulated during a day within a latitude-longitude grid box; and (4) we computed the liquid low cloud fraction ($CF_{\text{low,liq}}$) in each latitude-longitude box for each day, i.e.,

$$CF_{\text{low,liq}} = N_{\text{cloud}_{\text{liq}}}/N_{\text{cloud}} \times CF_{\text{low}} \quad (12)$$

where CF_{low} is computed by dividing, for each longitude-latitude grid box, the number of cloudy profiles encountered for 1 day by the total number of instantaneous SR profiles (not fully attenuated) measured during that day [Chepfer et al., 2010].

[52] To complete these maps of liquid low cloud fraction, we similarly computed maps of ice low cloud fraction ($CF_{\text{low,ice}}$) and undefined low cloud fraction ($CF_{\text{low,undef}}$). These low cloud fractions are linked by the following relationship:

$$CF_{\text{low}} = CF_{\text{low,liq}} + CF_{\text{low,ice}} + CF_{\text{low,undef}} \quad (13)$$

[53] To study directly the water phase partition within the clouds, we defined the cloud phase ratio (e.g., CPR_{low} for

low clouds), which documents the relative part of ice and liquid within clouds independently of the cloud cover. Maps of the cloud phase ratio for each day in each layer (low, middle, or high) describe the ratio between the number of ice layers and the number of ice and liquid layers in each latitude-longitude box for each day. A cloud phase ratio of 100 means the layer (low, middle, or high) contains only ice clouds, whereas a cloud phase ratio of 0 corresponds to a layer that contains only liquid clouds.

A2. Vertical Distribution of Liquid and Ice Clouds

[54] In addition to cloud phase maps, and to obtain a more detailed view of the vertical distribution of cloud phase, we define the 3-D cloud phase fraction.

[55] The liquid (respectively ice and undefined) 3-D cloud fraction $CF3D_{\text{liq}}$ (respectively $CF3D_{\text{ice}}$ and $CF3D_{\text{undef}}$) is computed for each profile vertical level (480 m) by dividing, for each latitude longitude grid box, the number of liquid (respectively ice and undefined) cloudy pixels by the total number of pixels measured. Fully attenuated pixels ($0 < SR < 0.01$) are not taken into account [Chepfer et al., 2010].

[56] In each latitude-longitude-altitude grid box, the total 3-D cloud fraction (called “CF3D” in CALIPSO-GOCCP) [Chepfer et al., 2010] is equal to the sum of the three-phase 3-D cloud fractions, i.e.,

$$CF3D = CF3D_{\text{liq}} + CF3D_{\text{ice}} + CF3D_{\text{undef}} \quad (14)$$

[57] As discussed previously, we also computed a variable ($CF3DP_{\text{ice/liq}}$) independent of the 3-D cloud fraction (CF3D) to study the partition between ice and liquid clouds. $CF3DP_{\text{ice/liq}}$ is the ratio between the number of ice cloud pixels and the sum of ice and liquid cloud pixels at each level of altitude. $CF3DP_{\text{ice/liq}} = 100$ when a given level contains only ice clouds and 0 when it contains only liquid water clouds.

[58] **Acknowledgments.** Thanks are due to NASA and CNES for CALIOP Level 1 data. We would like to thank Vincent Noel for internal review and the CLIMSERV/CGTD for access Level 1 data and CLIMSERV/ICARE for computing facility.

[59] The authors would like to thank the three anonymous reviewers for their help in improving the manuscript.

References

- Barnes, W. L., T. S. Pagano, and V. V. Salomonson (1998), Prelaunch characteristics of the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) on EOS-AM1, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 36, 1088–1100, doi:10.1109/36.700993.
- Bey, I., D. J. Jacob, R. M. Yantosca, J. A. Logan, B. D. Field, A. M. Fiore, Q. Li, H. Y. Liu, L. J. Mickley, and M. G. Schultz (2001), Global modeling of tropospheric chemistry with assimilated meteorology: Model description and evaluation, *J. Geophys. Res.*, 106(D19), 23,073–23,095, doi:10.1029/2001JD000807.
- Bodas-Salcedo, A., M. J. Webb, M. E. Brooks, M. A. Ringer, K. D. Williams, S. F. Milton, and D. R. Wilson (2008), Evaluating cloud systems in the Met Office global forecast model using simulated CloudSat radar reflectivities, *J. Geophys. Res.*, 113, D00A13, doi:10.1029/2007JD009620.
- Bodas-Salcedo, A., et al. (2011), COSP: Satellite simulation software for model assessment. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 92, 1023–1043, doi:10.1175/2011BAMS2856.
- Bodhaine, B. A., N. B. Wood, E. G. Dutton, and J. R. Slusser (1999), On Rayleigh optical depth calculations. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 16, 1854–1861, doi:10.1175/1520-0426(1999)016<1854:ORODC>2.0.CO;2.
- Cesana, G., and H. Chepfer (2012), How well do climate models simulate cloud vertical structure?—A comparison between CALIPSO-GOCCP satellite observations and CMIP5 models, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L20803, doi:10.1029/2012GL053153.

- Cesana, G., J. E. Kay, H. Chepfer, J. English, and G. de Boer (2012), Ubiquitous low-level liquid-containing Arctic clouds: New observations and climate model constraints from CALIPSO-GOCCP, *Geophys. Res. Lett.*, *39*, L20804, doi:10.1029/2012GL053385.
- Cheng, A., K.-M. Xu, Y. Hu, and S. Kato (2012), Impact of a cloud thermodynamic phase parameterization based on CALIPSO observations on climate simulation, *J. Geophys. Res.*, *117*, D09103, doi:10.1029/2011JD017263.
- Chepfer H., M. Chiriaco, R. Vautard, and J. Spinhirne (2007), Evaluation of the ability of MM5 meso-scale model to reproduce optically thin clouds over Europe in fall using ICE/SAT lidar space-born observations, *Mon. Weather Rev.*, *135*(7), 2737–2753, doi:10.1175/MWR3413.1.
- Chepfer, H., S. Bony, D. M. Winker, M. Chiriaco, J.-L. Dufresne, and G. Seze (2008), Use of CALIPSO lidar observations to evaluate the cloudiness simulated by a climate model, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L15704, doi:10.1029/2008GL034207.
- Chepfer, H., S. Bony, D. Winker, G. Cesana, J. L. Dufresne, P. Minnis, C. J. Stubenrauch, and S. Zeng (2010), The GCM oriented CALIPSO Cloud Product (CALIPSO-GOCCP), *J. Geophys. Res.*, *115*, D00H16, doi:10.1029/2009JD012251.
- Chepfer, H., G. Cesana, D. Winker, B. Getzewich, and M. Vaughan (2013), Comparison of two different cloud climatologies derived from CALIOP Level 1 observations: The CALIPSO-ST and the CALIPSO-GOCCP, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *30*, 725–744, doi:10.1175/JTECH-D-12-00057.1.
- Deschamps, P. Y., F. M. Bréon, M. Leroy, A. Podaire, A. Bricaud, J. C. Buriez, and G. Sèze (1994), The POLDER mission: Instrument characteristics and scientific objectives, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *32*, 598–615, doi:10.1109/36.297978
- Doutriaux-Boucher, M., and J. Quaas (2004), Evaluation of cloud thermodynamic phase parametrizations in the LMDZ GCM by using POLDER satellite data, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L06126, doi:10.1029/2003GL019095.
- Goloub, P., M. Herman, H. Chepfer, J. Riedi, G. Brogniez, P. Couvert, and G. Sèze (2000), Cloud thermodynamical phase classification from the POLDER spaceborne instrument, *J. Geophys. Res.*, *105*(D11), 14,747–14,759, doi:10.1029/1999JD901183.
- Heymsfield, A. J., and L. M. Miloshevich (1993), Homogeneous ice nucleation and supercooled liquid water in orographic wave clouds, *J. Atmos. Sci.*, *50*, 2335–2353, doi:10.1175/1520-0469(1993)050<2335:HINASL>2.0.CO;2.
- Hourdin, F., et al. (2012), LMDZ5B: The atmospheric component of the IPSL climate model with revisited parameterizations for clouds and convection, *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-012-1343-y, in press.
- Hu, Y. (2007), Depolarization ratio-effective lidar ratio relation: Theoretical basis for space lidar cloud phase discrimination, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L11812, doi:10.1029/2007GL029584.
- Hu, Y., D. Winker, P. Yang, B. A. Baum, L. Poole, and L. Vann (2001), Identification of cloud phase from PICASSO-CENA lidar depolarization: A multiple scattering sensitivity study, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, *70*, 569–579, doi:10.1016/S0022-4073(01)00030-9.
- Hu, Y., et al. (2009), CALIPSO/CALIOP cloud phase discrimination algorithm, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *26*(11), 2293–2309, doi:10.1175/2009JTECHA1280.1.
- Hu, Y., S. Rodier, K. Xu, W. Sun, J. Huang, B. Lin, P. Zhai, and D. Josset (2010), Occurrence, liquid water content, and fraction of supercooled water clouds from combined CALIOP/IIR/MODIS measurements, *J. Geophys. Res.*, *115*, D00H34, doi:10.1029/2009JD012384.
- Kiehl, J. T., and K. E. Trenberth (1997) Earth's annual global mean energy budget, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *78*, 197–208.
- Klein, S. A., and C. Jakob (1999), Validation and sensitivities of frontal clouds simulated by the ECMWF model, *Mon. Weather Rev.*, *127*(10), 2514–253, doi:10.1175/1520-0493(1999)127<2514:VASOFC>2.0.CO;2.
- Marchand, R., and T. Ackerman (2010), An analysis of cloud cover in multiscale modeling framework global climate model simulations using 4 and 1 km horizontal grids, *J. Geophys. Res.*, *115*, D16207, doi:10.1029/2009JD013423.
- Marchand, R., J. Haynes, G. G. Mace, T. Ackerman, and G. Stephens (2009), A comparison of simulated cloud radar output from the multiscale modeling framework global climate model with CloudSat cloud radar observations, *J. Geophys. Res.*, *114*, D00A20, doi:10.1029/2008JD009790.
- Mishchenko, M. I., and L. D. Travis (1997), Satellite retrieval of aerosol properties over the ocean using polarization as well as intensity of reflected sunlight, *J. Geophys. Res.*, *102*, 16,989–17,013, doi:10.1029/96JD02425.
- Noel, V., and H. Chepfer (2010), A global view of horizontally oriented crystals in clouds from CALIPSO, *J. Geophys. Res.*, *115*, D00H23, doi:10.1029/2009JD012365.
- Noel, V., H. Chepfer, M. Haeffelin, and Y. Morille (2006), Classification of ice crystal shapes in midlatitude ice clouds from three years of lidar observations over the SRTA observatory, *J. Atmos. Sci.*, *63*, 2978–2991, doi:10.1175/JAS3767.1.
- Pal, S. R., and A. I. Carswell (1985), Polarization anisotropy in lidar multiple scattering from atmospheric clouds, *Appl. Opt.*, *24*(21), 3464–3471, doi:10.1364/AO.24.003464.
- Pincus, R., S. Platnick, S. A. Ackerman, R. S. Hemler, and R. J. P. Hofmann (2012), Reconciling simulated and observed views of clouds: MODIS, ISCCP, and the limits of instrument simulators. *J. Clim.*, *25*, 4699–4720, doi:10.1175/JCLI-D-11-00267.1.
- Platnick, S., M. D. King, S.A. Ackerman, W.P. Menzel, B.A. Baum, J. C. Riedi, and R.A. Frey (2003), The MODIS cloud products: Algorithms and examples from Terra, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *41* (2), 459–473, doi:10.1109/TGRS.2002.808301.
- Platt, C. M. R. (1981), Remote sounding of high clouds. III: Monte Carlo calculations of multiple-scattered lidar returns, *J. Atmos. Sci.*, *38*, 156–167, doi:10.1175/1520-0469(1981)038<0156:RSOHC>2.0.CO;2.
- Rossow, W. B., and R. A. Schiffer (1999), Advances in understanding clouds from ISCCP, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *80*, 2261–2288, doi:10.1175/1520-0477(1999)080<2261:AIUCFI>2.0.CO;2.
- Sassen, K., and R. L. Petrilla (1986), Lidar depolarization from multiple scattering in marine stratus clouds, *Appl. Opt.*, *25*(9), 1450–1459, doi:10.1364/AO.25.001450.
- Taylor, K. E., R. J. Stouffer, G. A. Meehl (2012), An overview of CMIP5 and the experiment design, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *93*, 485–498, doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1.
- Van de Hulst, H. C. (1957), *Light Scattering by Small Particles*, Dover, New York.
- Webb, M., C. Senior, S. Bony, and J. J. Morcrette (2001), Combining ERBE and ISCCP data to assess clouds in the Hadley Centre, ECMWF and LMD atmospheric climate models, *Clim. Dyn.*, *17*, 905–922, doi:10.1007/s003820100157.
- Winker, D. M. (2003), Accounting for multiple scattering in retrievals from space lidar, *SPIE*, 5059, doi:10.1117/12.512352.
- Winker, D. M., M. A. Vaughan, A. H. Omar, Y. Hu, K. A. Powell, Z. Liu, W. H. Hunt, and S. A. Young (2009), Overview of the CALIPSO mission and CALIOP data processing algorithms, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *26*, 2310–2323, doi:10.1175/2009JTECHA1281.1.
- Yokohata, T., S. Emori, T. Nozawa, Y. Tsushima, T. Ogura, and M. Kimoto (2005), Climate response to volcanic forcing: Validation of climate sensitivity of a coupled atmosphere-ocean general circulation model, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L21710, doi:10.1029/2005GL023542.
- Yoshida, R., H. Okamoto, Y. Hagihara, and H. Ishimoto (2010), Global analysis of cloud phase and ice crystal orientation from Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation (CALIPSO) data using attenuated backscattering and depolarization ratio, *J. Geophys. Res.*, *115*, D00H32, doi:10.1029/2009JD012334.
- Zhang, M. H., et al. (2005), Comparing clouds and their seasonal variations in 10 atmospheric general circulation models with satellite measurements, *J. Geophys. Res.*, *110* (D15), D15S02, doi:10.1029/2004JD005021.

Ubiquitous low-level liquid-containing Arctic clouds: New observations and climate model constraints from CALIPSO-GOCCP

G. Cesana,^{1,2} J. E. Kay,² H. Chepfer,¹ J. M. English,² and G. de Boer^{3,4,5}

Received 30 July 2012; revised 12 September 2012; accepted 17 September 2012; published 19 October 2012.

[1] Ground-based observations show that persistent liquid-containing Arctic clouds occur frequently and have a dominant influence on Arctic surface radiative fluxes. Yet, without a hemispheric multi-year perspective, the climate relevance of these intriguing Arctic cloud observations was previously unknown. In this study, Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation (CALIPSO) observations are used to document cloud phase over the Arctic basin (60–82°N) during a five-year period (2006–2011). Over Arctic ocean-covered areas, low-level liquid-containing clouds are prevalent in all seasons, especially in Fall. These new CALIPSO observations provide a unique and climate-relevant constraint on Arctic cloud processes. Evaluation of one climate model using a lidar simulator suggests a lack of liquid-containing Arctic clouds contributes to a lack of “radiatively opaque” states. The surface radiation biases found in this one model are found in multiple models, highlighting the need for improved modeling of Arctic cloud phase. **Citation:** Cesana, G., J. E. Kay, H. Chepfer, J. M. English, and G. de Boer (2012), Ubiquitous low-level liquid-containing Arctic clouds: New observations and climate model constraints from CALIPSO-GOCCP, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L20804, doi:10.1029/2012GL053385.

1. Introduction

[2] Low-level clouds frequently occur in the Arctic and exert a large influence on Arctic surface radiative fluxes [e.g., *Shupe and Intrieri*, 2004; *Shupe*, 2011; *de Boer et al.*, 2009; *Morrison et al.*, 2012] and Arctic climate feedbacks [e.g., *Winton*, 2006; *Kay and Gettelman*, 2009; *Kay et al.*, 2012a]. Ground-based remote sensing observations taken during the 1997–1998 Surface Heat Budget of the Arctic (SHEBA) [*Uttal et al.*, 2002] experiment first showed the dominant influence of liquid-containing Arctic clouds on surface radiative fluxes in all seasons [*Persson et al.*, 2002; *Shupe and Intrieri*, 2004]. During the SHEBA winter, surface net long-wave radiation ($F_{\text{LW,NET}}$) had a bi-modal distribution, with peaks that have subsequently been termed “radiatively clear”

and “radiatively opaque” states [e.g., *Morrison et al.*, 2012, Figure 4; *Stramler et al.*, 2011]. Cloud phase helps explain these two distinct radiative states. Arctic ice clouds tend to have small optical depths and a weak influence on $F_{\text{LW,NET}}$, and thus can be present even in a “radiatively clear” state. In contrast, Arctic liquid-containing clouds generally have large optical depths and a dominant influence on $F_{\text{LW,NET}}$ [*Shupe and Intrieri*, 2004], and therefore help explain the “radiatively opaque” state [*Doyle et al.*, 2011].

[3] Available observations and theory suggest liquid water is present in Arctic clouds year-round due to interactions between local microphysical and large-scale synoptic meteorological processes [*Doyle et al.*, 2011; *Morrison et al.*, 2012; *Stramler et al.*, 2011]. Local microphysical processes such as the Wegener-Bergeron-Findeisen (WBF) process [*Wegener*, 1911; *Bergeron*, 1935; *Findeisen*, 1938] and heterogeneous ice nucleation rates have a large influence on the phase partitioning in Arctic clouds and thus the radiatively important liquid-containing cloud amount. In addition, large-scale atmospheric patterns play a key role in setting atmospheric temperature, moisture, and aerosol content and thus strongly affect cloud properties and $F_{\text{LW,NET}}$ [*Morrison et al.*, 2012]. There is no doubt that the ubiquitous presence of the liquid phase at temperatures significantly below 0°C is important for Arctic radiative fluxes, and therefore Arctic climate. Yet while individual field campaigns [e.g., *Shupe et al.*, 2006; *Prenni et al.*, 2007] and land-based observatories (e.g. North Slope of Alaska, Eureka, Summit, Ny Alesund) have demonstrated the frequent presence of supercooled liquid-containing low-level Arctic clouds, a hemispheric multi-year perspective on the climatic importance of these clouds has been lacking.

[4] In this paper, a new observational technique (G. Cesana and H. Chepfer, Evaluation of the cloud water phase in a climate model using CALIPSO-GOCCP, submitted to *Journal of Geophysical Research*, 2012), based on the Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation (CALIPSO) spaceborne lidar observations [*Winker et al.*, 2009], is used to document geographic, seasonal, and vertical variations in Arctic cloud phase. This unique hemispheric Arctic cloud phase climatology is then used to evaluate the influence of Arctic cloud phase on Arctic cloud radiative flux biases in climate models. The presented findings suggest that Arctic cloud phase is a useful parameter for climate model evaluation and an important target for climate model improvement.

2. Methods

[5] The GCM Oriented CALIPSO Cloud Product (CALIPSO-GOCCP) [*Chepfer et al.*, 2010] cloud phase detection retrieval algorithm and related simulator improvements used in this study are described by Cesana and Chepfer

¹Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD/IPSL), Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.

²Climate and Global Dynamics Division, NCAR, Boulder, Colorado, USA.

³Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences, Boulder, Colorado, USA.

⁴NOAA ESRL, Boulder, Colorado, USA.

⁵Lawrence Berkeley National Laboratory, Berkeley, California, USA.

Corresponding author: G. Cesana, Laboratoire de Météorologie Dynamique, Ecole Polytechnique, route de Saclay, FR-91128 Palaiseau, France. (gregory.cesana@lmd.polytechnique.fr)

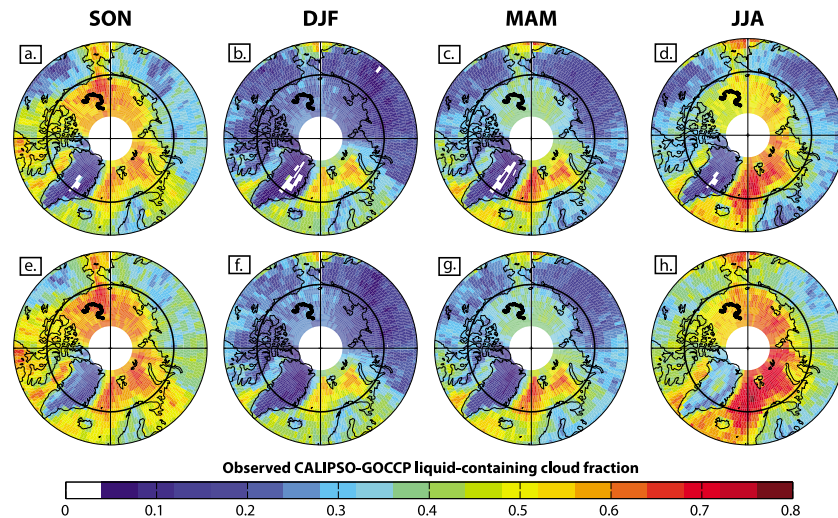


Figure 1. Arctic maps of the seasonal variations in liquid-containing cloud fraction in CALIPSO-GOCCP observations for the period 2006–2011: (a) SON low-level (0–3.36 km above sea level) cloud (b) DJF low-level cloud (c) MAM low-level cloud and (d) JJA low-level cloud. (e–h) As in Figures 1a–1d but for liquid-containing clouds at all levels. Liquid cloud fractions based on both daytime and night-time CALIPSO-GOCCP observations.

(submitted manuscript, 2012), and therefore only a brief description is provided here. CALIPSO-GOCCP has been developed from Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP) level 1 products [Winker *et al.*, 2009] in order to evaluate clouds in climate models. CALIPSO-GOCCP cloud detection (scattering ratio (SR) > 5) occurs every 333 m along the satellite track using lidar profiles with a vertical resolution of 480 m. Next, cloudy pixels are classified as liquid-containing, ice-dominated or undefined using the polarization state of laser light scattered by cloud particles (multiple scattering is taken into account) and temperature. Finally, the retrievals are averaged over a $2^\circ \times 2^\circ$ grid to produce monthly, global, three-dimensional cloud fraction. While a temperature threshold is a part of the phase retrieval, it has a minor influence on Arctic cloud phase retrievals. Between 60° and 82° N, the temperature criterion is used to identify the phase of less than 1.3% of the identified cloudy cases.

[6] CALIPSO-GOCCP observations are affected by spatio-temporal sampling, lidar attenuation, and retrieval assumptions. A lidar simulator can emulate these three idiosyncrasies associated with observing clouds using a spaceborne lidar, and thus a lidar simulator is an essential tool for robust evaluation of model-simulated clouds using lidar observations. In this study, we use the ensemble “GCM + CALIPSO lidar simulator” [Chepfer *et al.*, 2008], which has been developed to be consistent with CALIPSO-GOCCP observations. Briefly, this lidar simulator includes three modules: a subgridding module [Klein and Jakob, 1999], an attenuation module [Chepfer *et al.*, 2008], and a phase diagnosis module that implements the same retrieval on model lidar backscatter profiles as was implemented on observed lidar backscatter profiles (Cesana and Chepfer, submitted manuscript, 2012).

3. Observed Geographic, Seasonal, and Vertical Distributions of Arctic Cloud Phase

[7] Figure 1 shows the seasonal geographic distributions of low-level liquid-containing Arctic clouds (top row) and liquid-containing Arctic clouds at all levels (bottom row).

Liquid-containing clouds are present over the Arctic Ocean and North Atlantic in all seasons. These liquid-containing Arctic clouds exist in an environment with temperatures that are frequently well below 0°C during Fall (SON), Winter (DJF), and Spring (MAM). The largest liquid-containing cloud fractions occur during SON, which is also the season with the most Arctic clouds detected by CALIPSO-GOCCP [e.g., Kay *et al.*, 2012b, Figure 11]. Even during DJF, the season with the least supercooled liquid-containing Arctic clouds, liquid-containing Arctic cloud fractions exceed 0.2 over the entire ocean-covered Arctic domain. DJF and MAM have relatively large liquid-containing cloud fractions (>0.5) associated with the semi-permanent Aleutian and Icelandic Lows, and relatively small liquid-containing cloud fractions over the central Arctic Ocean (0.2–0.4). The contrast between the semi-permanent lows and the central Arctic Ocean is reduced during Summer (JJA) and Fall (SON) when large liquid-containing cloud fractions (>0.5) are present over all high northern latitude ocean areas.

[8] Figures 2a–2d show observed monthly vertical distribution of CALIPSO-GOCCP liquid-containing and ice-dominated clouds averaged over the high northern latitude ocean-covered areas (70° – 82° N). The CALIPSO-GOCCP cloud fraction data are shown with both height (Figures 2a and 2b) and temperature (Figures 2c and 2d) as the vertical coordinate. As discussed by Cesana and Chepfer (submitted manuscript, 2012), the temperature ranges for detected ice-dominated and liquid-containing clouds are consistent with physical theory: liquid is only present above the homogeneous freezing temperature ($\sim -42^\circ\text{C}$) and ice is only present below the melting temperature (0°C).

[9] Over the high northern latitude oceans, most liquid-containing clouds occur below 3 km and at temperatures between -25 and 0°C (Figures 2a and 2c), a result that is similar to available ground-based observations [e.g., de Boer *et al.*, 2011; Shupe, 2011, Figure 3]. Moreover, a subset of CALIPSO-GOCCP measurements above Barrow, Alaska, Eureka, Nunavut and the SHEBA ship track (not shown) produces phase results that are similar to ground-based

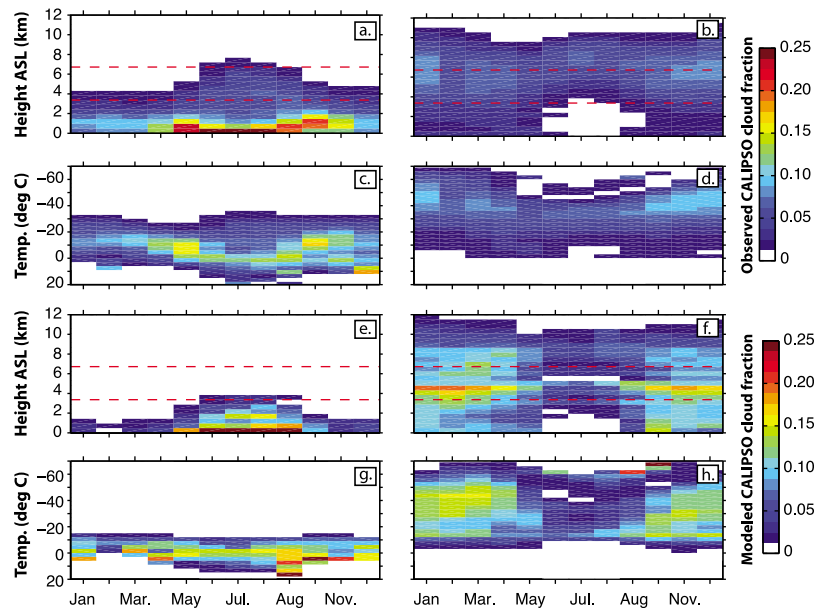


Figure 2. Monthly vertical profiles of cloud fraction averaged over the Arctic Ocean (70–82 N, ocean-only) for the period 2006–2011: (a) Observed liquid-containing clouds as a function of height (km) and month of the year from CALIPSO-GOCCP. (b) Same as Figure 2a but for ice-dominated clouds. (c) Observed liquid-containing clouds as a function of temperature ($^{\circ}\text{C}$) and month of the year from CALIPSO GOCCP. (d) Same as Figure 2c but for ice-dominated clouds. (e–h) same as Figures 2a–2d but for a climate model (LMDZ5B) [Hourdin *et al.*, 2012] using the CALIPSO lidar simulator. Temperatures are from GMAO reanalysis [Bey *et al.*, 2001] provided with the CALIPSO level 1 data. Red dashed lines discriminate between low- and mid-level clouds (3.36 km) and mid- and high-level clouds (6.72 km).

retrievals in Shupe [2011, Figure 3]. The presence of supercooled liquid over such a large temperature range illustrates that temperature is only one of many factors controlling the presence of supercooled liquid in Arctic clouds, and that prescribing temperature-dependent cloud phase in numerical models is not appropriate. Liquid-containing cloud occurs over the largest height range during JJA, from the surface to 7 km. During the transition seasons (MAM, SON), the most common liquid-containing clouds occur at a higher height and a lower temperature than during JJA.

[10] Over the high northern latitude oceans, most CALIPSO-GOCCP-detected ice clouds occur above 4 km and at temperatures between -30 and -60°C (Figures 2b and 2d). In contrast to similarities found between ground-based observations and CALIPSO-GOCCP for liquid-containing clouds, the lack of low-level ice-containing clouds in the CALIPSO-GOCCP observations appears inconsistent with ground-based observations. Ground-based observations reveal that many Arctic clouds are liquid-containing clouds that precipitate snow. Due to attenuation of its downward-pointing lidar beam, CALIPSO cannot detect snow falling below optically thick liquid-containing clouds. We verified that the downward-pointing lidar on CALIPSO cannot “see through” optically thick liquid-containing Arctic clouds to detect near-surface snow by plotting seasonal two-dimension histograms of scattering ratio (SR) and height (see auxiliary material).¹ Low-level liquid-containing Arctic clouds have large scattering ratios (SR > 20), attenuate the lidar beam, and prevent the detection of clouds below them. When the low-level liquid

cloud fraction is small (e.g. in winter), CALIPSO observes more low-level (<3 km) ice-containing clouds and less undefined clouds. These results highlight that lidar attenuation must be taken into account when comparing surface- and space-based datasets.

4. Evaluation of a Climate Model Arctic Cloud Phase Using CALIPSO-GOCCP Observations and Simulator

[11] To illustrate that CALIPSO observations provide a new Arctic-wide constraint on cloud phase in climate models, we next present an example of the climate model evaluation enabled by CALIPSO-GOCCP cloud phase observations and associated enhancements to the CALIPSO simulator. Like Figures 2a–2d for the observations, Figures 2e–2h plot vertical distributions of liquid-containing and ice-dominated cloud amounts for LMDZ5B [Hourdin *et al.*, 2012], which is the atmospheric component of the Institut Pierre Simon Laplace (IPSL) coupled climate model. LMDZ5B reproduces the seasonal cycle of low-level liquid-containing clouds, with a maximum of occurrence in summer and a minimum occurrence during winter. But, in all but the summer months, LMDZ5B has too few liquid-containing clouds below 3 km and too many ice-containing clouds below 5 km when compared to CALIPSO-GOCCP observations. Also, the minimum temperature for liquid-containing clouds in the model is -10°C , while the observations show liquid-containing clouds down to -25°C .

[12] The results shown in Figures 2e–2h were obtained using a simulator to emulate the spaceborne observational process. As a result, the fact that LMDZ5B has insufficient

¹Auxiliary materials are available in the HTML. doi:10.1029/2012GL053385.

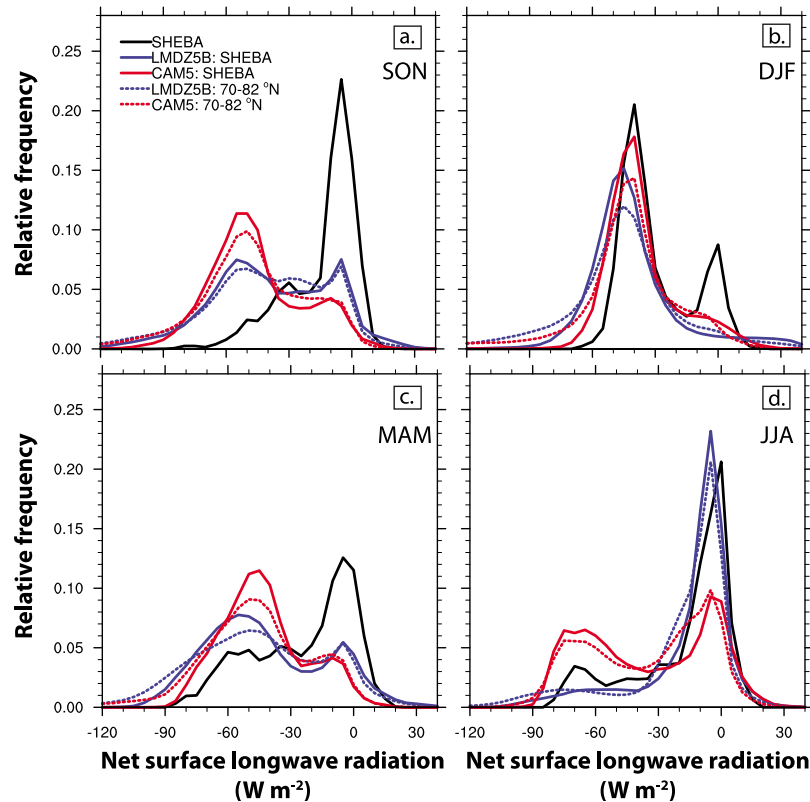


Figure 3. Probability density functions of hourly Arctic Ocean net (down minus up) surface longwave radiation by season in two climate models (LMDZ5B) [Hourdin *et al.*, 2012], CAM5 [Neale *et al.*, 2010], and SHEBA observations [Persson *et al.*, 2002]: (a) Fall (SON), (b) Winter (DJF), (c) Spring (MAM), and (d) Summer (JJA). Climate model SHEBA points based on averages over 70–80 N and 190–240 E, while SHEBA observations are taken along a single ship track (see Figure 1). LMDZ5B model data are 3-hour averages, while SHEBA observations and CAM5 model data are 1-hour averages.

liquid-containing clouds enhances near-surface ice cloud detection. Thus, one potential reason that LMDZ5B has more near-surface ice-containing clouds than the observations is because there is less optically thick cloud to attenuate the simulated lidar beam. However, the ice cloud fraction differences cannot entirely be explained by differences between modeled and observed lidar attenuation. For example, LMDZ5B appears to frequently predict unrealistically large ice cloud fractions at heights that are above the observed liquid-containing clouds, especially between 4 and 5 km.

5. Importance of Cloud Phase for Arctic Surface Radiation

[13] Two main findings have been presented so far. First, low-level liquid-containing clouds are ubiquitous in multi-year spaceborne lidar observations over much of the Arctic basin (Figures 1 and 2). Second, simulator-enabled climate model evaluation using CALIPSO-GOCCP cloud phase retrievals can reveal climate model cloud phase biases. Indeed, the one model that was evaluated had appreciable Arctic cloud phase biases, most notably: too little low-level liquid-containing cloud (Figure 2). While the utility of the hemispheric CALIPSO observations and simulator technique are demonstrated only for one model, the lack of liquid-containing clouds in this one model is not unique.

Other non-simulator studies have used coastal ground-based observations to show that climate models typically underestimate liquid-containing cloud occurrence, especially in winter [e.g., Prenni *et al.*, 2007; Liu *et al.*, 2011]. To relate the importance of these cloud phase findings to Arctic surface climate, the influence of cloud phase on Arctic $F_{\text{LW,NET}}$ is next presented.

[14] Figure 3 shows $F_{\text{LW,NET}}$ distributions with the two peaks associated with a “radiatively opaque” state and a “radiatively clear” state from SHEBA. As SHEBA observations are only available for a single year (1997–1998) in a single location (Beaufort Sea), observational representativeness issues are important to address. Both the SHEBA location values and the Arctic Ocean values are shown for the models in Figure 3, and while there are differences, the qualitative character of the comparisons is not affected by them. Changing the number of years used to generate Figure 3 also didn’t qualitatively change the climate model distribution shapes (not shown); however, with only a single year of SHEBA observations, a similar statement cannot be made based on observations. To fully evaluate the influence of cloud phase on radiation, many more in situ surface radiation observations over the Arctic Ocean are needed. The need for more in situ surface radiative flux observations over the Arctic Ocean is especially poignant given the rapid

changes in Arctic surface climate that have been observed and are projected to continue.

[15] LMDZ5B and the fifth version of the Community Atmosphere Model (CAM5) [Neale *et al.*, 2010] are included in Figure 3. Both climate models underestimate the occurrence of the “radiatively opaque” state in the $F_{\text{LW,NET}}$ as compared to SHEBA observations, especially during the non-summer months. Given the above findings and previous studies, it follows that the underestimation of liquid-containing cloud in LMDZ5B (Figure 2) helps explain the deficit of “radiatively opaque” states in LMDZ5B during non-summer months. During JJA, both the LMDZ5B liquid-containing cloud fraction and the LMDZ5B distribution of $F_{\text{LW,NET}}$ are a better match to CALIPSO-GOCCP and SHEBA observations respectively. The better agreement between JJA cloud phase and JJA radiation suggests getting the cloud phase right has an important influence on the ability of a climate model to get the surface radiation right.

[16] Unlike previous CAM versions that specified cloud phase as a function of temperature, CAM5 prognoses cloud phase and includes important processes such as explicit ice nucleation and the WBF process. Yet, even with representation of processes known to be important for the ice-liquid partitioning in clouds, CAM5 underestimates the occurrence frequency of the “radiatively opaque” state and overestimates the occurrence frequency of the “radiatively clear” state. An underestimation of cloud liquid water amounts in CAM5 is a known bias [Liu *et al.*, 2011; Barton *et al.*, 2012], and likely contributes to the inability of CAM5 to reproduce observed $F_{\text{LW,NET}}$ distributions shown in Figure 3.

[17] More generally, our limited evaluation of climate models participating in the most recent Coupled Model Inter-comparison Project (CMIP5) [Taylor *et al.*, 2012] (not shown) reveals that most climate models are not accurately representing the bimodality of $F_{\text{LW,NET}}$ in non-summer seasons. Only a very limited number of models reproduce the observed “radiatively opaque” peak during DJF. In the transition seasons (MAM, SON), many models have a “radiatively opaque” peak, but all still have a tendency to produce too many “radiatively clear” states. The JJA distribution comparisons were better, with only a limited number of models producing only “radiatively clear” states.

6. Summary and Implications

[18] This study presents new hemispheric multi-year (2006–2011) observations of ubiquitous liquid-containing Arctic clouds. These new CALIPSO-GOCCP cloud phase observations are used along with a lidar simulator to demonstrate the inability of a climate model to accurately recreate the amount of liquid-containing Arctic clouds. Liquid phase biases in this climate model limit its ability to reproduce observed distributions of net surface radiative fluxes. Evaluation of additional climate models suggests the lack of liquid-containing cloud and its impact on surface radiative fluxes is a common climate model deficiency. The simple prescribed relationships between cloud phase and temperature that have historically been used in climate models are incapable of reproducing the Arctic cloud phase observations described here. Moreover, even when advanced microphysical schemes that predict cloud phase are used, such as those currently used in CAM5, insufficient liquid water was

predicted. The main strength of the CALIPSO-GOCCP Arctic cloud phase observations presented here is that they robustly document the frequent presence of liquid-containing clouds over much of the Arctic domain. When combined with a lidar simulator to replicate the observational process, CALIPSO-GOCCP cloud phase observations provide a new robust benchmark for climate model development efforts. Specifically, CALIPSO-GOCCP cloud phase retrievals enable modelers to move beyond evaluation of Arctic cloud occurrence and vertical structure and towards evaluation and improved simulation of Arctic cloud phase and surface radiative fluxes.

[19] **Acknowledgments.** J.E.K. was supported by NASA ROSES grant 09-CCST09-29, J.M.E. by NASA ROSES grant 08-MAP-117, and G.B. by the US DOE Office of Science (BER), CIRES in cooperation with the US DOC/NOAA, and NSF grant ARC-1023366. We would like to thank Johannes Karlsson for helpful suggestions, and NASA, the ICARE and ClimServ centers for access to the CALIPSO level 1 data, and CNES for supporting the development of CALIPSO-GOCCP.

[20] The Editor thanks Neil Barton and an anonymous reviewer for assistance evaluating this paper.

References

- Barton, N. P., S. A. Klein, J. S. Boyle, and Y. Y. Zhang (2012), Arctic synoptic regimes: Comparing domain wide Arctic cloud observations with CAM4 and CAM5 during similar dynamics, *J. Geophys. Res.*, *117*, D15205, doi:10.1029/2012JD017589.
- Bergeron, T. (1935), *Proces Verbaux de l'Association de Meteorologie*, edited by P. Duport, pp. 156–178, Int. Union of Geod. and Geophys., Karlsruhe, Germany.
- Bey, I., D. J. Jacob, R. M. Yantosca, J. A. Logan, B. D. Field, A. M. Fiore, Q. Li, H. Y. Liu, L. J. Mickley, and M. G. Schultz (2001), Global modeling of tropospheric chemistry with assimilated meteorology: Model description and evaluation, *J. Geophys. Res.*, *106*(D19), 23,073–23,095, doi:10.1029/2001JD000807.
- Chepfer, H., S. Bony, D. Winker, M. Chiriaco, J.-L. Dufresne, and G. Sèze (2008), Use of CALIPSO lidar observations to evaluate the cloudiness simulated by a climate model, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L15704, doi:10.1029/2008GL034207.
- Chepfer, H., S. Bony, D. Winker, G. Cesana, J. L. Dufresne, P. Minnis, C. J. Stubenrauch, and S. Zeng (2010), The GCM-Oriented CALIPSO Cloud Product (CALIPSO-GOCCP), *J. Geophys. Res.*, *115*, D00H16, doi:10.1029/2009JD012251.
- de Boer, G., E. W. Eloranta, and M. D. Shupe (2009), Arctic mixed-phase stratiform cloud properties from multiple years of surface-based measurements at two high-latitude locations, *J. Atmos. Sci.*, *66*(9), 2874–2887, doi:10.1175/2009JAS3029.1.
- de Boer, G., H. Morrison, M. D. Shupe, and R. Hildner (2011), Evidence of liquid-dependent ice nucleation in high-latitude stratiform clouds from surface remote sensors, *Geophys. Res. Lett.*, *38*, L01803, doi:10.1029/2010GL046016.
- Doyle, J. G., G. Lesins, C. P. Thackray, C. Perro, G. J. Nott, T. J. Duck, R. Damoah, and J. R. Drummond (2011), Water vapor intrusions into the High Arctic during winter, *Geophys. Res. Lett.*, *38*, L12806, doi:10.1029/2011GL047493.
- Findeisen, W. (1938), *Kolloid-Meteorologische*, 2nd ed., Am. Meteorol. Soc., Boston, Mass.
- Hourdin, F., *et al.* (2012), LMDZ5B: The atmospheric component of the IPSL climate model with revisited parameterizations for clouds and convection, *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-012-1343-y, in press.
- Kay, J. E., and A. Gettelman (2009), Cloud influence on and response to seasonal Arctic sea ice loss, *J. Geophys. Res.*, *114*, D18204, doi:10.1029/2009JD011773.
- Kay, J. E., *et al.* (2012a), Exposing global cloud biases in the Community Atmosphere Model (CAM) using satellite observations and their corresponding instrument simulators, *J. Clim.*, *25*, 5190–5207, doi:10.1175/JCLI-D-11-00469.1.
- Kay, J. E., *et al.* (2012b), The influence of local feedbacks and northward heat transport on the equilibrium Arctic climate response to increased greenhouse gas, *J. Clim.*, *25*, 5433–5450, doi:10.1175/JCLI-D-11-00622.1, in press.
- Klein, S. A., and C. Jakob (1999), Validation and sensitivities of frontal clouds simulated by the ECMWF model, *Mon. Weather Rev.*, *127*(10), 2514–2531, doi:10.1175/1520-0493(1999)127<2514:VASOFC>2.0.CO;2.

- Liu, X., et al. (2011), Testing cloud microphysics parameterizations in NCAR CAM5 with ISDAC and M-PACE observations, *J. Geophys. Res.*, *116*, D00T11, doi:10.1029/2011JD015889. [Printed 177(D1), 2012.]
- Morrison, H., et al. (2012), Resilience of persistent Arctic mixed-phase clouds, *Nat. Geosci.*, *5*, 11–17, doi:10.1038/ngeo1332.
- Neale, R. B., et al. (2010), Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM 5.0), *Tech. Note 486+STR*, Nat. Cent. for Atmos. Res., Boulder, Colo.
- Persson, P. O. G., C. W. Fairall, E. L. Andreas, P. S. Guest, and D. K. Perovich (2002), Measurements near the atmospheric surface flux group tower at SHEBA: Near-surface conditions and surface energy budget, *J. Geophys. Res.*, *107*(C10), 8045, doi:10.1029/2000JC000705.
- Prenni, A. J., et al. (2007), Can ice-nucleating aerosols affect Arctic seasonal climate?, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *88*, 541–550, doi:10.1175/BAMS-88-4-541.
- Shupe, M. D. (2011), Clouds at Arctic atmospheric observatories, part II: Thermodynamic phase characteristics, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, *50*, 645–661, doi:10.1175/2010JAMC2468.1.
- Shupe, M. D., and J. M. Intrieri (2004), Cloud radiative forcing of the Arctic surface: The influence of cloud properties, surface albedo, and solar zenith angle, *J. Clim.*, *17*, 616–628, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<0616:CRFOTA>2.0.CO;2.
- Shupe, M. D., S. Y. Matrosov, and T. Uttal (2006), Arctic mixed-phase cloud properties derived from surface-based sensors at SHEBA, *J. Atmos. Sci.*, *63*(2), 697–711, doi:10.1175/JAS3659.1.
- Stramler, K., A. D. Del Genio, and W. B. Rossow (2011), Synoptically driven Arctic winter states, *J. Clim.*, *24*, 1747–1762, doi:10.1175/2010JCLI3817.1.
- Taylor, K. E., R. J. Stouffer, and G. A. Meehl (2012), An overview of CMIP5 and the experiment design, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *93*, 485–498, doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1.
- Uttal, T., et al. (2002), Surface heat budget of the Arctic Ocean, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *83*, 255–276.
- Wegener, A. (1911), *Thermodynamik der Atmosphäre*, J. A. Barth, Leipzig, Germany.
- Winker, D. M., et al. (2009), Overview of the CALIPSO mission and CALIOP data processing algorithms, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *26*, 2310–2323, doi:10.1175/2009JTECHA1281.1.
- Winton, M. (2006), Amplified Arctic climate change: What does surface albedo feedback have to do with it?, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L03701, doi:10.1029/2005GL025244.

How well do climate models simulate cloud vertical structure?

A comparison between CALIPSO-GOCCP satellite observations and CMIP5 models

G. Cesana¹ and H. Chepfer¹

Received 19 July 2012; revised 17 September 2012; accepted 17 September 2012; published 19 October 2012.

[1] The Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation (CALIPSO) satellite provides robust and global direct measurements of the cloud vertical structure. The GCM-Oriented CALIPSO Cloud Product is used to evaluate the simulated clouds in five climate models using a lidar simulator. The total cloud cover is underestimated in all models (51% to 62% vs. 64% in observations) except in the Arctic. Continental cloud covers (at low, mid, high altitudes) are highly variable depending on the model. In the tropics, the top of deep convective clouds varies between 14 and 18 km in the models versus 16 km in the observations, and all models underestimate the low cloud amount (16% to 25%) compared to observations (29%). In the Arctic, the modeled low cloud amounts (37% to 57%) are slightly biased compared to observations (44%), and the models do not reproduce the observed seasonal variation. **Citation:** Cesana, G., and H. Chepfer (2012), How well do climate models simulate cloud vertical structure? A comparison between CALIPSO-GOCCP satellite observations and CMIP5 models, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L20803, doi:10.1029/2012GL053153.

1. Introduction

[2] Clouds are the primary modulators of the Earth's radiation budget and still constitute the main source of uncertainty in model estimates of climate sensitivity [Randall *et al.*, 2007], and a major limitation to the reliability of climate change projections [e.g., Dufresne and Bony, 2008]. To improve the reliability of climate change projections, it is therefore imperative to improve the representation of cloud processes in models. This first requires evaluating cloud descriptions in climate models. Until recently, this evaluation has been largely based on satellite data of the Earth's radiation budget (the Earth Radiation Budget Experiment, ERBE [Kandel *et al.*, 1994], the Scanner for Radiation Budget, ScaRaB [Barkstrom and Smith, 1986], and the Clouds and the Earth's Radiant Energy System, CERES [Wielicki *et al.*, 1996]). Basic aspects of cloudiness, as fundamental as the vertical distribution of the cloud cover were crucially lacking. Direct robust observations of the cloud amount over highly reflective surface (ice-sheets, deserts, continents) or in sparse shallow cumulus clouds near the surface, and of cloud vertical structure were not available at global scale. This lack of knowledge is

particularly critical in the tropics [e.g., Bony and Dufresne, 2005] and the polar regions [e.g., Winton, 2006; Kay and Gettelman, 2009; Kay *et al.*, 2012], where model-based estimates of future climate have shown to be significantly sensitive to the description of clouds in the models.

[3] The A-Train constellation includes active remote sensing satellites (CALIPSO, launched in 2006 [Winker *et al.*, 2009] and CloudSat [Stephens *et al.*, 2002]) that can observe directly some of the key missing cloud properties like the cloud vertical distribution at high spatial resolution (30 m to 480 m), and to detect clouds over reflective surfaces. The Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP [Winker *et al.*, 2009]) lidar is specifically well adapted for observing i) clouds with optical depth lower than 3, ii) sparse clouds like shallow cumulus, iii) occurrence of clouds within the two first km above the surface (continent and ocean). Its main limitations regarding clouds, are i) the heliosynchronous orbit of the satellite does not give access to the cloud diurnal cycle (not studied in this paper), and ii) its laser cannot penetrate an optical thickness larger than 3. This precludes the observations of clouds within deep convection along the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) and within optically thick storm tracks in mid-latitudes.

[4] This study aims at evaluating the description of the cloud cover and the vertical structure within the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) [Taylor *et al.*, 2012] climate models using the GCM-Oriented CALIPSO Cloud Product (CALIPSO-GOCCP [Chepfer *et al.*, 2010]). The methodology used for comparing climate models and CALIPSO-GOCCP observations is shortly described in Section 2. Results are primarily shown as averages and over the globe, over oceans and over continents (Section 3). We then focus our study on two regions where predictions of future climate have been shown to be significantly sensitive to clouds: the tropics (Section 4) and the Arctic region (Section 5).

2. CALIPSO-GOCCP Observations and Climate Model Outputs

[5] CALIPSO-GOCCP was developed from the CALIPSO level 1 attenuated backscatter measurements for evaluating clouds in climate models [Chepfer *et al.*, 2010]. Here we used six years (2006–2011) of monthly CALIPSO-GOCCP observations including the layered low-level ($z < 3.36$ km), mid-level ($3.36 \text{ km} < z < 6.72$ km), high-level ($z > 6.72$ km), and total cloud cover, as well as the cloud fraction profile at a vertical resolution of 480 m, averaged over a $2^\circ \times 2^\circ$ horizontal grid. These observations are based on CALIOP lidar footprints which have a diameter of about 70 meters with a center-to-center spacing of 1/3 km. This small footprint

¹Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD/IPSL), Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.

Corresponding author: G. Cesana, Ecole Polytechnique, route de Saclay, F-91128 Palaiseau, France. (gregory.cesana@lmd.polytechnique.fr)

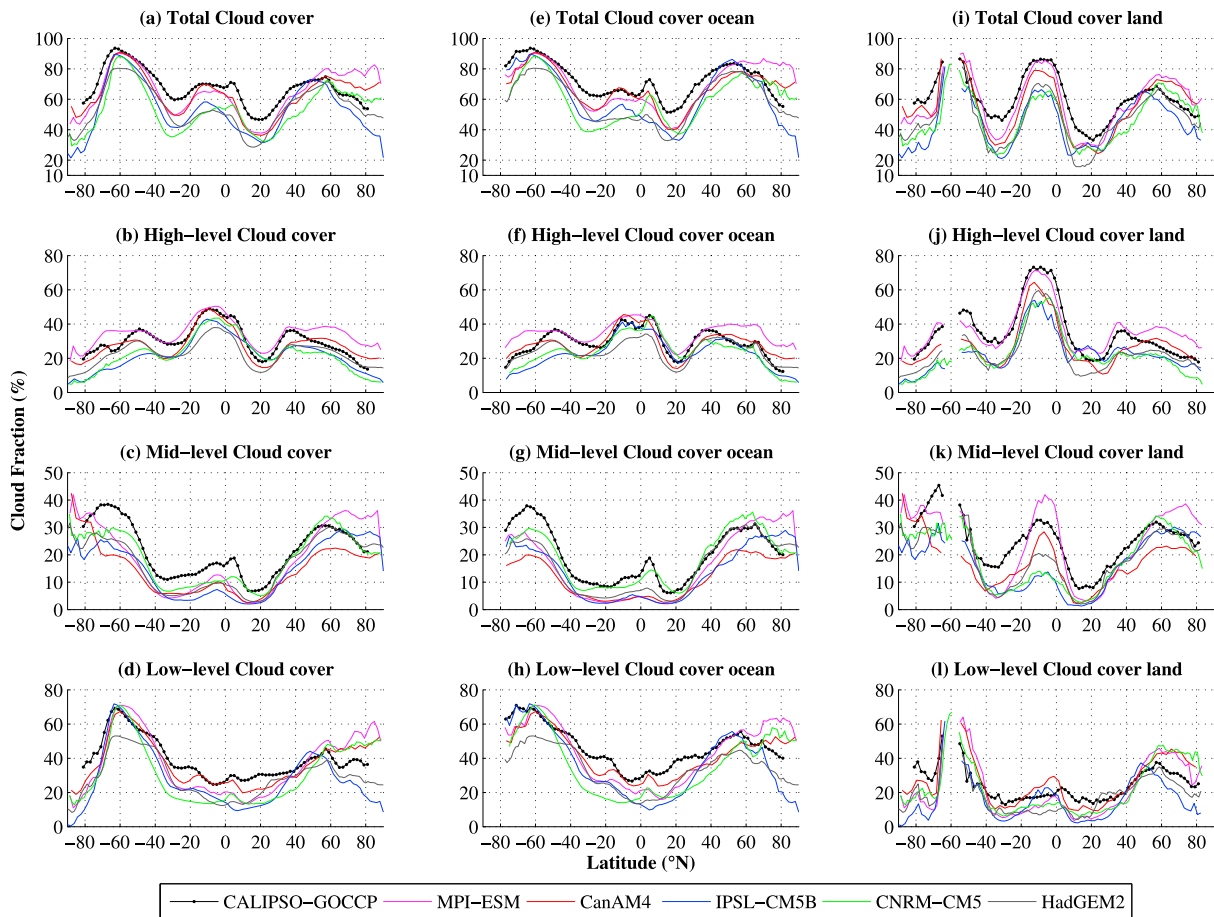


Figure 1. Zonal mean cloud covers observed by CALIPSO-GOCCP and simulated by five “climate models + COSP/lidar simulator” in DJF. (a) Total, (b) High, (c) Mid, (d) Low cloud covers, (e) Total, (f) High, (g) Mid, (h) Low cloud cover over ocean, (i) Total, (j) High, (k) Mid, (l) Low cloud cover over continents.

size reduces concerns about partially filled pixels [Pincus *et al.*, 2012]. The CALIPSO-GOCCP cloud climatology has been compared with that from CALIPSO Science Team (CALIPSO-ST) and found significant differences in zonal cloud profiles, because different cloud detection thresholds and horizontal averaging are used in the two algorithms (H. Chepfer *et al.*, Comparison of two different cloud climatologies derived from CALIOP Level 1 observations: the CALIPSO-ST and the CALIPSO-GOCCP, submitted to *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2012).

[6] We evaluated model output (AMIP experiment, atmosphere only, monthly time frequency and r1i1p1 ensemble) from years 1979 through 2008) of the CMIP5 experiment [Taylor *et al.*, 2012] by the following climate models: IPSL-CM5B [Hourdin *et al.*, 2012], CNRM-CM5 [Voldoire *et al.*, 2011], HadGEM2 [Jones *et al.*, 2011], CanAM4 [Cole *et al.*, 2011] and MPI-ESM [Jungclaus *et al.*, 2010]. As the definition of a cloud is not the same in models and observations nor between models, the lidar simulator [Chepfer *et al.*, 2008] that is integrated into COSP (Cloud Feedback Model Inter-comparison Project, CFMIP Observational Simulator Package [Bodas-Salcedo *et al.*, 2011]) has been used in each model to simulate the cloud amount that would be observed by CALIPSO above the atmosphere predicted by the model.

Use of a simulator reduces instrument biases and ensures that the cloud covers are defined consistently across the models and with the observations. Nevertheless, even a perfect agreement between CALIPSO-GOCCP and simulator outputs would not guaranty that the model reproduces perfectly clouds, because CALIPSO-GOCCP and COSP do not detect the optically thinnest clouds [Chepfer *et al.*, 2010; also submitted manuscript, 2012].

3. Global Scale Analysis

3.1. Zonal Mean Cloud Cover

[7] Figure 1 shows the zonal mean cloud cover observed by CALIPSO-GOCCP and as simulated by the climate models through the lidar simulator. The total, mid and low cloud covers (Figures 1a, 1c, and 1d) are underestimated by most models at all latitudes except north of 50°N, where inter-model spread is significant around the observations (+/− 20% at 80°N). The global underestimation of total cloud cover (51% to 62% in models vs. 64% in observations) was already pointed out [Zhang *et al.*, 2005] in former climate models (CMIP3 [Meehl *et al.*, 2007]) compared to International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) observations [Rossow and Schiffer, 1999]. The present

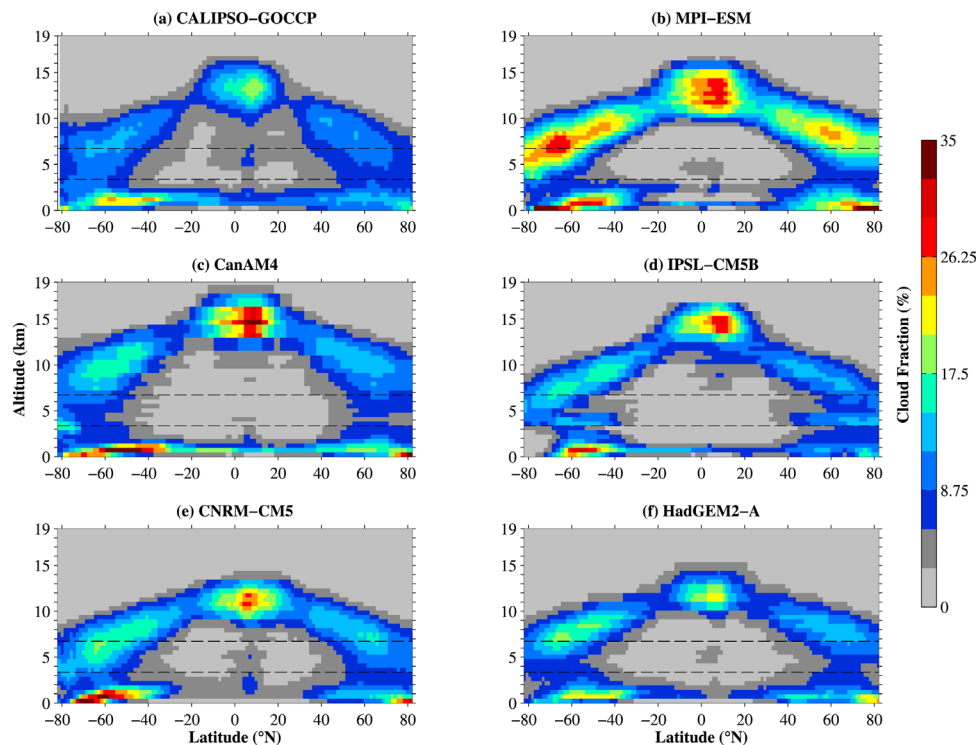


Figure 2. Zonal cloud fraction profiles (annual mean). (a) observations CALIPSO-GOCCP, (b–f) climate models + COSP/lidar simulator with MPI-ESM (Figure 2b), CanAM4 (Figure 2c), IPSL-CM5B (Figure 2d), CNRM-CM5 (Figure 2e), and HadGEM2-A (Figure 2f). Black dashed lines discriminate between low- and mid-level clouds and mid- and high-level clouds.

evaluation (Figure 1a) suggests that this systematic model defect remains in CMIP5 models. The models do not produce enough clouds, and compensate by making clouds optically too thick, in order to get correct fluxes at the top of the atmosphere [Kay *et al.*, 2012; D. Konsta *et al.*, Evaluation of clouds simulated by the LMDZ5 GCM using A-train satellite observations (CALIPSO-PARASOL-CERES), submitted to *Climate Dynamics*, 2012]. In polar regions, where the observed cloud cover was highly uncertain before active space-based remote sensing, the inter-model spread is significant around the observations (20% to 50%), and all models underestimate the Antarctic cloud cover. The modeled cover of low-level clouds is too low, especially in the tropics (Figure 1d). Mid-level clouds vary a lot between models in the polar regions. Modeled high clouds do not show a systematic bias. Compared to passive remote sensing evaluation used by Zhang *et al.* [2005], the CALIPSO evaluation suggests that the inter-model spread in low, mid, high cloud cover is reduced, the underestimate of mid-level clouds by all models is confirmed, and the high latitude clouds are significantly different than the ones seen by passive remote sensing.

[8] Near 60°S (Figures 1a–1d) where most of the climate models exhibit substantial bias against the flux observed at top of the atmosphere (TOA) [e.g., Cole *et al.*, 2011], the total cloud cover (Figure 1a) is not particularly biased compared to others latitudes. Four of the 5 models reproduce surprisingly well the observed low and total cloud cover. This suggests a model’s ability to produce the right cloud cover may

not explain why the modeled TOA flux is too large here. The amount of condensed water (liquid and ice, or the cloud optical depth) is more likely the reason of this discrepancy.

[9] Over continents (Figures 1i–1l), the biases in modeled cloud cover are similar to the previous section. In deep convection along the ITCZ, the observed high altitude cloud cover is higher there (70% Figure 1j) than above ocean (50%, Figure 1f) because the continent is warmer and produces stronger convective motions. The models reproduce roughly this continent/ocean contrast at high altitude, but the simulated mid- and low-level continental clouds (Figures 1k and 1l) spread significantly more than the global/ocean ones (Figures 1g and 1h), especially in the tropics and polar regions. It confirms that the representation of continental clouds remains a challenge for climate models.

3.2. Zonal Mean Cloud Profiles

[10] The zonal mean cloud profiles observed by CALIPSO-GOCCP (Figure 2a) illustrate that clouds follow the atmospheric circulation: deep convection along the equator leads to high clouds, the subsidence branches of the Hadley cells around 25° preclude cloud formation in the free troposphere, the mid latitude storm tracks cover the entire troposphere, and boundary layer clouds ($z < 4$ km) produced by small local convection occur at all latitudes.

[11] Although the models roughly reproduce this structure (Figures 2b–2f), the quantitative comparison with observations (Figure 2a) shows systematic model bias. The highest

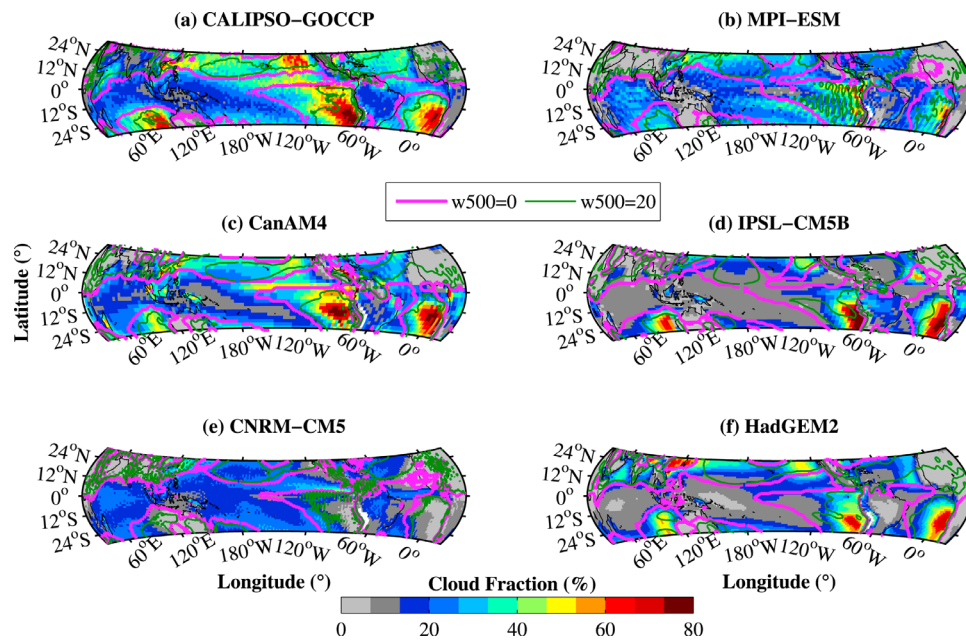


Figure 3. Tropical low cloud cover (DJF). (a) observations CALIPSO-GOCCP, (b–f) climate models + COSP/lidar simulator with MPI-ESM (Figure 3b), CanAM4 (Figure 3c), IPSL-CM5B (Figure 3d), CNRM-CM5 (Figure 3e), HadGEM2-A (Figure 3f). Green and magenta isolines show respectively $w_{500} = 0$ hPa/day and $w_{500} = 20$ hPa/day for each model except in Figure 3a where w_{500} is from ERA interim.

simulated clouds are between 14 km (CNRM-CM5 and HadGEM2-A) and 18 km (CanAM4) but are near 16 km in CALIPSO-GOCCP. All models generate too many high-level clouds compared to observations, at all latitudes, including in the subsidence branch of the Hadley cells. Most models produce too many boundary layer clouds in mid and high latitudes, and too few in the tropics. This underestimation may, in some cases, be caused by an overestimation of the high clouds, which tends to mask the low clouds in the lidar simulator.

4. Tropics

[12] Exchanges of energy in the tropics influence the climate of the entire Earth, and tropical clouds play a key role in its redistribution. All cloud types influence the tropical climate, but inter-model studies [Bony and Dufresne, 2005] suggest that the representation of low level clouds in subsidence regions (nearly 65% of the tropics) impacts substantially the tropical clouds climate sensitivity.

[13] As describe in Section 1, CALIOP can detect the fractionated and small shallow cumulus in subsidence regions close to the surface [e.g., Konsta et al., 2012]. The observed boundary layer cloud cover is larger than 15% almost everywhere (Figure 3a), with a maximum of 100% in stratocumulus over the East part of oceans, where the subsidence is strong. Figures 3b–3f exhibit the model cloud covers together with the regions of subsidence, identified by a positive mean air mass vertical speed at 500 hPa (w_{500}). Stratocumuli are reproduced by most models but their horizontal extent is underestimated, in particular along the Californian and Australian coasts. The shallow cumulus cloud cover is significantly underestimated (10% instead of 25%) by half of the models. Further analysis (not shown) indicates the high

cloud cover in subsidence regions ($w_{500} > 0$) is small in both models and observations, which suggest that the model underestimation of low clouds is not due to masking by higher clouds (Section 3.2).

5. Arctic

[14] Tropospheric polar clouds modulate the radiation reaching the surface and regulate the Arctic climate [e.g., Morrison et al., 2011]. Most reliable observations of Arctic clouds were collected by ground based sites [Shupe et al., 2006; de Boer et al., 2009] that do not provide a complete view of the region. Thanks to its capability to observe clouds above reflective surface, CALIPSO provides relevant information over the polar region equatorward of 82° latitude.

[15] The annual mean low-level cloud cover ($z < 3.36$ km) observed by CALIPSO-GOCCP in the Arctic (Figure 4a) shows that the dry atmosphere above continents contains a smaller but significant amount of low clouds (30% to 45%), except over Greenland and high altitude regions where it is lower ($< 30\%$). Above ocean, the moister atmosphere produces a larger low-level cloud cover (typically $> 60\%$ up to 80%). To first order, their significantly asymmetric distribution is related to the sea surface temperature: cloud covers are largest above the warmest Barents and Greenland seas, and smaller (50–60%) above the cold Beaufort sea. All models (Figures 4b–4f) except MPI-ESM, reproduce this asymmetry, but not the correct low cloud cover, and the inter-model spread is large especially in the Arctic sea (between 40% and 70%). Similarly, the models mimic the ocean-continent contrast but the cloud cover is often substantially different from observations.

[16] The annual cycle of the monthly mean low cloud cover in the Arctic is presented in Figure 4g. Observations

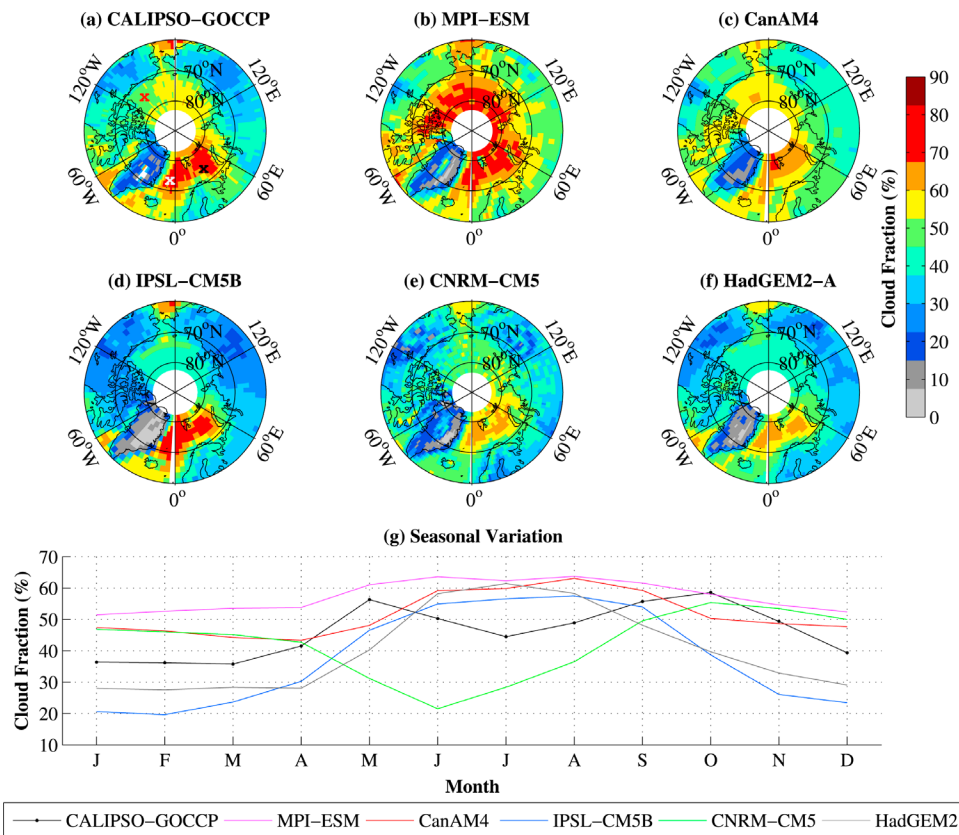


Figure 4. Arctic low cloud cover. (a) observations CALIPSO-GOCCP (annual mean). The red, white and black crosses show the Beaufort, Greenland and Barents seas, respectively. (b–f) Climate models + COSP/lidar simulator with MPI-ESM (Figure 4b), CanAM4 (Figure 4c), IPSL-CM5B (Figure 4d), CNRM-CM5 (Figure 4e), HadGEM2-A (Figure 4f) (annual mean). (g) Seasonal variation over open ocean (60°N – 82°N without land).

show that it is maximum in May and October ($>50\%$) and minimum in winter between December and March (35%) with a secondary minimum in July (42%). Most of models reproduce the winter minimum cloud cover, but none reproduce the July minimum, except CNRM-CM5 for which it is the only minimum. No model simulated the maximum in fall season. The minimum model cloud cover in winter is strongly variable: between 20% and 50%, vs. 35% in the satellite data.

6. Conclusion

[17] In this paper, active remote sensing satellite observations are used to evaluate cloud cover and cloud vertical structure simulated by five climate models. To ensure that differences between model and observations can be attributed to model defects, we used CMIP5 climate models including the COSP/lidar simulator, which mimics the lidar profile that would be observed by CALIPSO over the modeled atmosphere. We compared the “model + simulator” outputs with CALIPSO-GOCCP observations that are consistent with the simulator algorithm.

[18] Results show that all models underestimate the total cloud cover (51% to 62%) against observations (64%) at all latitudes, except in the Arctic. Low- and mid-level altitude clouds are underestimated by all the models (except in the Arctic), while high altitude cloud cover is overestimated by

some models. The discrepancy between models and observations, and the inter-model spread is more pronounced over continents than over ocean. The zonal cloud fraction profiles (every 480 m in the vertical) indicate that some models shift the altitude of the clouds along the ITCZ by 2 km (higher or lower) compared to observations. The models hardly reproduce the cloud free subsidence branch of the Hadley cells, and the high-level cloud cover is often too large. In the tropics, the low-level cloud cover (29% in CALIPSO-GOCCP) is underestimated by all models in subsidence regions (16% to 25%). In the Arctic, the simulated winter low-level cloud cover varies between 20% and 55%. Despite the significant discrepancy between modeled and observed cloud covers, most models roughly reproduce the observed spatial distribution of low clouds over open ocean. The pronounced seasonal cycle observed in low-level Arctic clouds is hardly simulated by some models.

[19] This article shows how CALIPSO-GOCCP observations and COSP/lidar simulator can provide simple and robust benchmark for identifying systematic multi-model deficiencies in the description of the cloud vertical structure at global scale, and in the cloud cover in regions typically hard to observe (e.g. poles, tropical oceans, continents). Future work will include more advanced evaluation using complementary observations from others A-train instruments.

[20] **Acknowledgments.** We would like to thank NASA, the ICARE and ClimServ centers for access to the CALIPSO level 1 data, and CNES for supporting the development of CALIPSO-GOCCP. We also acknowledge the World Climate Research Programme's Working Group on Coupled Modelling, which is responsible for CMIP, and we thank the climate modeling groups (Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, Centre National de Recherches Meteorologiques, Institut Pierre-Simon Laplace, Max Planck Institute for Meteorology and Met Office Hadley Centre) for producing and making available their model output. Thanks are due to Vincent Noel for his internal review and to the anonymous reviewers for their useful comments that helped to improve the manuscript.

[21] The editor thanks the two anonymous reviewers.

References

- Barkstrom, B. R., and G. L. Smith (1986), The Earth radiation budget experiment: Science and implementation, *Rev. Geophys.*, *24*, 379–390, doi:10.1029/RG024i002p00379.
- Bodas-Salcedo, A., et al. (2011), COSP: Satellite simulation software for model assessment, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *92*, 1023–1043, doi:10.1175/2011BAMS2856.1.
- Bony, S., and J.-L. Dufresne (2005), Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L20806, doi:10.1029/2005GL023851.
- Chepfer, H., et al. (2008), Use of CALIPSO Lidar observations to evaluate the cloudiness simulated by a climate model, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L15704, doi:10.1029/2008GL034207.
- Chepfer, H., et al. (2010), The GCM Oriented CALIPSO Cloud Product (CALIPSO-GOCCP), *J. Geophys. Res.*, *115*, D00H16, doi:10.1029/2009JD012251.
- Cole, J., et al. (2011), Assessing simulated clouds and radiative fluxes using properties of clouds whose tops are exposed to space, *J. Clim.*, *24*, 2715–2727, doi:10.1175/2011JCLI3652.1.
- de Boer, G., E. W. Eloranta, and M. D. Shupe (2009), Arctic mixed-phase stratiform cloud properties from multiple years of surface-based measurements at two high-latitude locations, *J. Atmos. Sci.*, *66*(9), 2874–2887, doi:10.1175/2009JAS3029.1.
- Dufresne, J.-L., and S. Bony (2008), An assessment of the primary sources of spread of global warming estimates from coupled atmosphere–ocean models, *J. Clim.*, *21*, 5135–5144, doi:10.1175/2008JCLI2239.1.
- Hourdin, F., et al. (2012), LMDZ5B: The atmospheric component of the IPSL climate model with revisited parameterizations for clouds and convection, *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-012-1343-y, in press.
- Jones, C. D., et al. (2011), The HadGEM2-ES implementation of CMIP5 centennial simulations, *Geosci. Model Dev.*, *4*, 543–570, doi:10.5194/gmd-4-543-2011.
- Jungclaus, J. H., et al. (2010), Climate and carbon-cycle variability over the last millennium, *Clim. Past*, *6*, 723–737, doi:10.5194/cp-6-723-2010.
- Kandel, R. S., et al. (1994), The ScaRaB project: Earth radiation budget observations from Meteor satellites, *Adv. Space Res.*, *14*, 47–54, doi:10.1016/0273-1177(94)90346-8.
- Kay, J. E., and A. Gettelman (2009), Cloud influence on and response to seasonal Arctic sea ice loss, *J. Geophys. Res.*, *114*, D18204, doi:10.1029/2009JD011773.
- Kay, J. E., et al. (2012), Exposing global cloud biases in the Community Atmosphere Model (CAM) using satellite observations and their corresponding instrument simulators, *J. Clim.*, *25*, 5190–5207, doi:10.1175/JCLI-D-11-00469.1.
- Konsta, D., et al. (2012), A process oriented description of tropical oceanic clouds for climate model evaluation, based on a statistical analysis of daytime A-train high spatial resolution observations, *Clim. Dyn.*, in press.
- Meehl, G. A., et al. (2007), The WCRP CMIP3 multimodel dataset: A new era in climate change research, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *88*, 1383–1394, doi:10.1175/BAMS-88-9-1383.
- Morrison, H., et al. (2011), Resilience of persistent Arctic mixed-phase clouds, *Nat. Geosci.*, *5*, 11–17, doi:10.1038/ngeo1332.
- Pincus, R., et al. (2012), Reconciling simulated and observed views of clouds: MODIS, ISCCP, and the limits of instrument simulators, *J. Clim.*, *25*, 4699–4720, doi:10.1175/JCLI-D-11-00267.1.
- Randall, D. A. et al. (2007), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by S. Solomon et al., Cambridge Univ. Press, New York.
- Rossov, W. B., and R. A. Schiffer (1999), Advances in understanding clouds from ISCCP, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *80*, 2261–2287, doi:10.1175/1520-0477(1999)080<2261:AIUCFI>2.0.CO;2.
- Shupe, M. D., S. Y. Matrosov, and T. Uttal (2006), Arctic mixed-phase cloud properties derived from surface-based sensors at SHEBA, *J. Atmos. Sci.*, *63*(2), 697–711, doi:10.1175/JAS3659.1.
- Stephens, G. L., et al. (2002), The CloudSat mission and the A-Train: A new dimension of space-based observations of clouds and precipitation, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *83*, 1771–1790, doi:10.1175/BAMS-83-12-1771.
- Taylor, K. E., R. J. Stouffer, and G. A. Meehl (2012), An overview of CMIP5 and the experimental design, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *93*, 485–498, doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1.
- Voltaire, A., et al. (2011), The CNRM-CM5.1 global climate model: Description and basic evaluation, *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-011-1259-y, in press.
- Wielicki, B. A., et al. (1996), Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES): An Earth observing system experiment, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *77*, 853–868, doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0853:CATERE>2.0.CO;2.
- Winker, D. M., et al. (2009), Overview of the CALIPSO mission and CALIOP data processing algorithms, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *26*, 2310–2323, doi:10.1175/2009JTECHA1281.1.
- Winton, M. (2006), Amplified Arctic climate change: What does surface albedo feedback have to do with it?, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L03701, doi:10.1029/2005GL025244.
- Zhang, M. H., et al. (2005), Comparing clouds and their seasonal variations in 10 atmospheric general circulation models with satellite measurements, *J. Geophys. Res.*, *110*, D15S02, doi:10.1029/2004JD005021.