

N° d'Ordre : D.U. 2026

UNIVERSITE BLAISE PASCAL

U.F.R. Sciences et Technologies

**ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES
FONDAMENTALES**

N° : 643

THESE

présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITE

Spécialité : Physique de l'Atmosphère

par **MIOCHE Guillaume**

Titulaire du Master Recherche spécialité Physico-Chimie de l'Atmosphère et du Climat

Validation des produits d'inversion des observations
satellitaires CALIPSO/CloudSat pour la caractérisation
des propriétés optiques et microphysiques des nuages
de glace et en phase mixte

Soutenue publiquement le 30 Mars 2010 devant la commission d'examen :

Président	Wolfram Wobrock (LaMP, Clermont-Ferrand)
Rapporteurs	Hélène Chepfer (LMD, Palaiseau) Jacques Pelon (LATMOS, Paris)
Examineurs	Dominique Bouniol (CNRM, Toulouse) Andreas Minikin (DLR, Oberpfaffenhofen)
Directeurs de thèse	Jean-François Gayet (LaMP, Clermont-Ferrand) Alfons Schwarzenböck (LaMP, Clermont-Ferrand)

N° d'Ordre : D.U. 2026

UNIVERSITE BLAISE PASCAL

U.F.R. Sciences et Technologies

**ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES
FONDAMENTALES**

N° : 643

THESE

présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITE

Spécialité : Physique de l'Atmosphère

par **MIOCHE Guillaume**

Titulaire du Master Recherche spécialité Physico-Chimie de l'Atmosphère et du Climat

Validation des produits d'inversion des observations
satellitaires CALIPSO/CloudSat pour la caractérisation
des propriétés optiques et microphysiques des nuages
de glace et en phase mixte

Soutenue publiquement le 30 Mars 2010 devant la commission d'examen :

Président	Wolfram Wobrock (LaMP, Clermont-Ferrand)
Rapporteurs	Hélène Chepfer (LMD, Palaiseau) Jacques Pelon (LATMOS, Paris)
Examineurs	Dominique Bouniol (CNRM, Toulouse) Andreas Minikin (DLR, Oberpfaffenhofen)
Directeurs de thèse	Jean-François Gayet (LaMP, Clermont-Ferrand) Alfons Schwarzenböck (LaMP, Clermont-Ferrand)

Remerciements

Quel bonheur d'écrire enfin ces quelques pages de remerciements !

3 ans et demi de thèse, c'est long ! Mais c'est une expérience unique ! Et les résultats présentés dans les pages suivantes sont le fruit d'un travail d'équipe, de collaborations, d'échanges...

Une thèse, c'est donc beaucoup de rencontres, qui permettent toutes, à leur manière, un enrichissement au niveau professionnel ou personnel.

Ces quelques pages vont enfin me permettre de remercier les personnes qui ont, de près ou de loin, contribué à ce travail de thèse, soit par une implication directe au niveau des travaux de recherche ou par une implication plus personnelle et « spirituelle ».

Je remercie tout d'abord les directeurs successifs du LaMP, Nadine Chaumerliac puis Wolfram Wobrock, de m'avoir accueilli au sein du Laboratoire de Météorologie Physique.

Je tiens ensuite à remercier les membres du jury d'avoir accepté de juger mon travail de thèse: Hélène Chepfer et Jacques Pelon, les rapporteurs, ainsi que Dominique Bouniol, Andreas Minikin et Wolfram Wobrock, les examinateurs. Merci d'avoir pris le temps de lire et critiquer mon manuscrit et ma soutenance. Merci pour vos commentaires qui auront permis d'améliorer et d'enrichir mon travail et mes connaissances.

Ensuite, je voudrais apporter toute ma reconnaissance à Jean-François Gayet et Alfons Schwarzenböck, respectivement directeur et co-directeur de mes travaux de recherche, pour avoir encadré ma thèse et s'être assurés de son bon déroulement. Vous avez su, par votre complémentarité, votre expérience et vos conseils me guider et me motiver (et me remotiver quand c'était nécessaire...) dans les différentes étapes de cette thèse. Merci de m'avoir formé pendant ces quelques années.

Je tiens également à dédier un paragraphe à Christophe Gourbeyre, ingénieur de l'équipe microphysique, avec lequel j'ai été ravi de travailler ! Sans toi, aucune des mesures présentées dans ce rapport n'auraient pu voir le jour... Ton savoir faire, ton expérience ainsi que la qualité et la rigueur de ton travail sont pour beaucoup dans les résultats présentés ici. Merci Christophe pour ces fiches de consignes précises, ces traitements de données efficaces, ces fichiers « Mix » maintes et maintes fois corrigés, et bien sûr tes célèbres et parfaits fichiers Excel... ! Merci aussi pour les bons moments passés, (en compagnie d'une Fanziskaner et de PES...) aussi bien à Longyearbean, Oberpfaffenhofen ou Chamalières...

Un grand merci à Guillaume P., mon acolyte depuis 2002... avec qui j'ai partagé depuis l'IUT la même formation sur les bancs de l'université: la joie des cours de physique quantique ou de chimie organique..., le stage en collège en Licence, puis au LaMP en M1 et en M2, les coups de stress, les grandes questions sur le futur, ainsi que les formalités administratives... Tu vois, je te l'avais dit, on y est quand même arrivé !

Merci également aux autres collègues du LaMP/OPGC avec lesquels j'ai eu le plaisir de travailler ou de discuter avec en particulier l'équipe de jeunes chercheurs dynamiques: Olivier J., Marie M., Fred S., Aurélie C., Laurent D., Vincent G.... mais aussi à Jean-François F., Valéry S., Christophe D. et Guy F.

Durant ma thèse et les collaborations avec le Service d'Aéronomie et le CETP (maintenant LATMOS) en France, l'AWI et le DLR en Allemagne, j'ai également rencontré plusieurs personnes que je remercie pour les échanges et discussions scientifiques que nous avons eus : Damien Josset, Alain Protat, Julien Delanoë, André Ehrlich, Astrid Lampert, Heike Eichler, Andreas Dörnbrack...

Merci aussi aux anciens et nouveaux doctorants et stagiaires du bureau et du laboratoire avec qui j'ai partagé de bons moments et qui me laisseront d'agréables souvenirs :

Hervé V. mon formateur et mentor « Matlab », un grand merci pour tout ce que tu m'as appris, tant au niveau de la programmation que du « rangement aléatoire » des dossiers informatiques...,

les futurs docteurs : Julien B., dit « la Rivière », Boris Q. et ses fameux calculs de diffusion, Maxime H. ses cendres et son lidar... bon courage vous y êtes presque !

Vincent M., Rémy L., Mathieu R., Fred T., Céline P, Anaïs C., Mickaël G...

De la même manière, merci aussi aux autres post-docs, ingénieurs et techniciens et autres personnes côtoyées au laboratoire ou sur le campus, avec lesquelles je n'ai pas forcément beaucoup travaillé, mais plutôt bien rigolé et décompressé! Jean-Marc P., Mickaël R., Suzanne C., David P., Laetitia B., Claude H., Christian R....

Merci à tous pour ces bons moments qui détendent, avec en particulier :

les pronos du week-end, week-middle et WRC ainsi que les discussions sportives avec Jean-Marc, Mickaël, et Christophe,

la « détente » du mardi midi sur le terrain synthétique et tous ses participants, toujours parfaitement orchestrée par Jean-Marc,

et même les blagues de Claude...

Merci également à Florence H., Cécile Y., Sandra B. et Sandrine R. pour avoir toujours répondu à mes questions administratives ou informatiques...

Parallèlement à ma thèse, j'ai également effectué un service de monitorat à l'IUT Mesures Physiques de l'Université d'Auvergne. Je remercie ainsi tout le personnel de l'IUT qui a permis que mon enseignement se déroule dans de parfaites conditions, et en particulier Hubert Coitout, mon tuteur, ainsi que William Bussière, Damien Vacher, Pierre Bezborodko, Jean-Paul Baillot et Bruno Dauzat avec lesquels j'ai principalement travaillé. Je voudrais également vivement remercier Oscar Awitor, directeur de l'IUT en 2003, envers qui je suis très reconnaissant de m'avoir incité à poursuivre mes études que je voulais alors arrêter.

Je voudrais maintenant remercier et apporter toute ma reconnaissance à toutes les personnes qui forment mon « environnement » plus personnel, en plus des personnes déjà citées. Et en ce qui me concerne, je suis heureux d'avoir autour de moi autant de gens sur lesquels je peux compter. En effet, je voudrais maintenant remercier toute ma famille, belle famille et amis qui m'ont soutenu, encouragé et qui se sont même parfois intéressés à mon travail. Et c'est vrai que je n'ai pas toujours été « facile à vivre » pendant ces 4 ans, parfois stressé, découragé ou désagréable...

Merci à mes parents pour leur soutien : vous avez toujours été présents et m'avez encouragé quand il le fallait. J'ai toujours pu compter sur vous et je vous en suis énormément reconnaissant.

Merci Sabine pour les bons moments passés, les quelques « bagarres », les fous rires, et tes questions et réactions toujours pleines de bon sens (!) qui font retomber la pression de temps en temps depuis maintenant presque 26 ans...

Merci aux « Nony » : Christian, Mireille, Jérôme, Karine... de m'avoir accepté sans hésiter...

Merci à la Musique, la BF, la JA, les copains..., qui m'ont permis de m'évader et de décompresser en soufflant dans mon saxhorn, et autour de beaux projets et de quelques apéros... Alex, Pierre, Patrice, Evelyse, Didier, Brigitte, Julien, Laurent et tous les autres... je suis heureux de partager ces moments avec vous !

Et puis je tiens à adresser un merci tout particulier – mais ô combien important – à un certain nombre de personnes travaillant à Beaumont et à Saint-Etienne, que je n'oublierai jamais et à qui j'ai donné pas mal de travail un certain mois d'Août 2009... Merci Thomas P., Fred L. et Pierre M. et vos équipes, ainsi que Olivier R. et Philippe P. les champions du plateau canadien; sans vous, je n'aurais jamais pu écrire ces quelques lignes !

Et enfin, il reste une personne que je n'ai pas encore remerciée: Marlène. Merci tout d'abord d'être passée sur mon chemin... Merci de m'avoir supporté et merci surtout d'avoir pris inlassablement soin de moi, depuis la fameuse « tisane » aux « Arbres » jusqu'au « Oui » du 14 Novembre 2009 et pour encore un bon bout de chemin que nous allons faire ensemble! Merci pour tout, tout simplement !

Table des matières

CHAPITRE I

INTRODUCTION GENERALE..... 1

I.1. CLIMAT ET PREVISION : LE ROLE DES NUAGES	1
I.2. MICROPHYSIQUE DES NUAGES : UN PEU D'HISTOIRE.....	6
I.2.1. Mais de quoi sont constitués les nuages ?	6
I.2.2. Un développement fulgurant.....	7
I.3. MESURER LES NUAGES.....	8
I.3.1. Vers la télédétection.....	9
I.3.2. Télédétection passive et active.....	9
I.4. LE TRAIN SPATIAL : UNE PREMIERE MONDIALE.....	10
I.4.1. Le tandem CALIPSO-CloudSat.....	11
I.4.2. Validation.....	12
I.5. CAMPAGNES DE MESURES AEROPORTEES	13
I.5.1. En région Arctique	13
I.5.2. Cirrus	14
I.6. PLAN DE LA THESE.....	14

CHAPITRE II

LES CAMPAGNES D'OBSERVATION ET

L'INSTRUMENTATION IN SITU DE BASE 17

II.1. LES CAMPAGNES D'OBSERVATION	18
II.1.1. Objectifs scientifiques.....	18
II.1.1.1. En région Arctique	18
II.1.1.2. Etude des Cirrus aux moyennes latitudes: la campagne CIRCLE-2	19
II.1.2. Les avions de recherche	20
II.1.3. Bilan des vols et traitement systématique des mesures	22
II.2. DESCRIPTION DE L'INSTRUMENTATION IN SITU DE BASE.....	24
II.2.1. Les sondes PMS: FSSP, 2D-C et 2D-P	24
II.2.1.1. Généralités	24
II.2.1.2. Les sondes PMS FSSP (Forward Scattering Spectrometer Probe).....	24
II.2.1.3. Les sondes PMS 2D-C (Cloud) et 2D-P (Precipitation).....	25
II.2.1.4. Détermination des paramètres microphysiques	26
II.2.1.5. Précisions des mesures et limitations des sondes PMS	28
II.2.2. Le Néphélomètre Polaire.....	30
II.2.2.1. Principe de mesure	30
II.2.2.2. Détermination des paramètres optiques.....	31
II.2.2.3. Précision.....	32

CHAPITRE III

LA SONDE CPI:

TRAITEMENT DES MESURES ET DETERMINATION

DU FACTEUR DE REFLECTIVITE RADAR33

III.1. PRINCIPE DE MESURE ET METHODE DE TRAITEMENT.....	34
---	----

III.1.1. La méthode de classification des formes des particules	35
III.1.1.1. Rappel sur la méthode.....	35
III.1.1.2. Comparaisons des méthodes automatique et manuelle de reconnaissance de forme	38
III.1.1.3. Influence du diamètre de coupure	40
III.1.1.4. Evaluation de la méthode de reconnaissance de forme pour $D > 100 \mu m$	42
III.1.1.5. Conclusions.....	43
III.1.2. La méthode d'obtention des paramètres microphysiques	43
III.1.2.1. Rappel sur la méthode de calibrage	43
III.1.2.2. La méthode de traitement des mesures	45
III.1.3. La technique de reconstruction des images tronquées.....	48
III.1.3.1. Description de la technique.....	49
III.1.3.2. Quelques exemples de résultats	50
III.1.4. Comparaisons et validation avec les mesures des sondes PMS 2D-C et 2D-P ...	52
III.1.5. Détermination des incertitudes de mesure	54
III.1.6. Conclusions sur la précision des mesures du CPI	57
III.1.6.1. Reconstruction des images tronquées et précisions sur les mesures	57
III.1.6.2. Réglages pendant l'acquisition, sensibilité des lasers de détection et temps morts	58
III.2. CALCUL DU FACTEUR DE REFLECTIVITE RADAR A PARTIR DES MESURES CPI.....	59
III.2.1. Radars météorologiques : Théorie de Rayleigh.....	59
III.2.1.1. Observation de la pluie	59
III.2.1.2. Observation de la glace	60
III.2.1.3. Facteur de réflectivité radar équivalente Z_e	61
III.2.2. Observation des particules nuageuses	62
III.2.2.1. Diffusion de Mie	62
III.2.2.2. Forme des particules	63
III.2.3. Conventions	64
III.2.3.1. Valeurs des constantes diélectriques.....	64
III.2.3.2. Choix du diamètre des particules	65
III.2.4. Application aux mesures CPI.....	66
III.2.4.1. Equations	67
III.2.4.2. Evaluation de la méthode : comparaisons avec les données PMS 2D-C et 2D-P	71
III.2.4.3. Calcul d'incertitude sur Z_{CPI}	78

CHAPITRE IV

VALIDATION CALIPSO: METHODE ET RESULTATS..... 81

IV.1. METHODE DE VALIDATION DES PRODUITS DE CALIPSO.....	82
IV.1.1. Introduction	82
IV.1.2. Les Lidars CALIOP et LNG. Méthode de traitement.	83
IV.1.2.1. Le lidar spatial CALIOP de CALIPSO.....	83
IV.1.2.2. Le Lidar aéroporté LNG	84
IV.1.2.3. Méthode de traitement des mesures de CALIOP.....	85
IV.1.3. Les mesures in situ.....	91
IV.1.4. Méthode de collocalisation des observations satellitales	93
IV.1.4.1. Prise en compte de l'advection	93
IV.1.4.2. Résultats	97
IV.2. SUR LA VALIDATION DE CALIOP EN CIRRUS.....	98
IV.2.1. Analyse des situations des 23 Mai et 25 Mai	100
IV.2.2. Cas du 16 Mai	104
IV.2.2.1. La cohérence des mesures in situ.....	104
IV.2.2.2. La microphysique du nuage.....	105
IV.2.2.3. L'orientation privilégiée des cristaux de glace	106
IV.2.3. Cas du 26 Mai	110
IV.2.3.1. La cohérence des mesures in situ.....	110
IV.2.3.2. Rapport lidar	111
IV.2.3.3. La fragmentation des particules de glace.....	111

IV.2.3.4. La qualité de la synchronisation avion-satellite	112
IV.2.4. Paramétrisations pour l'inversion des données de CALIOP en cirrus aux moyennes latitudes	113
IV.3. SUR LA VALIDATION CALIPSO/CALIOP EN REGION ARCTIQUE	115
IV.3.1. Nimbostratus glacé: cas du 1 ^{er} Avril 2008(POLARCAT).....	115
IV.3.1.1. Etapes intermédiaires du traitement CALIOP	117
IV.3.1.2. Comparaisons des coefficients d'extinction	117
IV.3.2. Stratocumulus en phase mixte : cas du 9 Avril 2007 (ASTAR)	119
IV.3.2.1. Identification des scènes nuageuses.....	121
IV.3.2.2. Identification de la phase thermodynamique du nuage.....	121
IV.3.2.3. Rapport lidar et diffusion multiple.....	123
IV.3.2.4. Conséquences sur le coefficient d'extinction restitué.....	125
IV.4. CONCLUSIONS.....	126

CHAPITRE V

VALIDATION CLOUDSAT: METHODE ET RESULTATS 129

V.1. CLOUDSAT ET LES PRODUITS NUAGES.....	130
V.1.1. La mission CloudSat	130
V.1.2. Le radar de CloudSat. Méthode de traitement	130
V.1.2.1. Le radar profileur de nuages de CloudSat.....	130
V.1.2.2. Méthode de traitement des mesures de CloudSat.....	132
V.1.2.3. Données CloudSat disponibles.....	140
V.2. SUR LA VALIDATION DE CLOUDSAT.....	140
V.2.1. Réflectivité radar équivalente	141
V.2.1.1. Nuage mixte de couche limite en région Arctique	141
V.2.1.2. En cirrus	147
V.2.1.3. Bilan.....	149
V.2.2. Paramètres microphysiques restitués par CloudSat.....	151
V.2.2.1. Nuage mixte en région Arctique	151
V.2.2.2. En cirrus	155
V.2.3. Paramétrisations pour l'inversion des données de CloudSat.....	157
V.2.3.1. Types de relations	158
V.2.3.2. En Cirrus	159
V.2.3.3. Nuages en phase mixte.....	161
V.3. CONCLUSIONS	163

CHAPITRE VI CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES 165

VI.1. CONCLUSIONS	165
VI.2. PERSPECTIVES	168

ANNEXES.....171

1. ARTICLE PUBLIE AU JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH	171
2. LISTE DES PUBLICATIONS RELATIVES AUX TRAVAUX DE LA THESE.....	197

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES..... 199

Chapitre I

Introduction générale

I.1. Climat et prévision : le rôle des nuages

Les nuages sont reconnus à l'heure actuelle comme une des clés majeures dans la régulation du climat de notre planète, et à une échelle temporelle plus courte, sur le temps qu'il va faire. Les nuages dominent le bilan énergétique de la Terre à travers leur influence sur l'échange d'énergie solaire et tellurique entre l'atmosphère, l'hydrosphère, la surface terrestre, la biosphère et l'espace. Ils ont une influence sur la quantité de rayonnement solaire qui atteint la surface de la Terre, et régulent également la quantité d'énergie solaire et tellurique qui repart vers l'atmosphère, comme l'illustre la figure I.1.

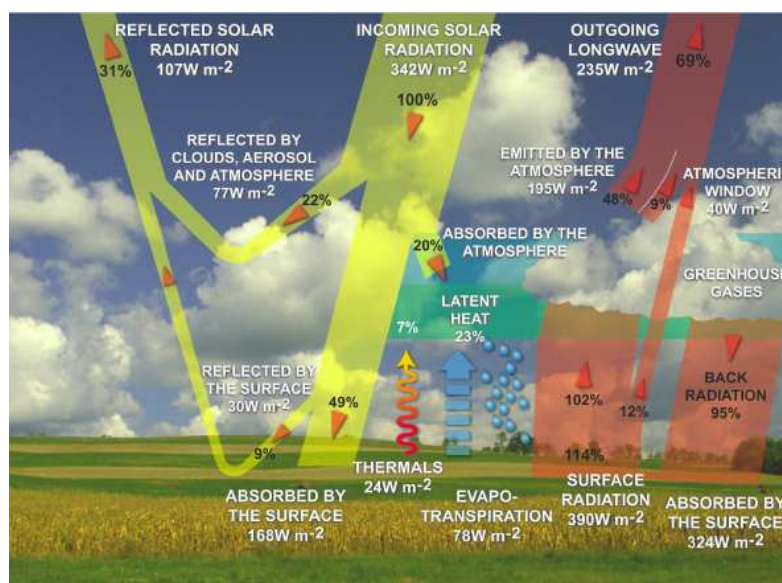


Figure I.1: Bilan radiatif du système Terre-atmosphère.

Deux types de nuages en particulier ont une grande influence sur ce bilan radiatif (cf. figure I.2): les nuages liquides de basse altitude (stratus, stratocumulus), qui sont transparents au rayonnement tellurique et réfléchissent le rayonnement solaire, contribuent à un refroidissement de la surface terrestre : c'est l'*effet parasol*. D'autre part, les nuages glacés de haute altitude (cirrus), peuvent, s'ils sont assez fins, réfléchir le rayonnement tellurique et laisser passer le rayonnement solaire, contribuant ainsi à un réchauffement de la surface terrestre et donc à l'*effet de serre*, ou bien, si leur épaisseur optique est plus importante, avoir un effet plus refroidissant. Leur impact sur le climat est donc difficile à évaluer.

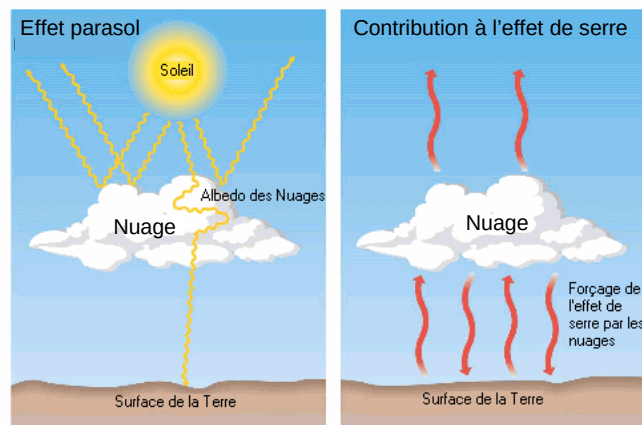


Figure I.2: Effet parasol et effet de serre des nuages.

Les nuages ont également un rôle clé dans le cycle hydrologique de notre planète (cf figure I.3) : ils se forment à partir de la vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère, apportent l'eau de la troposphère au sol par le biais des précipitations, et la transportent d'une région à une autre du globe par les vents.

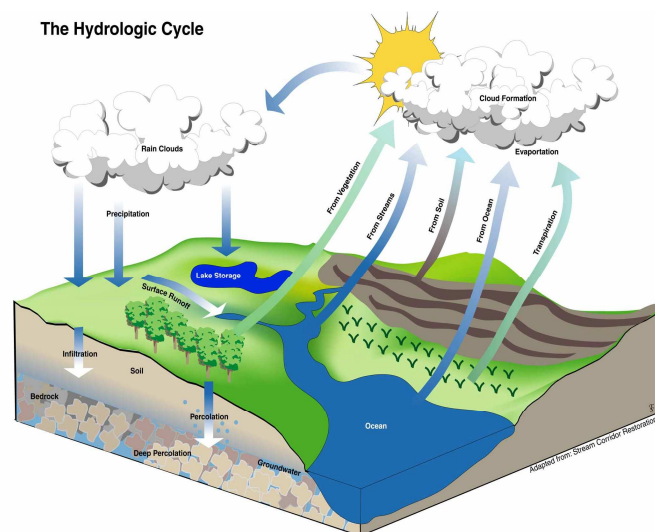


Figure I.3: Bilan hydrologique de la Terre.

D'autre part, avec les enjeux écologiques et économiques actuels, le climat suscite aujourd'hui un intérêt considérable. Le dérèglement climatique et le réchauffement global de la planète, maintenant bien établi (IPCC, 2007), a conduit à concentrer les efforts de la communauté scientifique à étudier l'évolution du climat et surtout sa prévision afin de quantifier l'ampleur de ce réchauffement ainsi que l'influence anthropique. Les simulations climatiques par les modèles de circulation générale (les MCG) ont pour but de répondre à cet objectif. Depuis sa naissance au milieu du 20^{ème} siècle (l'américain Charney effectue les premières prévisions en 1950 à partir d'un modèle atmosphérique), la modélisation de l'atmosphère se développe considérablement. Elle est désormais capable de prendre en compte les différents couplages de l'atmosphère avec les autres composantes du système climatique : océan, biosphère, cryosphère...

Les MCG doivent donc prendre en compte de façon réaliste toutes les variables qui décrivent le climat et son évolution. Ainsi, en réponse à une perturbation, la sensibilité climatique des modèles peut être très différente selon les paramétrisations utilisées.

En effet, si une perturbation vient modifier le bilan radiatif de la Terre, et donc la température de la surface, comme un doublement de la concentration de CO₂ de l'atmosphère par exemple, d'autres composantes comme la vapeur d'eau, les surfaces neigeuses et la couverture nuageuse seront également modifiées et auront à leur tour une influence sur le bilan radiatif et la température de la surface de la Terre. Ces phénomènes sont des rétroactions et peuvent renforcer (rétroaction positive) ou réduire (rétroaction négative) les changements initiaux.

Parmi les principales rétroactions climatiques, celles dues à la vapeur d'eau et à l'albédo de surface sont positives. En effet, une augmentation initiale de la température aura pour effets :

- une augmentation du contenu en vapeur d'eau – qui est un gaz à effet de serre – dans l'atmosphère, renforçant ainsi l'effet de serre
- et la fonte de la couverture neigeuse, augmentant ainsi la quantité de rayonnement absorbée par la surface.

La rétroaction nuageuse, quant à elle, est plus complexe, puisque tous les nuages n'ont pas les mêmes interactions avec les rayonnements solaire et tellurique. Ainsi, une

perturbation initiale sur le bilan radiatif va modifier leur occurrence et leurs propriétés radiatives.

Ce forçage radiatif des nuages souffre donc encore d'une grande incertitude (Soden et Held, 2006) comme le décrit le rapport du GIEC en 2007 et illustré par la figure I.4 qui représente le forçage radiatif des nuages simulé par 20 MCG qui utilisent des paramétrisations nuageuses différentes.

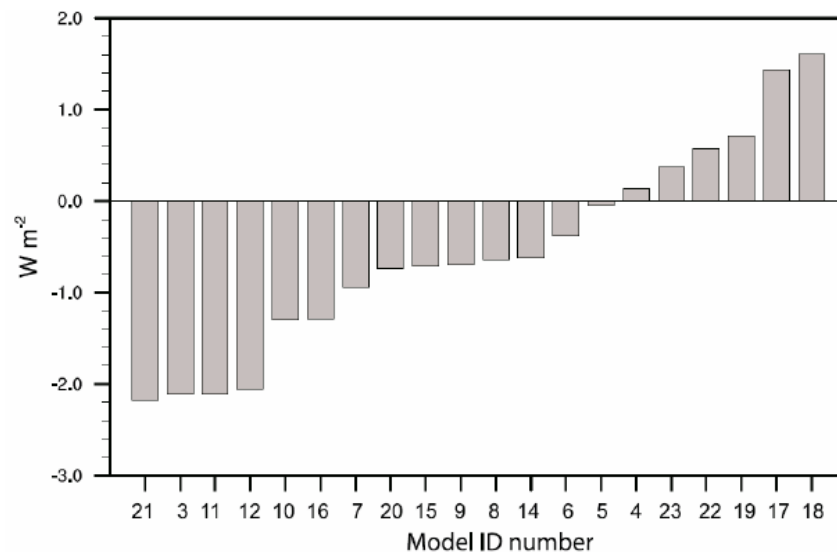


Figure I.4: Forçage radiatif des nuages pour 20 modèles de circulation générale utilisant une paramétrisation nuageuse différente (d'après le rapport du GIEC, 2007).

Ces résultats ont conduit la communauté scientifique à estimer la réponse des nuages comme l'une des plus importantes sources d'incertitudes sur la prévision du climat global et sur l'ampleur du réchauffement global de la Terre par les MCG.

Des paramétrisations doivent ainsi être développées pour améliorer la représentation des paramètres nuageux dans la modélisation du climat global.

Les paramétrisations utilisées dans les MCG pour représenter les nuages peuvent être divisées en deux axes majeurs. Un premier aspect consiste tout d'abord à prendre en compte la dynamique des nuages pour décrire leurs propriétés macroscopiques : zones de convection, mouvements des masses d'air, occurrence, distributions verticales, etc... (Emanuel et Zivkovic-Rothman, 1999; Bony et al., 2004)

A une échelle plus petite, les propriétés microphysiques et optiques des nuages (taille, nombre, phase thermodynamique des particules et forme des cristaux de glace) doivent être

prises en compte pour décrire les interactions avec le rayonnement. En effet, une mauvaise paramétrisation de ces propriétés peut causer des erreurs importantes sur le forçage radiatif des nuages. La figure I.5, d'après Kristjánsson et al. (2000), illustre par exemple la différence de forçage radiatif entre une simulation de référence qui prend en compte des nuages constitués de particules sphériques et trois simulations qui adoptent des paramétrisations microphysiques différentes (nuages composés de polycristaux unidimensionnels de $30\text{ }\mu\text{m}$, de polycristaux multidimensionnels ou de colonnes).

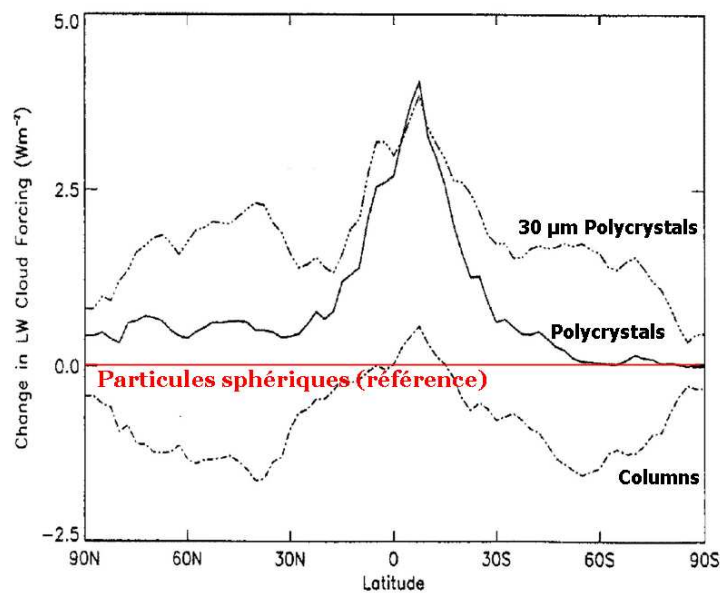


Figure I.5: Forçage radiatif des nuages simulé en utilisant trois paramétrisations différentes sur la microphysique des nuages (d'après Kristjánsson et al., 2000).

Ces résultats montrent bien que selon le schéma employé pour représenter la microphysique des nuages dans le MCG, le forçage radiatif est entaché d'une grande incertitude. Réduire l'incertitude sur la prévision du climat consiste donc à améliorer la représentation des nuages dans les MCG, que ce soit de leurs propriétés dynamiques et macroscopiques ou de leurs propriétés microphysiques et optiques.

L'étude des nuages, de leurs processus de formation et de croissance, de leurs propriétés macroscopiques, optiques et microphysiques est donc une science plus que d'actualité pour mieux appréhender leur description dans les modèles et donc améliorer les prévisions.

1.2. Microphysique des nuages : un peu d'histoire

La *microphysique des nuages* est une science plutôt jeune : la plupart des informations que nous connaissons actuellement dans ce domaine ont été obtenues depuis les années 1940 environ. Cependant, l'intérêt de l'Homme pour le climat, la météorologie et les nuages est bien plus ancien.

De tout temps, les nuages et le climat ont attiré l'attention des hommes, qu'ils soient juste observateurs, artistes ou scientifiques. Si l'on remonte le temps, on s'aperçoit que la prévision du temps qu'il va faire, donc la *météorologie*, présentait déjà un intérêt dès l'Antiquité: le chinois Nei Tsing Sou Wen par exemple, aurait publié le premier livre sur la météorologie, comprenant des prévisions, vers 3000 av. J.C., et son compatriote Hang Ying (1358 av. J.C.) remarqua déjà la structure hexagonale des cristaux de glace. La mousson en Inde fut par exemple la cause des premières mesures de pluviométrie vers ~ 400 av. J.C....

Cependant, ce n'est qu'au 17^{ème} siècle que la « science du temps » prit petit à petit de l'importance jusqu'au milieu du 20^{ème} siècle où son essor est alors considérable.

1.2.1. Mais de quoi sont constitués les nuages ?

Cette question, qui marque le début de la *microphysique des nuages*, commença à émerger à partir de 1672 quand Von Guericke introduit la notion de « bulles d'eau » qui constitueraient les nuages. Ce n'est ensuite qu'à partir du milieu du 19^{ème} siècle et grâce aux travaux de Waller, Dines puis Assmann que la notion de goutte d'eau fut adoptée. L'Organisation de la Météorologie Mondiale définira en 1956 un nuage comme un ensemble visible de particules minuscules d'eau et/ou de glace en suspension dans l'air.

D'autre part, une des premières contributions significatives à la météorologie fut la classification des nuages. Les premières classifications simples établies par Lamarck (1802) et surtout Howard (1803) furent à la base de la classification actuelle des types de nuages. Plus tard, et à partir de photographies, Hildebrandson (1879) introduira la notion d'atlas des nuages qui est depuis utilisée par l'Organisation Mondiale de la Météorologie dans son Atlas International des Nuages (1975, 1987).

Descartes (1635) fut un des pionniers dans le domaine de la microphysique des nuages en dessinant les premières formes typiques de cristaux de glace, suivi plus tard par Hooke, puis Scoresby qui, en 1820, remarqua l'influence de la température sur la forme des cristaux. Dines (1880), puis Wiesner (1895) furent également parmi les premiers à mesurer la taille de ces gouttes à l'aide d'un microscope ou de filtre.

Toutes les observations des nuages et précipitations ont été effectuées au sol jusqu'en 1783, date à laquelle le français Charles utilisa le premier ballon instrumenté pour étudier l'atmosphère. Ce n'est qu'en 1903 que Wigand réalisa les premières *mesures in situ* avec un premier vol en ballon ayant pour but l'étude des nuages et la forme des particules les constituant.

Les premières expériences en chambres à nuages vers la fin du 19^{ème} siècle (Coulier puis Aitken) mettent en évidence le rôle prépondérant de la vapeur d'eau et des noyaux de condensation dans la formation des gouttes nuageuses. A partir de 1921, Khöler fut le premier à proposer une équation théorique du processus de condensation.

La formation des cristaux de glace et le rôle des noyaux glaçogènes ont également suscité un grand intérêt durant cette période : Wegener, puis Findeisen mettent en évidence la formation des particules de glace par dépôt de vapeur d'eau sur les noyaux glaçogènes, et Wigand propose le principe de congélation par contact.

Les processus de croissance des particules nuageuses (agrégation, givrage et coalescence) sont proposés aux 17^{ème} et 18^{ème} siècles par Descartes, Barlow et Ducarla-Bonifas.

La météorologie et l'étude des précipitations émergent dès la fin du 18^{ème} siècle (Ducarla-Bonifas, de Saussure, Darwin) avec des théories sur le refroidissement des masses d'air et de la formation des précipitations. Le rôle de la phase glace dans les précipitations n'est seulement pris en compte qu'environ un siècle plus tard (Renou, Wegener), conduisant Bergeron en 1933 à l'hypothèse que la croissance des cristaux de glace se fait aux dépens des gouttelettes d'eau surfondues (c'est l'*effet Bergeron*).

1.2.2. Un développement fulgurant

Si depuis le 17^{ème} siècle, plusieurs théories sur la formation et la croissance des nuages ont été établies, le développement des connaissances en physique et microphysique des

nuages reste plutôt lent jusqu'au début du 20^{ème} siècle. Mais à partir de 1940 environ, tout s'accélère, et la recherche en physique des nuages prend son envol. Plusieurs raisons expliquent ce développement « brutal ». A des fins militaires et donc avec d'importants moyens humains et financiers, la recherche en météorologie se développe considérablement au cours de la seconde guerre mondiale. Le développement fulgurant de la technologie permet également à partir de cette période l'utilisation des avions et la mise en œuvre de nouveaux moyens d'observations avec le développement des radars météorologiques dont l'un des pionniers est l'américain Atlas. L'avènement de l'ère du numérique enfin, avec l'évolution des outils tels que les ordinateurs et les moyens de communications a contribué de façon considérable à la recherche en physique des nuages, avec en particulier le développement de la modélisation et des algorithmes de traitement des mesures.

1.3. Mesurer les nuages

Tout scientifique, quelque soit son domaine, tentant de comprendre un phénomène émet des hypothèses et se doit de réaliser des mesures du système qu'il observe afin de vérifier sa théorie ou d'en concevoir une autre.

En ce qui concerne la physique des nuages, depuis le 16^{ème} siècle, les théories qui ont émergé sur la formation et la croissance des nuages ont essentiellement été élaborées à partir d'observations et de mesures.

Ce n'est pourtant que très récemment, à la fin du 19^{ème} siècle, que les premières mesures en altitude et directement dans les nuages furent effectuées à partir de ballons (le premier ballon sonde est envoyé en 1891 par Hermite). La technologie évoluant, et l'ère de l'aviation arrivant, les mesures aéroportées se développent, remplaçant les ballons et les premiers radars météorologiques voient le jour au lendemain de la seconde guerre mondiale.

L'instrumentation *in situ*, c'est-à-dire au cœur des nuages, se développe à partir des années 80 (Particle Measurement System, Stratton Park Engineering Company Incorporation), avec la mise au point de plusieurs types de capteurs et sondes de haute technologie capables de mesurer la taille, la forme et le nombre des particules nuageuses qui vont équiper les avions de recherche atmosphérique.

1.3.1. Vers la télédétection

Cependant, les mesures aéroportées ou à partir de radars au sol sont ponctuelles, avec une couverture spatiale qui reste faible. Or, si le 20^{ème} siècle est le siècle de l'aviation et de la conquête du ciel, c'est aussi celui de la conquête spatiale, et sera, en termes d'observation de la Terre et de l'atmosphère, celui de l'observation à distance depuis l'espace : la *télédétection*.

Il faut pourtant remonter au milieu 19^{ème} siècle pour voir les débuts de la télédétection qui consistaient à prendre des photos aériennes depuis un ballon (Tournachon en 1859), puis pendant le premier quart du 20^{ème} siècle depuis des avions.

La recherche spatiale se développant avec en particulier la mise en orbite de satellites, la mission américaine Explorer-VI a permis en 1959 d'enregistrer la première photo de la Terre acquise depuis l'espace. Suite à ce succès, le premier satellite météorologique au monde, TIROS (Television and InfraRed Observation Satellite), a été lancé en 1960 par les américains, avec à son bord une caméra de télévision pour retransmettre en directe les images de la Terre (cf. figure I.6). A partir de cette date, les missions spatiales d'observation de la Terre avec des instruments embarqués sur satellite, offrant ainsi une couverture spatiale globale et en continu, vont alors se multiplier: citons par exemple parmi les premiers le programme américain d'observation de la surface terrestre Landsat, avec le premier des 7 satellites (Earth Resources Technology Satellite 1) lancé en 1972, et le programme français SPOT (Satellite Pour l'Observation de la Terre) depuis 1986.

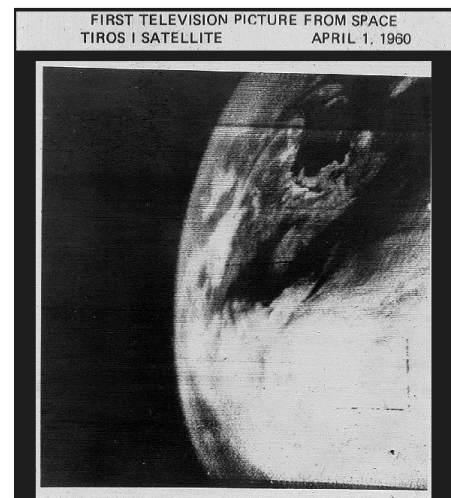


Figure I.6: Première photo de la Terre acquise depuis l'espace par le satellite américain TIROS en Avril 1960.

1.3.2. Télédétection passive et active

Plusieurs techniques de télédétection sont ainsi mises en œuvre à bord des satellites dans le but d'observer l'atmosphère terrestre. Certaines d'entre elles sont dites « passives », c'est-à-dire qu'elles n'émettent aucun signal et enregistrent uniquement, dans une gamme de fréquence choisie, le rayonnement électromagnétique émis ou diffusé par les cibles (nuages, surface terrestre...), comme les radiomètres par exemple. L'autre technique est dite « active »

et consiste à émettre un signal électromagnétique à une fréquence choisie et enregistrer le signal rétrodiffusé par les cibles rencontrées, comme les nuages. Les radars (RADio frequency Detection And Ranging) utilisent cette technique de télédétection active en émettant des ondes radio de fréquence comprise entre 3 et 100 GHz environ pour une utilisation météorologique par exemple.

Plus récemment, depuis les années 60 (Smullin and Fiocco, 1962), une autre technique de télédétection active a été développée, très proche de celle du radar, mais utilisant des fréquences beaucoup plus élevées, couvrant le domaine des longueurs d'ondes visibles et ultraviolettes: le lidar (Light Detection And Ranging).

I.4. Le train spatial : une première mondiale

La maîtrise de ces techniques de télédétection a abouti au début du 21^{ème} siècle à une première mondiale : l'*A-Train*, une constellation de 6 satellites qui volent à quelques minutes d'intervalle sur une orbite héliosynchrone, à environ 700 km d'altitude et à une vitesse d'environ 7 km s^{-1} (cf. figure I.7). Ce train spatial, aussi appelé *Afternoon Train* car il franchit l'équateur à 13h30 locales, met en œuvre toutes les techniques de télédétection actuellement connues pour étudier tous les domaines de l'atmosphère : nuages, aérosols, cycle de l'eau, chimie, rayonnement...



Figure I.7: Les satellites de l'A-Train. L'intervalle de temps entre chaque satellite est indiqué.

Le tableau I.1 résume les différents satellites qui constituent l'A-Train, avec leurs dates de mise en opération, leur instrumentation et leurs domaines d'étude. Les mesures des

différents instruments de l'A-Train sont complémentaires et fournissent un jeu de données sans précédent couvrant tous les domaines de l'atmosphère à une échelle spatiale planétaire, et sur plusieurs années, avec pour objectif principal l'amélioration des modèles de prévision du climat global, du temps et de la pollution.

Satellite	Date de lancement	Domaine d'étude Objectifs de la mission	Instrumentation embarquée
AQUA	2002	Cycle de l'eau	Radiomètres MODIS, CERES et AMSR Sondeurs infrarouges et micro-ondes
CloudSat (Cloud Satellite)	2006	Propriétés optiques et microphysiques des nuages et précipitations	Radar CPR 94 GHz
CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation)	2006	Propriétés optiques et microphysiques des nuages fins et aérosols	Lidar CALIOP, imageur infrarouge IIR et caméra grand champ WFC
PARASOL (Polarization and Anisotropy of Reflectances for Atmospheric Sciences coupled with Observations from a Lidar)	2004	Propriétés radiatives et microphysiques des nuages et des aérosols	Radiomètre grand champ POLDER
GLORY	Prévu en 2010	Effet direct et indirect des aérosols Bilan énergétique de la Terre	Polarimètre APS, radiomètre TIM et imageur visible
AURA	2004	Qualité de l'air Ozone stratosphérique Evolution du climat	Sondeurs HIRDLS et MLS Spectromètres TES et OMI
OCO (Orbiting Carbon Observatory)	Echec au lancement en 2009	Mesure du dioxyde de carbone	Spectromètres

Tableau I.1: Dates de lancement, objectifs et instrumentation de chacun des satellites de l'A-Train.

I.4.1. Le tandem CALIPSO-CloudSat

Plus particulièrement, les satellites CloudSat et CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation), respectivement en 2^{ème} et 3^{ème} position dans l'A-Train, sont dédiés à l'étude des nuages et aérosols. L'instrumentation embarquée est composée d'un radar profileur de nuages à 94 GHz à bord de CloudSat et d'un lidar à rétrodiffusion (CALIOP), d'un imageur infrarouge (IIR) et d'une caméra grand champ (WFC)

sur CALIPSO. Ces instruments complémentaires vont fournir pour la première fois les profils verticaux des nuages et aérosols à une échelle globale et contribuer de façon significative à l'amélioration des connaissances des propriétés optiques et microphysiques des nuages.

I.4.2. Validation

Cependant, la télédétection est une technique de mesure indirecte. En effet, les instruments à bord de CALIPSO et CloudSat, comme tous les autres instruments embarqués sur satellites, mesurent en fait une puissance électromagnétique, qu'elle soit rétrodiffusée ou émise par les cibles (nuages et aérosols concernant CloudSat et CALIPSO). Une fois les mesures acquises, des algorithmes d'inversion doivent être appliqués afin de déterminer les propriétés nuageuses.

Afin d'être ensuite utilisés scientifiquement et quantitativement dans les modèles, ces produits restitués, et donc les algorithmes d'inversion, doivent être *validés*. La *validation* des produits d'inversion satellitaires est donc un objectif incontournable de la télédétection spatiale.

Plusieurs grands programmes de validation des observations de l'A-Train sont déjà en cours : TWP-ICE (Tropical Warm Pool-International Cloud Experiment), C3VP (Canadian CloudSat/CALIPSO Validation Project) par exemple. Ces programmes mettent en jeu des méthodes de validation diverses: certaines consistent par exemple à réaliser des mesures au sol avec la même instrumentation (radar, lidar) qu'à bord de CALIPSO et CloudSat, et d'autres sont basées à partir de mesures aéroportées de télédétection et/ou in situ afin de valider directement les produits nuages issus des algorithmes d'inversion.

Un autre moyen de validation est la mise en œuvre de plusieurs sites instrumentés avec des mesures de l'atmosphère en continu comme par exemple le réseau CloudNET ou bien le programme ARM (Atmospheric Radiation Measurement). Des études significatives impliquant des méthodes de traitement différentes afin d'évaluer les incertitudes sur les produits d'inversion satellitaires se développent également (Heymsfield, 2008).

1.5. Campagnes de mesures aéroportées

Tout au long de cette thèse, nous nous focaliserons sur les campagnes de mesures aéroportées qui ont pour objectifs la validation des produits nuages de CALIPSO et CloudSat. Nous nous intéresserons plus particulièrement à deux types de nuages faisant partie de ceux qui ont le plus d'impact sur le bilan radiatif de la Terre et son climat : les *nuages en phase mixte* en région Arctique et les *cirrus aux latitudes tempérées*.

1.5.1. En région Arctique

Dans le contexte actuel de dérèglement climatique, il a été observé que l'Arctique se réchauffe à une vitesse deux fois plus rapide que la moyenne globale (ACIA, 2004). De plus, les incertitudes dans les prévisions des modèles sont plus grandes en Arctique que dans le reste du monde (Holland et Blitz 2003 ; Kattsov et Kallen 2004).

Il est reconnu que les nuages Arctiques de basses altitudes sont différents de ceux observés à des latitudes plus basses. Un faible ensoleillement, couplé avec de fortes inversions et une combinaison de glace de mer et d'océan produisent des nuages multicouches avec des profils de température stables. (Curry 1986; Curry et al., 1990; 1996). De plus, les expériences récentes (SHEBA (Uttal et al., 2002); M-PACE (Verlinde et al., 2007), FIRE-ACE (Curry et al., 2000)), ont révélé que la phase mixte semble dominer dans ces nuages Arctiques de basse altitude et précipitants durant les $\frac{3}{4}$ de l'année.

Parmi les campagnes de mesures en région Arctique, les campagnes *ASTAR* (Arctic Study of Tropospheric Aerosol cloud and Radiation) et *POLARCAT* (Polar Study using Aircraft, Remote Sensing, Surface Measurements and Models, of Climate, Chemistry, Aerosols, and Transport) se sont déroulées respectivement en 2007 et 2008, et ont fait partie du programme de l'*Année Polaire Internationale*. Un des objectifs principaux de ces deux campagnes est l'étude de la phase mixte des nuages Arctiques et la validation des observations de CALIPSO et CloudSat. Les avions Polar-2 de l'AWI (Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research) et ATR-42 de SAFIRE (Service des Avions Français Instrumentés pour la Recherche en Environnement) ont été utilisés lors des campagnes ASTAR et POLARCAT respectivement. Ces campagnes ont été soutenues par le CNES, l'INSU, l'ANR, l'IPEV et l'AWI.

I.5.2. Cirrus

Les cirrus sont reconnus comme faisant partie des principaux types de nuages qui contrôlent le bilan radiatif de notre planète (Paltridge, 1980). Ces nuages, décrits morphologiquement comme des nuages détachés qui apparaissent fins, blancs, fibreux et filamenteux sont froids, de haute altitude et constitués de glace. Les cirrus fins causent un réchauffement net de la Terre car ils permettent à la lumière visible de passer et absorbent et réfléchissent le rayonnement infrarouge tellurique, contribuant ainsi à l'effet de serre. Les cirrus sont aussi très répandus avec une occurrence de leur couverture nuageuse comprise entre 28% et 42% (Lynch, 1996).

La campagne de mesure aéroportée *CIRCLE-2* (CIRrus CLoud Experiment) en 2007 a pour but de répondre en partie à ces objectifs, avec l'étude des cirrus aux latitudes moyennes et des vols synchronisés avec la trajectoire de l'A-Train pour la validation des produits d'inversion CALIPSO et CloudSat. *CIRCLE-2* a vu la mise en œuvre de l'avion Falcon-20 du DLR (Deutsches Zentrum für Luft und Raumfahrt à Oberpfaffenhofen) pour les mesures in situ et de l'avion Falcon-20 de SAFIRE pour les observations de télédétection aéroportée. Cette campagne a été soutenue par le CNES, l'INSU et le DLR

I.6. Plan de la thèse

Le travail que nous présentons ici concerne les résultats de la validation des produits d'inversion de CALIPSO et de CloudSat que nous avons obtenus lors des campagnes ASTAR, POLARCAT et *CIRCLE-2* dans le cas des nuages Arctiques en phase mixte et des cirrus de moyenne latitude. Notre méthode est originale car les validations sont obtenues au moyen de mesures directes des propriétés microphysiques et optiques réalisées avec des instruments in situ aéroportés.

Après l'introduction, le deuxième chapitre de cette thèse sera consacré à la description du cadre scientifique et des objectifs des trois campagnes de mesures ASTAR 2007, POLARCAT 2008 et *CIRCLE-2*. Nous décrirons également l'instrumentation in situ de base avec les sondes de types PMS et le Néphélomètre Polaire. La détermination des paramètres optiques et microphysiques des nuages (contenus en eau et en glace, coefficient d'extinction,

taille effective et concentrations des particules) à partir des mesures de ces instruments sera détaillée.

Le troisième chapitre aura pour objet la description de l'instrument imageur de particules nuageuses CPI (Cloud Particle imager). Après un rappel du principe de fonctionnement, la méthode de classification des cristaux selon leur forme sera décrite ainsi que la méthode d'obtention des paramètres microphysiques. Les améliorations et modifications apportées au traitement des mesures seront ensuite largement discutées. Il s'agira tout d'abord de la prise en compte des particules tronquées et de la détermination du facteur de réflectivité radar équivalente à partir des données in situ acquises par le CPI avec pour objectif la validation CloudSat. Nous évaluerons enfin la précision et les incertitudes de mesures.

La validation CALIPSO sera le sujet du quatrième chapitre. Nous décrirons tout d'abord la méthode de collocalisation des observations spatiales et aéroportées. Après une courte description des algorithmes d'inversion du lidar CALIOP pour la restitution des paramètres nuageux, la validation CALIPSO sera dans un premier temps consacrée aux produits en cirrus lors de la campagne CIRCLE-2. Quatre cas de validation en cirrus seront présentés et des paramétrisations pour retrouver le contenu en glace et le diamètre effectif seront proposées. On rappelle que les résultats ci-dessus ont fait l'objet d'une publication (acceptée dans le *Journal of Geophysical Research* : CALIPSO Special Issue). Une copie de cet article fait l'objet d'une annexe à la fin de cette thèse. Dans un second temps, nous présenteront deux cas de validation CALIPSO en région Arctique, et nous soulignerons l'effet de la phase mixte sur les observations CALIOP.

Avec une structure similaire au chapitre quatre, le cinquième chapitre présentera les méthodes et résultats de validation CloudSat. Un cas de cirrus de latitude moyenne et un cas de nuage Arctique en phase mixte seront détaillés. Un bilan des résultats incluant toutes les situations de validation sera effectué. Enfin, des paramétrisations seront également proposées afin de déterminer les paramètres nuageux à partir du facteur de réflectivité radar équivalente.

Chapitre II

Les campagnes d'observation

et

l'instrumentation in situ de base

Nous décrivons dans ce chapitre le contexte scientifique et logistique dans lequel se déroule le travail de cette thèse. Les données d'observation que nous utiliserons dans le cadre de la validation CALIPSO et CloudSat sont issues de trois campagnes internationales de mesures qui ont été réalisées en région Arctique (ASTAR et POLARCAT) et aux latitudes tempérées (CIRCLE-2). Ces observations ont été obtenues par trois avions de recherche atmosphérique spécialement équipés pour la mesure des propriétés microphysiques et optiques des nuages.

Nous présentons tout d'abord les objectifs scientifiques de ces trois campagnes. Nous décrivons ensuite les performances des trois avions ainsi que le bilan des vols réalisés. Les instruments in situ de base (sondes PMS FSSP, 2D et Néphélomètre Polaire) qui composent la plate-forme aéroportée du Laboratoire de Météorologie Physique seront décrits en détail ainsi que les méthodes de traitement des mesures avec les précisions obtenues sur les paramètres microphysiques et optiques. La description de l'instrument Cloud Particle Imager (CPI) fera l'objet du chapitre III de ce travail avec les différentes méthodes de traitement pour obtenir les paramètres morphologiques et microphysiques des particules.

II.1. Les campagnes d'observation

II.1.1. Objectifs scientifiques

II.1.1.1. En région Arctique

Il est maintenant bien établi que l'Arctique est la région du globe la plus sensible au réchauffement global (Curry et al, 1999) de part les importantes rétroactions climatiques qui ont lieu, dues principalement aux interactions entre le rayonnement, l'albédo de surface élevé à cause de la couverture neigeuse, les nuages et les aérosols. La couverture nuageuse annuelle en Arctique représente 80 % en moyenne et est dominée par les nuages de basses altitudes à 70% (Curry and Ebert, 1992). Cependant, à cause de leur présence importante et de la grande variabilité de leurs caractéristiques, le rôle et l'impact des nuages en phase mixte sont encore mal appréhendés, et leurs représentations dans les modèles climatiques rendent difficiles les prévisions dans cette région du globe (Inoue et al, 2006). Les mesures directes afin de documenter les nuages Arctiques sont donc une des clés pour améliorer la compréhension des différents processus physiques mis en jeu, de leurs interactions et réduire les incertitudes sur leurs paramétrisations dans les modèles régionaux ou globaux. Les mesures de télédétection depuis l'espace sont un autre moyen de déterminer les propriétés des nuages Arctiques, et présentent l'avantage de réaliser des mesures en continu dans le temps et distribuées de manière homogène géographiquement, alors que les mesures directes restent ponctuelles. Cependant, les régions Arctiques présentent des difficultés pour l'observation depuis l'espace. En effet, la présence importante de nuages en phase mixte, donc composés à la fois de gouttes d'eau surfondue et de cristaux de glace, rend très complexe l'étude de l'interaction nuages-rayonnement. Ainsi, la mise en œuvre de mesures in situ et de télédétection (aéroportée ou depuis l'espace) concomitantes, a pour but une meilleure détermination et la validation des propriétés nuageuses issus de la télédétection.

II.1.1.1.1. La campagne ASTAR 2007

Dans ce contexte, la campagne ASTAR 2007 (Arctic Study of Tropospheric Aerosols, clouds and Radiation) s'est déroulée du 25 Mars au 19 Avril 2007 à Longyearbean (78°N, 15°E), au Spitzberg, sur l'archipel de Svalbard (Norvège) et avait pour principal objectif de documenter les propriétés des nuages et aérosols en région Arctique à partir de mesures aéroportées, avec des vols dédiés à la validation des mesures de télédétection spatiale

(CALIPSO/CloudSat). Le choix de cette période (transition hiver-printemps) avait aussi pour but d'étudier le phénomène de brume Arctique (Arctic haze) rencontré habituellement à cette époque de l'année, ainsi que l'étude des transports de pollution en région Arctique.

II.1.1.1.2. La campagne POLARCAT (Printemps 2008)

Le second projet dédié – en partie – à l'étude des nuages en région Arctique que nous présenterons dans cette thèse est la campagne Printemps du programme international POLARCAT (POLar study using Aircraft, Remote sensing, surface measurements and models, of Climate, chemistry, Aerosols, and Transport). Ce programme international (18 pays et 22 campagnes de mesures) a pour but de quantifier l'impact des gaz trace, aérosols et métaux lourds transportés en région Arctique, leur forçage radiatif et leur contribution sur le changement climatique de cette région sensible du globe. Un des objectifs du projet POLARCAT est également l'étude des interactions aérosols-nuages et de l'effet indirect des aérosols à partir de mesures in situ et de télédétection. Cette campagne s'est déroulée du 28 Mars au 12 Avril 2008 à Kiruna, (Suède) et a pour principaux objectifs l'étude des nuages et de la pollution en région Arctique et de son transport, avec également des objectifs de validation de télédétection spatiale (CALIPSO/CloudSat/IASI).

II.1.1.2. Etude des Cirrus aux moyennes latitudes: la campagne CIRCLE-2

Les nuages de haute altitude de type Cirrus, qui représentent environ 30 % de la couverture nuageuse de la surface terrestre (Wylie et al, 1994), ont une grande importance dans le bilan radiatif de la terre (Liou, 1986; Liou and Takano, 1994) de part leurs interactions avec le rayonnement solaire et terrestre. Cependant, leurs représentations et leurs paramétrisations dans les modèles à moyenne et grande échelle reste une des plus grandes sources d'incertitude dans la prévision du climat futur, à cause de la grande variété de ces nuages et du manque de connaissances de leurs propriétés microphysiques et optiques.

La campagne de mesures CIRCLE-2 (CIRrus CLOUD Experiment) a pour but d'apporter des réponses à ces problématiques. Les principaux objectifs de cette campagne sont d'améliorer la connaissance des processus microphysiques mis en jeu dans le cycle de vie des Cirrus à partir de mesures in situ et de télédétection, avec comme objectif également

omniprésents la validation des produits de télédétection spatiale CALIPSO et CloudSat en Cirrus. La campagne CIRCLE-2 s'est déroulée à Oberpfaffenhofen (Allemagne) du 14 Mai au 26 Mai 2007.

II.1.2. Les avions de recherche

Au cours des campagnes décrites ci-dessus, trois avions de recherche différents ont été utilisés : il s'agit du POLAR-2 (figure II.1.a) de l'AWI (Alfred Wegener Institute), de l'ATR-42 (figure II.1.b) de SAFIRE (Service des Avions Français Instrumentés pour la Recherche en Environnement) et du Falcon-20 (figure II.1.c) du DLR (Deutsches Zentrum für Luft und Raumfahrt). Les performances de ces trois avions sont résumées dans le tableau II.1. On remarque que POLAR-2 et l'ATR-42 sont adaptés aux vols en basses couches ou moyennes avec une autonomie de vol scientifique de 3 heures, tandis que le Falcon-20 permet des vols à haute altitude avec une autonomie de 5 heures environ.

L'instrumentation scientifique pour la caractérisation des propriétés microphysiques et optiques des nuages est également reportée dans le tableau II.1. Pour la campagne ASTAR, ce sont le Néphélomètre Polaire (NP), le Cloud Particle Imager (CPI) et le FSSP-100 qui ont été utilisés alors que POLARCAT a vu la mise en œuvre de l'ensemble des instruments de la plateforme de mesures aéroportées du LaMP avec les PMS 2D-C et 2D-P. Lors de la campagne CIRCLE-2, le NP, le CPI, le 2D-C et le FSSP-300 ont été utilisés.

Avion	Autonomie	Plafond d'altitude (m)	Vitesse moyenne (m s ⁻¹)	Instrumentation in situ	Instrumentation supplémentaire
POLAR-2 (AWI) dans ASTAR 2007	~ 3h	3 300	80	PN CPI FSSP-100	AMALi (AWI) SMART (Mainz)
ATR-42 (SAFIRE) dans POLARCAT	~ 3h	7 000	100	PN CPI FSSP-100 2D-C 2D-P	CVI (LaMP) LNG (SA) RASTA (CETP)
FALCON-20 (DLR) dans CIRCLE-2	~ 5h	12 000	200	PN CPI FSSP-300 2D-C	Lidar WALES (DLR) SMART (Mainz)

Tableau II.1: Caractéristiques des trois avions de recherche atmosphérique et instrumentation aéroportée utilisés dans les campagnes ASTAR 2007, POLARCAT et CIRCLE-2.

On signale par ailleurs l'instrumentation complémentaire qui a été mise en œuvre sur les avions lors de ces campagnes (cf. tableau II.1). Il s'agit de l'albédomètre spectral SMART (Spectral Modular Airborne Radiation measurement sysTem, Wendisch and Mayer, 2003; Wendisch et al., 2004) de l'université de Mainz/Lepzig lors des campagnes ASTAR et CIRCLE-2, du lidar AMALi (Airborne Mobile Aerosol Lidar, Stachlewska *et al.*, 2004)) de l'Alfred Wegener Institute de Bremen/hamen dans ASTAR, du lidar WALEs (WATER vapor Lidar Experiment in Space) du DLR (Wirth et al, 2009) dans CIRCLE-2, et du CVI (Counterflow Virtual Impactor, Twohy et al., 1997) et du système RALI dans POLARCAT.

On notera enfin que la campagne CIRCLE-2 a fait intervenir un deuxième avion de recherche : le Falcon-20 de SAFIRE qui a permis de réaliser des mesures de télédétection (lidar LNG : Léandre Nouvelle Génération, Pelon et al., 1990 ; Bruneau et al., 2003) du Service d'Aéronomie et radar RASTA (Radar Aéroporté et Sol de Télédétection des propriétés nuAgeuses, Protat et al., 2004) du CETP.

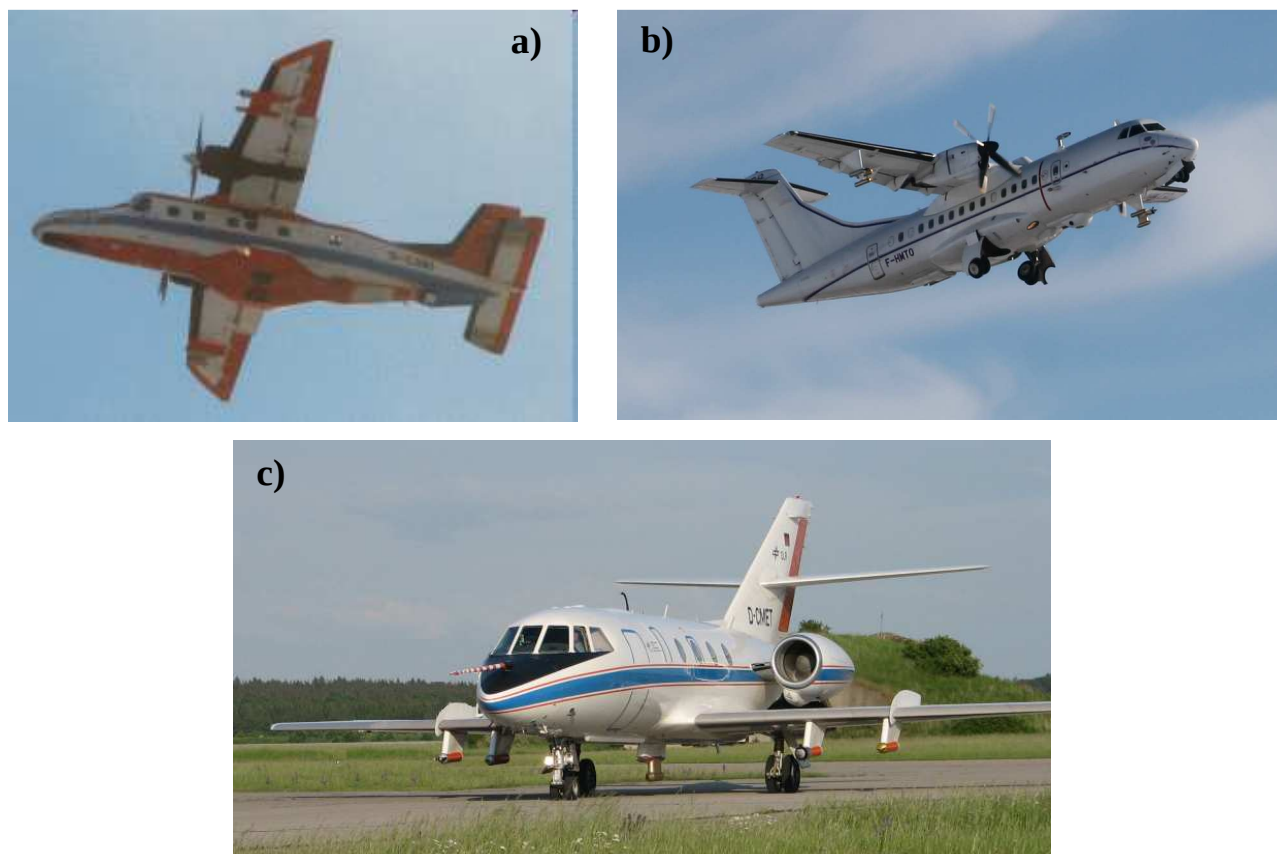


Figure II.1: Avions de recherche utilisés pour les campagnes de mesures: (a): POLAR-2 (AWI, ASTAR 2007); (b): ATR-42 (SAFIRE, POLARCAT) et (c): FALCON-20 (DLR, CIRCLE-2).

II.1.3. Bilan des vols et traitement systématique des mesures

Le tableau II.2 résume l'ensemble des vols en nuages effectués pour les trois campagnes, avec les lieux des observations, les types de nuages rencontrés et les domaines de températures étudiés. Au total, ce sont 25 vols qui ont été réalisés dont 12 en Arctique dans des nuages stratiformes de couche limite en phase mixte, 6 en Arctique dans des nuages glacés (cirrus et nimbostratus) et 10 dans des cirrus aux latitudes moyennes.

D'une façon générale, l'ensemble des données obtenues au cours des vols ci-dessus a fait l'objet d'un traitement systématique. Les mesures validées ont été intégrées dans les bases de données de chaque campagne et sont à la disposition de la communauté scientifique (<http://www.pa.op.dlr.de/pazi-falcon/circle2/index.html>, <http://www.polarcat.no/> et <http://www.pa.op.dlr.de/aerosol/astar2007>).

Concernant la validation des produits d'inversion des satellites CALIPSO et CloudSat, objectif central de cette thèse, ce sont les mesures de 8 vols qui ont été spécifiquement analysées car réalisées sous la trace des satellites. Pour ce qui concerne la validation CALIPSO en cirrus, ce sont les vols du 1^{er} Avril 2008 de POLARCAT et des 16, 23, 25 et 26 Mai 2007 de CIRCLE-2 qui ont été exploités et représentent environ 130 minutes de mesures in situ quasi-colocalisées. Les vols du 7 et 9 Avril 2007 de ASTAR ainsi que du 1^{er} et 10 Avril 2008 de POLARCAT concernent la validation de CloudSat dans les nuages Arctiques de type stratiforme en phase mixte. Les vols du 23 et 26 Mai 2007 de CIRCLE-2 concernent la validation de CloudSat dans les cirrus ainsi que le 1^{er} Avril 2008 de POLARCAT. Ces situations représentent au total environ 200 minutes de mesures in situ quasi-colocalisées.

Date	Lieu	Type de nuage	Domaine de température (°C)	Validation CALIPSO	Validation CloudSat	Observations LNG	Observations RASTA
ASTAR 2007							
2 Avril 2007	LY, Spitzberg, Océan Arctique	St-Cu en phase mixte	-21 / -11	Non	Non	Non	Non
3 Avril 2007	LY, Spitzberg, Océan Arctique	St-Cu en phase mixte	-16 / -13	Non	Non	Non	Non
7 Avril 2007	LY, Spitzberg, Océan Arctique	St-Cu en phase mixte	-23 / -9	Oui	Oui	Non	Non
8 Avril 2007	LY, Spitzberg, Océan Arctique	St-Cu en phase mixte	-18 / -14	Non	Non	Non	Non
9 Avril 2007	LY, Spitzberg, Océan Arctique	St-Cu en phase mixte	-21 / -12	Oui	Oui	Non	Non
10 Avril 2007	LY, Spitzberg, Océan Arctique	Cirrus sub-visible	-15	Non	Non	Non	Non
14 Avril 2007 – A	LY, Spitzberg, Océan Arctique	Cirrus	-14 / -9	Non	Non	Non	Non
14 Avril 2007 – B	LY, Spitzberg, Océan Arctique	Cirrus	-15 / -8	Non	Non	Non	Non
16 Avril 2007	LY, Spitzberg, Océan Arctique	St-Cu en phase mixte	-22 / -9	Non	Non	Non	Non
POLARCAT-Printemps 2008							
30 Mars 2008	Tromsø, nord de la Norvège, Océan arctique	Cirrus puis nuages de couche limite	-27 / -9	Non	Non	Non	Non
31 Mars 2008	Kiruna, nord de la Suède, Océan arctique.	Cirrus puis nuages de couche limite précipitant.	-35 / -5	Non	Non	Non	Non
1er Avril 2008	Nord de la Norvège, Océan arctique	NbSt glacé puis St-Cu précipitant	-38 / -5	Oui	Oui	Oui	Oui
6 Avril 2008	Nord de la Norvège, Océan arctique	St-Cu précipitant	-20 / -7	Non	Non	Non	Non
10 Avril 2008	Océan Arctique	St-Cu en phase mixte au-dessus de la mer.	-23 / -6	Oui	Oui	Oui	Oui
11 Avril 2008	nord de Tromsø.	St-Cu au-dessus de la mer.	-22 / -6	Non	Non	Non	Non
CIRCLE-2							
16 Mai 2007 – A	OP – Brest (transit)	Cirrus Frontal	-28	Non	Non	Non	Non
16 Mai 2007 – B	Brest – Brest	Cirrus Frontal	-59 / -52	Oui	Oui	Oui	Non
16 Mai 2007 – C	Brest – OP (transit)	Cirrus Frontal	-49 / -44	Non	Non	Non	Non
20 Mai 2007	OP - OP	Cirrus de convection	-56 / -36	Non	Non	Non	Non
22 Mai 2007	OP – Esbjerg	Cirrus Frontal	-50 / -26	Non	Non	Non	Non
23 Mai 2007 – B	Bilbao – Bilbao	Cirrus de convection	-56 / -30	Oui	Oui	Non	Non
23 Mai 2007 – C	Bilbao – OP (transit)	Cirrus de convection	-38 / -29	Non	Non	Non	Non
25 Mai 2007 – B	Brest – Brest	Cirrus Frontal	-55 / -49	Oui	Oui	Oui	Oui
25 Mai 2007 – C	Brest – OP (transit)	Cirrus de convection	-53 / -47	Non	Non	Non	Non
26 Mai 2007	OP - OP	Cirrus de convection	-55 / -25	Oui	Oui	Oui	Oui

Tableau II.2: Bilan des vols effectués pendant les campagnes de mesures ASTAR 2007, POLARCAT et CIRCLE-2 (OP = Oberpfaffenhofen et LY = Longyearbean). Concernant la campagne POLARCAT, seuls les vols ayant fait l'objet de mesures en nuage sont reportés dans ce tableau.

II.2. Description de l'instrumentation in situ de base

II.2.1. Les sondes PMS: FSSP, 2D-C et 2D-P

II.2.1.1. Généralités

Comme nous l'avons déjà signalé, différentes sondes de type PMS (Particle Measurement System, Knollenberg, 1976) ont été utilisées lors des campagnes ASTAR 2007, CIRCLE-2 et POLARCAT-Printemps 2008 : le Foward Scatterig Spectrometer Probe (FSSP), modèles 100 et 300, le 2D-Cloud (2D-C) et le 2D-Precipitation (2D-P). D'après le tableau II.3 qui présente leurs principales caractéristiques, les sondes de type PMS peuvent échantillonner les petites particules nuageuses à partir de $3\text{ }\mu\text{m}$ de diamètre, jusqu'à des particules plus larges et précipitantes avec des tailles maximales de $6400\text{ }\mu\text{m}$. Dans les paragraphes suivants, nous décrivons brièvement le fonctionnement des sondes de type PMS, la méthode de détermination des paramètres microphysiques ainsi que leurs précisions.

Sonde	Domaine de mesure (μm)	Nombre de classes	Résolution (μm)	Volume d'échantillonnage à 200 m s^{-1}
FSSP-100	3 à 45	15	3	$50\text{ cm}^{-3}\text{ s}^{-1}$
FSSP-300	3 à ~ 21	15	~ 1 (variable)	$15\text{ cm}^{-3}\text{ s}^{-1}$
2D-C	25 à 800	30	25	2 L s^{-1}
2D-P	200 à 6400	30	200	200 L s^{-1}

Tableau II.3: Caractéristiques générales des sondes de type PMS utilisées.

II.2.1.2. Les sondes PMS FSSP (Forward Scattering Spectrometer Probe)

Les sondes FSSP, (modèles 100 et 300), développées par Particle Measurement System (PMS) sont des compteurs optiques de particules ou OPC (Optical Particle Counter) (Baumgardner et al, 1990). Leur principe de mesure repose sur l'interaction des particules nuageuses avec un faisceau laser.

Chaque particule éclairée par un faisceau laser ($\lambda = 0.6328\text{ }\mu\text{m}$) diffuse une certaine quantité d'énergie dans la direction avant (entre les angles 4° et 12°), laquelle est détectée par un photo-détecteur. Cette quantité d'énergie étant fonction de la surface des particules, on peut déterminer leur diamètre grâce à une relation d'étalonnage qui suppose des particules

sphériques d'indice de réfraction 1.33 (eau pure) ; hypothèse qui permet d'utiliser la théorie de Lorentz-Mie. Ce sont ces hypothèses qui sont prises en compte dans le traitement du FSSP-100 et 300. La connaissance du volume d'échantillonnage permet ensuite de calculer la concentration et d'obtenir la distribution dimensionnelle des particules échantillonnées. La sonde FSSP-100 est conçue pour la mesure des gouttelettes d'eau de 3 à 90 μm ce qui s'est avéré adapté pour l'étude de la phase liquide des nuages en phase mixte (campagnes ASTAR et POLARCAT).

En revanche, la présence de cristaux de glace, généralement de forme non sphérique et d'indice de réfraction 1.31, peut considérablement affecter la précision sur les mesures (Gayet et al, 1996). Concernant le FSSP-300, l'hypothèse de cristaux de glace de forme sphérique et de densité 0.9 g.cm^{-3} a été prise en compte lors du traitement des mesures obtenues lors de la campagne CIRCLE-2 (cf. Tableau II.1). Le FSSP-300 permet d'échantillonner les cristaux de glace de 3 μm jusqu'à 21 μm , avec une résolution d'environ 1 μm .

II.2.1.3. Les sondes PMS 2D-C (Cloud) et 2D-P (Precipitation)

Les sondes PMS 2D-C et 2D-P sont des imageurs bidimensionnels des particules nuageuses. Elles ont un fonctionnement identique, seul leur domaine de mesure les différencie : entre 25 et 800 μm pour le 2D-C et entre 200 et 6400 μm pour le 2D-P (cf. tableau II.3). Chaque particule nuageuse est éclairée par un faisceau laser ($\lambda = 0.6328 \mu\text{m}$) et projette son image de diffraction sur une rangée de 32 photodiodes. Au cours du déplacement de la particule dans le faisceau, l'état de la rangée de photodiode est enregistré à une fréquence qui correspond à un déplacement égal à la dimension du pixel de la sonde (25 μm et 200 μm respectivement). Ainsi, la sonde enregistre une image 2D de chaque particule. Le traitement des données, décrit en détail dans Gayet et al. (2006), permet ensuite à partir de chaque image des particules et de la connaissance du volume d'échantillonnage, de déterminer la distribution dimensionnelle, ainsi que les paramètres microphysiques.

II.2.1.4. Détermination des paramètres microphysiques

Les sondes de type PMS présentées ci-dessus permettent de déterminer les propriétés microphysiques des nuages, c'est-à-dire la concentration en nombre N des gouttes et/ou cristaux qui les composent, leur contenu en glace IWC et/ou en eau LWC selon la phase thermodynamique des particules, le diamètre effectif D_{eff} et leur coefficient d'extinction σ à partir du spectre dimensionnel des particules $n(D)$.

Ces paramètres sont déterminés par les équations suivantes :

la concentration totale N :

$$N = \sum_D \frac{n(D)}{S \times TAS \times \Delta t} \quad (\text{Equation II.1})$$

où $n(D)$ est la concentration correspondante à la classe de diamètre D , S représente la surface d'échantillonnage, TAS la vitesse de l'avion par rapport à l'air (True Air Speed) et Δt la durée d'échantillonnage.

les contenus en glace IWC et en eau liquide LWC :

$$LWC = \frac{\pi}{6} \times 10^{-6} \times \sum_D n(D) D^3 \quad (\text{Equation II.2})$$

et

$$IWC_{FSSP} = \frac{\pi}{6} \times \rho_i \times 10^{-6} \times \sum_D n(D) D^3 \quad (\text{Equation II.3})$$

en supposant les particules sphériques.

$$IWC_{2D-C/2D-P} = \frac{\pi}{6} \times \rho_e \times 10^{-6} \times \sum_D n(D) D_{eq}^3 \quad (\text{Equation II.4})$$

avec ρ_e et ρ_i les masses volumiques de l'eau et de la glace respectivement et D_{eq} le diamètre équivalent d'une sphère liquide de même masse (m) que la particule de glace. Cette masse (m) des particules de glace est tout d'abord déterminée par une relation masse-diamètre, appropriée à la forme des particules, de type :

$$m = \alpha L^\beta \quad (\text{Equation II.5})$$

où L représente la longueur maximale des particules. Les coefficients α et β dépendent du type de particule et leurs valeurs sont résumées dans le tableau II.4.

Type de cristal	Coefficient α	Coefficient β
Elementary needles	0.0048	1.8
Rimed elementary needles	0.0059	2.1
Long columns	0.012	1.9
Rimed long columns	0.023	1.8
Combination of long column	0.017	1.8
Rimed combination of long column	0.025	1.9
Short columns	0.064	2.6
Combination of short columns	0.031	1.9
Hexagonal plates	0.028	2.5
Radiating assemblages of plates	0.019	2.1
Side plane	0.021	2.3
Heavily rimed dendritic crystals	0.068	2.2
Fragments of heavily rimed dendritic crystals	0.027	1.7
Aggregates of side planes	0.021	2.2
Aggregates of side planes, bullets and columns	0.022	2.1
Aggregates of radiating assemblages of plates	0.023	1.8
Aggregates of fragments of heavily rimed dendritic crystals	0.034	2.0

Tableau II.4: Coefficients α et β des relations masse-diamètre ($m = \alpha L^\beta$) pour différents types de cristaux d'après Baker and Lawson (2006).

Le diamètre équivalent D_{eq} s'écrit alors :

$$D_{eq} = \left(\frac{6\alpha L^\beta}{\pi} \right)^{\frac{1}{3}} \quad \text{(Equation II.6)}$$

le coefficient d'extinction σ :

$$\sigma = \pi \times \sum_D Q(D) \times n(D) \times D^2 \quad \text{(Equation II.7)}$$

où $Q(D)$ est l'efficacité d'extinction dans le visible et est égale à 2 dans la gamme de taille considérée (approximation des grandes particules, Van de Hulst, 1981). L'équation (II.7) devient alors :

$$\sigma = 2 \times \pi \times \sum_D n(D) \times D^2 \quad \text{(Equation II.8)}$$

le diamètre effectif D_{eff} :

$$D_{eff} = A \times \frac{IWC}{\sigma} \quad \text{(Equation II.9)}$$

où $A = 3000 \text{ mm}^3 \text{ g}^{-1}$ d'après Gayet et al. (2002a).

Compte tenu du domaine de température exploré au cours de la campagne CIRCLE-2, i.e. $< -35^\circ\text{C}$, seuls des nuages de glace de type cirrus ont été échantillonnés. On peut ainsi raisonnablement faire l'hypothèse que les particules mesurées par la sonde FSSP-300 sont des particules de glace. Nous avons donc couplé les informations issues du FSSP-300 et du 2D-C pour obtenir les paramètres microphysiques (N , IWC , σ et D_{eff}), lesquels sont représentés sur une gamme de mesure allant de $3 \mu\text{m}$ à 1 mm environ (Gayet et al., 2002).

II.2.1.5. Précisions des mesures et limitations des sondes PMS

II.2.1.5.1. Caractérisation de la phase liquide

D'une façon générale l'interprétation des mesures du FSSP-100 a montré que la phase liquide rencontrée dans les nuages stratiformes en région Arctique (ASTAR et POLARCAT) était caractérisée par des gouttelettes d'eau de diamètre inférieur à $50 \mu\text{m}$.

L'interprétation optimale des mesures issues de la sonde FSSP-100 nécessite des corrections systématiques pour compenser (i) les effets de coïncidence (plusieurs particules présentes dans le faisceau laser) qui se traduisent par une sous estimation de la concentration mesurée et (ii) les effets liés à la bande passante de la sonde qui se traduisent par une sous-estimation du diamètre mesuré lorsque la vitesse de l'avion est supérieure à 80 m/s . Ayant appliqué les corrections ci-dessus on admet que les précisions sur les mesures de la teneur en eau liquide, du diamètre volumique médian et de la concentration de gouttelettes sont respectivement : 20%, 5% et 10% (Baumgardner et al., 1990).

II.2.1.5.2. Caractérisation de la phase glace

Lors des mesures réalisées dans les nuages en phase mixte en Arctique (ASTAR et POLARCAT), nous avons considéré que la contribution des particules mesurées par le FSSP-100 était négligeable sur la détermination des paramètres microphysiques pour caractériser la phase glace. On souligne par ailleurs que la réponse du FSSP-100 en présence de cristaux de glace peut être altérée de façon importante sans qu'il soit possible aujourd'hui de quantifier l'erreur induite. Au cours de ASTAR et POLARCAT nous avons donc utilisé les mesures du CPI pour caractériser les cristaux de glace. La méthode d'analyse ainsi que les précisions sur les paramètres dérivés sont discutés en détails au chapitre III de cette thèse.

Comme nous l'avons indiqué au § II.2.1.4 ci-dessus, pour caractériser la phase glace dans les cirrus (campagne CIRCLE-2) nous avons utilisé la combinaison des mesures du FSSP-300 avec celles des sondes 2D-C et/ou CPI. La précision sur les mesures combinées a largement été discutée par Gayet et al. (2002). On rappelle toutefois que la précision sur les mesures de la sonde FSSP-300 peut être affectée de façon significative (en particulier sur le contenu en glace) quant à l'hypothèse a priori sur la sphéricité des petits cristaux de glace. De même des erreurs importantes affectent l'estimation des paramètres microphysiques déduits de la sonde 2D-C (et 2D-P) en raison principalement : (i) des problèmes de bande passante de l'électronique (sous estimation de la détection des particules de dimension $< 100 \mu\text{m}$), et (ii) de la relation empirique masse – diamètre choisie a priori pour déterminer la masse des particules (cf. équation II.5).

Le tableau II.5 résume les valeurs des erreurs sur la détermination des paramètres PMS (d'après Gayet et al., 2002a) en soulignant que ces erreurs sont significatives sur l'estimation du coefficient d'extinction et du contenu en glace (60% et 75% respectivement). Ces erreurs sont principalement dues aux incertitudes sur la reconnaissance du type de particule dans le choix des relations masse-diamètre (cf. équation II.5).

Paramètre	Concentration		Dimension		Coefficient d'extinction	IWC
Sonde	FSSP-300	2D-C	FSSP-300	2D-C	PMS	PMS
Erreur	30%	50%	35%	25%	60%	75%

Tableau II.5: Incertitudes sur les paramètres microphysiques déterminés par les sondes de type PMS.

II.2.2. Le Néphélomètre Polaire

II.2.2.1. Principe de mesure

Le Néphélomètre Polaire (Gayet et al., 1997) permet de mesurer la section efficace de diffusion volumique d'un ensemble de particules nuageuses, puis de déterminer les propriétés optiques des nuages (coefficient d'extinction, facteur d'asymétrie) afin de caractériser l'interaction entre les hydrométéores et le rayonnement.

Les particules nuageuses échantillonnées sont éclairées au foyer d'un miroir parabolique par un faisceau laser collimaté d'une longueur d'onde de 804 nm (figure II.2) généré par une diode laser d'une puissance de l'ordre de 1 Watt. Le rayonnement diffusé par les particules est ensuite réfléchi par le miroir parabolique jusqu'à une couronne circulaire composée de 56 photodiodes, couvrant ainsi les angles de diffusion de $\pm 3.49^\circ$ à $\pm 172.5^\circ$. L'énergie ainsi reçue pour chaque angle de diffusion déterminé par la position des détecteurs, permet de caractériser la fonction de phase des particules se trouvant dans le volume de mesure.

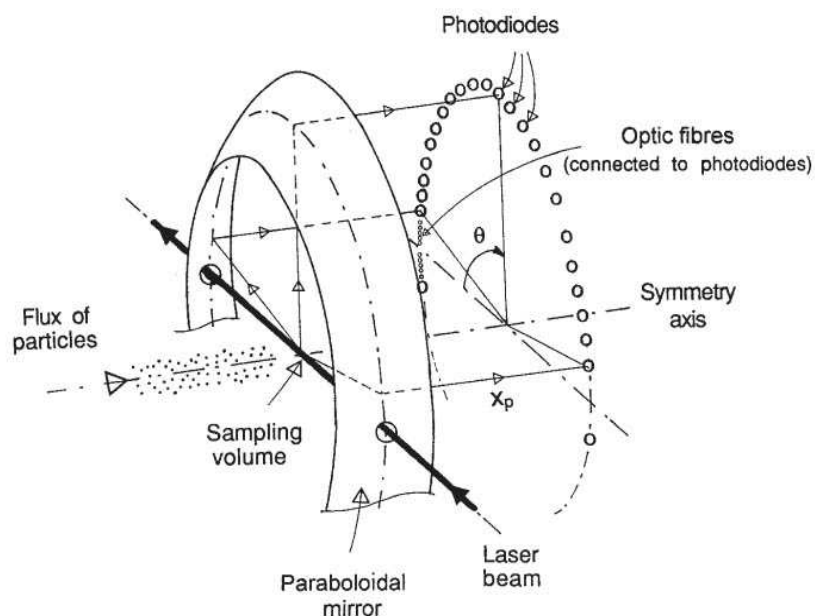


Figure II.2: Principe de mesure du Néphélomètre Polaire aéroporté.

La mesure du Néphélomètre Polaire s'adresse à des gouttelettes d'eau liquide, des cristaux de glace ou bien un mélange des deux (nuage en phase mixte). Les propriétés de la fonction de phase de diffusion dépendent des caractéristiques microphysiques des particules (concentration, diamètre, indice de réfraction), et de la forme de ces particules. Cette propriété

permet la discrimination précise de la phase thermodynamique des particules (gouttelettes d'eau et cristaux de glace). La gamme de mesure va de quelques micromètres à environ 1 mm (en diamètre). Par rapport au FSSP, le NP bénéficie d'un grand volume d'échantillonnage (déterminé par le produit de la surface d'échantillonnage, soit 10 mm de long par 5 mm de diamètre, par la vitesse de l'avion, à une fréquence d'acquisition définie par l'opérateur, soit 10 L pour une vitesse avion de 200 m s^{-1} et une fréquence d'acquisition de 1Hz).

II.2.2.2. Détermination des paramètres optiques

Les mesures directes d'indicatrices de diffusion volumique issues du Néphélomètre Polaire permettent de déterminer deux propriétés optiques essentielles pour la caractérisation des particules nuageuses: le coefficient d'extinction σ et le facteur d'asymétrie g .

En faisant l'hypothèse de particules non absorbantes et orientées de façon aléatoire dans le volume de mesure, on peut déterminer le coefficient d'extinction (σ en km^{-1}) selon les équations suivantes (Auriol, 1998, Gayet et al., 2002) :

$$\sigma = \sum_i Q_{ext}^i \times N_i \times A_i = 2 \pi \times \int_0^{180} \Psi(\theta) \sin(\theta) d\theta \quad (\text{Equation II.10})$$

où Q_{ext}^i représente l'efficacité d'extinction dans le visible et est égale à 2 dans la gamme de taille considérée (approximation des grandes particules, Van de Hulst, 1981), N_i est la concentration des particules de surface A_i , $\Psi(\theta)$ est la section efficace de diffusion volumique mesurée suivant l'angle de diffusion (θ). L'examen de l'équation (II.10) montre que la détermination du coefficient d'extinction nécessite la connaissance de l'intégralité des indicatrices de diffusion sur les angles de 0 à 180°. Cette contrainte n'est pas assurée par le Néphélomètre Polaire puisqu'aucune mesure n'est réalisée pour les petits angles avant (de 0 à 3.49 °) et arrière (de 172.5 à 180 °). Ainsi, on fait l'hypothèse que l'intégrale de la fonction de phase entre les angles de mesures (~ 4 à 172 °) est proportionnelle à l'intégrale entre 0 et 180 °. L'équation (II.10) peut alors s'écrire :

$$\sigma = \sum_i Q_{ext}^i \times N_i \times A_i = 2\pi\alpha \times \int_{3.49}^{172.5} \Psi(\theta) \sin(\theta) d\theta \quad (\text{Equation II.11})$$

avec α un coefficient de normalisation déterminé expérimentalement grâce aux comparaisons systématiques réalisées avec les mesures du FSSP dans des nuages en phase liquide. On

suppose (Gayet et al., 2002) que le coefficient α est identique dans des nuages de glace (cirrus).

Le paramètre d'asymétrie g est déterminé selon la méthode de Gerber et al. (2000) qui fait l'hypothèse que les composantes de diffraction et de réfraction de la lumière diffusée aux petits angles ($\theta < 15^\circ$) peuvent être séparées.

$$g = 2\pi \times \frac{\int_{-1}^{+1} \Psi(\theta) \cos(\theta) d \cos(\theta)}{\sigma_{sca}} \quad \text{(Equation II.12)}$$

où σ_{sca} est le coefficient de diffusion (en μm^{-1}).

g traduit la proportion d'énergie diffusée vers l'avant par rapport à celle diffusée vers l'arrière. Les valeurs de g sont comprises entre -1 et 1, les valeurs positives caractérisant une diffusion prépondérante vers l'avant. Le facteur d'asymétrie permet de caractériser avec précision la phase thermodynamique (liquide ou glace) du volume échantillonné. Pour les nuages en phase mixte, très fréquemment rencontrés en région Arctique comme on le verra plus loin, le paramètre d'asymétrie sera utilisé pour discriminer les phases liquide et glacée des nuages rencontrés.

II.2.2.3. Précision

Les incertitudes sur les paramètres optiques restitués à partir des mesures du Néphélomètre Polaire sont détaillées dans (Gayet et al., 2002a) et sont respectivement de 25 % et 4 % sur le coefficient d'extinction et sur le paramètre d'asymétrie.

Chapitre III

La sonde CPI:

Traitement des mesures

et détermination du facteur de

réflectivité radar

L'imageur de particules à haute résolution CPI (Cloud Particle Imager) fait l'objet du troisième chapitre de ce travail. Cet instrument, qui fait également partie de la plate-forme aéroportée du LaMP, est le moyen central dans cette thèse pour la détermination in situ du facteur de réflectivité radar. On rappelle par ailleurs que le CPI a été utilisé au cours des trois campagnes de d'observation (ASTAR, POLARCAT et CIRCLE-2), ce qui assure l'homogénéité de nos mesures.

Dans ce chapitre, nous décrirons avec détails les améliorations qui ont été apportées dans le traitement des mesures par rapport aux travaux de la thèse de R. Lefèvre (2007). Il s'agit en particulier de l'évaluation de la méthode de reconnaissance de formes des cristaux de glace, d'une technique d'extrapolation des particules tronquées (i.e. partiellement échantillonnées dans le volume de mesure), et de la méthode de traitement des paramètres microphysiques. Nous présenterons ensuite en détails la méthode que nous avons développée pour déterminer le facteur de réflectivité radar à partir des mesures CPI, et nous discuterons sa précision. Nous rappellerons les précédents travaux sur les méthodes de calcul de la

réflectivité radar à partir de mesures in situ. Nous décrirons ensuite la méthode utilisée pour le calcul de la réflectivité à partir des données CPI. Des comparaisons avec les données des sondes de type PMS seront présentées afin d'évaluer notre technique et une estimation des erreurs sera présentée.

III.1. Principe de mesure et méthode de traitement

Le Cloud Particle Imager (Lawson et al 1998, 2001) est une sonde microphysique développée par SPEC (Stratton Park Engineering Company, Incorporation). C'est un imageur à haute résolution de particules nuageuses dont le principe de mesure est le suivant (cf. figure III.1) : deux lasers de détection (Particle Detection System, ou PDS), d'une puissance de 30mW et d'une longueur d'onde de 788 nm, orientés à 45° et 90° par rapport au plan horizontal (PDS45 et PDS90) définissent le volume de détection. Lorsque ces deux capteurs détectent simultanément la présence d'une ou plusieurs particules dans ce volume, un laser imageur, d'une puissance réglable (jusqu'à 80W) et de longueur d'onde 850 nm, est déclenché avec une durée d'impulsion de 25 ns, capturant grâce à une caméra CCD, une image contenant une ou plusieurs particules nuageuses. La résolution de la caméra CCD est de 1024 x 1024 pixels, avec une taille de pixel de 2.3 μm , ce qui permet, en théorie, de capturer les images des particules jusqu'à 2.3 mm. La fréquence maximale d'acquisition du CPI est de 40Hz.

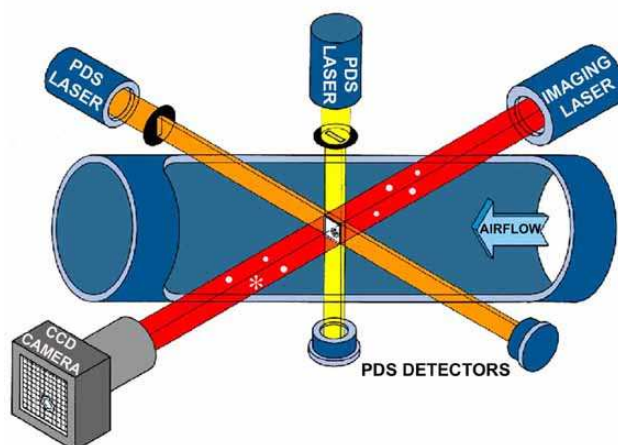


Figure III.1: Principe de mesure de la sonde Cloud Particle Imager.

III.1.1. La méthode de classification des formes des particules

III.1.1.1. Rappel sur la méthode

Grâce à la haute résolution (taille du pixel de 2.3 μm) et des 256 niveaux de gris qui caractérisent chaque image, la sonde CPI présente un avantage particulièrement intéressant par rapport aux autres sondes microphysiques de type PMS 2D. En effet, les images très détaillées des particules permettent de reconnaître leurs formes typiques, et de proposer des classifications. Le logiciel développé au LaMP utilise une méthode basée sur le traitement d'image. Il définit tout d'abord le contour de chaque particule. Puis, une fois cette première étape réalisée, plusieurs paramètres morphologiques sont extraits pour chaque image de particule : surface, périmètre, barycentre, sphéricité, largeur, longueur, degré de symétrie, contraste, rugosité. La détermination de ces paramètres est complètement décrite dans (Lefèvre, 2007). Le logiciel utilise ensuite des critères basés sur ces paramètres pour déterminer la forme des particules (cf. tableau III.1).

	Diamètre D	Longueur L	Largueur W	$\frac{L}{W}$	Sphéricité	Aire des trous	Symétrie	Spike	Rugosité	Autres
Gouttes	$> \sim 15 \mu\text{m}$				> 0.9	< 0.01				intensité barycentre=1
ou		$> \sim 170 \mu\text{m}$					2			Ajustement avec une sinusoïde
Aiguilles			$< \sim 70 \mu\text{m}$	> 5			2			$\frac{P}{A} < \frac{2 \times (2 \times (L+W))}{LW}$
Colonnes		$> \sim 50 \mu\text{m}$		> 1.9		< 0.1	paire	0	$< \frac{2 \times (2 \times (L+W))}{\sqrt{LW}}$	
Plaques		$> \sim 50 \mu\text{m}$			> 0.9					
	ou	$> \sim 50 \mu\text{m}$			> 0.8	> 0.1				
	ou	$> \sim 50 \mu\text{m}$				> 0.2	3 ou 6		> 4	
	ou	$> \sim 50 \mu\text{m}$			> 0.8		3 ou 6			
	ou	$> \sim 50 \mu\text{m}$					paire	2	$< \frac{2 \times (2 \times (L+W))}{\sqrt{LW}}$	
Bullets		$> \sim 50 \mu\text{m}$		> 1.9		< 0.1	paire	1	$< \frac{2 \times (2 \times (L+W))}{\sqrt{LW}}$	
		$> \sim 50 \mu\text{m}$				> 0.1	3 ou 6		$> \frac{2 \times (2 \times (L+W))}{\sqrt{LW}}$	
Dendrites										
ou		$> \sim 50 \mu\text{m}$					paire	2	$> \frac{2 \times (2 \times (L+W))}{\sqrt{LW}}$	
Graupels		$> \sim 200 \mu\text{m}$			> 0.6	< 0.1			> 4	
Rosettes		$> \sim 200 \mu\text{m}$				< 0.1			> 4	Stddev(R/Rmoy) < 0.15
SidePlanes		$> \sim 200 \mu\text{m}$				> 0.1			> 4	

Tableau III.1: Critères de sélection pour la classification des particules nuageuses par l'algorithme CPI, d'après Lefèvre (2007).

Les critères sont testés dans l'ordre de simplicité, c'est-à-dire que les formes les plus facilement identifiables (gouttes d'eau de sphéricité égale à 1 par exemple) seront reconnues au début du traitement, et les formes les plus complexes seront identifiées à la fin (irréguliers ne correspondant à aucun critère par exemple). Les 10 formes utilisées dans la classification sont basées sur la classification de Magono et Lee (1966) et sont illustrées par quelques exemples représentatifs sur la figure III.2.

Cependant, le traitement systématique d'un très grand échantillon d'images a mis en évidence un certain nombre d'erreurs quant à la classification « automatique » des particules par l'algorithme de traitement CPI. Dans le paragraphe suivant, nous donnons quelques exemples représentatifs de comparaisons entre les résultats issus des classifications « automatique » et « manuelle ». L'interprétation de ces résultats nous permettra de donner des éléments d'appréciation sur les limites de la méthode automatique et de mieux définir son champ d'application.

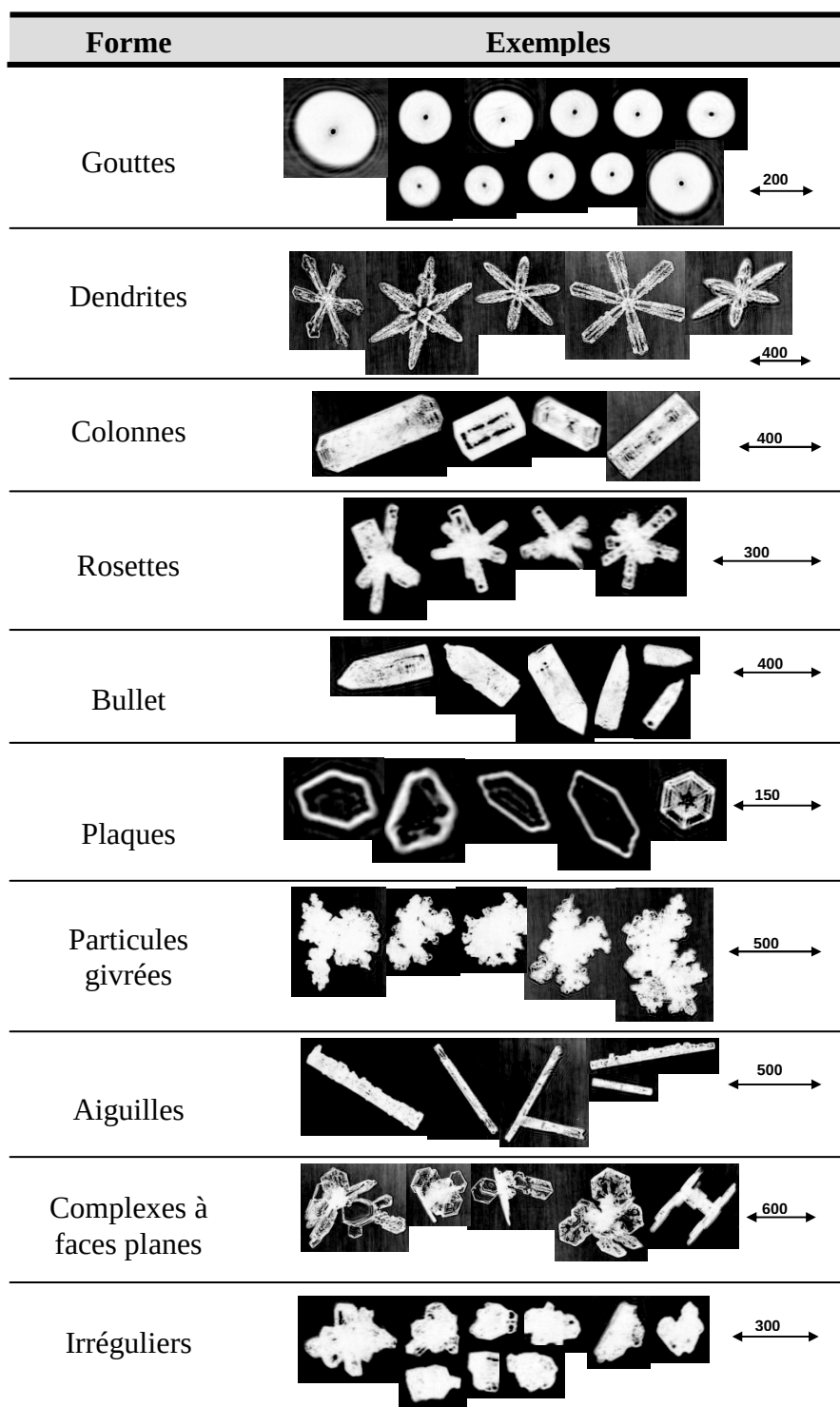


Figure III.2: Exemple des 10 classes de formes de particules reconnues par l'algorithme de traitement des images du CPI.

III.1.1.2. Comparaisons des méthodes automatique et manuelle de reconnaissance de forme

Nous décrivons ci-dessous deux exemples de comparaison de classifications de particules nuageuses mesurées par le CPI en termes de pourcentages des différentes formes « typiques » définies au paragraphe précédent. On souligne que ces exemples ont été traités dans un premier temps pour l'ensemble des particules mesurées par le CPI, i.e. de dimension supérieures à 15 μm . Nous présenterons ensuite (cf. § III.1.1.3) l'influence du diamètre de coupure sur ces résultats. On souligne enfin, que d'une façon générale, les classifications ne s'adressent qu'aux particules dont l'image est entière (pas d'images tronquées).

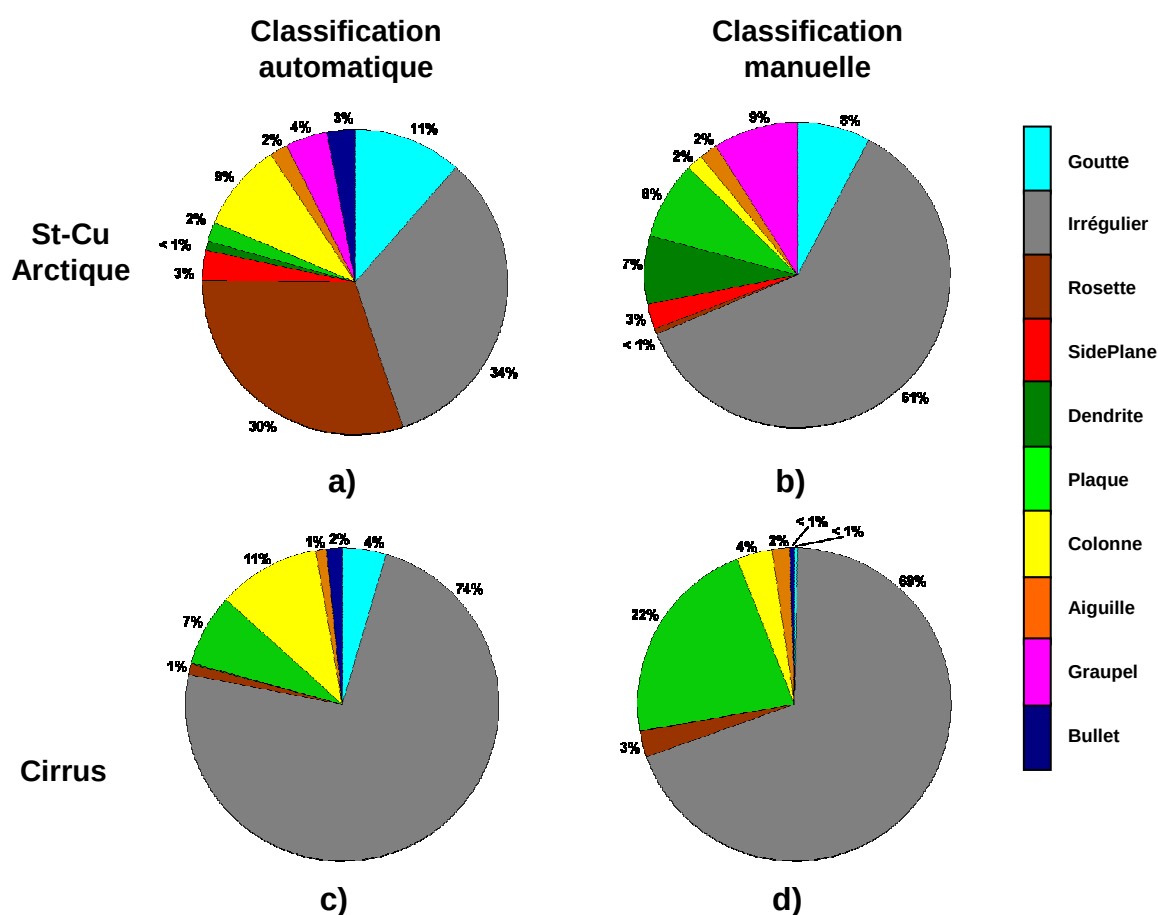


Figure III.3: Classifications automatique et manuelle des hydrométéores dans un nuage arctique en phase mixte (a et b) et dans un Cirrus (c et d).

Les résultats considèrent deux situations très différentes : un stratocumulus Arctique en phase mixte échantillonné dans un domaine de température compris entre -23°C et -12°C (figures III.3.a et b, 9 Avril 2007 : ASTAR) et un cirrus frontal entre -60°C et -46°C (figures

III.3.c et d, 16 Mai 2007 : CIRCLE-2). Pour ces deux cas, les figures de gauche (figures III.3.a et III.3.c) représentent les résultats de la classification automatique, tandis que les figures de droite (figures III.3.b et III.3.d) donnent les résultats de la classification manuelle obtenus sur les mêmes échantillons. Environ 3000 particules et 7000 particules ont été analysées dans les deux cas respectivement ce qui représente un échantillonnage statistiquement représentatif.

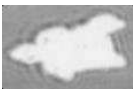
		Classe déterminée par le traitement automatique	Classe après traitement manuel
	100 µm ↔	Rosette	Irrégulier
	200 µm ↔	Rosette	Graupel
	200 µm ↔	Colonne	Plaque
	400 µm ↔	Irrégulier	Plaque
	200 µm ↔	Colonne	Rosette

Figure III.4: Exemples d'erreurs de classification automatique des images du CPI.

Les résultats font apparaître des différences importantes entre les deux classifications en fonction du type de nuage que nous commentons ci-après :

III.1.1.2.1. Stratocumulus en phase mixte

(i) Les particules de type rosette représentent une contribution de 30 % d'après le traitement automatique (figure III.3.a), alors que la classification manuelle ne reconnaît pratiquement aucune particule de ce type (figures III.3.b). On remarque cependant que le pourcentage de rosettes et d'irréguliers ($30 + 34\% = 64\%$) de la classification automatique est équivalent au pourcentage d'irréguliers (61%) de la classification manuelle. Cette différence s'explique par la forme complexe de ces particules qui ne présentent pas d'axe de symétrie particulier et par des critères de sélection dans l'algorithme (cf. § III.1.1.1) qui ne sont pas adaptés à ce type de particules. La figure III.4 montre un exemple de cette configuration.

(ii) Les particules régulières de structure plane : plaques et dendrites, sont très sous-estimées par le traitement automatique (<1% et 2% contre 7% et 8% respectivement, cf. figures III.3.a et b).

(iii) La classification automatique surestime largement le pourcentage de colonnes (9% contre 2%), mais sous-estime le pourcentage de graupels (4% contre 9%). En fait environ 50% de graupels sont classifiés automatiquement comme rosette comme le montre de deuxième exemple de la figure III.4. Les pourcentages des autres types de particules sont sensiblement équivalents.

III.1.1.2.2. Cirrus

(i) Comme dans le nuage en phase mixte, le pourcentage des particules régulières de structure plane (plaques et dendrites) est très sous-estimé par le traitement automatique (7% contre 22%, cf. figure III.3.c et d). Cette sous-estimation s'explique par l'orientation aléatoire de ces particules dans le volume d'échantillonnage du CPI qui conduit à l'enregistrement d'une image le plus souvent orientée par rapport au plan de la camera CCD (cf. figure III.1). Dans ce cas, l'algorithme de traitement reconnaît des particules de type colonne (cf. le troisième exemple de la figure III.4) et donc surestime le pourcentage de ce type de particule au détriment des plaques. Cependant le pourcentage de plaques et de colonnes ($7\% + 11\% = 18\%$) de la classification automatique est inférieur à celui de la classification manuelle ($22\% + 4\% = 26\%$).

(ii) Les pourcentages des particules irrégulières sont sensiblement équivalents dans les deux classifications (74% et 69%), avec toutefois un pourcentage plus élevée de particules sphériques par la classification automatique (4% contre $< 1\%$).

D'autre part, d'autres erreurs peuvent être notées quant aux résultats de la classification automatique, comme le montrent les quatrième et cinquième exemples de la figure III.4. Ces erreurs, très ponctuelles, ne peuvent pas être caractérisées de façon spécifique, comme les précédentes, et montrent tout l'intérêt de réaliser une classification manuelle pour minimiser au maximum l'occurrence de ce type d'erreurs.

III.1.1.3. Influence du diamètre de coupure

Un autre paramètre important dans l'évaluation des performances de la méthode de classification est le diamètre de coupure, c'est-à-dire le diamètre à partir duquel les particules sont prises en compte pour la classification. En effet, nous avons vu au paragraphe précédent (figure III.3) que la classification met en évidence des proportions très importantes de

particules de formes irrégulières (>50 %) lorsque l'on considère toutes les particules (i.e. $D > 15 \mu\text{m}$). Il convient donc de vérifier si la méthode de reconnaissance peut être plus pertinente pour des diamètres de coupure plus élevés (i.e. en éliminant les plus petites particules pour lesquelles la forme est altérée par les effets de diffraction).

Sur la figure III.5, on a représenté les résultats des classifications manuelles avec quatre diamètres de coupure différents : (a) $15 \mu\text{m}$, (b) $50 \mu\text{m}$, (c) $100 \mu\text{m}$ et (d) $200 \mu\text{m}$, pour l'exemple de cirrus décrit précédemment avec environ 7000, 6100, 4300 et 200 particules analysées respectivement.

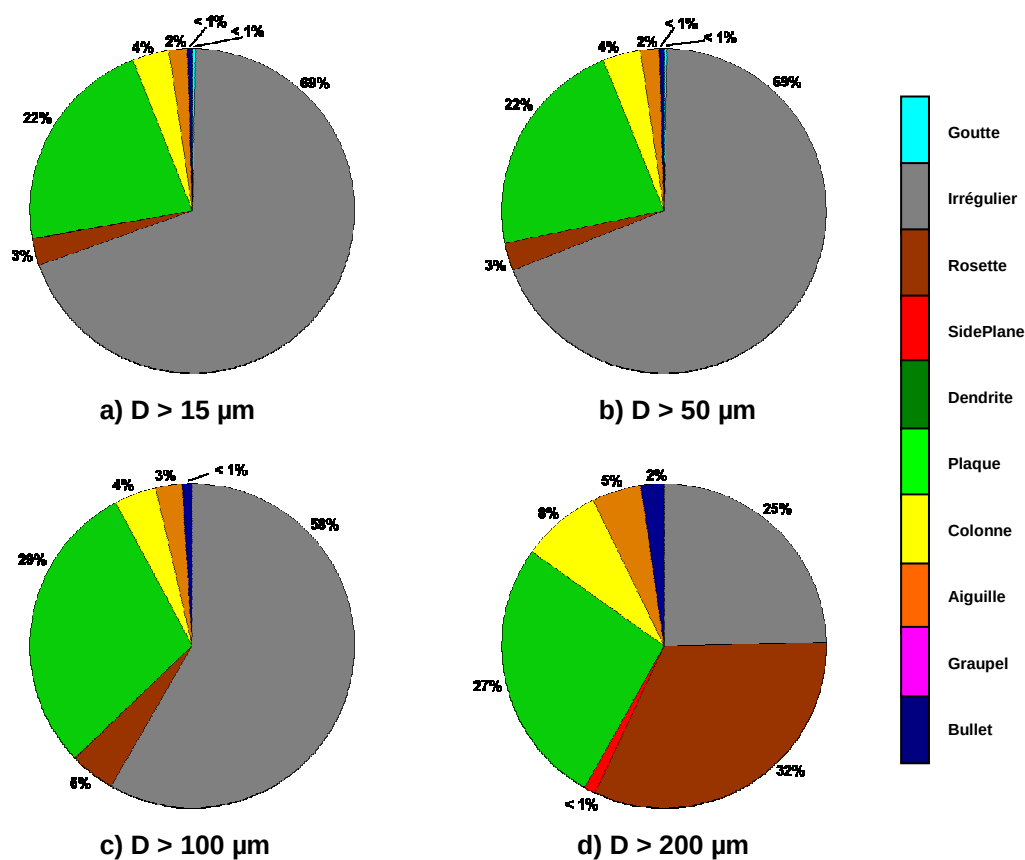


Figure III.5: Classification manuelle pour différents diamètres de coupure: a) $15 \mu\text{m}$, b) $50 \mu\text{m}$, c) $100 \mu\text{m}$ et d) $200 \mu\text{m}$.

D'après ces résultats, il est remarquable de noter que les pourcentages des différents types de particules sont similaires quelque soit ce diamètre de coupure (à l'exception du diamètre de $200 \mu\text{m}$). Par exemple, les pourcentages des particules irrégulières sont respectivement 69%, 69% et 58% pour des diamètres de coupure de $15 \mu\text{m}$, $50 \mu\text{m}$ et $100 \mu\text{m}$. Pour les plaques, les pourcentages sont de 22%, 22% et 29%. Pour un diamètre de coupure de $200 \mu\text{m}$ (figure III.5.d), les différences observées par rapport aux autres classifications peuvent

s'expliquer par la faible représentativité statistique de l'échantillon (200 particules analysées) du fait de la présence prépondérante de petits cristaux de glace dans le cirrus échantillonné.

L'interprétation que l'on peut avancer quant à l'isomorphisme des cristaux de glace en fonction du diamètre de coupure est que les processus de croissance des cristaux de glace sont homogènes et donc qu'il n'y a pas de forme privilégiée qui va croître au détriment d'une autre. Bien entendu ce résultat s'adresse à une situation particulière en cirrus avec un échantillonnage réalisé entre -47°C et -60°C . Néanmoins ce résultat est particulièrement important car il justifie notre choix d'un diamètre de coupure de $100\text{ }\mu\text{m}$ dans l'exploitation des mesures du CPI dans le cadre des travaux de cette thèse. Cette valeur minimise les erreurs dues aux effets de diffraction des plus petites particules et optimise la représentativité statistique des échantillons analysés.

Il convient maintenant d'évaluer la méthode automatique avec ce diamètre de coupure de $100\text{ }\mu\text{m}$.

III.1.1.4. Evaluation de la méthode de reconnaissance de forme pour $D > 100\mu\text{m}$

La figure III.6 représente les résultats des deux classifications (automatique et manuelle) appliquées au cirrus du 16 Mai (CIRCLE-2). Les résultats mettent clairement en évidence une proportion sensiblement plus importante de particules irrégulières avec la méthode automatique (75% contre 58%). Comme précédemment une proportion beaucoup moins importante de plaques et de colonnes est reconnue avec la méthode automatique (18 % contre 33%) avec la confirmation de l'erreur de classification des plaques due aux effets d'orientation de ces particules dans le volume d'échantillonnage.

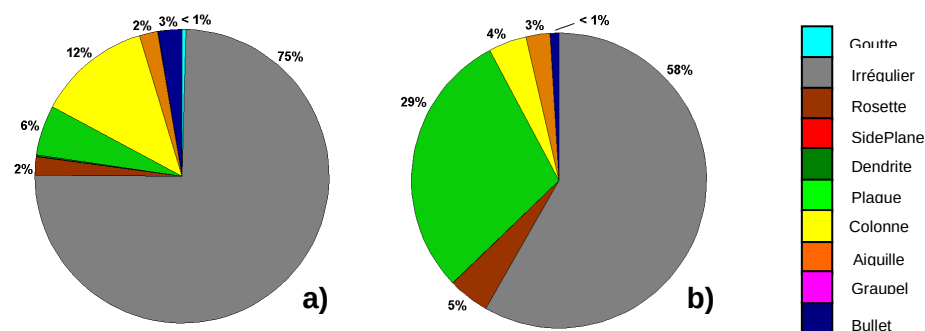


Figure III.6: Classifications (a): automatique et (b): manuelle des images CPI pour le cas du cirrus du 16 Mai 2007.

III.1.1.5. Conclusions

L'analyse ci-dessus montre que la méthode de classification automatique des particules mesurées par le CPI donne des résultats sensiblement différents de ceux de la méthode manuelle que nous considérons comme référence, même si des erreurs d'appréciation sont possibles (Schwarzenboeck et al., 2009).

D'une façon générale, les particules de formes complexes, mais non irrégulières, comme les rosettes ou les « sideplanes », sont souvent difficilement reconnues par l'algorithme. De même, l'erreur bien identifiée de classification des plaques (en colonnes) due aux effets d'orientation de ces particules dans le volume d'échantillonnage peut être très importante. Il apparaît également que les erreurs dépendent des situations considérées avec des formes dominantes de cristaux très différentes. Il serait sans doute possible d'adapter et d'améliorer la méthode en fonction de chaque cas. De même, l'utilisation d'une sonde 2D-S (Lawson et al., 2006) couplée au CPI permettrait, grâce à l'information 3D sur la forme des particules, de réduire les erreurs de classification.

Dans le cadre de cette thèse c'est donc la méthode manuelle et systématique qui a été appliquée aux différentes situations que nous analyserons dans le cadre de la validation de CALIPSO et de CloudSat. Ceci dans un souci de réduire les erreurs dans l'estimation des paramètres microphysiques pertinents.

III.1.2. La méthode d'obtention des paramètres microphysiques

III.1.2.1. Rappel sur la méthode de calibrage

Avant de décrire la méthode de traitement du CPI, il est important de rappeler la technique de calibrage utilisée qui a pour but de déterminer le volume d'échantillonnage du CPI. Ce volume d'échantillonnage doit être calculé avec précision, laquelle détermine ensuite la précision sur les paramètres microphysiques.

Rappelons tout d'abord le calcul du volume d'échantillonnage :

$$V = TAS \times A \times (\Delta t - \sum deadtimes) + \sum A_i \times DOF_i \quad \text{(Equation III.1)}$$

Ce volume, schématisé sur la figure III.7, est en fait la somme du volume d'air échantillonné sans particules (1^{er} terme de droite) et du volume d'air échantillonné à chaque détection de particule (2nd terme de droite). *TAS* est la vitesse réelle de l'air (True Air Speed), *A* est la surface de détection formée par l'intersection des deux lasers de détection (2.3 mm x 2.3 mm) et Δt représente le pas de temps pendant lequel on calcule le volume d'échantillonnage (1 seconde). On corrige le volume du temps pendant lequel la sonde n'est pas opérationnelle en prenant en compte les temps morts ($\sum deadtimes$) qui sont enregistrés dans les données par le système d'acquisition.

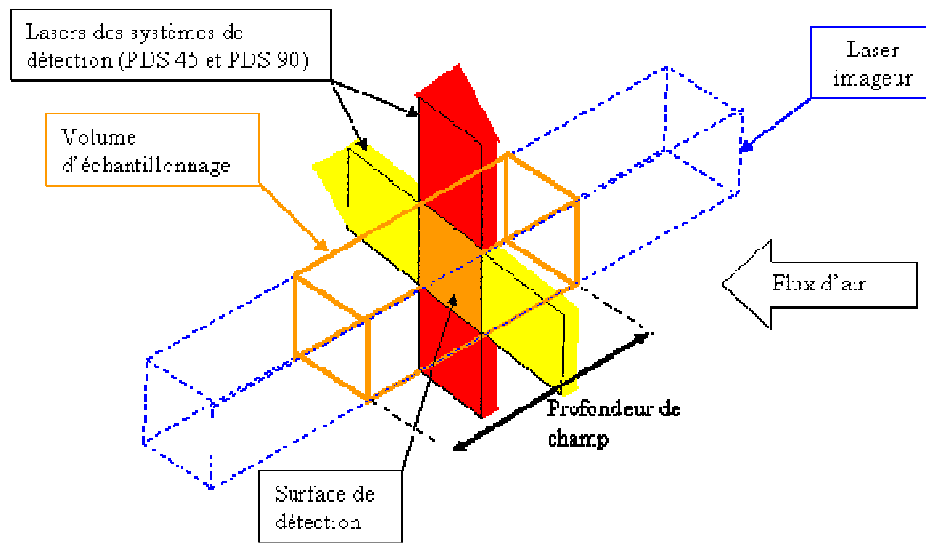


Figure III.7: Définition du volume d'échantillonnage du CPI.

L'équation III.1 fait apparaître que le calcul du volume *V* est dépendant de la profondeur de champ *DOF* (Depth Of Field) du système optique.

Pour le calcul du volume échantillonné lors de chaque déclenchement du laser imageur ($\sum A_i \times DOF_i$), A_i représente la surface d'échantillonnage effective de chaque particule *i* :

$$A_i = (2300-lx) \times (2300-ly) \quad \text{(Equation III.2)}$$

lx et *ly* représentent respectivement la largeur et la hauteur de l'image *i* acquise.

La profondeur de champ DOF_i de chaque particule est définie selon une méthode de calibrage détaillée dans Connolly (2007) et Lefèvre (2007). Elle permet d'obtenir un volume d'échantillonnage avec une précision très acceptable de 3%. Cette méthode consiste à calibrer le CPI avec des billes de verres de différents diamètres (15 µm, 30 µm et 100 µm). Le CPI enregistre les images de ces billes qui sont disposées à différentes distances du plan focal du

système optique de la sonde. Le traitement des données consiste alors à prendre en compte les effets de diffraction pour déterminer le rapport entre longueur apparente et longueur réelle en fonction de la distance au plan focal afin de corriger le diamètre des particules en fonction de la distance au plan focal.

Enfin, un seuil de focalisation est défini, lequel permet de rejeter les particules les plus floues, définissant ainsi les distances limites par rapport au plan focal qui sont à considérer. La profondeur de champ, qui correspond à la distance maximale par rapport au plan focal pour laquelle on va considérer les particules valides, est alors directement déduite.

III.1.2.2. La méthode de traitement des mesures

Une fois les images des particules acquises, une méthode de traitement spécifique leur est appliquée afin de déterminer les paramètres microphysiques et optiques des nuages. Cette méthode, plus accessible et plus complète que le logiciel CPIView fourni par SPEC Inc., a été développée au Laboratoire de Météorologie Physique. Nous allons ici en rappeler les principales étapes pour la détermination des paramètres microphysiques et optiques (voir Lefèvre, 2007 pour la description détaillée).

Quand le laser imageur se déclenche, un échantillonnage est enregistré, lequel contient une ou plusieurs images des particules. Au moment de l'acquisition des données, le CPI « découpe » ensuite chaque image en plusieurs ROI (Region of Interest), chaque ROI correspondant à une particule. Cependant, à cause d'un dysfonctionnement du logiciel d'acquisition de la sonde, il arrive qu'une même particule soit fractionnée en plusieurs ROI. La première étape du traitement consiste donc à reconstruire ces images fractionnées. Ensuite, les paramètres 2D de chaque image sont extraits : longueur, largeur, périmètre, surface, surface des trous, forme... (cf. détails dans Lefèvre, 2007)

La détermination des propriétés nuageuses fait intervenir la connaissance du volume d'échantillonnage du CPI, dont le calcul a été décrit dans le paragraphe précédent. Une fois le volume d'échantillonnage V déterminé, la concentration normalisée en nombre $n(D)$ pour chaque classe de diamètre D qui permet d'obtenir le spectre dimensionnel s'écrit :

$$n(D) = \frac{dn/dD}{V} \quad \text{(Equation III.3)}$$

avec dn/dD est le nombre de particules dans l'intervalle $[D, D+dD]$.

La concentration totale N est alors :

$$N = \sum_D n(D) \quad \text{(Equation III.4)}$$

La détermination du contenu en glace (IWC) est réalisée selon la méthode de Lawson et Baker (2006) et Baker et Lawson (2006) que nous décrivons brièvement maintenant. Pour déterminer la masse m des particules, cette méthode utilise une loi masse diamètre de type $m = \alpha X^\beta$, X étant un paramètre unique résultant d'une combinaison de quatre paramètres géométriques de chaque image acquise (surface A , largeur W , longueur L et périmètre P) :

$$X = \frac{A \times W \times 2 \times (L + W)}{P} \quad \text{(Equation III.5)}$$

où L , W , et P sont exprimés en mm et A en mm^2 .

Le contenu en glace IWC se calcule alors avec la relation suivante :

$$IWC = \frac{0.135 \sum_i X_i^{0.793}}{V} \quad \text{(Equation III.6)}$$

avec V le volume d'échantillonnage en m^{-3} , IWC en mg m^{-3} , et X_i en mm^3 selon l'équation III.5 pour chaque image i .

Cette loi unique a été déterminée empiriquement (Lawson et Baker, 2006) à partir d'un jeu de données de 630 particules classées en 17 formes distinguables. Cette méthode consiste tout d'abord à calculer la masse des particules en appliquant 17 lois masse-diamètre déjà connues du type $m = \alpha L^\beta$ (cf. tableau II.4) aux 17 groupes de particules mis en évidence. Le paramètre X décrit par l'équation III.5 est ensuite déterminé pour chacune des 630 particules puis comparé à la masse calculée précédemment, comme le présente la figure III.8 de Baker et Lawson (2006). Les coefficients $\alpha=0.135$ et $\beta=0.793$ correspondent ainsi à la meilleure régression linéaire de l'équation de type $m = \alpha X^\beta$ ($R^2=0.834$).

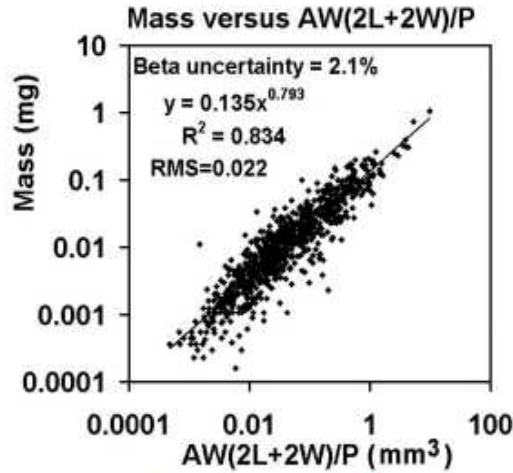


Figure III.8: Relation entre la masse des particules et le paramètre unique $X=AW(2L+2W)/P$ d'après Baker et Lawson (2006). A, W, L et P sont la surface, la largeur, la longueur et le périmètre qui caractérisent chaque image de particule mesurée par le CPI.

Les méthodes standard employées jusqu'à présent pour déterminer IWC à partir des mesures des sondes PMS 2D-C et 2D-P (cf. § II.2.1.4) utilisent également une loi de type $m=\alpha X^\beta$, avec X étant (selon la méthode utilisée) la surface, diamètre ou longueur maximale de la particule. Les coefficients α et β de la loi masse-diamètre sont déterminés en fonction de la meilleure représentation (à priori) des formes des particules échantillonnées afin de déterminer IWC avec la meilleure précision.

Pour ce qui concerne les mesures du CPI, la combinaison des quatre paramètres dans le calcul de la masse, selon Lawson et Baker, 2006, présente l'avantage de s'affranchir de la connaissance à priori de la forme des particules. La formule ci-dessus pour la détermination de IWC peut donc être appliquée à un jeu de données sans connaissance à priori du type de particules.

Les autres paramètres microphysiques sont déterminés selon les équations suivantes :

diamètre moyen D_m :

$$D_m = \frac{\sum_D n(D) \times D}{N} \quad (\text{Equation III.7})$$

diamètre volumique moyen DVM :

$$DVM = \frac{\sum_D m(D) \times D}{m} \quad (\text{Equation III.8})$$

avec $m(D)$ la concentration en masse des particules de diamètre D et m la concentration en masse totale.

coefficient d'extinction σ :

$$\sigma = 2 \times \frac{\sum_i A_i}{V} \quad \text{(Equation III.9)}$$

avec A_i la surface de chaque particule i en et 2 la valeur du coefficient d'efficacité d'extinction dans le visible (approximation des grandes particules selon Van de Hulst, 1981).

diamètre effectif D_{eff} :

$$D_{eff} = A \times \frac{IWC}{\sigma} \quad \text{(Equation III.10)}$$

où $A = 3000 \text{ mm}^3 \text{ g}^{-1}$ d'après Gayet et al. (2002a).

III.1.3. La technique de reconstruction des images tronquées

Nous avons vu que la dimension de l'image déterminée par les caractéristiques de la caméra CCD était de $2.3 \times 2.3 \text{ mm}$. Cependant, plus les particules sont grandes, plus la probabilité qu'elles touchent un bord de la caméra augmente. Beaucoup d'images sont donc tronquées, et ne peuvent être prises en compte dans le traitement puisque leur taille serait sous-estimée impliquant également une sous estimation du volume d'échantillonnage. Or, les grandes particules ont une importance significative sur la teneur en glace par exemple, et sur la réflectivité radar, comme nous le verrons au paragraphe 2.4 de ce chapitre.

Ce problème de troncature existe aussi sur les sondes PMS 2D et a été résolu par la méthode décrite dans Heymsfield (1978). Cette méthode consiste à reconstruire des images des particules tronquées et corrige également le volume d'échantillonnage. C'est une méthode

similaire qui a été appliquée aux mesures du CPI afin de tenir compte des particules partiellement tronquées.

III.1.3.1. Description de la technique

La figure III.9 illustre les différents exemples d'images tronquées qu'il est possible de rencontrer lors de l'acquisition des images des particules nuageuses avec la caméra CCD du CPI. Les particules qui sont tronquées sur deux bords (ou plus) (cf. figures III.9.c et d) seront automatiquement rejetées, car les corrections de dimension et du volume d'échantillonnage s'avèrent impossibles dans ce cas. Pour les images qui n'ont qu'un seul bord tronqué (figures III.9.a et b), un critère de rapport longueur/largeur est choisi afin de fixer les limites de la reconstruction car on ne peut pas reconstruire des images dont la partie tronquée est trop conséquente. Ce critère est fixé pour une valeur de 1.5, ce qui veut dire que toutes les particules tronquées dont le rapport longueur/largeur est supérieur à cette valeur ne seront pas reconstruites, et seront exclues du traitement. Cette valeur de 1.5 a été choisie après plusieurs tests et comparaisons avec des sondes PMS, et qui donne les résultats les plus réalistes.

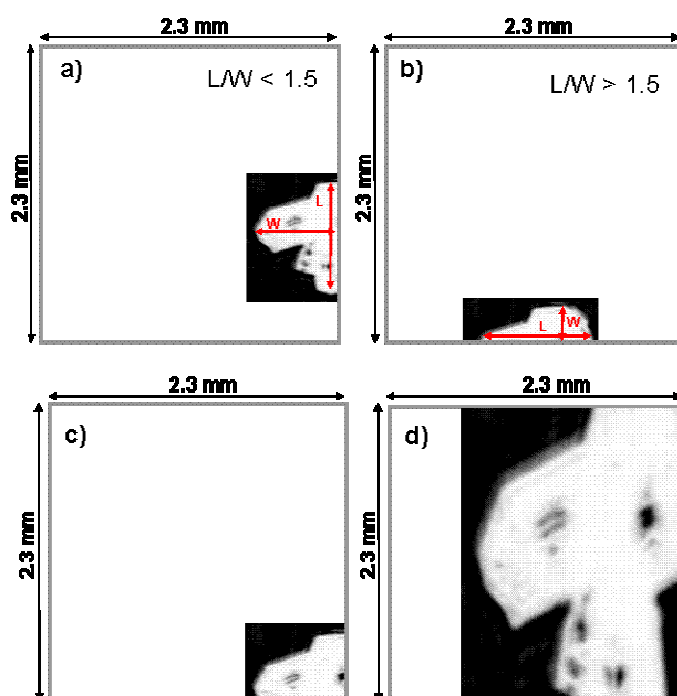


Figure III.9: Exemples de quatre situations d'images tronquées rencontrées lors de l'acquisition par le CPI. (a) et (b): images tronquées sur un seul bord; (c) et (d): images tronquées sur deux et trois bords.

Quand une particule est reconstruite, son diamètre D est recalculé selon la méthode développée par Heymsfield (1978) pour la sonde PMS 2D-C:

$$\left(\frac{D}{2}\right)^2 = \left(\frac{D}{2} - W\right)^2 + \left(\frac{L}{2}\right)^2 \quad (\text{Equation III.11})$$

où L et W sont respectivement la longueur et la largeur de la particule tronquée.

Dès l'instant où une image de particule est reconstruite, il est nécessaire de tenir compte de l'élargissement consécutif sur le volume d'échantillonnage via la correction sur la surface d'échantillonnage avec:

$$A_i = (2300 + lx) \times (2300 + ly) \quad (\text{Equation III.12})$$

III.1.3.2. Quelques exemples de résultats

Pour quantifier les résultats de cette méthode d'extrapolation du spectre CPI par la prise en compte des images tronquées, nous utilisons les observations du vol du 1^{er} Avril 2008 réalisé lors de la campagne de mesures POLARCAT au cours duquel des particules de grandes dimensions ont été observées (jusqu'à 2.5 mm environ).

Sur la figure III.10 sont représentés les spectres dimensionnels des particules **sans** (en noir) et **avec** (en bleu) la reconstruction des particules tronquées. On note tout d'abord une différence significative entre les pentes des spectres à partir de 500 μm , ainsi qu'une augmentation de la taille maximale des particules échantillonnées. Sans l'extrapolation, le spectre initial atteint environ 1 mm, alors que l'on atteint environ 2 mm en tenant compte des images tronquées.

La figure III.11 représente le rapport des volumes d'échantillonnage déterminés **avec** et **sans** la méthode de reconstruction en fonction du diamètre volumique moyen initial. Avec une telle représentation, les valeurs supérieures à 1 traduisent l'augmentation du volume d'échantillonnage avec la méthode d'extrapolation par rapport à la méthode initiale. Cette augmentation peut atteindre 25% dans le cas des grands diamètres ($DVM > 300 \mu\text{m}$) et augmente d'autant la représentativité statistique de la mesure.

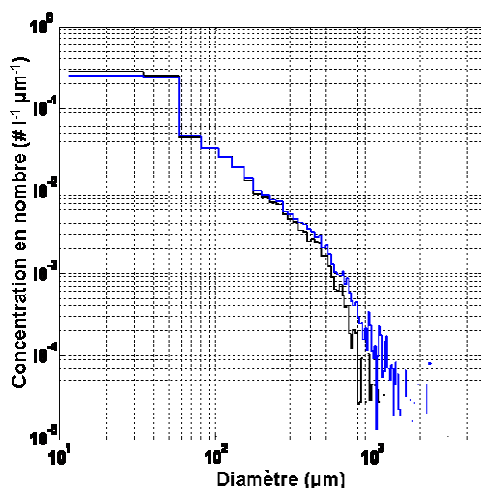


Figure III.10: Spectres dimensionnels déterminés par le traitement des images du CPI avec (bleu) et sans (noir) la prise en compte des particules tronquées.

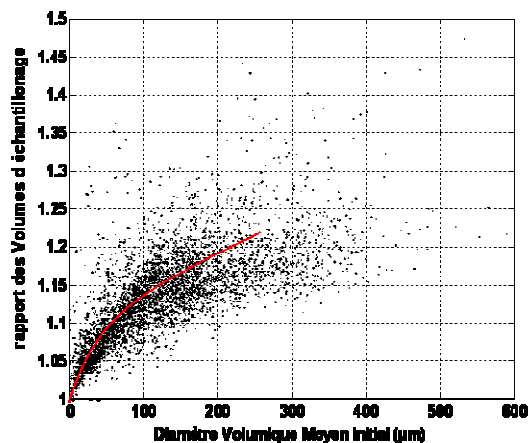


Figure III.11: Rapport des volumes d'échantillonnage déterminés avec et sans la méthode de reconstruction des images en fonction du diamètre volumique moyen initial.

Les résultats ci-dessus soulignent de façon pertinente l'intérêt de la méthode d'extrapolation pour la détermination des propriétés optiques et microphysiques des nuages. Le tableau III.2 présente les valeurs moyennes de ces paramètres pour le vol du 1^{er} Avril 2008 *avec* et *sans* la prise en compte des particules tronquées dans la méthode de traitement.

	Spectre CPI non extrapolé	Spectre CPI extrapolé	Ecart
Concentration totale ($\# \text{ L}^{-1}$)	4.75	4.76	$\sim 0 \%$
Concentration $> 100 \mu\text{m}$ ($\# \text{ L}^{-1}$)	0.76	0.91	19.7 %
Concentration $> 200 \mu\text{m}$ ($\# \text{ L}^{-1}$)	0.36	0.48	33.3 %
Extinction (km^{-1})	0.18	0.25	38.9 %
IWC (g m^{-3})	0.010	0.016	53.8 %
Diamètre effectif total (μm)	57.4	67.8	18.1 %
Volume d'échantillonnage (m^3)	$4.99 \cdot 10^{-4}$	$5.21 \cdot 10^{-4}$	4.4 %

Tableau III.2: Valeurs moyennes des paramètres microphysiques et du volume d'échantillonnage d'après les mesures CPI avant et après prise en compte des particules tronquées pour le vol du 1^{er} Avril 2008 (POLARCAT).

Comme on pouvait s'y attendre, la modification de la méthode de traitement n'a quasiment aucune incidence sur la concentration totale de particules. En effet, les particules reconstruites étant les particules de dimension supérieure à environ $500 \mu\text{m}$ (cf. le spectre dimensionnel de la figure III.10), leurs concentrations sont faibles par rapport aux concentrations des petites particules (rapport ~ 100 à 1000). En revanche, les concentrations

des particules de diamètres supérieurs à 100 μm et 200 μm sont affectées avec une augmentation de 20 et 33% respectivement. En ce qui concerne le diamètre effectif, le coefficient d'extinction et le contenu en glace, la prise en compte des grandes particules tronquées induit une augmentation de 18%, 39% et 54% respectivement. Ces différences significatives soulignent l'importance des particules de grande dimension dans la détermination des paramètres microphysiques et optiques pour l'exemple choisi. Bien sûr, ces valeurs sont à considérer comme indicatives et ne sont pas applicables à des situations qui peuvent être caractérisées par des distributions dimensionnelles très différentes. Dans le cas de petites particules (i.e. avec un spectre dimensionnel jusqu'à 300 μm par exemple) la prise en compte des particules tronquées n'apportera qu'une faible modification des paramètres.

III.1.4. Comparaisons et validation avec les mesures des sondes PMS 2D-C et 2D-P

Comme nous allons utiliser dans la suite de ce travail les données CPI de manière systématique, il devient nécessaire dans un premier temps de valider la méthode de traitement CPI que l'on vient de décrire. Pour cela, nous utilisons les données des sondes PMS 2D-C et 2D-P obtenues lors du vol du 1^{er} Avril 2008 (POLARCAT). On rappelle que ces deux instruments ont respectivement comme gammes de diamètre 25-800 μm et 200-6400 μm (cf. Tableau II.3) et recouvrent donc la gamme de mesure du CPI (23-2300 μm).

La figure III.12 représente les spectres dimensionnels moyens (en nombre) mesurés avec les sondes CPI, 2D-C et 2D-P respectivement en bleu, rouge et noir. Les observations s'adressent à l'échantillonnage d'un stratocumulus en phase mixte entre -25°C et -2°C. Le très bon accord observé entre ces trois distributions permet de valider la méthode de traitement des mesures CPI, avec en particulier notre technique de reconstruction d'images en termes de dimension et de calcul du volume d'échantillonnage. En effet, jusqu'à des diamètres de 1500 μm , les trois distributions dimensionnelles coïncident de façon remarquable. Le caractère discontinu du spectre CPI à partir de 1500 μm traduit un faible nombre de particules échantillonnées d'où une faible représentativité statistique. On notera que ces résultats ont été

également mis en évidence dans d'autres conditions nuageuses avec des particules de grandes dimensions.

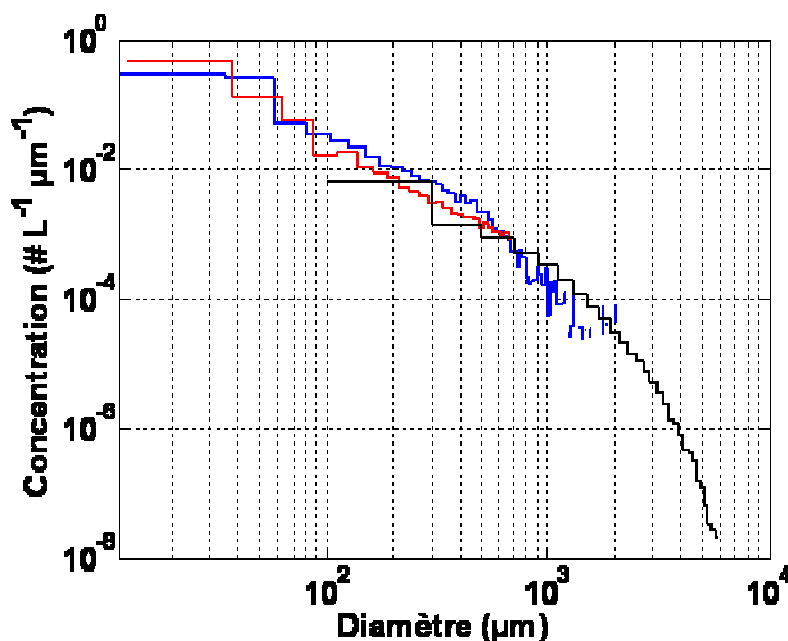


Figure III.12: Distributions dimensionnelles déterminées à partir des données du CPI (bleu), du 2D-C (rouge) et du 2D-P (noir) pour le vol du 1er Avril 2008 (POLARCAT).

Les figures III.13.a à d représentent les comparaisons des principaux paramètres microphysiques et optiques (concentration totale, contenu en glace (IWC), coefficient d'extinction et diamètre effectif), déterminés à partir des mesures CPI et PMS. Le tableau III.3 donne les valeurs respectives des pentes et des coefficients de corrélation pour chaque comparaison. On souligne que les paramètres labellisés 'PMS' ont été déterminés en tenant compte uniquement de la gamme de diamètres identique au CPI, soit de 15 à 2300 μm . Les résultats montrent d'une manière générale un bon accord entre les paramètres PMS et les paramètres CPI avec des pentes proches de 1, avec cependant des différences quant à la comparaison des diamètres effectifs (valeurs PMS supérieures aux valeurs CPI, cf. figure III.13.d). Ces résultats donnent des arguments quantitatifs pour valider notre méthode de traitement des mesures du CPI.

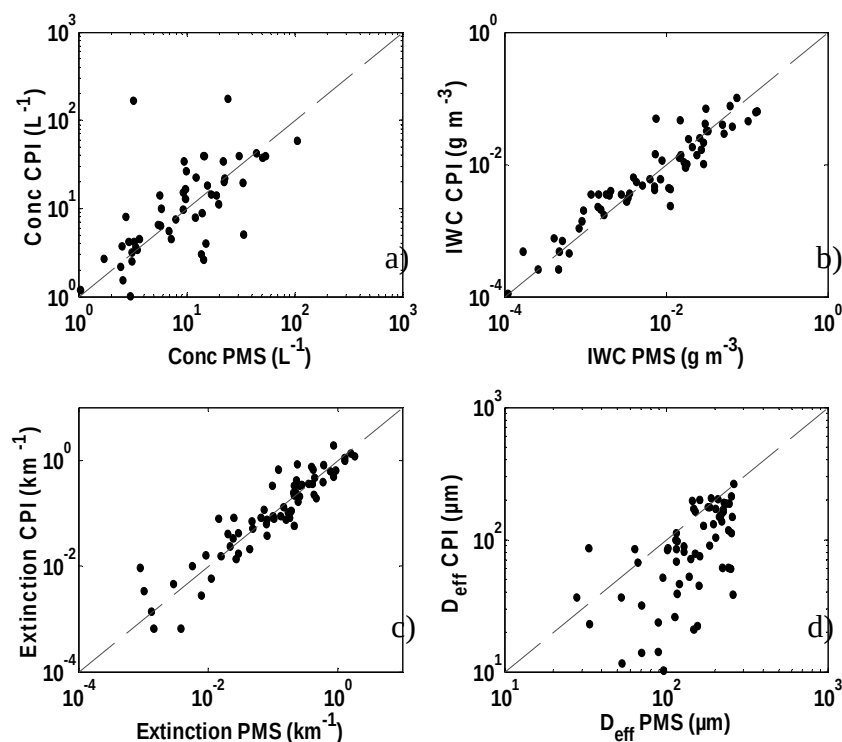


Figure III.13: Comparaisons des paramètres CPI et PMS moyennés sur 60 secondes. a) concentration totale (l^{-1}), b) contenu en glace (g m^{-3}), c) coefficient d'extinction (km^{-1}) et d) diamètre effectif (μm).

Paramètre	Pente	R^2
Concentration (l^{-1})	0.73	0.3
IWC (g m^{-3})	0.62	0.64
Extinction (km^{-1})	0.92	0.61
Diamètre effectif (μm)	0.66	0.59

Tableau III.3: Pentés et coefficients de corrélation des comparaisons des paramètres CPI et PMS.

III.1.5. Détermination des incertitudes de mesure

Afin de réaliser une estimation des incertitudes sur les paramètres microphysiques dérivés des données CPI, nous allons tout d'abord identifier les principales sources d'erreurs de mesure. Nous avons vu au début de ce chapitre que le fonctionnement du CPI fait intervenir

deux lasers de détection (PDS) afin de détecter la présence des particules. Ces lasers PDS ont une sensibilité réglable en vol pendant l'acquisition laquelle est ajustée (ou non) en fonction de chaque situation et du type de particules rencontrées. Par exemple, les seuils de sensibilité ne seront pas les mêmes pour le cas d'un nuage de glace avec des particules très transparentes (au contraste faible) en faible concentration (cirrus), que pour le cas d'un nuage liquide ou mixte (nuages Arctiques) avec la présence de gouttes d'eau (au contraste très marqué) avec des concentrations beaucoup plus élevées. Dans le premier cas, la sensibilité devra être élevée pour manquer le moins possible de particules, alors que dans le second cas il faudra diminuer la sensibilité pour éviter que le laser imageur se déclenche en continu et ainsi minimiser les temps morts. La principale conséquence sera une sous-estimation des petites particules, c'est-à-dire les concentrations dans les premières classes du spectre dimensionnel qui restent très difficiles à évaluer.

De manière générale, il n'existe donc pas de réglage « universel » de la sensibilité, et l'efficacité de détection et d'acquisition des données est fortement liée à ces réglages de sensibilité, avec pour conséquence une sous-estimation possible, et difficilement quantifiable des petites particules ($D < 100 \mu\text{m}$). Nous estimerons cependant l'incertitude sur le nombre de particules échantillonnée $U(N)$ à 50%. Quant à l'incertitude sur le volume d'échantillonnage $U(V)$, elle a été déterminée dans la thèse de Lefèvre (2007) et égale à 3 %.

Concernant la taille des particules, il est également difficile de déterminer avec précision leur incertitude. Cependant, la résolution du CPI ($2.3 \mu\text{m}$) étant bien meilleure que celle des sondes de type PMS 2D-C et 2D-P ($25 \mu\text{m}$) qui ont une incertitude de 25 % sur la taille (cf. tableau II.5), nous estimerons l'incertitude sur la taille (longueur L , largeur W , périmètre P) des particules à environ 15 % (ce qui correspond à environ 7 pixels pour une taille de $100 \mu\text{m}$).

Détermination de l'incertitude sur le contenu en glace IWC :

L'équation III.6 relative au calcul d'IWC permet d'écrire l'incertitude sur IWC:

$$\frac{U(IWC)}{IWC} = \sqrt{\left(\frac{U(V)}{V}\right)^2 + \left(\frac{U(N)}{N}\right)^2 + \left(\frac{U(Y)}{Y}\right)^2} \quad \text{(Equation III.13)}$$

où $Y = X^{0.793}$ et donc $\frac{U(Y)}{Y} = 0.793 \frac{U(X)}{X}$ (Equation III.14)

D'après l'équation III.5, on peut écrire :

$$\frac{U(X)}{X} = \sqrt{\left(\frac{U(W)}{W}\right)^2 + \left(\frac{U(P)}{P}\right)^2 + \left(\frac{U(A)}{A}\right)^2 + \left(\frac{U(L+W)}{L+W}\right)^2} \quad \text{(Equation III.15)}$$

où
$$\frac{U(L+W)}{L+W} = \frac{\sqrt{U(L)+U(W)}}{L+W} \quad \text{(Equation III.16)}$$

D'autre part, A étant proportionnel à L^2 , on a :

$$\frac{U(A)}{A} = \sqrt{2\left(\frac{U(L)}{L}\right)^2} \quad \text{(Equation III.17)}$$

Nous avons vu que : $\frac{U(W)}{W} = \frac{U(P)}{P} = \frac{U(L)}{L} = 15\%$, $\frac{U(N)}{N} = 50\%$ et $\frac{U(V)}{V} = 3\%$

Ce qui conduit aux résultats suivants :

$$\frac{U(L+W)}{L+W} = 11\%, \quad \frac{U(A)}{A} = 21\%, \quad \frac{U(X)}{X} = 35\%, \quad \frac{U(Y)}{Y} = 28\%$$

Soit:

$$\frac{U(IWC)}{IWC} = 60\%$$

Détermination de l'incertitude sur le coefficient d'extinction σ :

D'après l'équation III.9 qui permet de déterminer le coefficient d'extinction σ à partir des mesures CPI, l'incertitude sur σ s'écrit:

$$\frac{U(\sigma)}{\sigma} = \sqrt{\left(\frac{U(A)}{A}\right)^2 + \left(\frac{U(N)}{N}\right)^2 + \left(\frac{U(V)}{V}\right)^2} \quad \text{(Equation III.18)}$$

Soit :

$$\frac{U(\sigma)}{\sigma} = 55\%$$

Détermination de l'incertitude sur le diamètre effectif D_{eff} :

L'équation III.10 permet d'écrire :

$$\frac{U(D_{eff})}{D_{eff}} = \sqrt{\left(\frac{U(\sigma)}{\sigma}\right)^2 + \left(\frac{U(IWC)}{IWC}\right)^2} \quad \text{(Equation III.19)}$$

Soit :

$$\frac{U(D_{eff})}{D_{eff}} = 80\%$$

Le tableau III.4 résume l'ensemble des incertitudes sur les paramètres microphysiques déterminés à partir des mesures CPI.

Paramètre	Taille (L,W,P)	Concentration (N)	Volume d'échantillonnage (V)	Coefficient d'extinction (σ)	Contenu en glace (IWC)	Diamètre Effectif (D_{eff})
Incertitude	15%	50%	3%	55%	60%	80%

Tableau III.4: Incertitudes sur les paramètres microphysiques déterminés par le CPI.

III.1.6. Conclusions sur la précision des mesures du CPI

III.1.6.1. Reconstruction des images tronquées et précisions sur les mesures

Nous avons montré la pertinence de l'utilisation de la méthode de reconstruction des images tronquées en particulier lorsque les particules ont des dimensions supérieures à 500 μm environ. L'exemple de traitement que nous avons choisi montre que la prise en compte des particules tronquées augmente les concentrations des particules de diamètres supérieurs à 100 μm et 200 μm de 20 et 33% respectivement. En ce qui concerne le diamètre effectif, le coefficient d'extinction et le contenu en glace les augmentations sont de 18%, 39% et 54% respectivement. Ces valeurs sont à considérer comme indicatives et ne sont pas applicables à des situations qui peuvent être caractérisées par des distributions dimensionnelles très différentes. Dans le cas de petites particules, la prise en compte des particules tronquées n'apportera qu'une faible modification des paramètres.

Le calcul d'incertitude sur les paramètres dérivés des mesures du CPI montre que les erreurs de mesures sont estimées à 55%, 60% et 80% sur respectivement le coefficient d'extinction, le contenu en glace et le diamètre effectif (cf tableau III.4).

III.1.6.2. Réglages pendant l'acquisition, sensibilité des lasers de détection et temps morts

Les lasers de détection (PDS45 et PDS90, cf. figure III.1), qui déclenchent le laser imageur quand une particule est présente, ont une sensibilité réglable lors de l'acquisition des données. Cette sensibilité doit être réglée de façon optimale. En effet, une sensibilité trop haute risque de déclencher le laser imageur à la fréquence maximale (40 Hz) lorsque des petites particules sont échantillonnées (cas rencontrés en cirrus), ce qui augmente les temps morts de la sonde de manière très importante (la sonde peut être aveugle pendant presque toute la durée d'échantillonnage). Ceci conduit à une très faible valeur du volume d'échantillonnage (cf. équation III.1), donc à une très faible représentativité statistique et à des erreurs très importantes sur les paramètres microphysiques restitués.

La figure III.14, qui représente une série temporelle du volume d'échantillonnage (en bleu) et du temps mort (en rouge), au cours d'un vol (en cirrus) où la sensibilité des lasers PDS était trop haute, illustre cette influence des temps morts sur le calcul du volume d'échantillonnage. En effet, lorsque les temps morts sont élevés, dépassant par exemple des valeurs de 0.6 seconde, on note logiquement des valeurs faibles du volume d'échantillonnage (inférieur à 0.4 L, soit une diminution de plus de 50 %) jusqu'à des valeurs qui ne permettent pas de restituer de façon réaliste les paramètres microphysiques. A l'opposé, une sensibilité trop faible ne déclenchera pas le laser imageur dans le cas de petites particules ou transparentes, et les paramètres microphysiques seront sous estimés.

Il faut donc attacher une grande importance aux réglages du CPI au cours du vol pendant l'acquisition des données, et s'assurer que les seuils de sensibilité sont toujours réglés de façon optimale.

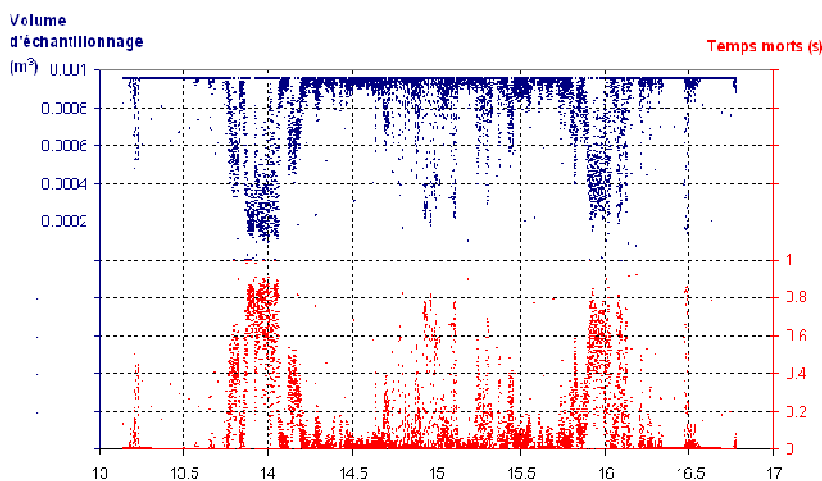


Figure III.14: Séries temporelles du volume d'échantillonnage (bleu) et des temps morts (rouge) du CPI.

III.2. Calcul du facteur de réflectivité radar à partir des mesures CPI

Le but de ce chapitre est de décrire en détails la méthode que nous avons développée pour déterminer le facteur de réflectivité radar à partir des mesures CPI, et de discuter de sa précision. Nous rappelons dans un premier temps les précédents travaux sur les méthodes de calcul de la réflectivité radar à partir de mesures in situ, ceci afin de discuter les conventions, les incertitudes et les limitations rencontrées dans l'application de telles méthodes et dont il faudra tenir compte. Nous décrirons ensuite en détails la méthode utilisée pour le calcul de la réflectivité à partir des données CPI. Des comparaisons avec les données des sondes de type PMS seront présentées afin d'évaluer notre technique et une estimation des erreurs sera présentée.

III.2.1. Radars météorologiques : Théorie de Rayleigh

III.2.1.1. Observation de la pluie

Le cas le plus simple, à l'origine du calcul de la réflectivité radar, consiste à appliquer la théorie de Rayleigh pour des particules sphériques, liquides et petites devant la longueur d'onde incidente de manière à ce que le paramètre de taille x satisfasse la condition suivante :

$$x = \frac{\pi D}{\lambda} \ll 1 \quad \text{(Equation III.20)}$$

avec D le diamètre des particules en mm et λ la longueur d'onde incidente en mm.

Nous rappelons que la fréquence des radars météorologiques à l'origine du calcul de réflectivité est d'environ 3 GHz, soit une longueur d'onde correspondante d'environ 10 cm.

Le facteur de réflectivité radar Z , c'est-à-dire la puissance rétrodiffusée par unité de volume, est alors proportionnelle au diamètre D de ces particules à la puissance 6. Ainsi, si l'on connaît la taille et la concentration des particules à partir de mesures in situ, c'est-à-dire le spectre dimensionnel, il est très bien établi (Marshall and Gunn, 1952; Sekhon and Srivastava,

1970; Smith, 1984) que l'on peut déterminer un facteur de réflectivité radar à partir des mesures in situ selon l'équation suivante :

$$Z = |K|^2 \frac{\sum D^6}{V} \quad \text{(Equation III.21)}$$

avec Z en $mm^6 m^{-3}$, V le volume nuageux échantillonné et $|K|^2$ la constante diélectrique du milieu échantillonné, soit 0.93 pour l'eau et aux longueurs d'onde centimétriques.

Cependant, cette définition n'est valable que pour des particules liquides, sphériques et précipitantes, et donc petites devant la longueur d'onde incidente (~ 10 cm), c'est-à-dire pour l'observation de la pluie. On devrait donc écrire, par convention Z_w , avec l'indice w pour « water ».

III.2.1.2. Observation de la glace

Si l'on s'intéresse aux particules de glace précipitantes, toujours dans le régime de Rayleigh et à des longueurs d'onde centimétriques, il faut tenir compte de leur densité et de leurs formes non sphériques. Cependant, Marshall et Gunn (1952) font l'hypothèse que si les particules de glace sont assez petites pour satisfaire le régime de Rayleigh, alors la section de rétrodiffusion radar d'une particule irrégulière de faible constante diélectrique (c'est le cas de la glace) est la même que celle d'une sphère de même masse. Ce qui donne la section efficace de rétrodiffusion d'une particule de glace:

$$\sigma = \frac{\pi^5 |K_i|^2 D^6}{\lambda^4} \quad \text{(Equation III.22)}$$

avec l'indice i qui indique que la valeur de $|K|$ doit être celle de la glace, et D le diamètre d'une sphère de même masse que la particule en question.

Dans le cas de particules de glace, le facteur de réflectivité radar Z s'écrit alors (Sassen, 1984 ; Sassen, 1987) :

$$Z = \sum \frac{\sigma}{V} = \frac{\pi^5 |K_i|^2}{\lambda^4} \sum \frac{D^6}{V} \quad \text{(Equation III.23)}$$

III.2.1.3. Facteur de réflectivité radar équivalente Z_e

Cependant, lorsque des mesures radar sont réalisées, la phase thermodynamique des particules échantillonnées (glace ou eau liquide) n'est pas connue a priori, et on peut de plus être en présence des deux phases dans le volume d'échantillonnage. Ainsi, il est important de définir des conventions pour le facteur de réflectivité radar. Pour cela, on définit un facteur de réflectivité radar équivalente Z_e , qui correspond au facteur de réflectivité radar Z normalisé par la constante diélectrique de l'eau $|K|_w^2$. Ainsi, dans le cas de l'observation de la pluie, on retrouve $Z = Z_e$

Dans le cas de la glace, Z_e s'écrit, à partir de l'équation III.23 :

$$Z_e = \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K_w|^2} Z \quad \text{(Equation III.24)}$$

Soit :

$$Z_e = \frac{|K|_i^2}{|K_w|^2} \sum \frac{D^6}{V} \quad \text{(Equation III.25)}$$

D'où la relation entre Z et Z_e :

$$Z_e = \frac{|K|_i^2}{|K|_w^2} Z \quad \text{(Equation III.26)}$$

$|K|_w^2$ est la valeur de la constante diélectrique pour l'eau à la longueur d'onde du radar, utilisée par convention.

Ces définitions, basées sur l'application de la théorie de Rayleigh, ne sont valides uniquement si les particules sont petites devant la longueur d'onde, ce qui est le cas pour les radars météorologiques aux longueurs d'ondes centimétriques (radars bande X, C, S de longueurs d'onde comprises entre 3 et 15 cm environ) pour observer les particules précipitantes avec des tailles de l'ordre du millimètre.

III.2.2. Observation des particules nuageuses

Les particules nuageuses sont par définition beaucoup plus petites (jusqu'à quelques micromètres), et ne peuvent pas être détectées par de tels radars car leur taille est trop petite devant la longueur d'onde (rapport λ/D jusqu'à 10^4 pour $D=10 \mu m$ et $\lambda=10 cm$ par exemple). Comme le montre le tableau III.5, les radars à haute fréquence (bande W comme celui de CloudSat à 94GHz) ont une longueur d'onde de l'ordre du millimètre, suffisante pour interférer avec les particules nuageuses de quelques dizaines de microns et rendre possible leur observation.

En revanche, les particules nuageuses et précipitantes observées avec de tels radars ne seront plus assez petites devant les longueurs d'onde millimétriques pour utiliser la théorie de Rayleigh seule. Les effets de Mie interviennent alors, et la puissance rétrodiffusée par les cibles ne sera plus directement proportionnelle au diamètre des particules.

Diamètre D (mm)	$\pi D/\lambda$ à 3 GHz ($\lambda = 10 cm$)	$\pi D/\lambda$ à 30 GHz ($\lambda = 1 cm$)	$\pi D/\lambda$ à 94 GHz ($\lambda = 3.19 mm$)
10	0.314	3.142	9.848
1	0.031	0.314	0.985
0.1	0.003	0.031	0.098
0.01	$<10^{-3}$	0.003	0.010

Tableau III.5: Paramètres de tailles $\pi D/\lambda$ pour les diamètres 10, 1, 0.1 et 0.01 mm et pour des longueurs d'ondes de 10, 1 et 0.319 cm.

III.2.2.1. Diffusion de Mie

Les effets de la diffusion de Mie sont dépendants de la taille et de la forme des particules (Liu et Illingworth, 1999). La figure III.15 représente la section de rétrodiffusion radar (σ) calculée selon la théorie de Rayleigh et selon la théorie de Mie pour l'eau et pour la glace en fonction du diamètre des particules. On note sur cette figure que les effets de Mie diminuent significativement la réflectivité lorsque la taille des particules augmente ($D > 200 \mu m$).

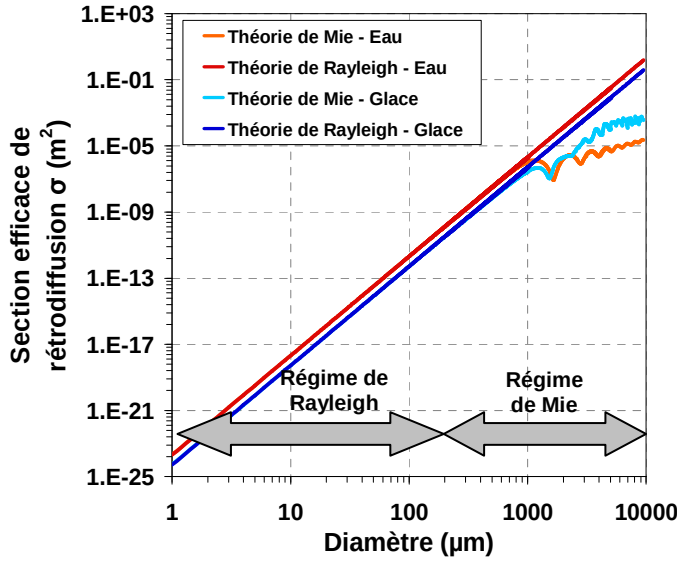


Figure III.15: Section efficace de rétrodiffusion (m^2) en fonction de la taille des particules (mm) selon le régime de Rayleigh et de Mie, pour l'eau et la glace.

Ainsi, afin de tenir compte de ces effets, il est d'usage d'introduire dans l'équation de la réflectivité (équation III.23) un facteur de correction f qui représente le rapport entre la diffusion de Mie et celle de Rayleigh. Ce facteur est donc généralement dépendant de la taille D et de la densité ρ des particules (Brown and Illingworth, 1995; Sayres et al., 2008).

Le facteur de réflectivité radar équivalente s'écrit alors:

$$Z_e = \sum_D |K_i|^2 n(D) D^6 \frac{f(D, \rho)}{|K_w|^2} \quad \text{(Equation III.27)}$$

$f(D, \rho)$ représente le rapport diffusion de Mie sur théorie de Rayleigh.

Cependant, si la taille des particules est facilement obtenue à partir des mesures in situ, ce n'est pas le cas de la densité, et celle-ci peut être déterminée par une loi densité-diamètre en faisant l'hypothèse que les particules sont sphériques et composées d'un mélange air-glace (Brown et Francis, 1995).

III.2.2.2. Forme des particules

En réalité, les particules de glace ne sont pas sphériques et le calcul de la réflectivité radar doit tenir compte de la forme des particules (Liu et Illingworth, 1999). Sayres et al. (2008) par exemple ont rajouté un facteur h , dépendant du diamètre D et de la densité ρ pour tenir compte de la forme des particules :

$$Z = \frac{\sum_D |K_i|^2 n(D) D^6 K(m, \rho)^2 f(D, \rho) h(D, \rho)}{|K_w|^2} \quad \text{(Equation III.28)}$$

Cependant, une simple relation de densité ne peut pas être applicable à toutes les particules présentes dans le volume d'échantillonnage du radar. Ainsi, Hogan et al. (2005) déterminent la réflectivité à partir de la masse de chaque type de particules :

$$Z_e = \frac{|K_i|^2}{|K_w|^2} \frac{6}{\pi \rho_i} \sum_{j,D} n(D) m_j^2(D) f(D) \quad \text{(Equation III.29)}$$

Où m_j est la masse de la particule j et ρ_i la densité de la glace pure (0.9 g cm^{-3}).

III.2.3. Conventions

Afin de déterminer le facteur de réflectivité radar équivalente, il est essentiel de bien définir les conventions utilisées. Il faudra spécifier en particulier les valeurs de référence des constantes diélectriques de l'eau et de la glace et le choix du diamètre des particules employés dans les calculs.

III.2.3.1. Valeurs des constantes diélectriques

La constante diélectrique de la glace, $|K|_i^2$ est indépendante de la longueur d'onde du radar ($|K|_i^2 = 0.176$). Cela signifie que tous les radars devraient mesurer la même réflectivité dans les nuages de glace si la référence $|K|_w^2 = 0.93$ est gardée quelque soit la fréquence du radar. Or, cette valeur de $|K|_w^2$ est à la fois dépendante de la fréquence mais également de la température. Ainsi, il faut prendre une valeur de constante diélectrique $|K|_w^2$ pour une fréquence et une température de référence (Atlas et al., 1995 ; Hogan et al., 2005).

Par exemple, à $T_0 = 0\text{ °C}$, $|K(T_0)|_w^2$ est égal à 0.88 et 0.67 pour des radars à 35 et 94 GHz respectivement.

Dans la suite, nous prendrons $|K|_w^2 = 0.75$ et $|K|_i^2 = 0.176$ qui correspondent aux valeurs utilisées dans les algorithmes de CloudSat, soit pour une fréquence de 94 GHz et à une température de -10°C (Li et al., 2007).

III.2.3.2. Choix du diamètre des particules

Le choix du diamètre D des particules auquel on applique le calcul de réflectivité radar dans l'équation III.23 est critique et peut induire des erreurs significatives sur la réflectivité. Deux méthodes peuvent être utilisées (Smith, 1984) :

- la taille des particules est considérée comme le diamètre d'une **sphère liquide** de même masse que la particule en question
- la taille des particules est considérée comme le diamètre d'une **sphère de glace** de même masse que la particule en question.

Or, pour deux particules de même masse m mais de phase différente, la différence de masse volumique entre l'eau ($\rho_w = 1\text{ g cm}^{-3}$) et la glace pure ($\rho_i = 0.92\text{ g cm}^{-3}$) conduit à une différence entre le diamètre des deux particules d'un facteur $\left(\frac{\rho_i}{\rho_w}\right)^{\frac{1}{3}}$ (soit 0.973), comme décrit par les équations suivantes :

$$m = \frac{\pi}{6} \rho_w D_w^3 = \frac{\pi}{6} \rho_i D_i^3 \quad \text{(Equation III.30)}$$

Soit :

$$D_w = \left(\frac{\rho_i}{\rho_w}\right)^{\frac{1}{3}} D_i \quad \text{(Equation III.31)}$$

Ainsi, dans l'équation III.23, si D correspond au diamètre fondu des particules, c'est-à-dire le diamètre d'une particule sphérique et liquide de même masse, alors la section efficace de rétrodiffusion radar sera sous estimée d'un facteur 0.973^6 soit 0.846. On applique donc une

correction sur le facteur diélectrique de la glace $|K_i|^2$, de valeur initiale 0.176, par le facteur 1/0.846. Le nouveau facteur diélectrique de la glace est alors $|K_i|^2 = 0.208$.

Si la deuxième méthode est employée, c'est-à-dire que le diamètre D des particules dans l'équation III.23 correspond au diamètre d'une sphère de glace de même masse que la particule, alors on utilise $|K_i|^2 = 0.176$.

III.2.4. Application aux mesures CPI

Comme nous venons de le décrire, le calcul du facteur de réflectivité radar à partir de mesures in situ n'est pas trivial et dépend essentiellement de la microphysique (taille, nombre, forme, densité) des particules échantillonnées. Nous avons vu au chapitre II (cf. tableau II.1) que seule la sonde CPI a été utilisée et opérationnelle lors les 3 campagnes de mesures ASTAR, POLARCAT et CIRCLE-2. De plus, cette sonde permet l'étude d'une gamme étendue de particules ($\sim 15 \mu\text{m}$ à 2.3 mm) et permet de déterminer une classification des particules de glace en fonction de leur forme, ce qui présente un atout majeur dans le calcul de la réflectivité radar. D'autre part, comme l'objectif de ce chapitre est la validation des données restituées par le radar à 94 GHz de CloudSat, il faudra tenir compte des effets de Mie qui interviennent à cette fréquence puisque la longueur d'onde du radar (3.2 mm) n'est plus assez grande pour satisfaire les conditions de la diffusion de Rayleigh.

Dans ce chapitre, nous allons tout d'abord décrire le calcul du facteur de réflectivité radar à partir des mesures CPI. Le facteur de correction utilisé pour tenir compte des effets de Mie sera décrit et les différentes lois masse-diamètre utilisées seront détaillées. Ensuite, des comparaisons avec les données des sondes PMS 2D-C et 2D-P permettront d'évaluer notre méthode de calcul de Z et de mettre en évidence l'avantage que présentent les données du CPI. Enfin, une analyse des erreurs sera réalisée.

III.2.4.1. Equations

Pour les travaux de cette thèse, la détermination du facteur de réflectivité radar équivalente à partir des mesures CPI est basée essentiellement sur les récents travaux de Liu and Illingworth (2000), Hogan et al. (2005) et Protat et al. (2007), qui prennent en compte la densité des particules et la diffusion de Mie, selon l'équation suivante :

$$Z_e = \frac{|K_i|^2}{|K_w|^2} \sum_{j,D} \left(\frac{\rho_{eq}(j,D)}{\rho_i} \right)^2 n_j(D) D^6 f(D) \quad \text{(Equation III.32)}$$

où :

- $|K_i|^2$ et $|K_w|^2$ sont respectivement les facteurs diélectriques de la glace (0.176) et de l'eau (0.75) à 94 GHz, identiques à ceux du radar de CloudSat.
- $\rho_{eq}(j,D)$ est la densité équivalente de la particule de type j et de diamètre D et ρ_i celle de la glace pure.
- $n_j(D)$ est la distribution en taille des particules de type j , déterminée par le CPI.
- $f(D)$ représente le facteur de correction des effets de Mie (cf. paragraphe ci-dessous).

Finalement, la réflectivité radar en dBZ s'écrit :

$$Z_{dBZ} = 10 \times \log_{10}(Z_{mm^6 m^{-3}}) \quad \text{(Equation III.33)}$$

III.2.4.1.1. Prise en compte des effets de Mie

Les effets de Mie sont pris en compte dans l'équation III.32 par le facteur $f(D)$ qui représente le rapport entre les coefficients $\sigma_{Rayleigh}$ et σ_{Mie} , respectivement sections efficaces de rétrodiffusion du régime de Rayleigh et de Mie, calculées à partir d'un modèle de diffusion et à la fréquence de 94 GHz d'après Boudala et al. (2006).

La figure III.16 représente ce facteur $f(D)$ calculé à 94 GHz pour différentes valeurs des constantes diélectriques, d'après Boudala et al. (2006).

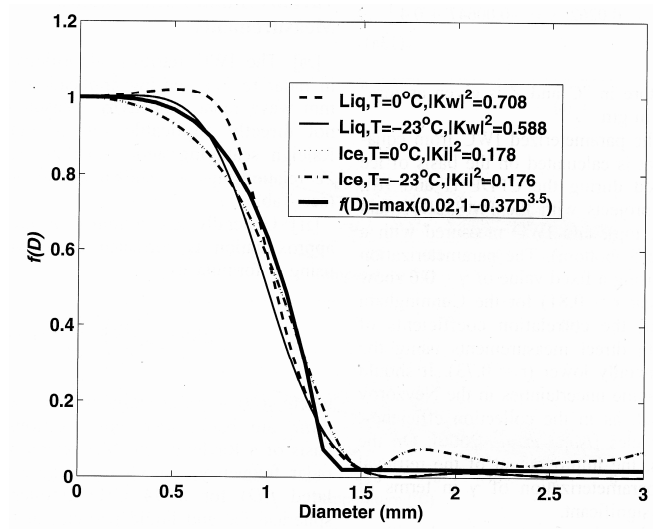


Figure III.16: Facteur $f(D)$ représentant le rapport des diffusions de Mie et de Rayleigh en fonction du diamètre des particules d'après Boudala et al. (2006).

On remarque que les effets de Mie sont importants à partir d'environ 500 μm , preuve qu'ils ne sont pas négligeables lorsqu'on est en présence de grandes particules. L'équation suivante, qui correspond à la courbe de la figure III.16, est utilisée dans le traitement CPI pour tenir compte des effets de Mie dans le calcul de la réflectivité :

$$f(D) = \max(0.02, 1 - 0.37D^{3.5}) \quad \text{(Equation III.34)}$$

La figure III.17 représente la réflectivité radar Z_{CPI} déterminée à partir du régime de Rayleigh seul (axe x) et en tenant compte des effets de Mie (axe y). On remarque que pour les grandes particules ($D > 0.5 \text{ mm}$) et donc pour les grandes valeurs de Z_{CPI} ($> 15 \text{ dBZ}$), les effets de Mie atténuent de façon significative la réflectivité.

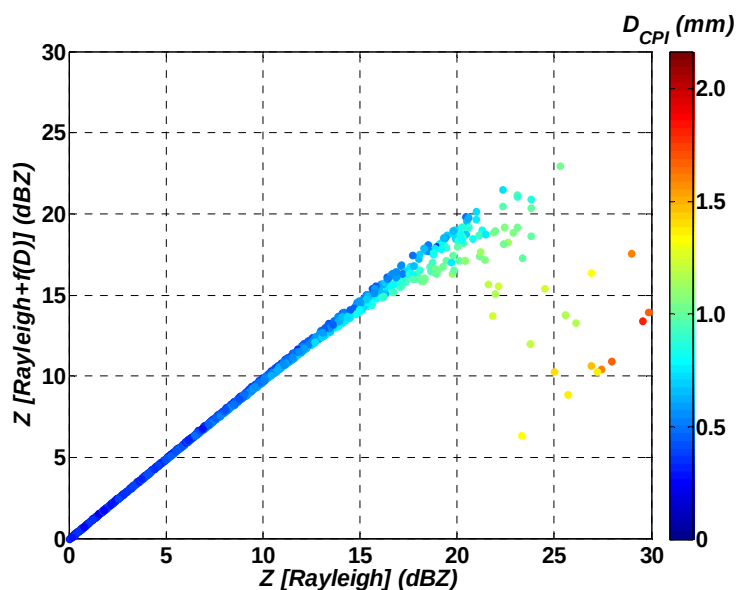


Figure III.17: Réflectivités radar CPI (en dBZ) calculées à partir du régime de Rayleigh seul (axe x) et en tenant compte des effets de Mie (axe y). L'échelle de couleur représente le diamètre moyen CPI (en mm).

III.2.4.1.2. Utilisation des lois densité-diamètre

L'avantage du CPI pour un tel calcul de réflectivité (cf. équation III.32) réside dans le fait qu'il permet une classification en forme selon 10 types de particules (cf. figure III.2). Ainsi, nous n'emploierons pas une seule loi densité-diamètre, mais une loi relative à chaque forme de particules. Par ailleurs, beaucoup de travaux ont été réalisés dans la communauté pour déterminer la masse et donc la densité des particules à partir de lois densité-diamètre ou masse-diamètre (Locatelli et Hobbs, 1974 ; Heymsfield, 1977 ; Mitchell et al., 1990 ; Brown et Francis, 1995 ; Mitchell, 1996...).

Pour notre étude, le calcul de la densité équivalente $\rho_{eq}(j,D)$ d'une particule de forme j et de diamètre D consiste tout d'abord à déterminer sa masse m à partir de sa dimension (D) selon une loi masse-diamètre qui correspond à sa forme j . Les lois masse-diamètre utilisées dans le calcul CPI sont résumées dans le tableau III.6 et représentées sur la figure III.18.

Forme	α	β	Référence	Domaine d'application (mm)
Plaques hexagonales	0.88543774	2.5	Mitchell et al. (1990)	0.2 – 1.0
	5.87008565	2.45	Mitchell et Arnott, (1994)	0.015 – 3
Colonnes et Bullet	110.798291	2.91	Mitchell et al., (1996)	0.03 – 0.1
	0.01096751	1.91		0.1 – 0.3
	0.0027391	1.74		> 0.3
Aiguilles	0.00123082	1.8	Mitchell et al., (1990)	0.6 – 2.7
Dendrites	0.0005907	1.67	Pruppacher et Klett, (1978)	0.09 – 1.5
	0.015	2.3	Locatelli et Hobbs, (1974)	1.8 – 4.0
Rosettes	0.10198839	2.26	Mitchell, (1994)	0.2 – 1.0
Particules givrées	19.5072514	2.8	Locatelli et Hobbs, (1974)	0.5 – 3.0
Side Planes	0.16680893	2.3	Mitchell et al., (1990)	0.3 – 2.5
Irréguliers	0.496	2.4	Mitchell 1996	0.02 – 0.45
	19.5072514	2.8	Locatelli et Hobbs, (1974)	0.5 – 3.0

Tableau III.6: Coefficients α et β des lois masse-diamètre ($m = \alpha D^\beta$) utilisées dans le calcul de réflectivité radar à partir des mesures CPI (diamètre D en m et masse m en kg). Les références ainsi que les domaines d'application (en mm) sont indiqués.

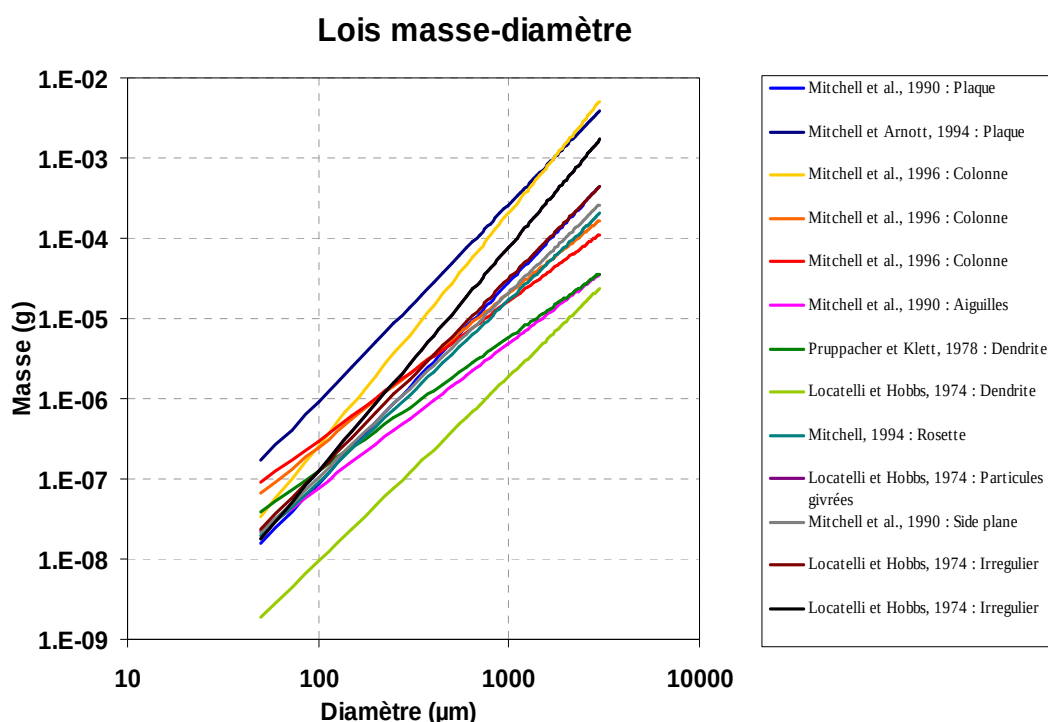


Figure III.18: Masse (g) en fonction du diamètre (μm) pour les différentes lois masse-diamètre utilisées pour le calcul de la réflectivité à partir des mesures CPI (cf. tableau III.6).

A partir de ces lois masse-diamètre, la densité équivalente d'une particule de type j et de diamètre D est calculée à partir d'une sphère de même masse m selon les équations suivantes :

$$m(j, D) = \frac{\pi}{6} \rho(j, D) D_j^3 = \alpha D_j^\beta \quad (\text{Equation III.35})$$

soit :

$$\rho(j, D) = \frac{6}{\pi} \alpha D_j^{\beta-3} \quad (\text{Equation III.36})$$

III.2.4.2. Evaluation de la méthode : comparaisons avec les données PMS 2D-C et 2D-P

Afin d'évaluer notre méthode de calcul de réflectivité et de la valider, nous allons nous focaliser sur le cas du 1^{er} Avril 2008 (campagne POLARCAT) qui présente un Nimbostratus glacé puis un Stratocumulus en phase mixte avec de grandes particules (jusqu'à 5 mm, cf. figure III.12) ce qui en fait un cas d'étude adapté pour le calcul de réflectivité. De plus, lors de ce vol, les sondes 2D-C et 2D-P échantillonnent les particules de 25 μm à 6 mm, couvrant ainsi la gamme de mesure du CPI ($\sim 15 \mu\text{m}$ à 2.3 mm).

D'autre part, la réflectivité, tout comme le contenu en glace, qui seront les deux principaux paramètres utilisés dans le chapitre V de cette thèse (Validation des produits CloudSat), sont portés par les grandes particules ((Brown, 1989; Arnott et al, 1994) qui peuvent dépasser le domaine de mesure du CPI ($D > 2 \text{ mm}$). Dans cette partie une attention particulière sera tout d'abord portée au domaine des grandes particules entre 2 mm et 6 mm. Une méthode de correction, basée sur des comparaisons entre les mesures du CPI et celles des sondes PMS 2D-C et 2D-P sera développée afin de corriger la réflectivité radar et le contenu en glace déterminés par le CPI pour prendre en compte les effets de troncature.

III.2.4.2.1. Correction des paramètres Z et IWC pour la partie tronquée du spectre CPI ($D > 2.3$ mm)

Il s'agit dans ce paragraphe d'expliquer la méthode que nous avons développée pour corriger le facteur de réflectivité radar et le contenu en glace CPI afin de tenir compte des grandes particules qui ne peuvent être échantillonnées par le CPI ($D > \sim 2$ mm). Pour cela, nous avons calculé la réflectivité radar et le contenu en glace à partir des données des sondes 2D-C et 2D-P (données du vol du 1^{er} Avril 2008, POLARCAT) :

d'une part sur tout le domaine de mesures (notés Z_{2D} et IWC_{2D} par la suite) : soit de 25 μm à 6 mm,

et d'autre part sur un domaine de mesure identique à celui du CPI (notés Z_{2Dtr} et IWC_{2Dtr} par la suite), soit de 25 μm à 2.3 mm.

Les rapports $\frac{Z_{2D}}{Z_{2Dtr}}$ et $\frac{IWC_{2D}}{IWC_{2Dtr}}$, notés par la suite $f_{CZ/CPI}$ et $f_{CIWC/CPI}$ sont ensuite déterminés et sont considérés comme les termes correctifs qui permettent d'estimer Z et IWC sur le domaine de mesure [25 - 6000] μm à partir des valeurs de Z et IWC sur le domaine [25 - 2300] μm . Ces termes correctifs sont alors associés au diamètre volumique moyen calculé par le CPI (DVM_{CPI}), ce qui permet par la suite de corriger Z_{CPI} et IWC_{CPI} pour tenir compte des grandes particules.

Cependant, les données 2D-C et 2D-P ne permettant pas une classification en forme aussi précise que celle du CPI, le calcul de réflectivité et de IWC à partir des mesures 2D-C et 2D-P ne peut donc pas prendre en compte plusieurs formes (et donc plusieurs lois masse-diamètre) simultanément. Ainsi, nous avons appliqué plusieurs fois l'équation III.32 aux données 2D-C et 2D-P en utilisant une seule loi masse diamètre à chaque fois afin de calculer Z_{2D} et Z_{2Dtr} pour différentes formes de particules.

Les figures III.19 et III.20 représentent les coefficients de correction $f_{CZ/CPI}$ et $f_{CIWC/CPI}$ en fonction du diamètre volumique moyen CPI (DVM_{CPI}). Chaque couleur représente une loi masse-diamètre différente (selon le type de particule) et la courbe noire représente la moyenne. Les barres d'erreurs (représentées en gris) représentent les écart-types entre la loi moyenne et les différentes lois-types.

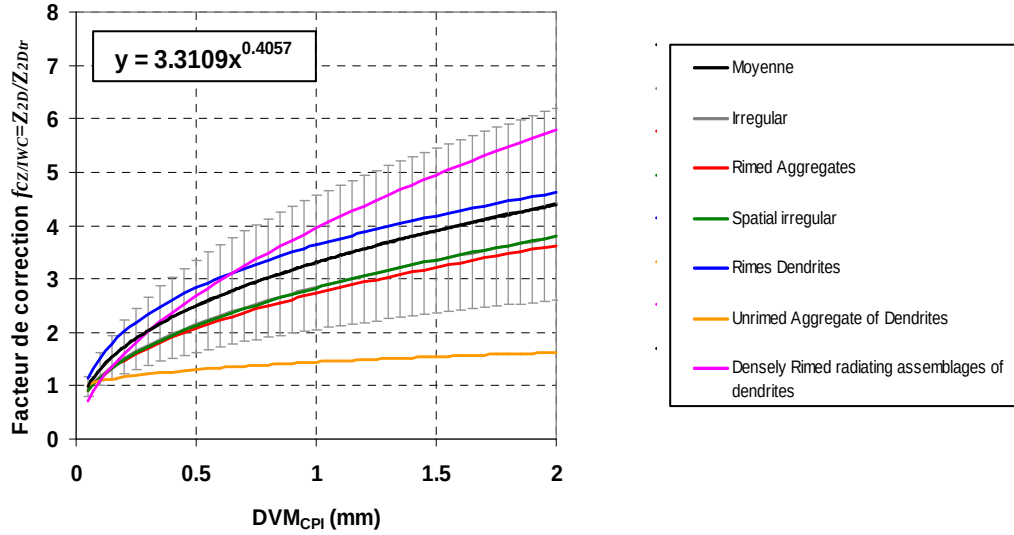


Figure III.19: Facteur correctif $f_{CZ/CPI}$ en fonction du diamètre volumique moyen CPI pour différentes lois masse-diamètre (courbes en couleur). La courbe noire représente la moyenne, et les barres d'erreur sont représentées en gris.

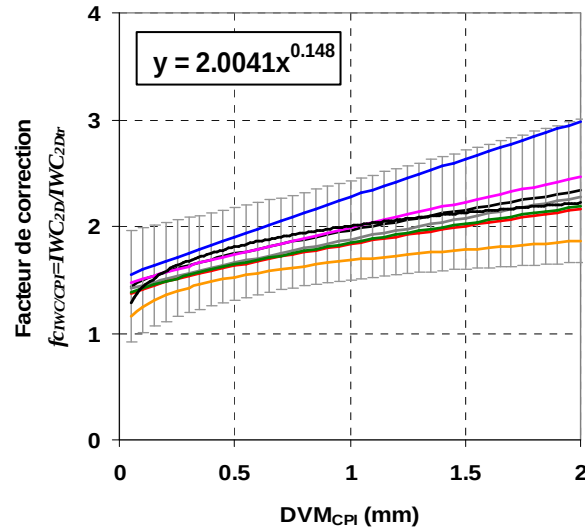


Figure III.20: Facteur correctif $f_{IWC/CPI}$ en fonction du diamètre volumique moyen CPI pour différentes lois masse-diamètre (courbes en couleur, même légende que la figure III.19). La courbe noire représente la moyenne, et les barres d'erreur sont représentées en gris.

Dans le traitement CPI, les coefficients de correction que nous avons utilisés pour corriger Z_{CPI} et IWC_{CPI} (représentés par les courbes noires sur les figures III.19 et III.20), sont déterminées par les équations suivantes :

$$f_{CZ/CPI}(DVM_{CPI}) = 3.31 (DVM_{CPI})^{0.41} \quad \text{(Equation III.37)}$$

$$f_{IWC/CPI}(DVM_{CPI}) = 2 (DVM_{CPI})^{0.15} \quad \text{(Equation III.38)}$$

avec DVM_{CPI} en mm pour Z_{CPI} en $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ et IWC_{CPI} en g m^{-3} .

Ces facteurs correctifs sont appliqués à la réflectivité Z_{CPI} en $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ et au contenu en glace IWC_{CPI} en g m^{-3} déterminés respectivement par les équations III.32 et III.6 respectivement.

Les figures III.19 et III.20 montrent bien l'importance de ces coefficients de correction avec des valeurs comprises en moyenne entre 1 et 4 et 1 et 2.5 respectivement pour la réflectivité et pour IWC. On remarque également que ces coefficients peuvent présenter des différences significatives selon la loi masse-diamètre utilisée, donc selon la forme supposée des particules. Par exemple sur la figure III.19, pour des particules de 2 mm, le terme correctif $f_{CZ/CPI}$ a une valeur de 1.6 si l'on suppose des agrégats de particules de forme dendritique (*unrimed aggregate of dendrites*, courbe orange), alors qu'il dépasse 5 pour des assemblages de particules givrées de forme dendritique (*densely rimed radiating assemblage of dendrites*, courbe rose).

Enfin, la figure III.21 représente la correction sur la réflectivité radar ($f_{CZ/CPI}$) en dBZ, unité plus couramment utilisée. On note d'après cette figure que la méthode de correction peut augmenter significativement la réflectivité radar jusqu'à environ 6 dBZ pour les grandes particules.

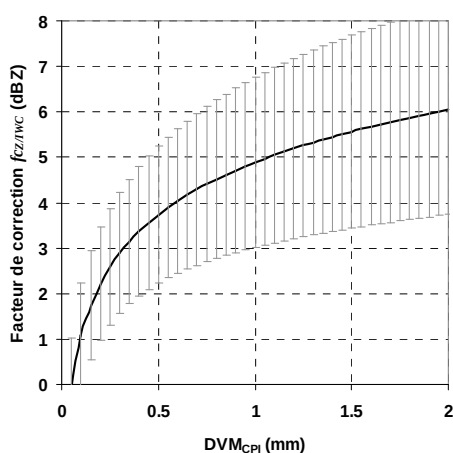


Figure III.21: Facteur correctif $f_{CZ/CPI}$ (en dBZ) en fonction du diamètre volumique moyen CPI.

III.2.4.2.2. Comparaisons des paramètres calculés avec le CPI avec ceux issus des PMS 2D

Les figures III.22 et III.23 représentent respectivement la réflectivité radar et le contenu en glace déterminés à partir des données CPI en fonction des valeurs de ces paramètres calculés par les sondes PMS 2D-C et 2D-P en considérant une loi masse-diamètre relative à des particules de forme irrégulière. On rappelle que ces mesures se rapportent au vol du 1^{er} Avril 2008 (POLARCAT). Les points représentés en noir et en bleu correspondent

respectivement aux résultats sans correction et en prenant en compte les termes correctifs des équations III.37 et III.38 sur les mesures du CPI. On note que les termes correctifs apportent une amélioration sensible sur les comparaisons des paramètres CPI et 2D. La pente des régressions linéaires passe de 0.87 à 0.94 pour la réflectivité (cf. figure III.22) et de 0.41 à 0.69 pour IWC (cf. figure III.23). Les coefficients de corrélation, compris entre 0.83 et 0.93, traduisent d'autre part le bon accord entre les deux systèmes de mesures.

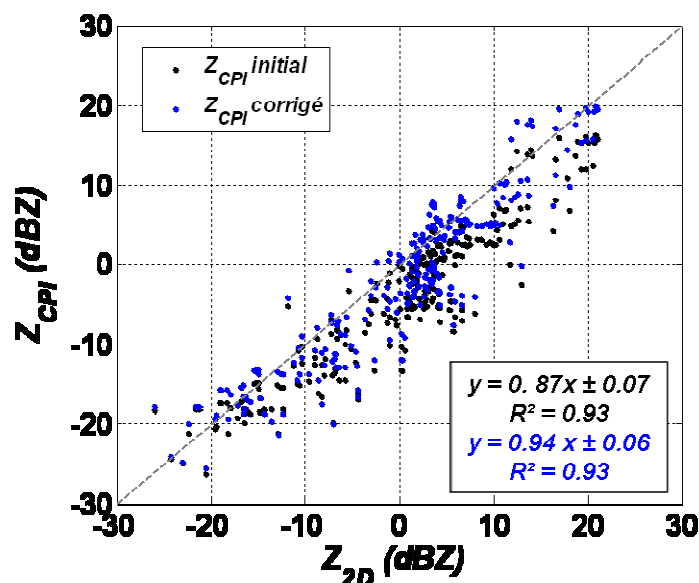


Figure III.22: Réflectivité radar équivalente CPI (en dBZ) avec (en bleu) et sans (en noir) les termes correctifs $f_{Z/CPI}$ en fonction de la réflectivité 2D.

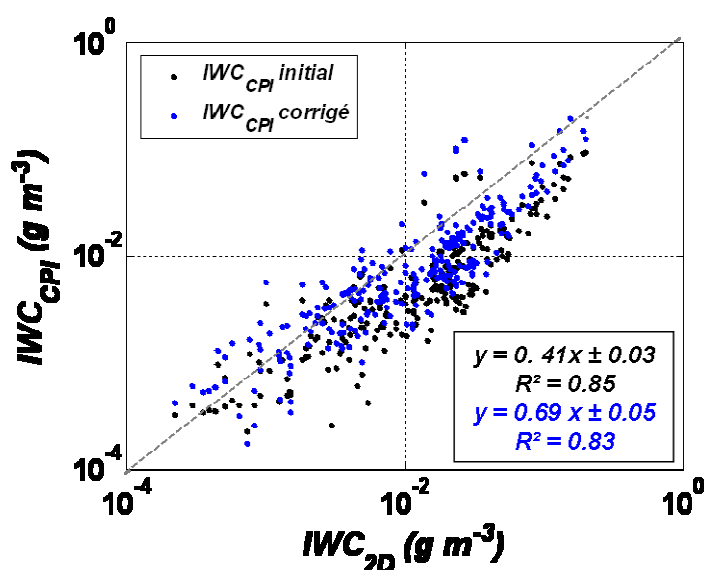


Figure III.23: IWC_{CPI} (en dBZ) avec (en bleu) et sans (en noir) les termes correctifs $f_{IWC/CPI}$ en fonction de la réflectivité 2D.

III.2.4.2.3. Sur les relations IWC-Z

Après avoir vu en détails la détermination du facteur de réflectivité radar et du contenu en glace à partir des mesures du CPI, nous allons nous focaliser sur la relation entre les paramètres *IWC* et *Z*. En effet, cette relation est couramment utilisée dans l'inversion des données radar pour restituer le contenu en glace à partir de la mesure de réflectivité.

Afin d'évaluer la méthode de calcul de *Z* et de *IWC* à partir des données du CPI, nous comparons dans ce paragraphe les relations *IWC-Z* déterminées d'une part, à partir des données 2D et d'autre part, à partir des mesures du CPI. Les figures III.24.a et b représentent les valeurs de *IWC* (échelle logarithmique) en fonction des valeurs de *Z* à partir des mesures 2D et des mesures CPI respectivement. Par ailleurs, les points de mesure sur ces deux figures sont représentés avec des couleurs différentes en fonction de la température entre 0°C et -30°C. Comme précédemment ces mesures se rapportent au vol du 1^{er} Avril 2008 (POLARCAT).

On rappelle que la méthode classique « 2D » (figure III.24.a) utilise dans cet exemple une seule loi masse-diamètre (particules irrégulières) pour déterminer *Z* et *IWC*, alors que la méthode « CPI » utilise l'information de la classification de forme pour appliquer à chaque type de particule la loi masse-diamètre qui lui correspond.

Il est remarquable de constater sur la figure III.24.a (méthode 2D) une dépendance évidente de la relation *IWC-Z* en fonction de la température. Par exemple pour $IWC = 0.01 \text{ g/m}^3$, *Z* varie de -20 dBZ à 10 dBZ lorsque la température croît de -30°C à 0°C. Cette particularité s'explique par la répartition du type de cristaux de glace (d'après la classification du CPI) en fonction de la température comme l'illustre la figure III.25. Par exemple, les cristaux de type « rosette » sont largement majoritaires (50% en moyenne) en dessous de -15°C alors que la proportion de « graupels » augmente sensiblement avec la température à partir de -15°C. Cet exemple illustre parfaitement la nécessité de connaître à priori la forme dominante des particules afin de choisir la relation masse-diamètre la mieux adaptée (méthode 2D). En revanche, les résultats sur la figure III.24.b (méthode CPI) montrent qu'il n'existe plus de dépendance marquée de la température dans la relation *IWC-Z* ce qui valide notre méthode de traitement et réduit ainsi les incertitudes sur l'établissement de telles relations *IWC-Z*.

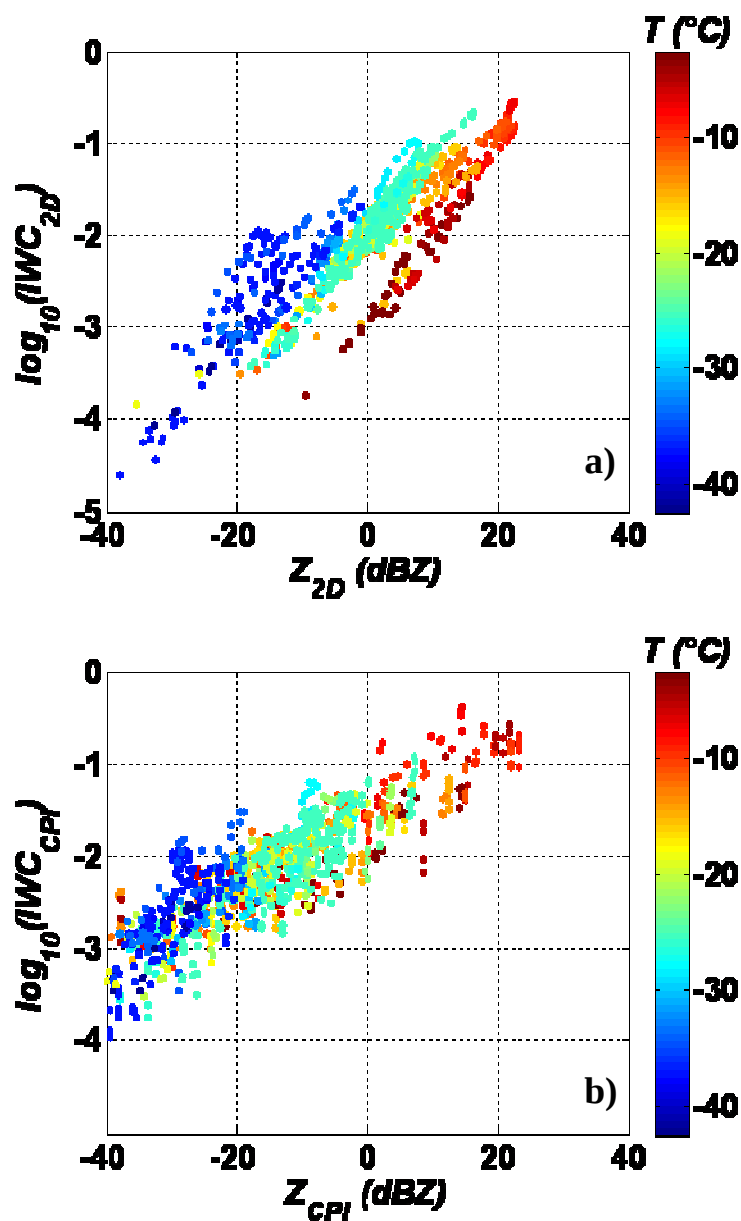


Figure III.24: Relations IWC-Z établies pour les observations du 1er Avril 2008 (POLARCAT). (a) : Détermination au moyen des mesures des sondes PMS 2D-C et 2D-P. (b) : Détermination au moyen des mesures de la sonde CPI. L'échelle de couleur représente la température en °C.

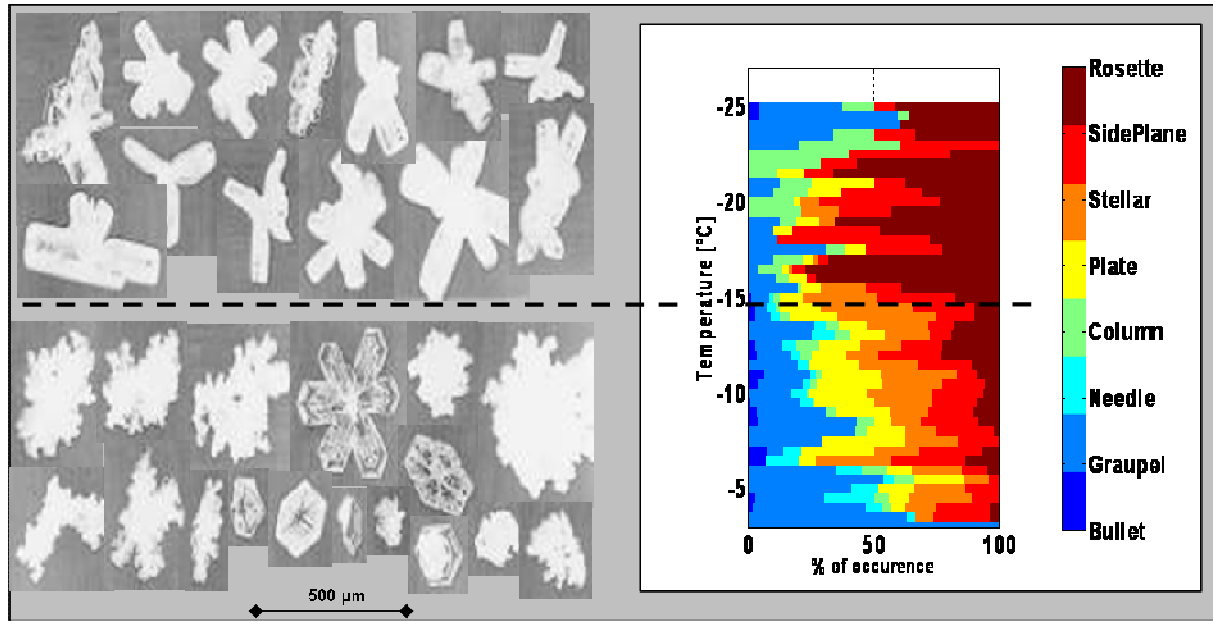


Figure III.25: Classification en forme d'après les mesures CPI en fonction de la température. Cas du 1^{er} Avril 2008.

III.2.4.3. Calcul d'incertitude sur Z_{CPI}

Tout comme pour les autres paramètres CPI (cf. § III.1.5), nous déterminerons l'incertitude sur Z_{CPI} à partir des équations III.32, III.34 et III.37, soit :

$$\frac{U(Z_{CPI})}{Z_{CPI}} = \sqrt{\left(\frac{U(\rho_{eq})}{\rho_{eq}}\right)^2 + \left(\frac{U(n)}{n}\right)^2 + 6 \times \left(\frac{U(D)}{D}\right)^2 + \left(\frac{U(f)}{f}\right)^2 + \left(\frac{U(fc_{Z/CPI})}{f}\right)^2} \quad (\text{Equation III.39})$$

Nous avons vu au chapitre III.1.5 que les erreurs relatives sur la concentration et de diamètres étaient :

$$\frac{U(n)}{n} = 50\% \quad \text{et} \quad \frac{U(D)}{D} = 15\%$$

D'après l'équation III.38 :

$$\frac{U(f)}{f} = 3.5 \times \frac{U(D)}{D} \quad (\text{Equation III.40})$$

soit :

$$\frac{U(f)}{f} = 52\%$$

L'équation (III.39) permet d'écrire :

$$\frac{U(\rho_{eq})}{\rho_{eq}} = |\beta - 3| \times \frac{U(D)}{D} \quad \text{(Equation III.41)}$$

Nous prendrons la plus petite valeur de β , soit 1.67 (cf. tableau III.6) pour calculer l'erreur la plus large sur ρ_{eq} . Finalement :

$$\frac{U(\rho_{eq})}{\rho_{eq}} = 20 \%$$

Enfin, l'équation III.40 permet d'écrire :

$$\frac{U(fc_{Z/CPI})}{fc_{Z/CPI}} = 0.41 \times \frac{U(DVM)}{DVM} \quad \text{(Equation III.42)}$$

avec, d'après l'équation III.8:
$$\frac{U(DVM)}{DVM} = \sqrt{\left(\frac{U(m)}{m}\right)^2 + \left(\frac{U(D)}{D}\right)^2}$$

soit :
$$\frac{U(DVM)}{DVM} = 32 \%$$
 et
$$\frac{U(fc_{Z/CPI})}{fc_{Z/CPI}} = 13 \%$$

Finalement, l'incertitude relative sur le facteur de réflectivité radar Z_{CPI} (en $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$) est :

$$\frac{U(Z_{CPI})}{Z_{CPI}} = 84 \%$$

Et d'après l'équation III.33, l'incertitude sur la réflectivité radar en dBZ s'écrit :

$$U(Z_{dBZ}) = \frac{10}{\ln(10)} \times \frac{U(Z_{CPI})}{Z_{CPI}} \quad \text{(Equation III.43)}$$

soit :
$$U(Z_{dBZ}) = \pm 4 \text{ dBZ}$$

Chapitre IV

Validation CALIPSO:

méthode et résultats

Dans ce chapitre, nous présentons les résultats de validation des produits d'inversion CALIPSO (niveau 2, version 2.01) à partir des mesures in situ aéroportées acquises en cirrus au cours de la campagne CIRCLE-2 et en région Arctique (ASTAR, POLARCAT).

Nous décrivons dans un premier temps notre stratégie expérimentale avec la description du Lidar spatial CALIOP sur CALIPSO ainsi que le lidar aéroporté LNG (Léandre Nouvelle Génération) qui a été opéré sur l'avion Falcon-20 de SAFIRE. La méthode d'inversion pour la détermination des paramètres physiques qui sont à valider (coefficient d'extinction, phase thermodynamique du nuage, etc....) sera discutée. Nous rappellerons ensuite les instruments in situ dont les mesures nous fourniront les observations de référence. La méthode de synchronisation et de collocalisation entre les mesures aéroportées et les observations satellitales est décrite en détail car elle constitue une étape essentielle pour minimiser les erreurs sur les résultats de validation.

Une partie importante de ce chapitre sera consacrée à la description et à l'interprétation des résultats de validation du lidar CALIOP au moyen des mesures in situ obtenus lors d'observations coordonnées dans des cirrus aux latitudes tempérées (campagne CIRCLE-2). Nous mettrons à profit les mesures concomitantes issues du lidar LNG afin de donner une interprétation exhaustive de nos résultats. Enfin, deux cas de validation en nuages Arctiques seront discutés à travers les résultats obtenus au cours des campagnes ASTAR et POLARCAT.

IV.1. Méthode de validation des produits de CALIPSO

IV.1.1. Introduction

La mission Franco-américaine CALIPSO (Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations) est une mission d'étude de l'impact des nuages et des aérosols sur le bilan radiatif de la Terre, qui rappelons-le, est une des principales incertitudes sur la prédiction de l'évolution du climat. Cette mission a pour but de fournir à la communauté scientifique un jeu de données unique pour la caractérisation de l'atmosphère (nuages et aérosols).

Le satellite CALIPSO est situé en orbite à environ 700 km d'altitude, en 3^{ème} position dans l'A-Train, environ 12 secondes derrière le satellite CloudSat. La charge utile de CALIPSO est composée du Lidar à rétrodiffusion et à double polarisation CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarisation), d'une caméra visible (longueur d'onde de 645 nm et champ de vue au sol de 60 × 60 km), et d'un radiomètre infrarouge (3 canaux de longueurs d'onde : 8.65, 10.6 et 12.05 μm , champ de vue au sol de 64 × 64 km).

CALIPSO fournit pour la première fois, depuis son lancement en Avril 2006 et sur une durée d'observation de plus de trois ans maintenant, une collecte de données sur une couverture géographique globale avec des observations continues des propriétés des nuages et des aérosols.

Concernant la caractérisation des nuages, le lidar CALIOP embarqué sur CALIPSO est plus adapté à l'étude des nuages fins de type cirrus avec une épaisseur optique dans le visible inférieure à 3. Ainsi, la plus grande partie de ce chapitre dédié à la validation des produits issus des observations de CALIOP sera consacrée aux situations de cirrus (campagne CIRCLE-2 principalement). Nous allons donc nous intéresser plus particulièrement aux coefficients d'extinction des nuages, restitués par les algorithmes de CALIOP (produits de niveau 2, version 2.01), lesquels seront comparés et évalués par rapport aux propriétés optiques in situ déduites directement des mesures aéroportées.

Au cours de la campagne CIRCLE-2, quatre situations de cirrus se sont avérées propices à la validation de CALIOP grâce à: (i) l'occurrence de cirrus sur la trace du satellite, (ii) des plans de vols parfaitement adaptés à la situation et (iii) la très bonne synchronisation des différentes observations. Par ailleurs deux de ces situations ont bénéficié des mesures

concomitantes du lidar aéroporté LNG (Léandre Nouvelle Génération) réalisées sur le Falcon-20 de SAFIRE par nos collègues du LATMOS. Ces observations permettront de compléter judicieusement l'interprétation de nos résultats.

Nous présenterons enfin la limite d'utilisation de CALIOP dans le cas des nuages Arctiques en phase mixte au cours des expériences ASTAR et POLARCAT.

IV.1.2. Les Lidars CALIOP et LNG. Méthode de traitement.

Nous décrivons dans ce paragraphe les systèmes de mesures lidar CALIOP et LNG respectivement embarqués sur satellite et sur l'avion Falcon-20 de SAFIRE. Nous présentons également les principales étapes de la méthode de traitement et d'inversion qui est appliquée aux données de CALIOP : i.e. classification des scènes nuageuses, détermination de la phase thermodynamique, choix du rapport lidar et du facteur de diffusion multiple et enfin restitution du coefficient d'extinction.

IV.1.2.1. Le lidar spatial CALIOP de CALIPSO

Le lidar CALIOP, développé par Ball Aerospace Corporation, fonctionne sur deux longueurs d'onde 532 nm et 1064 nm avec polarisation à 532 nm (Winker et al, 2003, 2009). Le système de réception, composé d'un télescope de 1 mètre de diamètre (figure IV.1), utilise donc trois canaux de réception : un pour mesurer la rétrodiffusion à 1064 nm et deux pour mesurer les composantes polarisées (perpendiculaire et parallèle) de la rétrodiffusion à 532 nm. Le faisceau laser est orienté au nadir, avec un angle de 0.3 ° de tangage. C'est dans cette configuration que les observations de CALIOP ont été réalisées au cours de ASTAR et CIRCLE-2, c'est – à – dire avant la modification d'inclinaison de tangage de CALIOP. En effet depuis le 28 Novembre 2007, CALIOP a été orienté à 3 ° vers l'avant afin d'éviter les réflexions spéculaires principalement causées par l'orientation des cristaux de glace et qui induisent une erreur significative sur les paramètres nuageux restitués, comme nous le verrons à travers nos résultats.

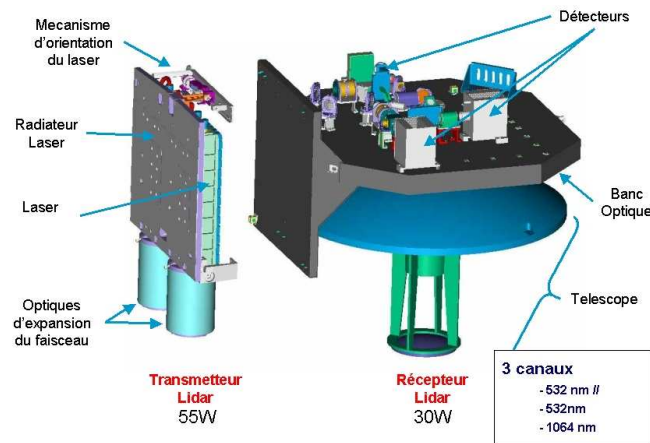


Figure IV.1: Le lidar CALIOP de la plateforme spatiale CALIPSO.

En ce qui concerne la résolution du lidar CALIOP celle-ci dépend de l'altitude comme le montre le tableau IV.1, la résolution verticale est de 30 m, 60 m, 180 m ou 300 m pour les domaines d'altitude respectifs de 0 à 8.3 km, de 8.3 km à 20.2 km, 20.2 km à 30.1 km et 30.1 km à 40 km. Pour ces mêmes domaines d'altitude, la résolution horizontale est respectivement de 333 m, 1 km, 1.66 km et 5 km. D'autre part, l'empreinte au sol du faisceau laser de CALIOP est de 70 m de diamètre.

Domaine d'altitude (km)	Résolution verticale (m)	Résolution horizontale (km)
-0.5 à 8.2	30	0.333
8.2 à 20.2	60	1
20.2 à 30.1	180	1.66
30.1 à 40	300	5

Tableau IV.1: Résolutions verticales et horizontales du lidar CALIOP.

IV.1.2.2. Le Lidar aéroporté LNG

Le lidar aéroporté LNG (Léandre Nouvelle Génération, Pelon et al., 1990), embarqué à bord du Falcon-20 SAFIRE pendant la campagne CIRCLE-2 et à bord de l'ATR-42 au cours de POLARCAT (cf. tableau II.2) est un lidar à retrodiffusion qui possède trois longueurs d'ondes : 355, 532 et 1064 nm, avec polarisation parallèle et perpendiculaire à 355 nm. Les deux longueurs d'onde 532 nm et 1064 nm sont identiques à celles de CALIOP, ce

qui permet une comparaison quantitative entre les deux systèmes d'observation. Le faisceau laser de LNG est incliné de 3° à l'avant par rapport à la verticale, contrairement à CALIOP qui, on le rappelle, est au nadir pendant la période de ASTAR et CIRCLE-2. Les résolutions verticales et horizontales de LNG durant la campagne CIRCLE-2 sont respectivement de 6 m et de 1km.

IV.1.2.3. Méthode de traitement des mesures de CALIOP

Comme décrit dans Vaughan et al. (2004) et Young and Vaughan (2009), la technique pour déterminer les profils des coefficients d'extinction à partir des données brutes de CALIOP se fait en trois étapes principales. La méthode consiste tout d'abord à définir les limites, c'est-à-dire les altitudes du sommet et de la base des couches de nuages et d'aérosols détectées par CALIOP, ce que fait l'algorithme SIBYL (Selective Iterated Boundary Locator). Un second algorithme (SCA : Scene Classifier Algorithm) permet de définir la nature (nuage ou aérosol), la phase thermodynamique (liquide ou glace) et le type de nuages (cirrus, stratocumulus, système convectif...) et d'aérosols (marin, continental, désertique...) observés, et détermine en fonction de ces paramètres les facteurs de diffusion multiple et les rapports lidar appropriés qui seront utilisés dans la suite du traitement. Enfin, l'algorithme HERA (Hybrid Extinction Retrieval Algorithms) restitue les profils d'extinction et d'épaisseur optique des nuages et aérosols détectés.

Dans les paragraphes suivants, après un rappel de l'équation lidar, nous décrirons brièvement les principales étapes des algorithmes d'inversion de CALIOP : détection des détails atmosphériques, classification des scènes nuageuses, détermination de la phase thermodynamique, choix du rapport lidar et du facteur de diffusion multiple et enfin restitution du coefficient d'extinction.

a) L'équation lidar

Les propriétés optiques des nuages sont déterminées à partir de l'équation lidar classique. Le signal rétrodiffusé $P(r)$ détecté par le lidar s'écrit :

$$P(r) = \frac{1}{r^2} E_0 \xi [\beta_M(r) + \beta_P(r)] T_M^2(0, r) T_{O_3}^2(0, r) T_P^2(0, r) \quad (\text{Equation IV.1})$$

où ξ représente la constante lidar (produit du gain et du coefficient de calibrage lidar) et E_0 est l'énergie initiale du laser. $\beta_M(r)$ et $\beta_P(r)$ sont respectivement les coefficients de retrodiffusion volumique moléculaire et particulaire. $T_M^2(0, r)$, $T_{O_3}^2(0, r)$ et $T_P^2(0, r)$ représentent respectivement la transmittance au rang r des molécules, de l'ozone et des particules atmosphériques respectivement.

Le coefficient de retrodiffusion atténuée (noté ABC pour Attenuated Backscatter Coefficient) est défini par :

$$ABC(r) = [\beta_M(r) + \beta_P(r)] T_M^2(0, r) T_{O_3}^2(0, r) T_P^2(0, r) \quad (\text{Equation IV.2})$$

Il est obtenu après normalisation du signal lidar dans une région de ciel clair. Pour CALIOP, cette région est comprise entre 30 et 34 km d'altitude.

La transmittance particulaire s'écrit :

$$T_P^2(0, r) = \exp[-2\eta(r)\tau_P(0, r)] \quad (\text{Equation IV.3})$$

où $\eta(r)$ est le facteur de diffusion multiple défini par Platt (1979).

L'épaisseur optique particulaire τ_P s'écrit :

$$\tau_P(0, r) = \int_0^r \sigma_P(r') dr' = S_P \int_0^r \beta_P(r') dr' \quad (\text{Equation IV.4})$$

Finalement, l'équation IV.4 permet d'écrire le coefficient d'extinction volumique σ_P sous la forme:

$$\sigma_P(r) = S_P \beta_P(r) \quad (\text{Equation IV.5})$$

où S_P est le rapport de l'extinction particulaire sur la retrodiffusion, appelé rapport lidar (Sassen and Comstock, 2001).

Pour résoudre ces équations, les algorithmes de CALIPSO utilisent des informations annexes provenant des analyses météorologiques du ‘Global Modelling and Assimilation Office’ (GMAO) de la NASA dans le but de déterminer les profils de densité moléculaire et d’absorption de l’ozone.

b) Détection des détails atmosphériques

Avant de résoudre l’équation lidar, la première étape dans le traitement des données de CALIOP consiste à détecter les limites des « détails atmosphériques », c'est-à-dire les couches nuageuses ou d’aérosols, ainsi que le sol. Le premier paramètre dérivé de CALIOP sera donc l’altitude du sommet et de la base de chaque couche nuageuse ou d’aérosols détectée ainsi que l’altitude du sol.

Cette première étape est réalisée par l’algorithme SIBYL qui a été développé à partir de celui utilisé pour la détection des couches d’aérosols et de nuages dans l’expérience LITE (Lidar In-space Technology Experiment; Platt et al., 1999): une couche atmosphérique (donc nuageuse ou d’aérosol) est définie comme une région contigüe présentant un signal de rétrodiffusion qui dépasse la valeur de rétrodiffusion moléculaire attendue en ciel clair. L’algorithme SIBYL réalise donc un examen des profils de rétrodiffusion afin de repérer les couches atmosphériques.

c) Classification des scènes nuageuses

L’étape suivante, réalisée par l’algorithme CAD (Cloud and Aerosol Discrimination), qui fait partie de l’algorithme SCA (Scene Classifier Algorithm), permet d’identifier le type des couches atmosphériques détectées par SIBYL lors de la première étape. Cet algorithme distingue les nuages des aérosols à partir des différences entre deux paramètres qui sont le coefficient de rétrodiffusion à 532 nm (noté β_{532}) et le rapport de couleur (noté χ et égal à β_{1064}/β_{532}), pour plusieurs scènes atmosphériques représentées sur la figure IV.2, d’après les valeurs du modèle OPAC (Optical Properties of Aerosols and Clouds), développé par Hess et al. (1998a, 1998b).

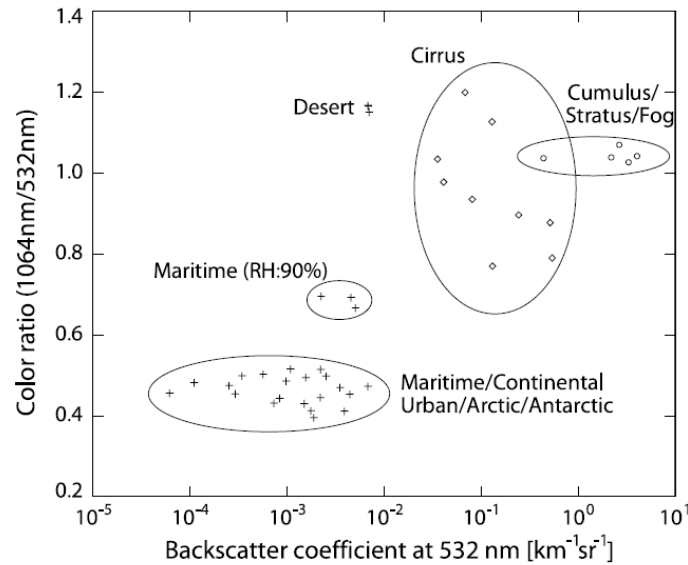


Figure IV.2: Classification des scènes atmosphériques par le modèle OPAC (Hess et al., 1998a, 1998b) à partir des valeurs du rapport de couleur χ en fonction du coefficient de rétrodiffusion β_{532} ($\text{km}^{-1}\text{sr}^{-1}$).

d) Détermination de la phase thermodynamique

Une fois les scènes nuageuses détectées, l'algorithme SCA détermine la phase thermodynamique des scènes nuageuses: liquide, glace ou mixte.

D'après la partie 3 (Scene Classification Algorithms) de l'ATBD de CALIOP (Liu et al., 2005), les algorithmes utilisent deux principaux paramètres en entrée pour déterminer la phase des nuages : le rapport de dépolarisation et la température. En effet, il est maintenant bien établi que la rétrodiffusion des cristaux de glace induit un signal significatif de dépolarisation (rapport de la polarisation perpendiculaire sur polarisation parallèle, Sassen, 1991). Malgré une dépendance de la forme et du rapport d'aspect des particules de glace, les valeurs typiques de dépolarisation en présence de cristaux de glace sont comprises entre 30 et 50 %. Ainsi, CALIOP réalise une première approximation de la phase des particules grâce au profil de dépolarisation, comme le montre la figure IV.3. En cas d'ambiguïtés, CALIOP utilise l'information de la température du sommet du nuage : tout nuage dont la température est inférieure à -45°C sera considéré entièrement glacé (Pruppacher, 1995), et tout nuage dont la température est positive sera considéré entièrement liquide. Entre -45°C et 0°C , les deux phases thermodynamiques, solide et liquide, de l'eau peuvent coexister, et le pixel nuageux sera considéré en phase mixte.

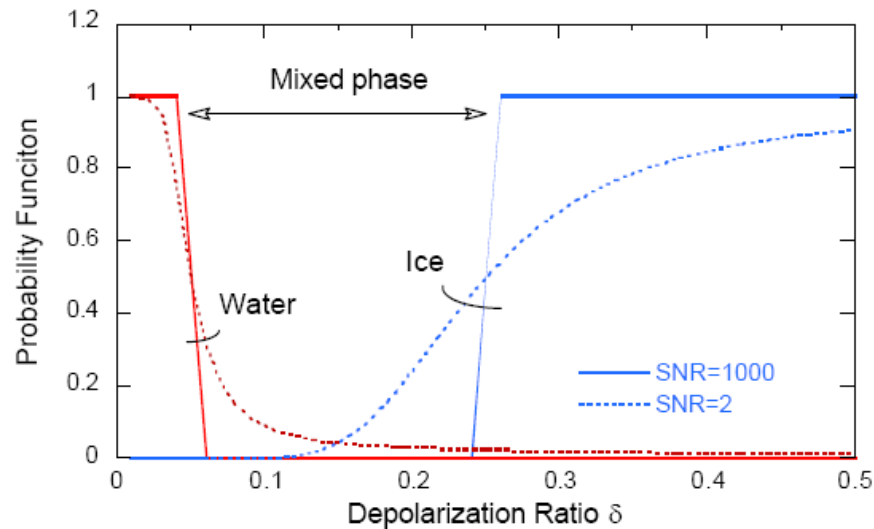


Figure IV.3: Fonctions de probabilité de présence des phases liquide (rouge) et glace (bleu) en fonction du rapport de dépolarisation δ pour deux valeurs de rapport signal sur bruit (SNR) utilisé par l'algorithme de CALIOP pour discriminer les phases liquide, glace et mixte des nuages (d'après l'ATBD part 3 : Scene Classification Algorithms).

e) Choix du rapport lidar

Le rapport lidar S_p est un paramètre critique dans l'inversion des mesures lidar (cf équations IV.4 et IV.5). En effet, ce rapport dépend du type de particules échantillonnées : de leurs forme, taille et orientation (Chen et al., 2002). La valeur appropriée du rapport lidar va donc dépendre de la température (Platt et al., 1998 ; 2002) et du type de nuage : Sassen et Comstock (2001) et Eloranta et al. (2001), par exemple, ont montré que le rapport lidar des nuages de glace était compris entre 12 et 50 sr, avec une valeur moyenne de 25 sr.

Cette valeur moyenne de 25 sr est affectée initialement au rapport lidar dans les algorithmes de CALIOP pour les nuages de glace. En ce qui concerne les nuages en phase liquide, l'algorithme SCA affecte une valeur constante de 18 sr au rapport lidar initial, d'après les travaux théoriques de Pinnick et al. (1983).

Ces valeurs initiales du rapport lidar CALIOP peuvent ensuite être modifiées car elles sont réajustées au cours des itérations de l'algorithme de restitution du coefficient d'extinction (HERA) afin que la méthode garde une solution convergente.

f) Choix du facteur de diffusion multiple

Bien que basée sur la résolution de l'équation lidar classique avec l'approximation de diffusion simple, la méthode d'inversion CALIOP doit prendre en compte les effets de diffusion multiple. En effet, à cause de la grande distance qui sépare le lidar embarqué sur satellite des cibles à observer (~ 700 km), la taille de l'empreinte du faisceau lidar au niveau de ces cibles est importante, et les réflexions multiples sur les cibles auront une contribution importante sur le signal lidar rétrodiffusé qui pourrait être alors surestimé (Chepfer et al., 1999 ; Hu, 2007 ; Miller et Stephens, 1999).

Ce phénomène de diffusion multiple, qui dépend de l'altitude (Platt, 1981), est pris en compte dans l'algorithme d'inversion de CALIOP avec le facteur $\eta(r)$ (cf. l'équation IV.3). Cependant, en ce qui concerne les nuages de glace, des calculs du facteur de diffusion multiple $\eta(r)$ à partir de données in situ (campagne CEPEX : McFarquhar et al., 1999) ou modélisées (Takano et Liou, 1989) ont montré des valeurs quasi constante (~ 0.6) quelque soit l'altitude (cf. figure IV.4 d'après Winker, 2003). Ainsi, une valeur constante de 0.6 est attribuée au facteur de diffusion multiple dans les algorithmes d'inversion de CALIOP pour les nuages de glace.

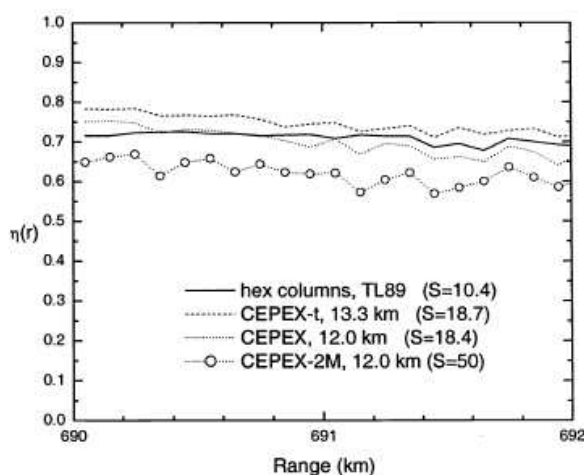


Figure IV.4: Facteur de diffusion multiple $\eta(r)$ en fonction de la distance depuis la plateforme CALIPSO calculé à partir des données in situ (campagne CEPEX: McFarquhar et al., 1999) et modélisées (TL89: Takano et Liou, 1989) en nuages de glace.

g) Restitution du coefficient d'extinction

Le coefficient d'extinction est enfin déterminé par l'algorithme HERA. Cet algorithme utilise les informations déterminées précédemment par les algorithmes SIBYL et SCA

(altitudes de la base et du sommet des couches nuageuses ou d'aérosols, rapport lidar initial et facteur de diffusion multiple) pour résoudre l'équation lidar. HERA est en fait une collection de plusieurs fonctions qui déterminent le coefficient d'extinction à partir d'une méthode linéaire itérative. Cette méthode est complètement décrite dans Young and Vaughan (2009) et dans la partie 4 du *Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) : Extinction Retrieval Algorithm* de CALIOP (Young et al., 2008).

IV.1.3. Les mesures in situ

Nous avons vu au chapitre III que les instruments de mesures in situ : Néphélomètre Polaire (NP), Cloud Particle Imager (CPI), sondes PMS FSSP et 2D permettent de déterminer les propriétés optiques des nuages, et en particulier le coefficient d'extinction.

Cette instrumentation présente l'avantage unique de déterminer le coefficient d'extinction au moyen de deux techniques de mesures indépendantes qui reposent sur des principes totalement différents (cf. équations II.8, II.11 et III.9). La cohérence entre ces deux mesures est donc un critère déterminant pour l'interprétation de nos résultats.

On rappelle que le coefficient d'extinction est obtenu au moyen des mesures du Néphélomètre Polaire en intégrant puis en normalisant la fonction de phase de diffusion, en faisant l'hypothèse que les particules ne sont pas absorbantes dans le visible (cf. § II.2.2.2).

Le coefficient d'extinction est également obtenu au moyen des mesures issues des sondes FSSP-300 et CPI (configuration instrumentale dans CIRCLE-2, cf. tableau II.1). Le coefficient d'extinction s'obtient en calculant la surface des particules normalisée par l'efficacité d'extinction (ou section normalisée d'extinction) Q_{ext} (cf. § II.2.2.2). On rappelle que l'efficacité d'extinction, pour un indice de réfraction donné, dépend du paramètre de dimension : $x = \frac{2\pi r}{\lambda}$, avec r et λ le rayon de la particule et la longueur d'onde respectivement. Dans le visible et pour l'indice de réfraction de l'eau ou de la glace, Q_{ext} tend vers la valeur 2 (*extinction paradox*, Van de Hulst, 1981) pour $x \gg 10$, soit pour des particules de diamètre supérieur à 2 μm environ.

Les figures IV.5.a à d présentent, pour les quatre cas de validation de la campagne CIRCLE-2 (16, 23, 25 et 26 Mai 2007, cf. tableau II.2), les comparaisons entre le coefficient d'extinction issu des mesures du NP et dérivé de la combinaison FSSP+CPI. On observe un très bon accord entre les deux méthodes pour chaque cas, avec une pente moyenne de 1.06 (± 0.03) et des coefficients de corrélation compris entre 0.87 et 0.97. Les barres horizontales représentent l'incertitude de 25% sur les mesures du Néphélomètre Polaire (cf. § II.2.2.3). Ces résultats démontrent l'excellente cohérence entre les deux mesures indépendantes. Dans la suite de ce travail nous utiliserons la mesure du coefficient d'extinction du Néphélomètre Polaire.

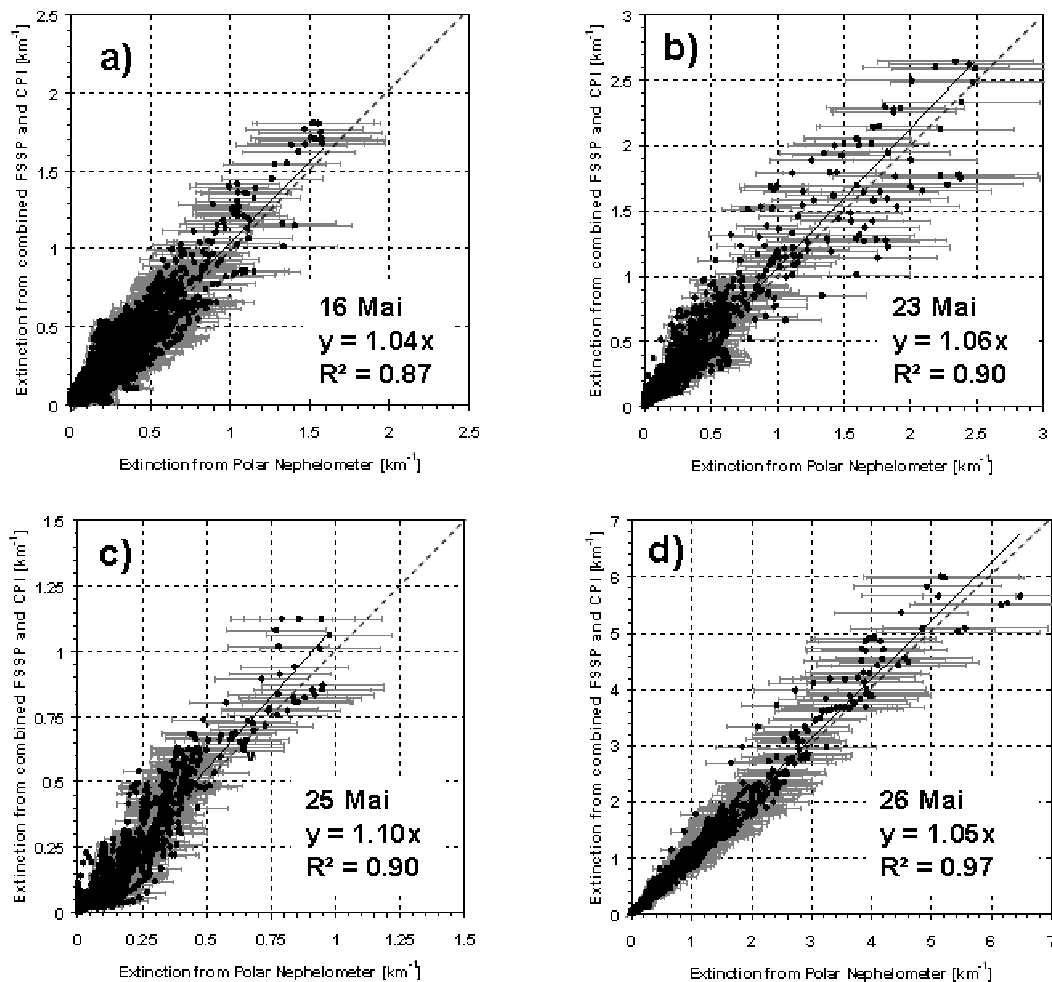


Figure IV.5: Comparaisons des coefficients d'extinction déterminées à partir des mesures du Néphélomètre Polaire et des mesures FSSP-CPI. En gris l'incertitude de 25 % sur les paramètres NP.

IV.1.4. Méthode de collocalisation des observations satellitales

Lors des campagnes d'observation, l'élaboration de plans de vol précis est fondamentale afin d'assurer la meilleure synchronisation possible avec la trajectoire du satellite CALIPSO. On notera que cette méthode s'adresse également aux observations du satellite CloudSat (cf. chapitre suivant). Cependant, de nombreuses contraintes rendent cette synchronisation très délicate.

Les plans de vols (en termes de localisation géographique, altitude et heure) se définissent à partir des prévisions météorologiques (issues du modèle européen ECMWF lors des campagnes en question), et doivent faire l'objet d'un document déposé à l'avance (de 24 h à 48 h selon la zone géographique) auprès des autorités qui gèrent le trafic aérien (Air Traffic Control). Ainsi, la trajectoire de l'avion peut difficilement être modifiée en cours de vol en fonction des conditions météorologiques effectivement rencontrées.

Rappelons ensuite les ordres de grandeur des deux systèmes de mesures, c'est-à-dire de la télédétection spatiale et des mesures aéroportées. Les satellites CALIPSO et CloudSat se trouvent en orbite à environ 700 km d'altitude et volent à une vitesse ramenée au sol de 7 km s^{-1} . Les avions utilisés dans les trois campagnes ont une vitesse de croisière évidemment bien moindre (comprise entre 80 et 200 m s^{-1}). Ainsi, une zone d'environ 200 km sera parcourue en moins de 30 secondes par les satellites CALIPSO et CloudSat alors qu'elle correspondra à au moins une heure de vol et de mesures in situ. Les observations spatiales peuvent donc être considérées comme des valeurs instantanées par rapport aux mesures avion. La différence de temps entre les mesures in situ et le temps de survol des satellites devra donc être prise en considération car elle peut être source d'erreurs sur les comparaisons entre CALIPSO/CloudSat et les mesures in situ.

Pour chaque vol synchronisé avec la trajectoire de CALIPSO/CloudSat (cf. tableau II.2), il convient donc de considérer avec attention à la fois la synchronisation géographique, mais aussi la synchronisation temporelle.

IV.1.4.1. Prise en compte de l'advection

Au vu des différences de temps de passage entre CALIPSO/CloudSat et les mesures aéroportées pour une même zone d'étude, nous avons fait l'hypothèse que les nuages

n'évoluent pas pendant le temps d'échantillonnage avion. Cependant, avec cette hypothèse, il convient de prendre en compte l'effet du vent horizontal au niveau de la mesure afin d'advecter ces nuages entre l'instant des mesures satellite et l'instant des mesures avion. Dans ce paragraphe, nous proposons une méthode pour prendre en compte l'advection dans le but d'améliorer la synchronisation entre les mesures aéroportées et satellite.

Cette méthode consiste tout d'abord à considérer la vitesse et la direction du vent horizontal, puis à décomposer ce vecteur vent $\vec{V}$ en deux vecteurs $\vec{V}_{lat}$ et $\vec{V}_{lon}$ qui correspondent respectivement au vent latitudinal et longitudinal. Ensuite, en fonction de la différence de temps (Δt) entre les mesures aéroportées et le survol du satellite et la valeur de V_{lat} et V_{lon} , les coordonnées de l'avion (en latitude et longitude) sont recalculées afin de synchroniser au mieux les mesures avion avec l'observation satellite et donc de réduire les erreurs dues à Δt . Afin d'illustrer les résultats de notre méthode, nous présentons le cas du 26 Mai 2007 (CIRCLE-2).

Les figures IV.6.a et b représentent les coordonnées en latitude et longitude de l'avion Falcon-20 en fonction du temps et les figures IV.1.c et d donnent respectivement l'altitude de l'avion ainsi que le module du vent en vitesse et direction. A la fin de chaque palier l'avion effectue un demi-tour afin d'échantillonner le même système nuageux mais avec une altitude différente. Le 26 Mai, l'instant de survol de CALIPSO est à 12h32 UT. Les courbes représentées en noir sur les figures IV.6.a et b sont les coordonnées géographiques réelles de la trajectoire de l'avion et celles en rouge les coordonnées corrigées de l'advection du vent au niveau de vol considéré (cf. figures IV.6.c et d) avec pour origine l'instant de survol du satellite. Pour cet exemple, l'advection moyenne dans le domaine d'altitude est de $21 \text{ m s}^{-1} / 195^\circ$, soit des composantes V_{lat} et V_{lon} de 20.3 m s^{-1} et 5.4 m s^{-1} respectivement. Par exemple à 12h48 UT (soit 12.8 UT sur les figures IV.6.a et b) le nuage échantillonné se situait au point 48.61°N et 8.85°W (courbes rouges) au moment du passage du satellite (contre 48.90°N , 8.78°W en coordonnées réelles).

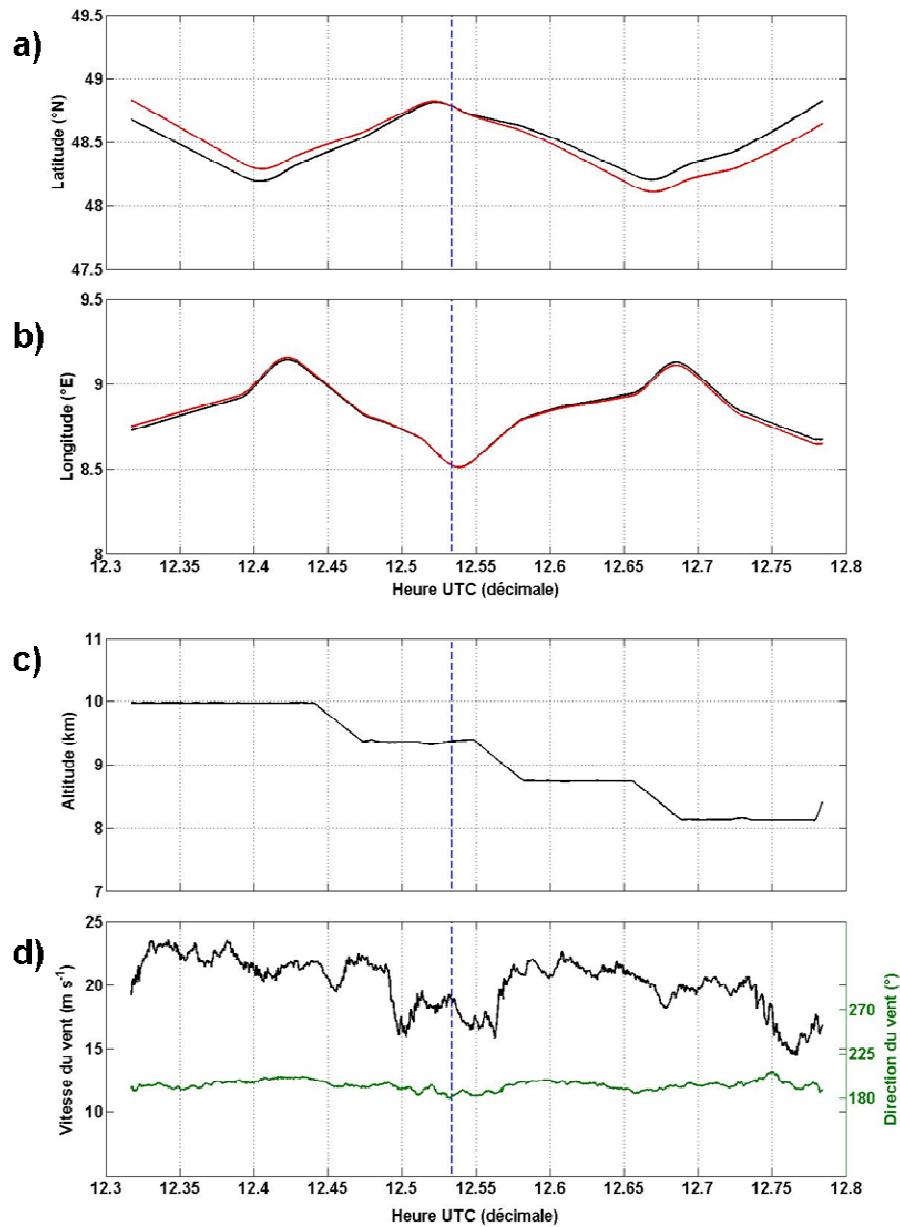


Figure IV.6: Correction des coordonnées avion en fonction de l'advection pour le cas du 26 Mai 2007 pendant CIRCLE-2 : (a): latitudes et (b): longitudes en temps réel de l'avion en noir et « advectées » en rouge; (c): altitudes de vols du Falcon-20 DLR; (d): Vitesse et direction du vent horizontal. Sur chaque figure, l'instant de survol du satellite est matérialisé par les pointillés bleus (12h32 UT).

La figure IV.7 représente les trajectoires de l'avion dans le système de coordonnées géographiques avant (courbes noires) et après (courbes rouges) la prise en compte de l'advection pour trois séquences de vol de la figure précédente (les demi-tours réalisés par l'avion ne sont pas représentés). La trajectoire (quasi-instantanée) de CALIPSO est représentée en bleu. La prise en compte de l'advection apporte donc des corrections de

trajectoire (dans un système Lagrangien), lesquelles sont évidemment fonction du vecteur vent et du décalage entre l'observation et l'instant de survol du satellite.

La figure IV.7.d représente une version agrandie de la figure IV.7.c afin d'illustrer la méthode de comparaison entre les mesures du satellite (le long de sa trajectoire) et les mesures in situ. Par exemple le point d'observation de l'avion repéré en A est advecté au point B puis projeté sur la trajectoire du satellite (point C). On va donc comparer la mesure du satellite au point C avec la mesure in situ au point B (à l'altitude considérée). D'une façon générale, les comparaisons (CALIPSO et CloudSat) ont été effectuées en considérant deux critères : l'un de décalage horaire ($< \pm 40$ minutes), l'autre de distance minimale de séparation (~ 6 km). Ces valeurs ont été choisies car elles représentent un compromis entre une durée assez courte pour minimiser les erreurs de collocalisation sous-tendues par l'hypothèse de stationnarité du système nuageux, et une durée suffisamment longue permettant de garder un jeu de données (satellite et aéroportées) cohérent et statistiquement représentatif.

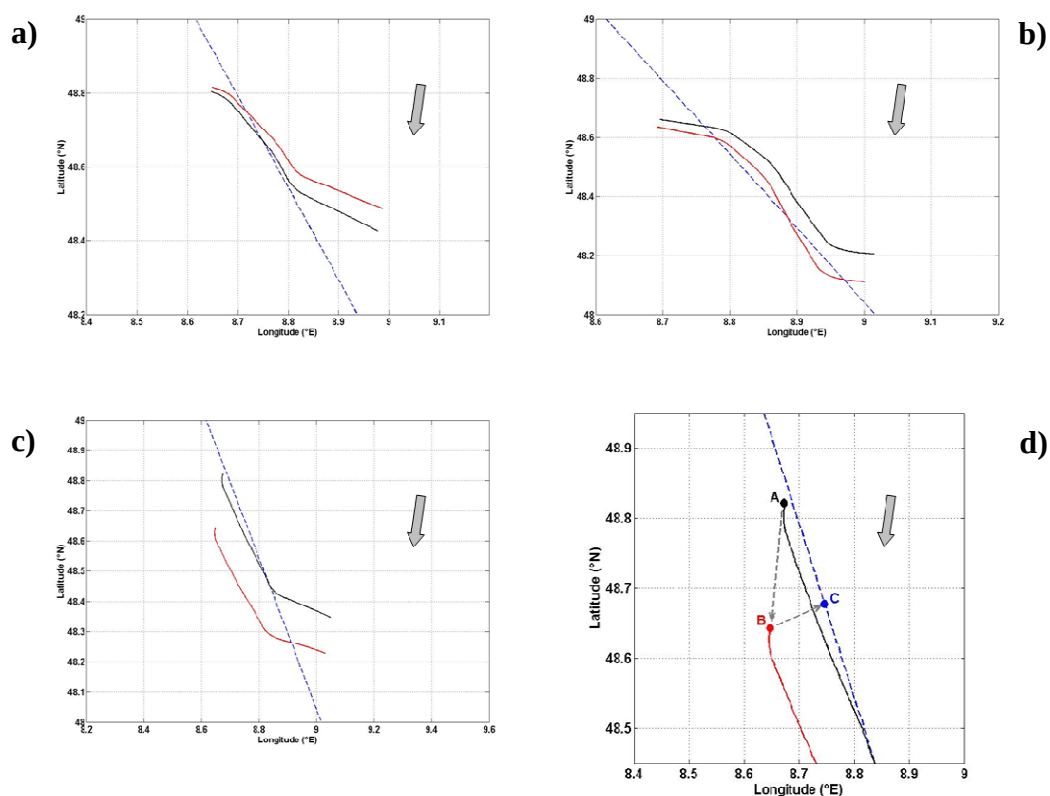


Figure IV.7: Trajectoires de l'A-Train (pointillés bleus) et de l'avion avant (noir) et après (rouge) prise en compte de l'advection pour le vol du 26 Mai 2007 pendant CIRCLE-2. (a): entre 5 et 1 minutes avant; (b): entre 1 et 8 minutes après et (c): entre 10 et 15 minutes après l'instant de survol satellite; (d): zoom sur la zone en pointillés gris de la figure (c). Les demi-tours de l'avion ne sont pas représentés. La flèche grise représente la direction du vent.

IV.1.4.2. Résultats

La méthode décrite ci-dessus a été appliquée aux huit situations qui ont fait l'objet de vols synchronisés avec la trajectoire du satellite (cf. Tableau II.2) au cours des campagnes ASTAR, POLARCAT et CIRCLE-2. Le tableau IV.2 résume ces situations avec les écarts maximaux de synchronisation entre l'observation in situ et l'instant de survol du satellite ainsi que les vitesses et directions du vent. De manière générale, les différences en temps sont inférieures en valeur absolue à 40 minutes (sauf pour le vol du 10 Avril 2008 où les mesures aéroportées ont un retard jusqu'à 85 minutes). Quant au vent, on note des valeurs faibles (inférieures à 10 m s^{-1}) les 7 et 9 Avril 2007 et le 10 Avril 2008 qui se traduisent par une faible correction sur les trajectoires. En revanche des vitesses de vent importantes ont été relevées pour les situations des 16 Mai, 23 Mai et 26 Mai ($> 20 \text{ m/s}$).

Vol	Situation	Δt (minutes)	Vitesse du vent (m s^{-1})	Direction du vent ($^\circ$)	Température moyenne ($^\circ\text{C}$)
7 Avril 2007	St-Cu en phase mixte	-10 à +15	6.00 +/- 2.13	350.1	-21 à -11
9 Avril 2007	St-Cu en phase mixte	-25 à +40	6.76 +/- 2.37	293.7	-22 à -11
16 Mai 2007	Cirrus frontal	-18 à +12	25.21 +/- 2.24	345.3	-59
		13 à +35	24.42 +/- 1.49	346.3	-56
23 Mai 2007	Outflow Cirrus	-6 à +9	25.39 +/- 3.48	88.1	-52
		+12 à +25	26.50 +/- 3.08	96.5	-50
25 Mai 2007	Cirrus frontal	-6 à +5	14.79 +/- 3.76	107.7	-54
		+6 à +14	14.01 +/- 2.25	99.5	-52
		+20 à +38	13.21 +/- 3.42	106.1	-50
26 Mai 2007	Outflow Cirrus	-8 à 0	20.23 +/- 1.64	193.2	-44 à -49
		+1 à +8	20.57 +/- 1.48	191.8	-38 à -44
1 ^{er} Avril 2008	Nimbostratus glacé	-40 à -5	19.32 +/- 3.26	234.3	-38 à -20
	St-Cu en phase mixte	+10 à +45	18.44 +/- 6.04	70.4	-20 à -3
10 Avril 2008	St-Cu en phase mixte	+20 à +85	12.13 +/- 6.17	80.3	-21 à -3

Tableau IV.2: Différences maximales de temps (Δt) entre les mesures aéroportées et l'instant de survol des satellites CALIPSO et CloudSat, vitesse et direction du vent d'advection et domaine de température d'étude pour chaque séquence de vol de validation.

IV.2. Sur la validation de CALIOP en cirrus

On précise que les résultats de ce chapitre ont fait l'objet d'une publication (acceptée) au « *Journal of Geophysical Research CALIPSO Special Issue* ». Une copie de cette publication est reportée à la fin de ce manuscrit dans l'annexe 1.

Nous avons vu que lors de la campagne CIRCLE-2, quatre situations se sont avérées favorables à la validation de CALIOP dans les cirrus où les vols sont synchronisés avec la trace du satellite (16, 23, 25 et 26 Mai 2007, cf. tableau II.2).

Les figures IV.8.a à d représentent ces quatre situations observées par le spectroradiomètre MODIS (MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer) à bord du satellite AQUA en tête de l'A-Train, soit environ 30 secondes avant le passage de CALIPSO.

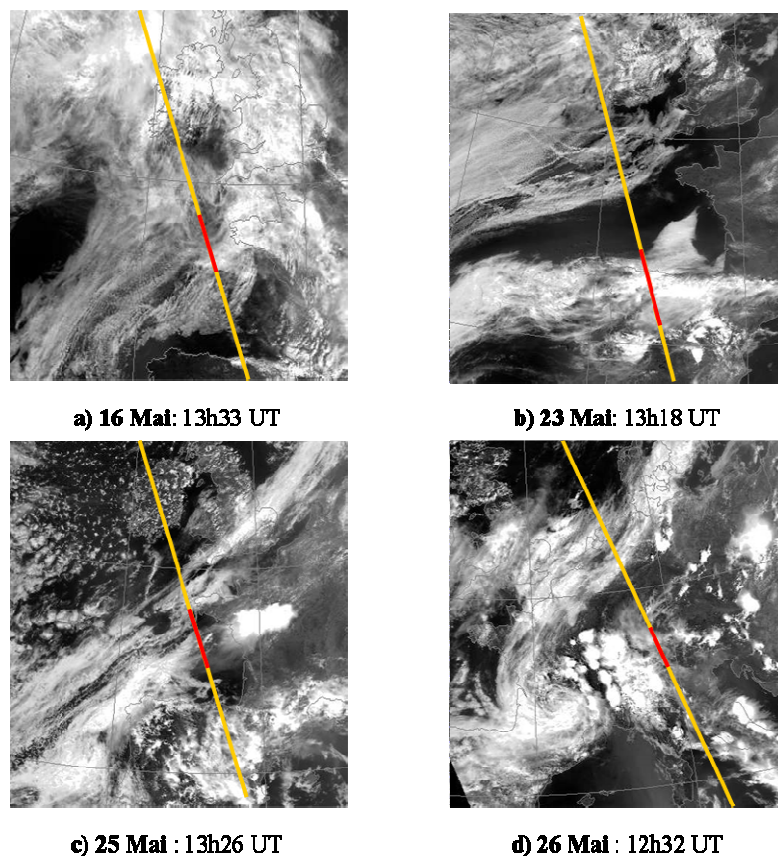


Figure IV.8: Champs nuageux observés par MODIS-AQUA pour les quatre situations de validation de CIRCLE-2. (a) 16 Mai, (b) 23 Mai, (c) 25 Mai et (d) 26 mai 2007. Les trajectoires de CALIPSO (jaune) et du Falcon-20 (rouge) ainsi que les temps de passage de CALIPSO sont indiqués.

La trajectoire du satellite est indiquée en jaune, et la zone des mesures aéroportées en rouge. Les 16 et 25 Mai 2007 présentent des situations similaires avec des cirrus frontaux observés au-dessus de l'Océan Atlantique à l'Ouest de la Bretagne, alors que des cirrus issus de systèmes convectifs (Cumulonimbus) sont observés les 23 et 26 Mai, respectivement au nord de l'Espagne et au-dessus de l'Allemagne. On rappelle que les cas du 16 et du 25 Mai ont fait également l'objet de mesures concomitantes de LNG à bord du Falcon-20 SAFIRE.

Les figures IV.9.a à d présentent les profils verticaux du coefficient d'extinction restitué de CALIOP (produits niveau 2, version 2.01) en fonction de la latitude pour les 16, 23, 25 et 26 Mai 2007 respectivement. On rappelle que le coefficient d'extinction de CALIOP est donné avec une résolution horizontale de 5 km et une résolution verticale de 60 m.

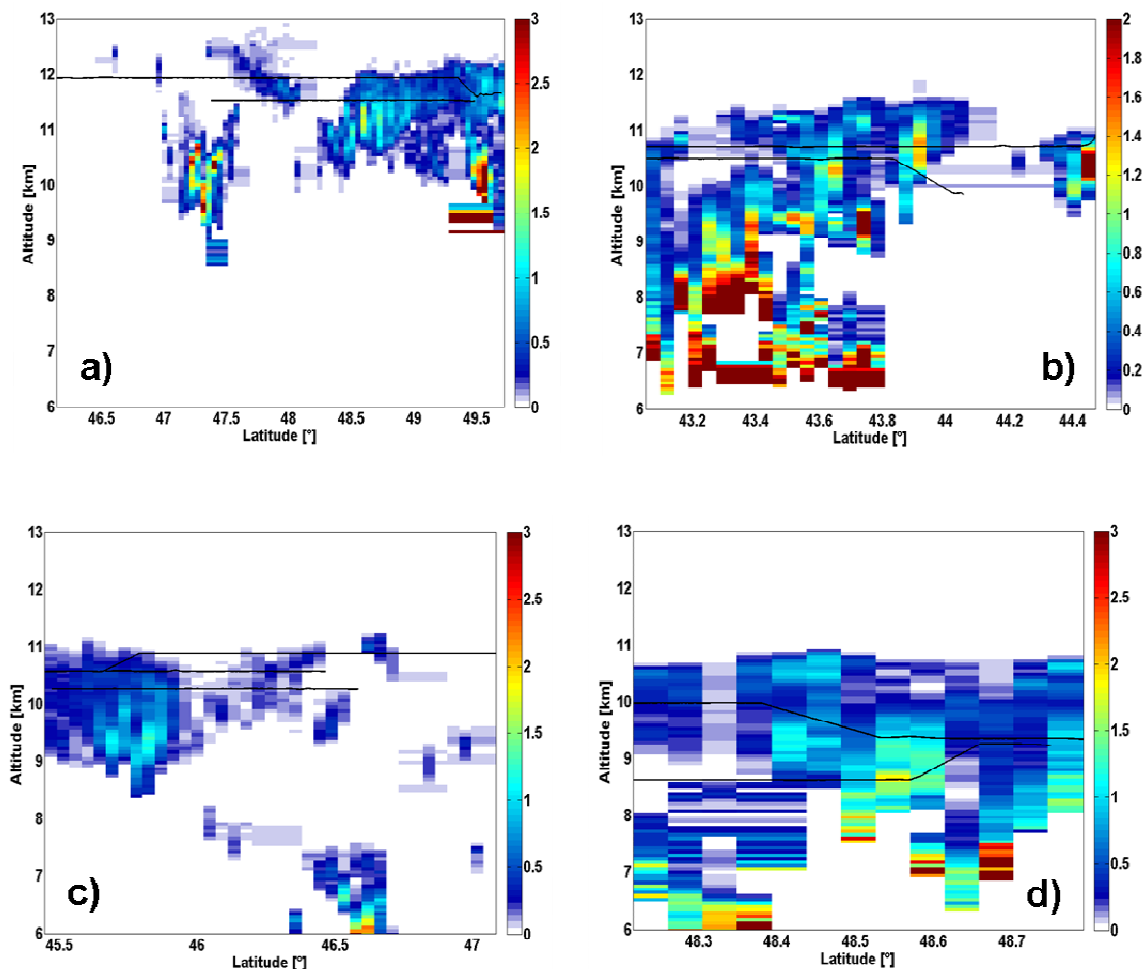


Figure IV.9: Profils verticaux du coefficient d'extinction CALIOP. (a) 16 Mai, (b) 23 Mai, (c) 25 Mai et (d) 26 Mai 2007. Les trajectoires du Falcon-20 du DLR sont représentées en noir.

Les altitudes des différentes séquences de vol du Falcon-20 (DLR) qui ont été retenues pour la validation de CALIOP (cf. critères au § IV.1.2.3) sont également reportées sur les figures IV.9.a à d. Le tableau IV.3 résume ces différentes séquences avec indication des écarts maximaux en minutes entre l'observation in situ et l'instant de survol du satellite (Δt) ainsi que l'altitude et la température au niveau des séquences de vol. On dispose ainsi de 9 séquences de validation qui représentent environ 130 minutes d'observations quasi colocalisées.

Vol	Temps de survol CALIPSO	Type de Cirrus	Observations du DLR F20			Coordination des deux Falcon-20
			Δt (minutes)	Altitude (km)	Température (°C)	
16 Mai	13h33	Cirrus frontal sur l'Atlantique, Ouest de la France	-18 / +12	11.9	-59	Oui
			+13 / +35	11.6	-56	
23 Mai	13h18	Cirrus de système convectif au Nord de l'Espagne	-6 / +9	10.7	-52	Non
			+12 / +25	10.5	-50	
25 Mai	13h26	Cirrus frontal sur l'Atlantique, Ouest de la France	-6 / +5	10.9	-54	Oui
			+6 / +14	10.6	-52	
			+20 / +38	10.3	-50	
26 Mai	12h32	Cirrus de système convectif au-dessus de l'Allemagne	-8 / 0	9.4 à 10	-44 to -49	Non
			+1 / +8	8.6 à 9.2	-38 to -44	

Tableau IV.3: Caractéristiques de chaque pallier de vol du Falcon-20 du DLR pour les quatre situations de validation de la campagne CIRCLE-2.

IV.2.1. Analyse des situations des 23 Mai et 25 Mai

Les résultats de la validation CALIOP en termes de comparaison entre les coefficients d'extinction in situ (NP) et restitués sont représentés sur les figures IV.10.a (16 mai), b (23 mai), c (25 mai) et d (26 mai). On souligne que les mesures in situ du Néphélomètre Polaire ont été moyennées sur environ 25 secondes afin de comparer les résultats avec CALIOP sur une même échelle horizontale (i.e. 5 km). Les barres horizontales représentent l'écart-type sur l'extinction in situ et traduit ainsi la variabilité du coefficient d'extinction à l'échelle de CALIOP (produits niveau 2.01).

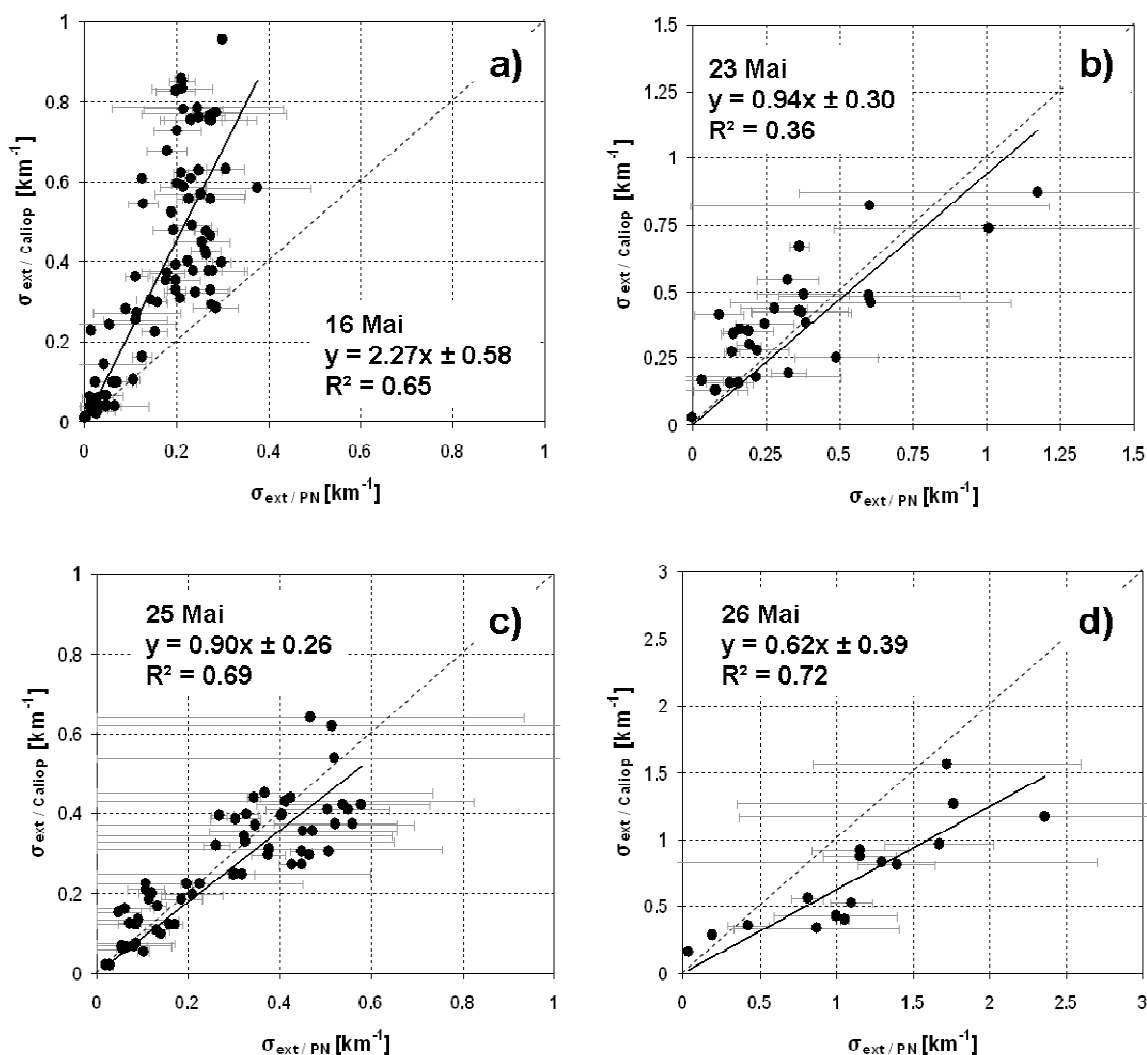


Figure IV.10: Comparaisons des coefficients d'extinction CALIOP et in situ du NP. Les écarts types sur les mesures in situ (moyennés sur environ 25 secondes pour avoir la même résolution spatiale que les données CALIOP) sont représentés par les barres grises.

Ces résultats montrent une très bonne corrélation entre CALIOP et les mesures in situ pour les deux situations du 23 et du 25 Mai, avec des pentes respectives de 0.94 et 0.90 et des valeurs maximales d'extinction de 1.2 km^{-1} et 0.6 km^{-1} . Le coefficient de corrélation est acceptable pour le 25 Mai (0.69), alors qu'il est assez faible pour le 23 Mai (0.36), probablement à cause du nombre réduit de points de comparaison, et d'une dispersion plus large. Il est intéressant de noter dans ces deux cas où les extinctions CALIOP et in situ sont très bien corrélées que les deux situations sont très différentes du point de vue synoptique. En effet la situation du 23 Mai s'adresse à l'observation d'une enclume de cumulonimbus (cf. figure IV.8.b) au Nord de l'Espagne, alors que le 25 Mai est associé au passage d'un front chaud sur l'Atlantique (cf. figure IV.8.c).

L'excellente corrélation entre les extinctions CALIOP et in situ est confirmée pour au moins l'une de ces situations, le 25 Mai, avec les mesures LNG réalisées à bord du Falcon-20 SAFIRE. La figure IV.11.b représente les profils verticaux du coefficient de rétrodiffusion atténué (β à 1064 nm) obtenus par CALIOP et LNG respectivement. Les résolutions horizontales et verticales sont respectivement 5 km et 60 m pour CALIOP et 1 km et 6 m pour LNG. La coïncidence entre les deux observations est effective à la latitude 46.5°N (13h26 UT).

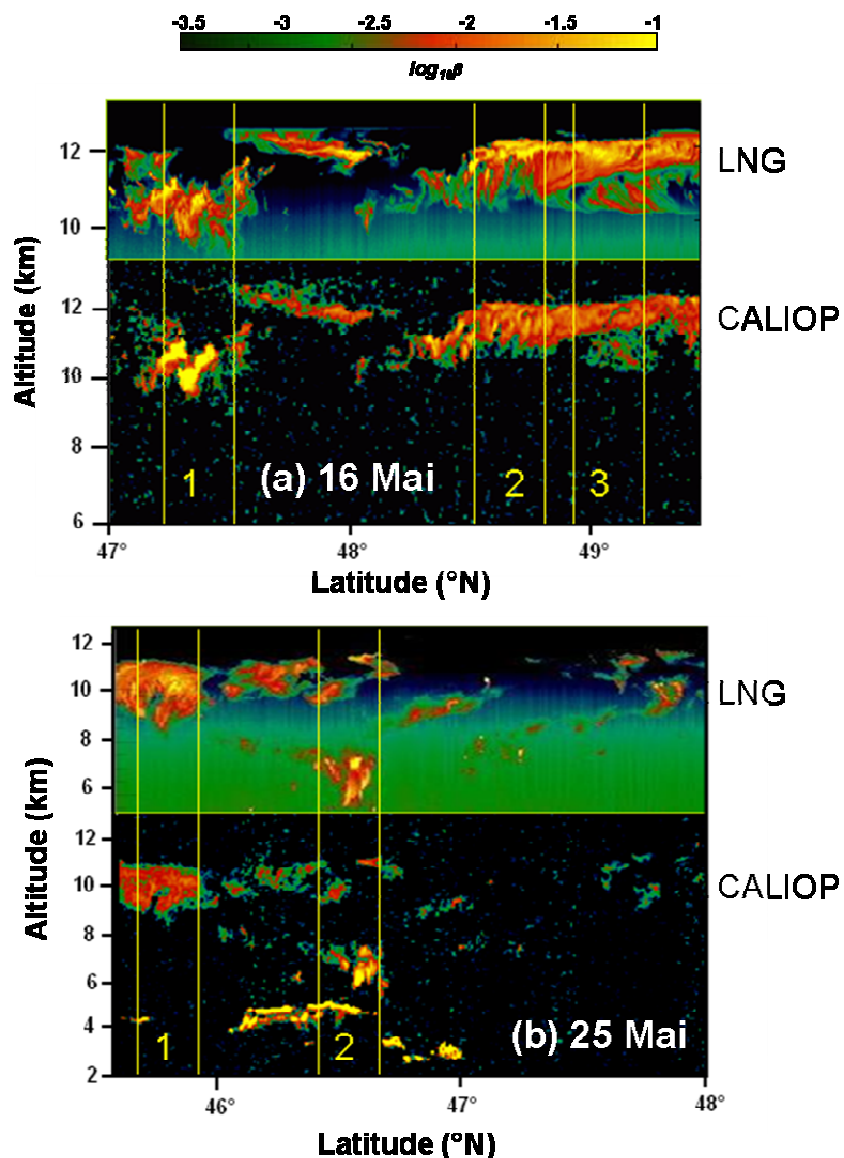


Figure IV.11: Profils verticaux de rétrodiffusion lidar LNG et CALIOP pour les cas du (a): 16 Mai et (b): 25 Mai 2007 pendant CIRCLE-2 (D'après J. Pelon et D. Josset, LATMOS).

Si les deux mesures apparaissent corrélées de façon qualitative sur la Figure IV.11.b, une interprétation quantitative consiste à comparer les profils verticaux de β à 532 nm moyennés sur les régions repérées 1 et 2 sur la figure IV.11.b. Les résultats sont reportés sur les figures IV.12.d et IV.12.e avec la même résolution verticale (60 m). Les rectangles en gris représentent la couche de cirrus échantillonnée par le Falcon-20 DLR. Malgré des profils obtenus par CALIOP de jour (donc bruités), la comparaison entre les deux observations montre une corrélation remarquable en particulier pour le profil de la région 2 (au plus près de la coïncidence des observations). La corrélation pour le profil de la région 1 est moins évidente en raison probablement d'une collocalisation moins précise.

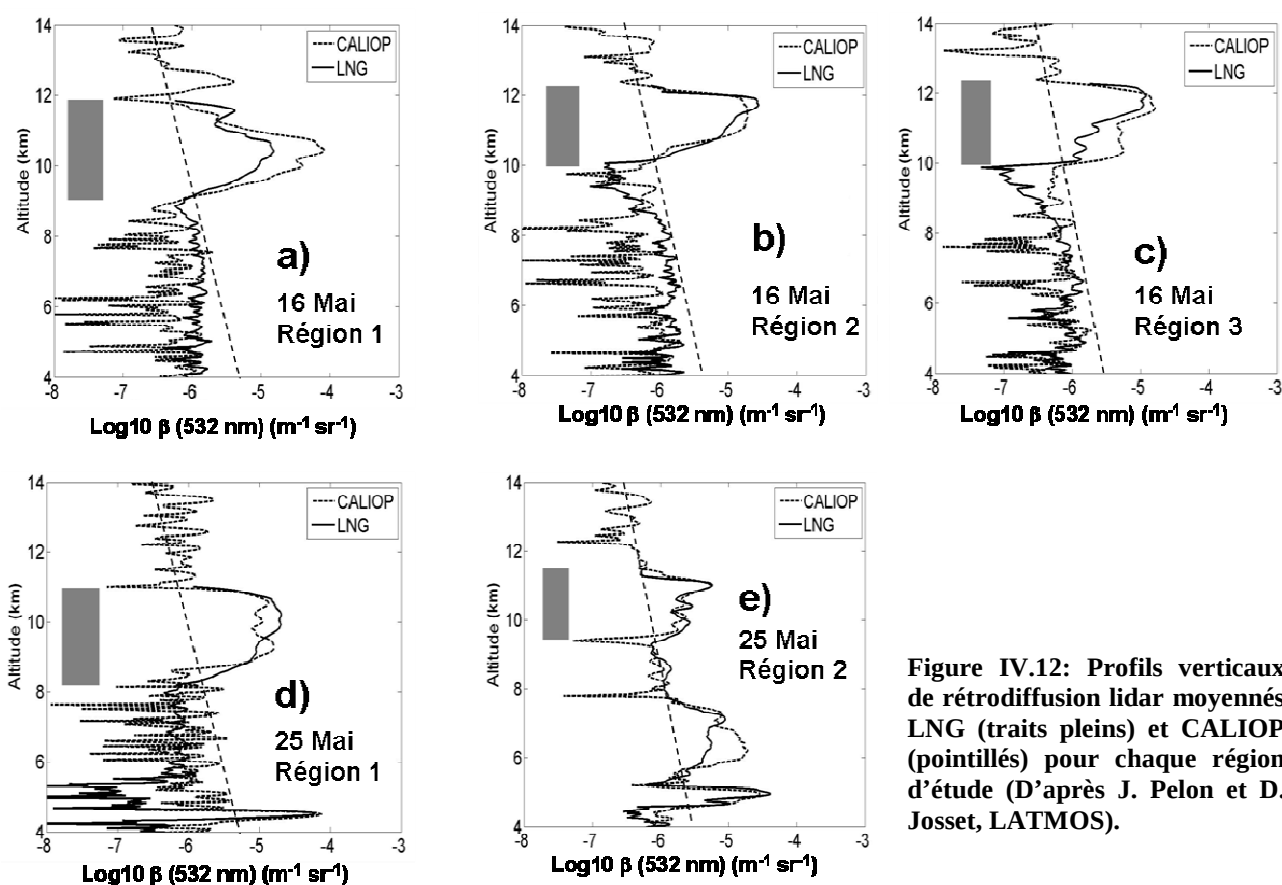


Figure IV.12: Profils verticaux de rétrodiffusion lidar moyennés LNG (traits pleins) et CALIOP (pointillés) pour chaque région d'étude (D'après J. Pelon et D. Josset, LATMOS).

Si les résultats des situations du 23 Mai et 25 Mai sont satisfaisants et confirmés pour partie par les observations de LNG, l'examen de la figure IV.10 montre, au contraire, des différences significatives entre les mesures CALIOP et in situ pour les situations du 16 Mai et du 26 Mai.

Le 16 Mai (cf. figure IV.10.a), on observe des valeurs d'extinction CALIOP systématiquement plus grandes que les mesures in situ, avec une pente de 2.27. De plus,

aucune corrélation n'est mise en évidence pour les valeurs d'extinction CALIOP entre 0.4 km^{-1} et 0.9 km^{-1} , alors que l'extinction in situ atteint seulement 0.25 km^{-1} .

La situation du 26 Mai (cf. figure IV.10.d), quant à elle, montre des résultats inverses : les valeurs d'extinction CALIOP sont systématiquement inférieures aux valeurs in situ (pente moyenne de 0.62 et coefficient de corrélation de 0.72).

Nous discutons maintenant en détails les résultats des situations du 16 Mai et du 26 Mai afin de donner une interprétation à ces différences.

IV.2.2. Cas du 16 Mai

Comme pour le 25 Mai, la situation du 16 Mai concerne un cirrus associé à un front chaud au-dessus de l'océan Atlantique, mais avec des températures plus basses : entre -59 et -56 °C contre -54 à -50 °C le 25 Mai (cf. tableau IV.3). Nous discutons différentes hypothèses pour interpréter les résultats de la figure IV.10.a.

IV.2.2.1. La cohérence des mesures in situ

La très bonne cohérence des observations in situ permet d'écarter l'hypothèse d'un problème sur les mesures microphysiques aéroportées en particulier une erreur systématique. En effet, la comparaison des extinctions NP et FSSP+CPI sur la figure IV.5.a présente une pente très proche de l'unité (1.04) avec un coefficient de corrélation proche de 0.9. Comme nous l'avons déjà souligné, cette cohérence s'observe pour les quatre situations.

IV.2.2.2. La microphysique du nuage

Les figures IV.13.a et b représentent la concentration en nombre et l'extinction en fonction du diamètre des cristaux de glace moyennées sur les séquences de validation pour les quatre situations. Il s'agit des spectres du FSSP-300 et du CPI.

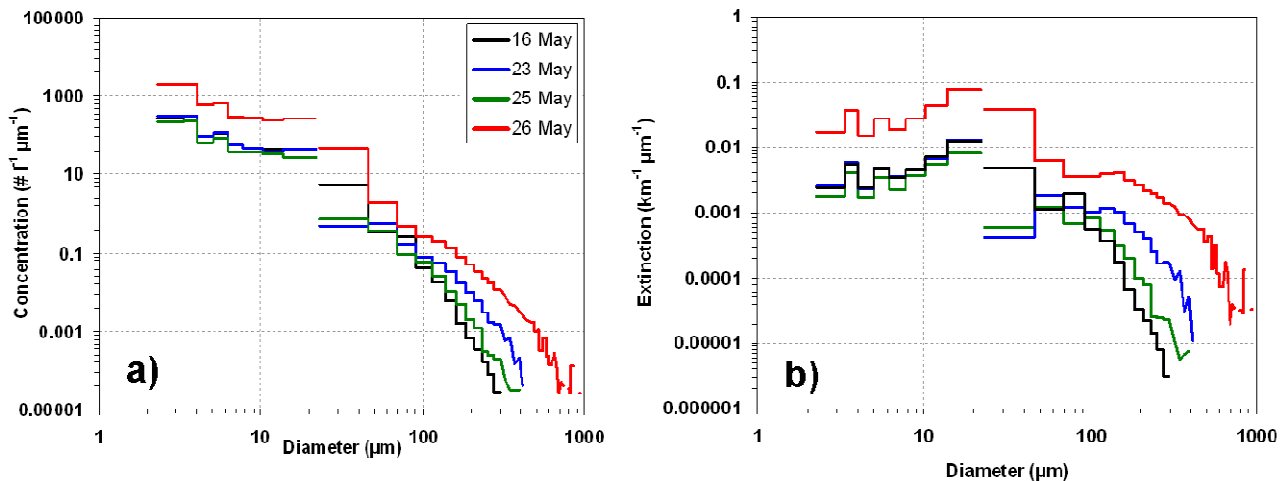


Figure IV.13: Spectres dimensionnels (a) en concentration et (b) en extinction pour les situations du 16 Mai (noir), 23 Mai (bleu), 25 Mai (vert) et 26 Mai (rouge).

On remarque que les situations du 16 Mai et du 25 Mai présentent des spectres dimensionnels similaires avec des dimensions maximales de cristaux de 300 μm et 350 μm respectivement. Ces similitudes quant aux spectres dimensionnels se retrouvent au niveau des paramètres microphysiques moyens reportés dans le tableau IV.4.

Vol	N (cm^{-3})	N $D > 25 \mu\text{m}$ (cm^{-3})	N $D > 100 \mu\text{m}$ (cm^{-3})	IWC (mg m^{-3})	IWC $D > 25 \mu\text{m}$ (mg m^{-3})	σ (km^{-1})	σ $D > 25 \mu\text{m}$ (km^{-1})	D_{eff} (μm)	D_{eff} $D > 25 \mu\text{m}$ (μm)
16 Mai	1.0	3.7	1.9	1.7	1.1	0.20	0.013	17.6	27.0
23 Mai	1.0	53.7	7.6	7.0	4.9	0.33	0.18	40.9	70.3
25 Mai	0.9	26.1	3.3	2.8	2.3	0.22	0.080	20.8	42.6
26 Mai	3.9	109.0	37.8	36.9	21.7	1.18	0.58	79.5	115.0

Tableau IV.4: Valeurs moyennes des paramètres microphysiques pour les quatre situations de validation de la campagne CIRCLE-2.

Les valeurs de la concentration de particules $> 100 \mu\text{m}$, de la teneur en glace, de l'extinction et du diamètre effectif sont respectivement 1.9 / 3.3 L^{-1} , 1.7 / 2.8 mg m^{-3} , 0.20 / 0.22 km^{-1} , et 17.6 / 20.8 μm . Ces similitudes ne permettent donc pas d'expliquer les résultats contradictoires entre les situations du 16 Mai et du 25 Mai en particulier au regard des effets

de fragmentation de cristaux de glace sur les tubes de mesure des instruments in situ. Si ces effets ont très certainement une incidence très faible sur la fiabilité des mesures (en tout état de cause inférieure à l'incertitude sur la mesure d'extinction, i.e. 25%) en raison de la faible concentration de cristaux de dimension supérieure à 100 μm (cf. ci-dessus), ils auraient, en supposant qu'ils soient effectifs, une incidence similaire pour les deux situations.

IV.2.2.3. L'orientation privilégiée des cristaux de glace

Nous argumentons l'hypothèse d'une orientation privilégiée des cristaux de glace pour expliquer les désaccords entre CALIOP et l'observation in situ (figure IV.10.a). En effet l'orientation privilégiée de cristaux de glace à faces planes provoque un signal de rétrodiffusion (lidar) beaucoup plus important (effet miroir) que celui de cristaux aléatoirement orientés ou de forme irrégulière. Pour conforter cette hypothèse, nous exploitons les mesures in situ de l'imager de particule à haute résolution (CPI), la combinaison des mesures CALIOP et LNG et enfin les résultats du diagramme de la rétrodiffusion atténuée intégrée (γ') en fonction de la dépolarisation (δ) à partir de CALIOP.

a) Les mesures du CPI

Les figures IV.14.a à d représentent (pour les quatre situations) la classification en formes des cristaux de glace (d'après les formes définies au § III.1.1) en nombre, surface et masse en fonction de la température. Les domaines de température correspondants aux séquences de validation sont représentés par un rectangle noir. L'examen des figures IV.14 met clairement en évidence des différences importantes quant à la forme dominante de cristaux de glace qui prévaut pour chaque situation. Ainsi la situation du 16 Mai (Fig. IV.14.a) est caractérisée par une proportion de l'ordre de 40 % en moyenne (dans la zone de validation) de cristaux de glace en forme de plaques le plus souvent hexagonales comme l'illustre de façon spectaculaire les exemples d'images du CPI représentés à droite de la figure IV.14.a. Comparativement, les autres situations (dont le 25 Mai, cf. figure IV.14.c) sont caractérisées par des cristaux de forme type Bullet-Rosette et irrégulier. Ainsi des cristaux de glace de forme de plaque-pristine avec des dimensions jusqu'à 300 μm peuvent, au cours de

leur chute gravitationnelle, être préférentiellement orientés selon un plan horizontal (Bréon et Dubrulle, 2004). Ces propriétés expliquent les résultats spécifiques à la situation du 16 Mai.

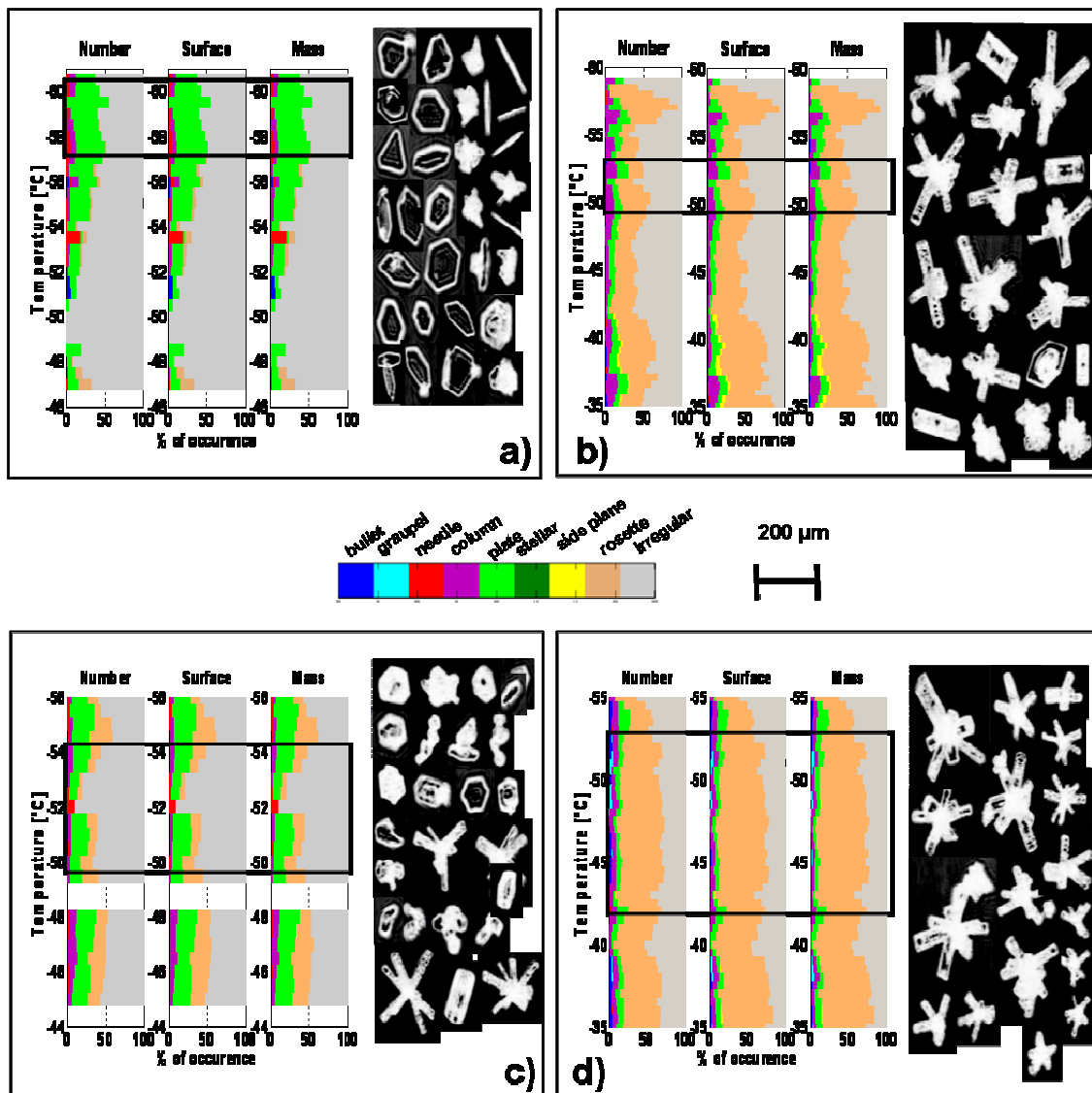


Figure IV.14: Classification (en nombre, surface et masse en fonction de la température) selon la forme des cristaux de glace établies à partir des mesures CPI pour les quatre situations de validation de la campagne CIRCLE-2. Les zones de validation étudiées sont encadrées en noir.

a) 16 Mai ; b) 23 Mai ; c) 25 Mai et d) 26 Mai

b) Les observations concomitantes CALIOP et LNG

Les résultats ci-dessus peuvent être confirmés par l'analyse des mesures concomitantes réalisées lors de la situation du 16 Mai avec le lidar LNG sur le Falcon-20 SAFIRE (cf. tableau II.2). Comme pour l'analyse de la situation du 25 Mai (cf. § IV.2.1) nous avons représenté sur la figure IV.12.a les profils verticaux du coefficient d'extinction atténué

(β à 1064 nm) obtenus par CALIOP et LNG. La coïncidence entre les deux observations est effective à la latitude 48.0°N (13h33 UT). Les profils verticaux de β à 532 nm moyennés sur les régions repérées 1, 2 et 3 sont reportés sur les figures IV.12.a, b et c respectivement. L'analyse des résultats montre que dans la zone du cirrus et quelque soit la région considérée, le coefficient de rétrodiffusion atténué déterminé par CALIOP est supérieur à celui de LNG (entre 30% et 200%). Nous avons vu précédemment que les pointages des lidars CALIOP et LNG étaient différents (0.3° et 3° en avant par rapport au nadir respectivement). La combinaison des deux mesures lidar apporte une information déterminante sur l'occurrence des cristaux de glace orientés, lesquels induisent des réflexions spéculaires en fonction de l'angle d'observation. CALIOP sera sensible aux réflexions spéculaires alors que LNG ne le sera pas.

La combinaison des mesures de CALIOP et LNG confirme donc remarquablement notre hypothèse quant à l'orientation privilégiée des cristaux de glace de forme plaque-pristine mise en évidence avec la sonde CPI et qui explique les désaccords entre les extinctions de CALIOP (surestimation) et l'observation in situ.

c) Le diagramme $\gamma' - \delta$

L'orientation préférentielle des cristaux de glace peut également être mise en évidence en analysant la rétrodiffusion atténuée intégrée (γ') en fonction de la dépolarisation (δ). Hu et al. (2007) et Cho et al. (2008) ont mis en évidence qu'une corrélation positive entre ces deux paramètres était la signature d'un nuage liquide, et qu'une corrélation négative, la signature des particules de glace. De plus, la présence de cristaux de glace horizontalement orientés peut être mise en évidence par un faible rapport de dépolarisation associé à une forte atténuation, alors que les cristaux orientés aléatoirement auront la signature inverse (δ élevé et γ' faible).

Nous avons représentés sur les figures IV.15.a à d les diagrammes $\gamma' - \delta$ de CALIOP pour les quatre situations de CIRCLE-2. On note tout d'abord dans les cas des 16 et 25 Mai (figures IV.15.a et c) une corrélation positive qui s'explique par la présence des stratocumulus de basse altitude (nuages liquides donc) observés au-dessus de l'océan pour ces deux situations. Notons que cette signature n'apparaît pas sur les figures IV.12.b et d relatives aux cas des 23 et 26 Mai qui sont des cirrus issus de systèmes convectifs et formés au dessus de la terre.

En ce qui concerne la phase glace, on observe sur les quatre diagrammes la signature caractéristique de cristaux de glace orientés de façon aléatoire (pixels en bas à droite sur chaque figure). Dans le cas du 16 Mai (cf. figure IV.15.a), les résultats montrent un certain nombre de pixels en haut à gauche de la figure qui traduisent la signature de cristaux de glace horizontalement orientés. Ces caractéristiques ne sont pas observées pour les autres situations, dont la situation similaire du 25 Mai (cf. figure IV.15.c) et confirment les résultats théoriques quant à l'effet d'orientation préférentielle des cristaux de glace

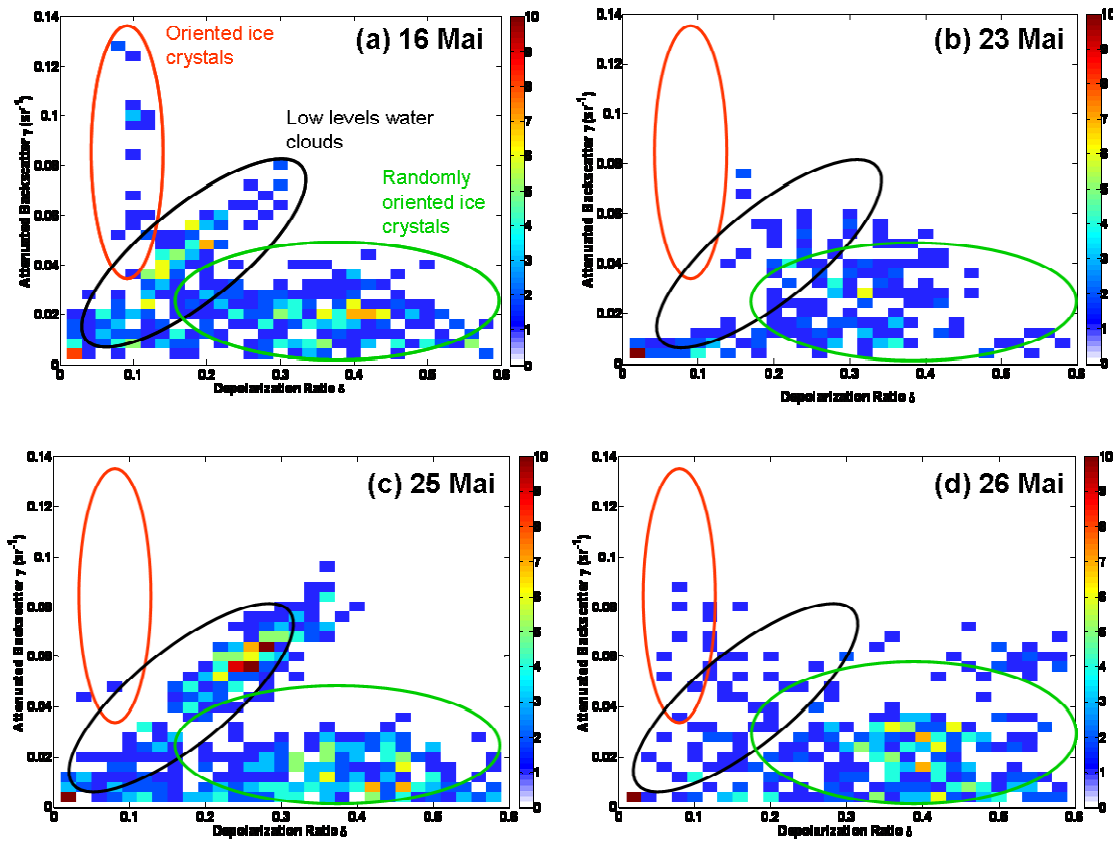


Figure IV.15: Diagramme $\gamma' - \delta$ pour les quatre situations de CIRCLE-2: (a): 16 Mai, (b): 23 Mai, (c): 25 Mai et (d): 26 Mai 2007.

Pour conclure cette partie nous soulignons que la présence des cristaux de glace horizontalement orientés dans les cirrus a été discutée dans plusieurs études à partir d'observations spatiales de réflectance (Chepfer et al., 1999 ; Bréon and Dubrulle, 2004 ; Noël et al., 2004). A l'échelle globale, il apparaît que les cristaux orientés sont présents à hauteur de 40 % des nuages de glace (Chepfer et al., 1999), et environ dans la moitié des cirrus observés par CALIOP (Noël, 2007), fréquemment aux hautes latitudes. Ainsi, les coefficients d'extinction et les épaisseurs optiques restitués par CALIOP sont surestimés. Afin

de palier ces erreurs, le faisceau laser de CALIOP a été incliné de 3 ° vers l'avant depuis Novembre 2007, en regrettant cependant qu'une climatologie des cristaux orientés aurait présenté un grand intérêt scientifique du point de vue des propriétés optiques et radiatives des cirrus.

IV.2.3. Cas du 26 Mai

On rappelle que la situation du 26 Mai concerne une situation similaire à celle du 23 Mai avec un cirrus lié à un système convectif développé au-dessus de l'Allemagne (cf. figure IV.8.d), mais avec des coefficients d'extinction plus élevés : 2.5 km^{-1} contre 1.2 km^{-1} (cf. figures IV.10.b et d). Pour cette situation, l'extinction observée par CALIOP est sensiblement moins élevée que celle déterminée par les mesures in situ (cf. figure IV.10.d). Comme précédemment nous discutons maintenant différentes hypothèses pour expliquer cette différence.

IV.2.3.1. La cohérence des mesures in situ

Comme pour le cas du 16 Mai, la très bonne cohérence des mesures in situ (cf. figure IV.5.d) discrédite un problème instrumental : les pentes des comparaisons entre extinction NP et extinction FSSP-CPI sont quasiment identiques le 23 et 26 Mai et proches de l'unité (respectivement 1.06 et 1.05). De même, les formes des cristaux de glace observées sont également très similaires, avec une grande majorité (de 50 à 70 %) de rosettes mises en évidence par les images CPI (cf. figures IV.14.b et d).

IV.2.3.2. Rapport lidar

Nous avons vu dans la description des algorithmes d'inversion de CALIOP que la détermination du coefficient d'extinction est fortement liée à la valeur du rapport lidar (cf. équation IV.5). Le rapport lidar dépend de la forme, de la taille et de l'orientation des particules (Chen et al., 2002). Pour les situations de cirrus que nous discutons, la valeur du rapport lidar est constante et égale à 25 (d'après les données Cloud Layer Product de CALIOP). Il est donc nécessaire d'examiner la variabilité de ce paramètre qui n'aurait pas été prise en compte par l'algorithme d'inversion CALIOP, et qui expliquerait les différences observées entre l'extinction CALIOP et l'extinction in situ le 26 Mai.

Les spectres dimensionnels et l'extinction en fonction du diamètre (cf. figures IV.13.a et b) montrent que les particules nuageuses sont significativement plus grandes le 26 Mai, avec des diamètres atteignant environ 800 μm . De plus, le cirrus du 26 Mai est optiquement plus épais que celui du 23 Mai. Or, les résultats de Sassen and Comstock (2001) montrent qu'en moyenne, le rapport lidar décroît avec l'épaisseur optique. Pour le cas du 26 Mai qui est optiquement plus épais, cela se traduirait donc par une diminution du rapport lidar, conduisant ensuite à une diminution du coefficient d'extinction. Cette hypothèse ne peut donc pas expliquer les différences observées sur la figure IV.10.d.

IV.2.3.3. La fragmentation des particules de glace

Lorsque les particules de glace ont une dimension supérieure à quelques centaines de microns, il est maintenant établi (Heymsfield, 2007) qu'elles peuvent se fragmenter sur les bords des tubes d'échantillonnage des sondes in situ (PN, FSSP, CPI, ...) en produisant un nombre important de petites particules. Ces petites particules vont induire une contamination des mesures avec une surestimation de la concentration de particules et du coefficient d'extinction. Comme les cristaux observés le 26 Mai ont des diamètres importants ($D_{max} \sim 1$ mm, cf. figure IV.13) et que la concentration des particules plus grandes que 100 μm est significative ($\sim 37 \text{ L}^{-1}$ en moyenne, voir tableau IV.4), la contamination des mesures du NP, FSSP-300 et CPI par les particules fragmentées pourrait être plus importante que dans les trois autres cas de CIRCLE-2 que nous avons analysés dans ce chapitre.

Il est probable que l'effet de fragmentation est étroitement lié à la forme et aux dimensions des tubes d'échantillonnage des sondes (Heymsfield, 2007). Or, l'extinction in situ est déduite soit à partir des données du NP, soit à partir de la combinaison FSSP+CPI, c'est-à-dire avec des sondes dont les tubes d'échantillonnage ont des dimensions différentes (40 mm, 23 mm et 10 mm pour le NP, FSSP-300 et CPI respectivement). Si la fragmentation des gros cristaux est effective, son effet sur les mesures du NP et du FSSP serait similaire puisque les deux extinctions in situ sont parfaitement corrélées (cf. figure IV.5.d). Cette hypothèse d'un effet de fragmentation similaire sur chaque sonde serait fortuite car c'est la seule hypothèse plausible pour expliquer la surestimation de 38 % de l'extinction NP comparée à celle de CALIOP.

Il apparaît cependant que l'importance de l'effet de fragmentation artificielle des cristaux de glace sur les tubes d'échantillonnage des sondes aéroportées pour la détermination des paramètres microphysiques (le coefficient d'extinction ici) reste une question ouverte. Plusieurs conclusions contradictoires ont été faites sur ce sujet par Gerber et al. (2000). Garrett et al. (2007) ont également démontré que l'effet de fragmentation n'avait pas d'influence sur les mesures du Cloud Integrating Nephelometer (CIN), et Noël et al. (2007) ont montré une très bonne cohérence entre les mesures in situ d'extinction d'un CIN et du lidar aéroporté Cloud Physics Lidar (CPL).

IV.2.3.4. La qualité de la synchronisation avion-satellite

Enfin, une dernière explication quant aux différences observées entre l'extinction CALIOP et l'extinction in situ le 26 Mai peut venir de l'évolution rapide du nuage, et de la synchronisation spatiale et temporelle avec le satellite qui n'est pas optimale. En effet, durant le temps d'observation, soit seulement d'environ 8 minutes avant jusqu'à 8 minutes après le temps de passage du satellite, la structure interne du nuage évolue très rapidement. Les observations synchronisées du radar RASTA, à bord du Falcon-20 français, ont confirmé cette évolution rapide (Protat et al., 2009).

IV.2.4. Paramétrisations pour l'inversion des données de CALIOP en cirrus aux moyennes latitudes

Le jeu de données in situ obtenu en cirrus pendant la campagne CIRCLE-2 peut aussi être utilisé pour déterminer une relation entre le contenu en glace (IWC), le diamètre effectif, et le coefficient d'extinction. Ce type de relation sert ensuite à restituer les paramètres microphysiques (IWC , D_{eff}) à partir du coefficient d'extinction déterminé par des mesures en cirrus de télédétection spatiale comme CALIOP par exemple.

La figure IV.16 représente le contenu en glace (IWC) en fonction du coefficient d'extinction (σ), paramètres tous deux calculés à partir des mesures FSSP-300+CPI, à une fréquence de 1Hz.

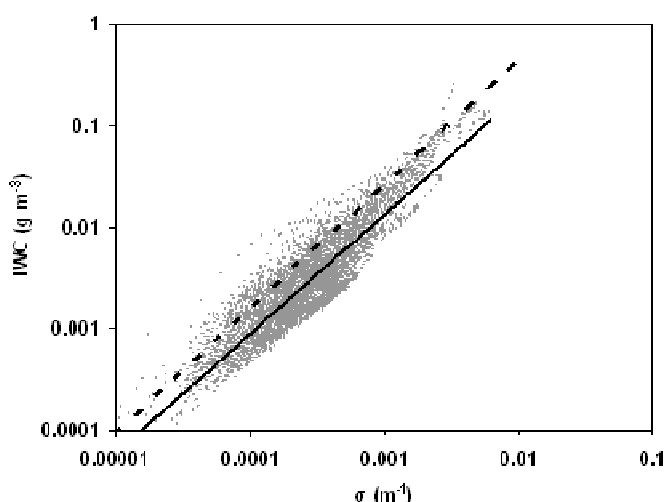


Figure IV.16: Relation $IWC = f(\sigma)$ obtenue à partir des données en cirrus de CIRCLE-2. En gris les données à une fréquence de 1Hz, en traits pleins noirs la courbe de tendance déterminée et en traits pointillés noirs la relation de Heymsfield et al., (2005).

Le résultat montre une tendance linéaire (en échelle logarithmique), et l'équation de la loi de puissance avec un coefficient de corrélation de 0.82 est la suivante :

$$IWC = 44 \sigma^{1.17} \text{ (Equation IV.6)}$$

où IWC est le contenu en glace en g m^{-3} et σ le coefficient d'extinction en m^{-1} .

Les coefficients de variations, définis par les rapports entre les écarts types et les valeurs estimées par l'équation IV.6 donnent une estimation des incertitudes sur l'inversion de IWC en fonction du coefficient d'extinction σ . Ces valeurs varient significativement en

fonction de σ : de 70% à 20% pour des coefficients d'extinction de 0.001 et 0.1 km⁻¹ respectivement.

Heymsfield et al. (2005) suggèrent une relation différente (représentée en pointillés noirs sur la figure IV.16), probablement à cause d'un domaine d'observation plus large en termes de température incluant des nuages en phase liquide (de -70 à -20 °C contre -60 à -38 °C dans notre étude), avec donc des valeurs plus grandes de IWC et d'extinction.

La figure IV.17 représente le diamètre effectif des particules de glace (calculé à partir des mesures in situ) en fonction de la température. Chaque diamètre effectif est calculé pour un intervalle de 2 °C en température d'après l'équation III.10.

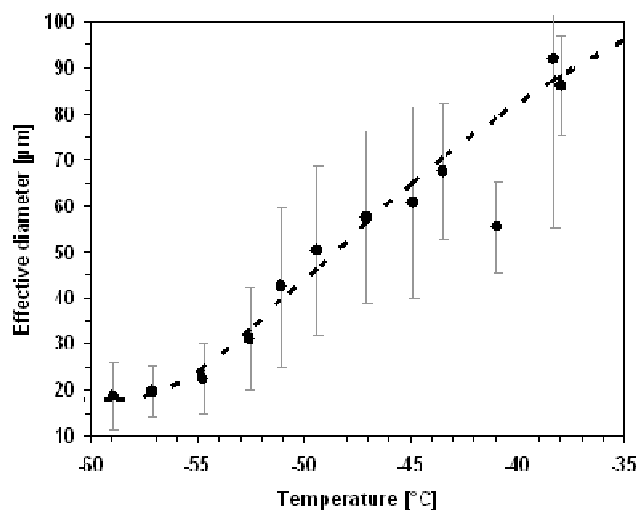


Figure IV.17: Relation $D_{eff} = f(T)$ obtenue à partir des données en cirrus de CIRCLE-2. Chaque points représente le diamètre effectif moyenné sur un intervalle de 2 °C et les écart types sont représentés par les barres grises.

L'équation de la courbe de tendance de loi exponentielle, représentée en pointillés noirs avec un coefficient de corrélation de 0.98, est la suivante :

$$D_{eff} = 18.2 + 185 \times e^{\left(\frac{-23.7}{T+61.7}\right)} \quad \text{(Equation IV.7)}$$

où D_{eff} est le diamètre effectif en μm et T la température en °C.

Cette relation non linéaire entre D_{eff} et T présente une valeur asymptotique de 18 μm pour le diamètre effectif aux plus basses températures (-60 °C).

IV.3. Sur la validation CALIPSO/CALIOP en région Arctique

Comme nous l'avons vu précédemment (tableau II.2), les vols de validation effectués en région Arctique ont permis d'échantillonner quatre nuages en phase mixte (stratocumulus de couche limite) et un nimbostratus glacé (7 et 9 Avril 2007 pendant ASTAR et 1^{er} et 10 Avril 2008 pendant POLARCAT). Dans ce paragraphe, nous présenterons tout d'abord le cas du 1^{er} Avril 2008 qui présente un nimbostratus glacé, puis le cas du 9 Avril 2007 qui illustre un cas de stratocumulus de couche limite en phase mixte.

La détermination des propriétés des nuages Arctiques, et en particulier ceux en phase mixte, à partir du lidar CALIOP étant à prendre avec beaucoup de précaution, nous allons tout d'abord nous intéresser à la détermination de la phase thermodynamique (solide, liquide ou mixte) de ces nuages, étape essentielle qui conditionne ensuite le choix du rapport lidar et par la suite la fiabilité des produits d'inversion (cf. §IV.1.2.3).

IV.3.1. Nimbostratus glacé: cas du 1^{er} Avril 2008(POLARCAT)

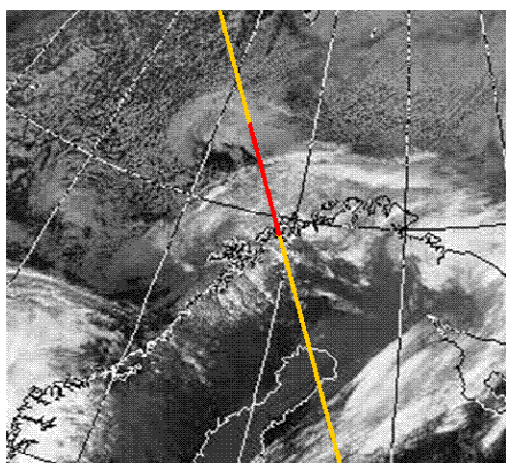


Figure IV. 18: Champs nuageux observé par le canal infrarouge du satellite NOAA-17 le 1^{er} Avril 2008. La trajectoire de CALIPSO (heure de survol: 11h05 UT) est représentée en jaune et celle des observations avions en rouge.

Ce cas d'étude en région Arctique est un nuage complètement glacé, observé au large des côtes de Suède, au nord de Kiruna, entre 68.5 et 71.5°N, le 1^{er} Avril 2008 au cours de la campagne POLARCAT (cf. tableau II.2). La figure IV.18 représente le champ nuageux observé par le canal infrarouge du satellite NOAA-17, avec la trajectoire de CALIPSO en jaune et celle des observations aéroportées (ATR-42) en rouge.

La figure IV.19.a représente le profil de rétrodiffusion atténuée à 532 nm de CALIOP avec en noir l'altitude de vol de l'ATR-42. Le nuage étudié s'étend entre 3 et 6 km d'altitude.

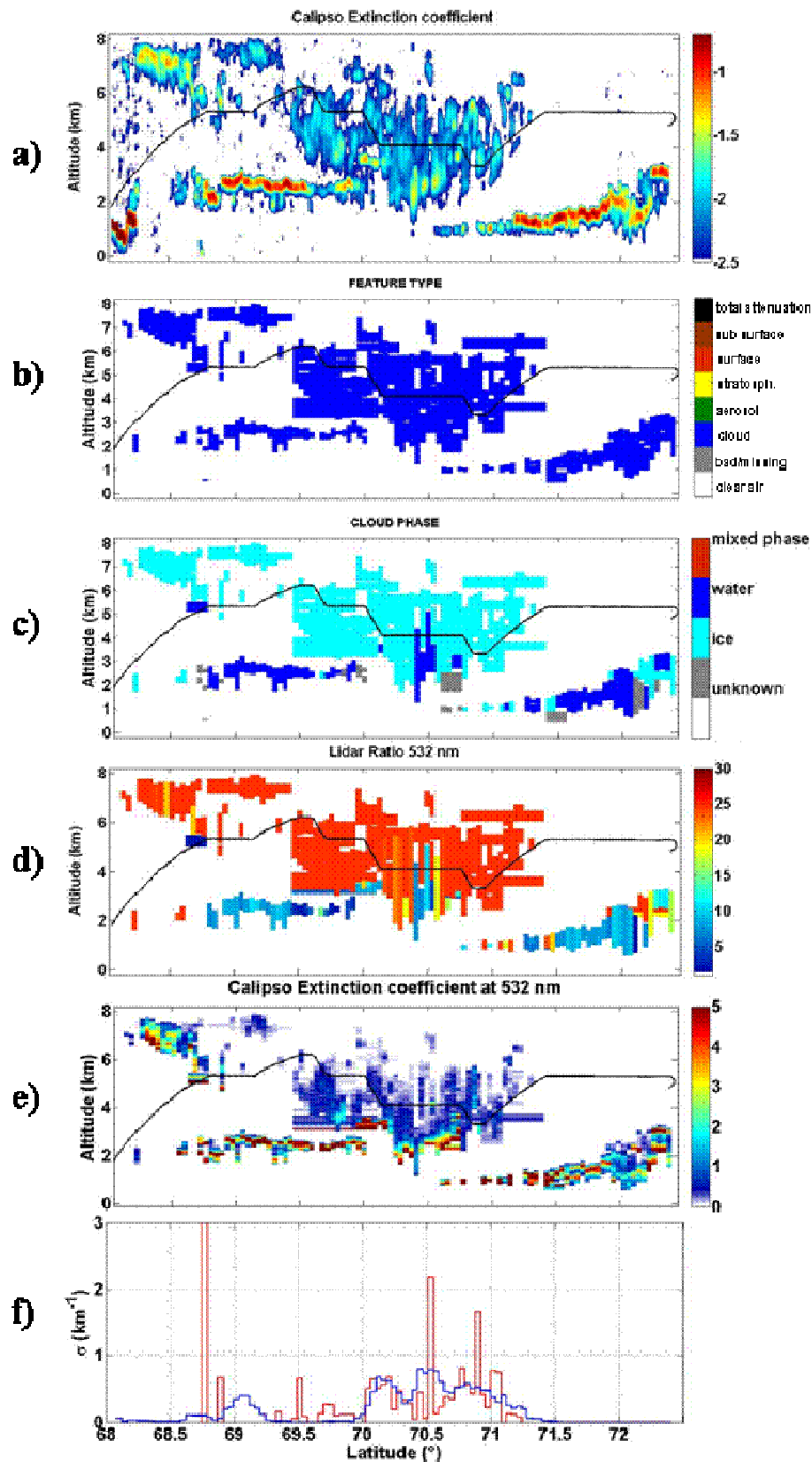


Figure IV. 19: Observations d'un Nimbostratus glacé le 1^{er} Avril 2008 pendant POLARCAT-Printemps 2008: (a) profil de retrodiffusion à 532 nm de CALIOP; (b): détermination des pixels nuageux; (c): détermination de la phase thermodynamique par CALIOP; (d): profil du rapport lidar déterminé par CALIOP; (e): profil d'extinction de CALIOP; (f): coefficients d'extinction CALIOP (rouge) et in situ NP (bleu) le long de la trace de l'avion. La trajectoire de l'avion est représentée en noir.

IV.3.1.1. Etapes intermédiaires du traitement CALIOP

Les figures IV.19.b, c, d et e sont relatives aux étapes du traitement de CALIOP décrites au § IV.1.2.3, et représentent respectivement l'identification des scènes nuageuses, la phase thermodynamique du nuage, le rapport lidar et le profil d'extinction à 532 nm.

Concernant la détermination des pixels nuageux et la détection de la phase thermodynamique, il n'y a presque aucune ambiguïté puisque la quasi-totalité des pixels nuageux sont détectés en tant que phase glace (figures IV.19.b et c). Le rapport lidar associé est de 25 (figure IV.19.d). Seuls quelques pixels ($\sim 70.5^\circ\text{N}$) sont détectés comme étant en phase liquide, avec des rapports lidar associés beaucoup plus faibles (entre 5 et 18).

IV.3.1.2. Comparaisons des coefficients d'extinction

La figure IV.19.e et f représentent respectivement le profil d'extinction de CALIOP et la comparaison du coefficient d'extinction restitué par les algorithmes de CALIOP (en rouge) avec le coefficient d'extinction in situ (NP) moyenné à la résolution de CALIOP (en bleu), le long de la trajectoire avion en fonction de la latitude, et montre un bon accord entre les deux paramètres. On note cependant sur la figure IV.19.f deux régions où la concordance des deux mesures est moins bonne :

- la région située autour de 70.5°N tout d'abord où l'on note une extinction in situ globalement supérieure à celle dérivée des mesures CALIOP. Cette région a été en fait identifiée en partie comme liquide (figure IV.19.d) par les algorithmes de CALIOP, ce qui se traduit par des valeurs faibles du rapport lidar (entre 5 et 18 sr sur la figure IV.19.d) et donc du coefficient d'extinction CALIOP. Or, le paramètre d'asymétrie g dérivé des mesures du NP montre clairement que cette région est entièrement glacée.

- la région autour de 69°N où l'on note une extinction in situ qui atteint 0.5 km^{-1} , alors qu'aucun signal n'est détecté par CALIOP. Les différences observées dans cette région peuvent être simplement expliquées par la mauvaise synchronisation temporelle : la différence de temps entre les mesures CALIOP (temps de survol 11h05 UT) et les mesures aéroportées

(~10h05 UT) dans cette zone d'étude est d'environ une heure. La figure IV.20 représente le profil de rétrodiffusion du lidar LNG embarqué sur l'ATR-42 qui a réalisé des mesures nécessairement synchronisées avec les observations in situ. On remarque sur cette figure que LNG détecte quelques fragments nuageux dans la région autour de 69°N, à environ 5500 m d'altitude, fragments qui ne sont plus présents dans cette région au moment du passage de CALIPSO (cf. figure IV.19.a).

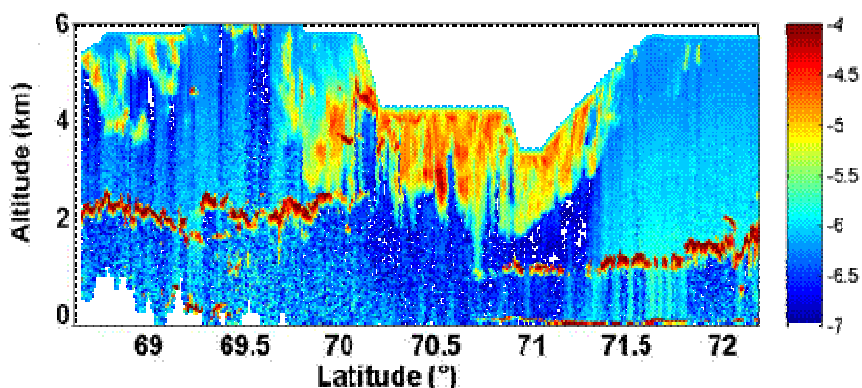


Figure IV. 20: Profil de rétrodiffusion atténuée (échelle logarithmique) observé par le lidar LNG à bord de l'ATR-42 le 1er Avril 2008 entre 10h05 et 11h00 UT.

La comparaison directe des extinctions CALIOP et in situ (NP) est représentée sur les figures IV.21.a et b. La figure IV.21.a représente cette comparaison pour tous les points entre 69 et 71.5°N, alors que sur la figure IV.21.b, les régions autour de 69°N et 70.5°N, décrites ci-dessus en (i) et (ii), où l'on a analysé les différences observées, ne sont pas prises en compte.

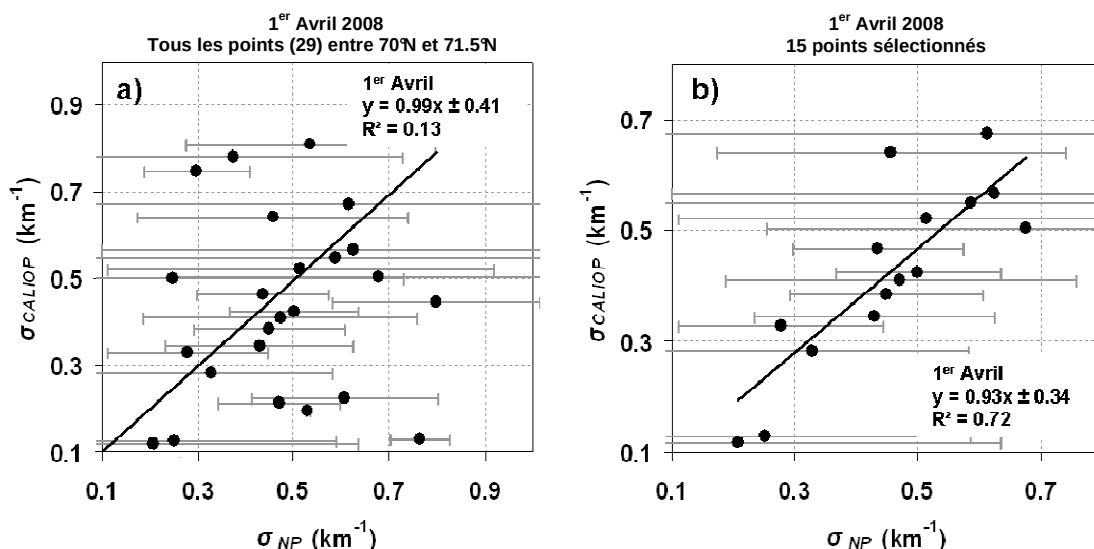


Figure IV.21: Comparaison des coefficients d'extinction CALIOP et in situ du NP dans le Nimbostratus glacé observé le 1er Avril 2008. Les écarts types sur les mesures in situ (moyennés sur environ 25 secondes pour avoir la même résolution que les données CALIOP) sont représentés par les barres grises.

Dans les deux cas, on note un bon accord entre l'extinction CALIOP et NP, avec des pentes de 0.99 et 0.93 respectivement. Par contre, on note sur la figure IV.21.a que les points sont très dispersés ($R^2=0.13$), alors que si l'on s'affranchit des deux régions où la comparaison n'est pas fiable, le facteur de corrélation est bien meilleur ($R^2=0.73$ sur la figure IV.21.b). Cette dernière remarque traduit toute l'importance de la collocalisation des observations pour de tels travaux de validation.

IV.3.2. Stratocumulus en phase mixte : cas du 9 Avril 2007 (ASTAR)

Le cas d'étude choisi est la situation du 9 Avril 2007 qui présente un stratocumulus de couche limite en phase mixte observé à l'Ouest du Svalbard au-dessus de la mer du Groenland. La figure IV.22 représente le champ nuageux observé par l'instrument MODIS, à bord du satellite AQUA.

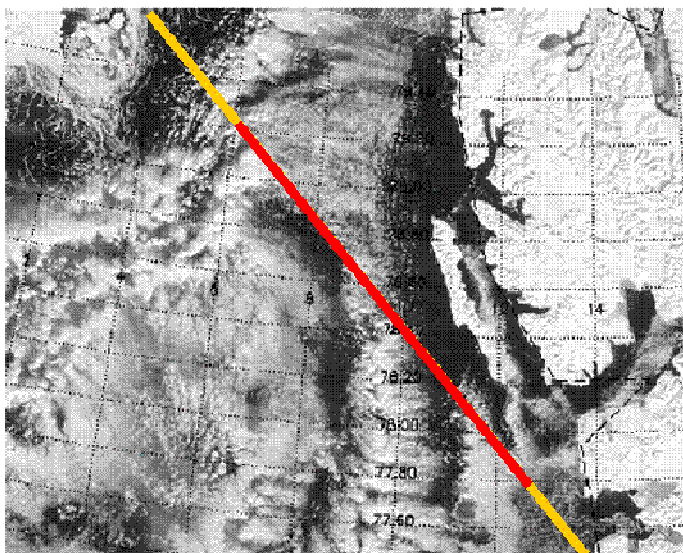


Figure IV.22: Champs nuageux observé par MODIS à bord du satellite AQUA à le 9 Avril 2007. La trajectoire de CALIPSO (temps de survol: 10h06 UT) est représentée en jaune et celle des observations avions en rouge.

La figure IV.23.a montre le profil de rétrodiffusion à 532 nm mesuré par CALIOP entre 78.2 et 79.2 °N. La trajectoire de l'avion Polar-2 est représentée en trait noir. On voit clairement sur cette figure que CALIOP présente des coefficients de rétrodiffusion atténuée

élevés (jusqu'à $0.2 \text{ km}^{-1} \text{ sr}^{-1}$) et que le faisceau est complètement atténué dans certaines régions : entre 78.9 et 79.15 °N, entre 78.55 et 78.7 °N et à 78.4 °N principalement.

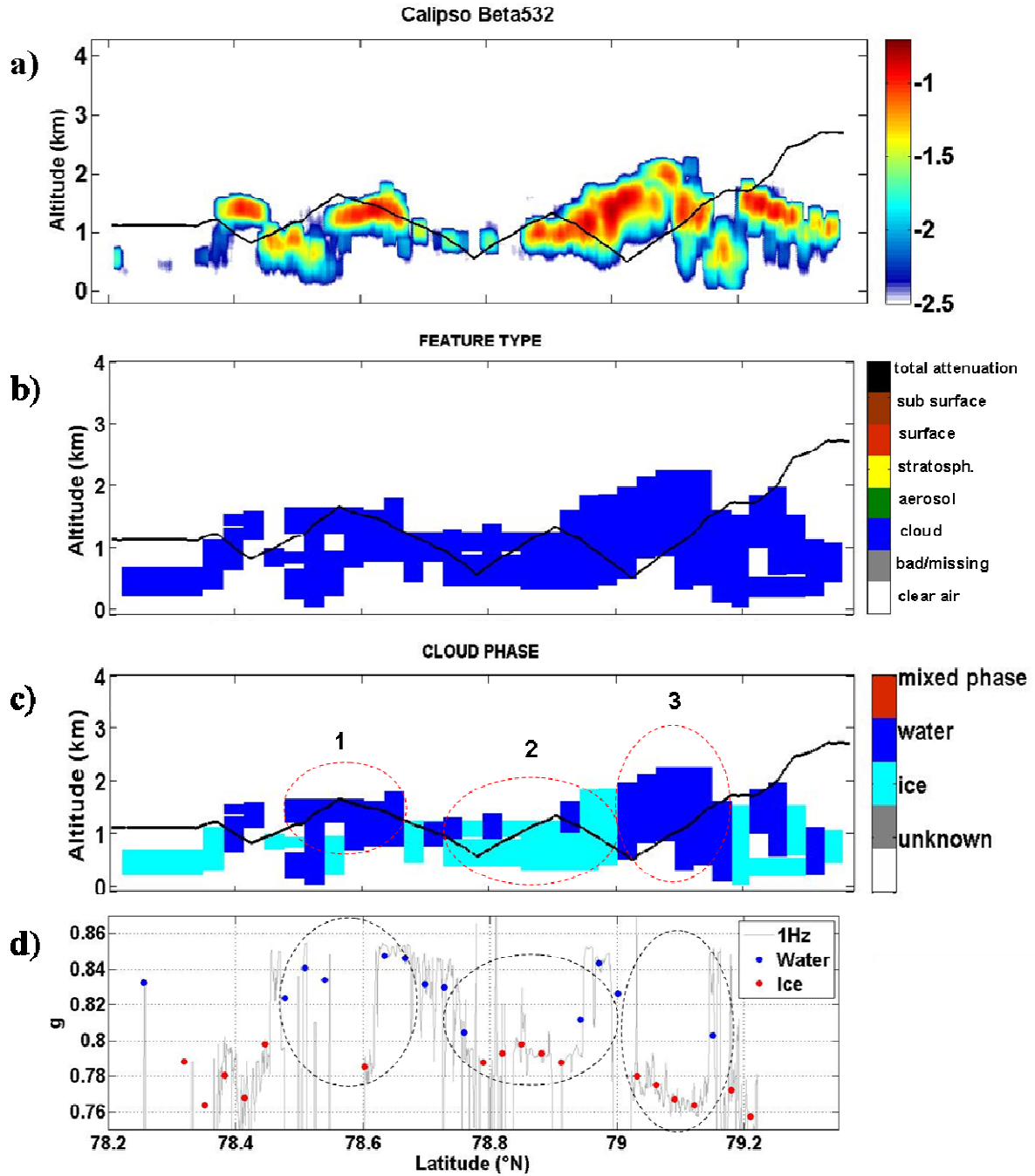


Figure IV.23: (a): profil de rétrodiffusion de CALIOP; (b): détermination des pixels nuageux; (c): détermination de la phase thermodynamique; et (d): facteur d'asymétrie dérivé des mesures du NP avec en gris les valeurs à 1Hz, les points colorés représentent les valeurs de g moyennées à la même résolution que les données CALIOP (en rouge pour la glace ($g < 0.8$) et en bleu pour l'eau ($g > 0.8$)). La trajectoire de l'avion est représentée en noir.

Nous allons maintenant nous intéresser aux étapes intermédiaires du traitement CALIPSO (détermination de la phase thermodynamique, du rapport lidar et du coefficient d'extinction) afin d'étudier les résultats des algorithmes de CALIOP dans le cas d'un nuage en phase mixte.

IV.3.2.1. Identification des scènes nuageuses

La classification nuages/aérosols est représentée sur la figure IV.23.b. On remarque que CALIOP identifie bien tout le signal rétrodiffusé comme un nuage. Cependant, comme on peut le remarquer également sur le signal rétrodiffusé (figure IV.23.a), le nuage n'est pas détecté dans toute sa profondeur, puisque quasiment aucun pixel n'est présent entre le sol et environ 250 m d'altitude en moyenne.

IV.3.2.2. Identification de la phase thermodynamique du nuage

Une fois les zones nuageuses détectées, il convient de déterminer la phase des pixels nuageux. La figure IV.23.c représente la phase thermodynamique des pixels déterminée par CALIOP. Sur la trajectoire de l'avion, on note que CALIOP identifie deux phases liquides (régions 1 et 2 respectivement de 78.5 à 78.65 °N et de 79 à 79.2 °N) et une phase glace (région 3 de 78.75 à 79 °N). Les régions 1, 2 et 3 sont représentées par les cercles en pointillés sur les figures IV.23.c et d. On remarque par ailleurs qu'aucun pixel n'est détecté comme « phase mixte ».

Afin de valider la détection des phases thermodynamiques du nuage, on a représenté sur la figure IV.23.d le paramètre d'asymétrie (g) déterminé par le Néphélomètre Polaire en fonction de la latitude pour le segment de vol synchronisé avec CALIPSO. Cette mesure nous donne l'information in situ de la phase du nuage (nous rappelons que des valeurs de g supérieures à 0.8 caractérisent la phase liquide et des valeurs inférieures à 0.8 la phase glace). Les valeurs moyennes de g pour ces trois zones sont résumées dans le tableau IV.5.

région	phase CALIOP	Température CALIOP (°C)	Rapport lidar CALIOP moyen (sr)	g	σ_{NP} (km ⁻¹)	σ_{CALIOP} (km ⁻¹)
L1	liquide	-18.9	12.5	0.826	4.35	0.32
L2	liquide	-17.2	8.4	0.778	6.85	1.14
G1	glace	-15.6	19.5	0.796	1.32	1.13

Tableau IV.5: Phase thermodynamique et valeurs moyennes de la température et du rapport lidar déterminées par CALIOP, valeurs moyennes du facteur d'asymétrie g (NP) et du coefficient d'extinction (σ) CALIOP et in situ pour les trois zones identifiées sur la figure IV.23.c.

D'autre part, nous avons vu au § IV.1.2.3 que les algorithmes de CALIOP utilisent le rapport de dépolarisation et la température pour discriminer la phase thermodynamique. La température moyenne de chacune des régions 1, 2 et 3 est reportée dans le tableau IV.5 et le profil du rapport de dépolarisation est représenté sur la figure IV.24.

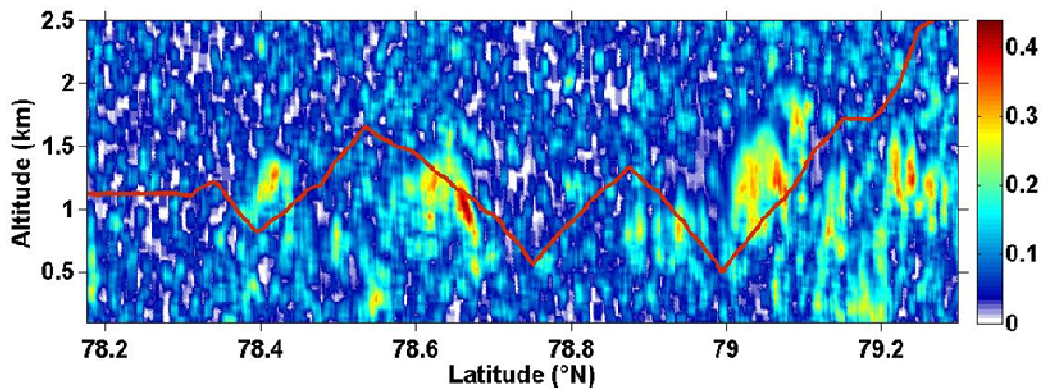


Figure IV. 24: Profil du rapport de dépolarisation CALIOP pour la situation du 9 Avril 2007. La trajectoire de l'avion est représentée en rouge.

Concernant la région 1, le facteur d'asymétrie présente une valeur moyenne de 0.826, ce qui confirme que CALIOP a détecté correctement la phase liquide de cette région. Le rapport de dépolarisation présente effectivement des valeurs faibles (<15% sur la figure IV.24).

Les mesures in situ indiquent en revanche que la région 2, détectée comme liquide par CALIOP, est dominée par la phase glace d'après les mesures in situ (figure IV.23.d), avec un facteur d'asymétrie moyen de 0.778 (tableau IV.5). Cette différence peut s'expliquer par le fait que le faisceau laser du lidar est complètement atténué dans cette région, le rapport de dépolarisation, qui présente pourtant des valeurs jusqu'à plus de 30% (la figure IV.24), ne joue alors plus son rôle de discriminant. Enfin, les mesures in situ détectent la présence de la phase glace dans la région 3 ($g=0.796$). Ce résultat est en bon accord avec ceux de CALIOP :

le rapport de dépolarisation est d'environ $\sim 30\%$ (à 78.85°N sur la figure IV.24) et correspond à une phase glace. Mise à part dans les zones (région 2) où le faisceau est complètement atténué, nous avons vu que la détermination de la phase du nuage est globalement en accord avec les observations in situ, compte tenu de la différence de résolution entre les deux systèmes de mesures.

Cependant, les phases liquide et glace observées par le NP sont discriminées par le facteur d'asymétrie g d'un point de vue optique, c'est-à-dire que les gouttes d'eau surfondues dominent une phase dite « liquide », alors que les cristaux de glace domineront une phase dite « glace ». Il n'est donc pas exclu, bien au contraire, que des gouttes d'eau soient présentes dans la phase glace, et vice-versa (Ehrlich et al., 2008).

IV.3.2.3. Rapport lidar et diffusion multiple

Le profil du rapport lidar de CALIOP est représenté sur la figure IV.25.a. On remarque tout d'abord que les valeurs du rapport lidar, comprises entre 4 et 25 sr sont très différentes des valeurs initiales attribuées dans le traitement de CALIOP ($S_p=25$ sr pour la phase glace et $S_p=18$ sr pour la phase liquide, cf. §IV.1.2.3), preuve que le rapport lidar est modifié pour que la méthode linéaire itérative converge vers une solution et détermine un coefficient d'extinction.

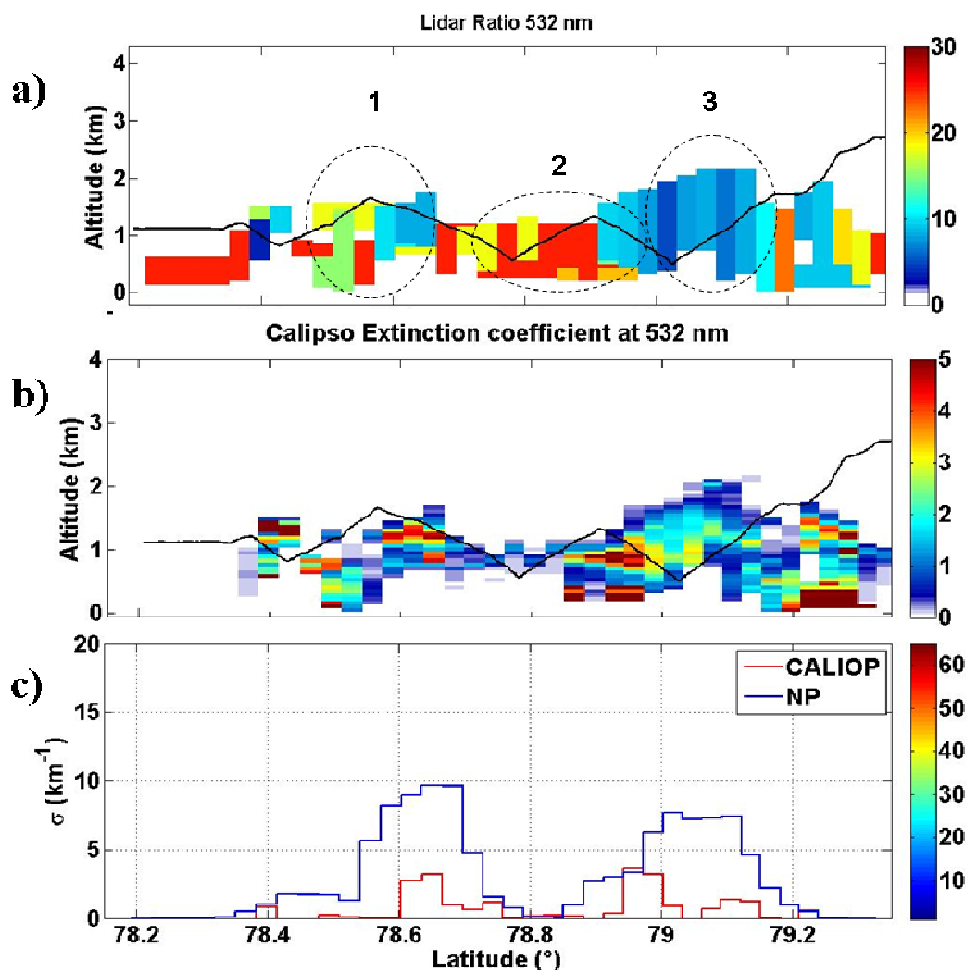


Figure IV. 25: (a): profil du rapport lidar déterminé par CALIOP; (b): profil du coefficient d'extinction déterminé par CALIOP et (c): coefficients d'extinction CALIOP (rouge) et in situ NP (bleu) le long de la trace de l'avion. La trajectoire de l'avion est représentée en noir. Les régions 1, 2 et 3 sont représentées par les cercles en pointillés.

Le rapport lidar de la région 3 est compris entre 18 et 25 sr dans la zone de 78.75 à 78.9° N. Dans la zone de 78.9 à 79°N, des valeurs beaucoup plus faibles (entre 7.7 et 9.5 sr) lui sont attribuées. Ces valeurs faibles seraient d'ailleurs plutôt similaires à une phase liquide ce qui serait en accord avec les mesures in situ qui montrent un facteur d'asymétrie autour de 0.83 dans cette zone (cf. figure IV.23.d). En ce qui concerne les régions 1 et 2 identifiées comme liquides par CALIOP, les valeurs du rapport lidar sont comprises entre 4.7 et 18, avec en particulier les valeurs les plus faibles observées dans la région 2.

Autre paramètre important dans l'inversion des mesures lidar, le facteur de diffusion multiple présente des valeurs de 0.6 pour les pixels identifiés en phase glace, conformément à la méthode de traitement CALIOP (cf. §IV.1.2.3). Dans les zones liquides par contre, le

facteur de diffusion multiple est égal à 1. Cette valeur semble a priori irréaliste au vu des phénomènes de diffusion qui existent en présence de gouttelettes d'eau.

IV.3.2.4. Conséquences sur le coefficient d'extinction restitué

Les figures IV.25.b et c représentent le profil d'extinction de CALIOP à 532 nm et la comparaison entre le coefficient d'extinction in situ (d'après les mesures du NP, en bleu) et celui restitué par les algorithmes de CALIOP le long de la trace de l'avion (en rouge) en fonction de la latitude. Les valeurs moyennes des extinctions CALIOP et in situ dans les trois régions sont reportées dans le tableau IV.5. On note dans les régions 1 et 2 des valeurs d'extinctions CALIOP beaucoup plus faibles que celles déduites des mesures in situ (4.35 et 6.85 km⁻¹ pour le NP contre 0.32 et 1.14 km⁻¹ pour CALIOP pour les régions 1 et 2 respectivement). Plusieurs raisons peuvent expliquer ces différences:

- (i) L'atténuation totale du faisceau laser par les couches liquides du nuage (région 2 par exemple) fausse l'identification de la phase thermodynamique.
- (ii) Cette phase thermodynamique mal identifiée, induit des valeurs du rapport lidar non appropriées. La phase thermodynamique de la région 2 par exemple, est identifiée comme liquide, avec un rapport lidar entre 5 et 10 sr. Or, nous avons vu que cette région est dominée par la phase glace, qui connaît des rapports lidar plus élevé (~25 sr, Sassen et Comstock, 2001)
- (iii) Aucune couche n'est identifiée comme phase mixte.

Dans la zone 3, cette différence est beaucoup moins marquée, et les valeurs sont du même ordre de grandeur (1.32 km⁻¹ pour le NP contre 1.13 km⁻¹ pour CALIOP).

IV.4. Conclusions

Notre stratégie expérimentale mise en œuvre au cours des campagnes ASTAR, POLARCAT et CIRCLE-2 a permis d'obtenir des observations quasi-colocalisées entre les moyens de télédétection spatiale de CALIPSO et les moyens aéroportés (mesures in situ et LNG). Les mesures collectées au cours de 6 vols expérimentaux ont été utilisées afin de procéder à la validation des produits du lidar CALIOP (niveau 2, version 2.01). Ces vols s'adressent à 4 cas de cirrus aux latitudes tempérées (CIRCLE-2), 1 cas de nimbostratus en région Arctique (POLARCAT) et 1 cas de stratocumulus en phase mixte en région Arctique (ASTAR).

Concernant les cirrus aux latitudes tempérées, nos résultats montrent que les comparaisons entre CALIOP et les mesures in situ (en termes de coefficient d'extinction) se révèlent soit en très bon accord soit avec des différences significatives.

Les situations qui révèlent un très bon accord sont paradoxalement synoptiquement très différentes : l'une correspond à un cirrus optiquement fin d'origine frontale alors que l'autre s'adresse à un cirrus issu de convection profonde (enclume). Cependant ces deux situations ont en commun des caractéristiques microphysiques assez similaires (cristaux de glace de petite dimension, i.e. $D_{\max} \sim 300 - 350 \mu\text{m}$ avec des formes dominées par des types Bullet - Rosettes) et avec des températures du même ordre de grandeur (autour de -52°C). Pour ces situations, nos résultats valident pour la première fois les hypothèses prises en compte dans les algorithmes d'inversion du lidar CALIOP en particulier au niveau des valeurs du rapport Lidar et du coefficient de diffusion multiple (25 sr et 0.6 respectivement).

La surestimation systématique et importante de l'extinction CALIOP comparée aux observations in situ dans un cirrus frontal entre -56°C et -59°C est spectaculairement bien expliquée par l'occurrence importante de cristaux de glace en forme de plaques hexagonales. Ces cristaux ont une orientation horizontale préférentielle qui induit une réflexion spéculaire importante sur le signal de rétrodiffusion de CALIOP (avec une orientation au nadir). Cette observation est parfaitement corroborée avec d'une part, les observations simultanées de LNG et d'autre part, par l'interprétation des résultats du diagramme de la rétrodiffusion atténuée intégrée (γ') en fonction de la dépolarisation (δ) de CALIOP.

Dans le cirrus dense issu de convection profonde, l'extinction CALIOP est systématiquement inférieure à l'observation in situ quelque soient les instruments utilisés (PN et FSSP+CPI). Une explication pourrait être la contamination des mesures in situ par les effets de fragmentation de grosses particules sur les bords des tubes d'échantillonnage qui se

traduisent par une surestimation du coefficient d'extinction. Cette hypothèse d'un effet de fragmentation similaire sur chaque sonde serait fortuite (les sondes ont des prises d'air de diamètre différents) mais c'est la seule plausible pour expliquer la surestimation de 38 % de l'extinction NP comparée à celle de CALIOP.

Tout comme dans les cirrus aux latitudes moyennes, les résultats obtenus dans le nimbostratus (nuage glacé) en région Arctique montrent un bon accord entre l'extinction CALIOP et in situ. Ce cas d'étude a aussi permis de mettre en évidence l'importance de la précision de la collocalisation sur le résultat des comparaisons.

Quant à la situation du stratocumulus en phase mixte en région Arctique, nos résultats montrent que les zones nuageuses en phase liquide sont optiquement denses et peuvent atténuer totalement le faisceau laser du lidar. Ceci conduit à une sous-estimation systématique du coefficient d'extinction restitué. La détermination de la phase thermodynamique, étape essentielle pour ce type de situation, ainsi que le rapport lidar et le facteur de diffusion multiple ont été examinés. De manière générale, la validation CALIPSO reste très délicate pour de telles situations.

Chapitre V

Validation CloudSat: méthode et résultats

Dans ce chapitre, nous présentons les résultats de validation des produits d'inversion CloudSat à partir des mesures in situ aéroportées acquises dans des nuages en phase mixte et en cirrus au cours des campagnes ASTAR, POLARCAT et CIRCLE-2.

Nous adopterons un plan similaire à celui consacré à la validation CALIPSO avec dans un premier temps la description des caractéristiques du radar CPR de CloudSat et de la méthode d'inversion pour la détermination des paramètres physiques qui sont à valider (réflectivité radar, paramètres nuageux, etc...). On souligne que la méthode de synchronisation et de collocalisation entre les mesures aéroportées et les observations satellitales est identique à celle utilisée pour la validation CALIPSO.

Une partie importante de ce chapitre sera consacrée à la description et à l'interprétation des résultats de validation du radar CPR de CloudSat au moyen des mesures in situ. Ces résultats sont présentés dans un premier temps en termes de facteur de réflectivité et appliqués aux nuages en phase mixte et en cirrus. Les paramètres microphysiques restitués par les algorithmes de CloudSat seront ensuite confrontés aux mesures in situ pour ces deux types de nuage. Nous proposerons enfin des paramétrisations des paramètres microphysiques en fonction du facteur de réflectivité et de la température.

V.1. CloudSat et les produits nuages

V.1.1. La mission CloudSat

La variabilité et la distribution des nuages dans l'atmosphère est très large. Certains types de nuages, comme les cirrus, sont optiquement fins, voir même transparents, et sont très bien détectés par les lidars, comme nous l'avons vu avec CALIOP dans la partie précédente. Cependant, des nuages plus épais ou précipitants, atténuent complètement le faisceau laser d'un lidar ($\lambda = 532 - 1064$ nm), et rendent très difficile leur observation (cf. §IV.3.2). Avec une longueur d'onde de l'ordre du millimètre ou du centimètre, donc beaucoup plus grande (3.2 mm pour un radar 94 GHz par exemple), les radars ont la capacité d'observer ces nuages épais et précipitants, rendant ainsi possible leur observation sur toute la colonne atmosphérique.

La mission CloudSat de la NASA (Stephens et al., 2002) a été choisie pour fournir les observations nécessaires sur la distribution, la structure et les propriétés microphysiques et optiques des nuages épais et précipitants pour la première fois à partir d'un radar embarqué sur satellite afin de réduire les incertitudes des MCG. Le satellite CloudSat a été mis en orbite le 28 Avril 2006 et fait partie, nous l'avons vu, de l'A-Train à côté du satellite CALIPSO avec une séparation sous la trace de 12,5 secondes.

V.1.2. Le radar de CloudSat. Méthode de traitement

V.1.2.1. Le radar profileur de nuages de CloudSat

Le satellite CloudSat (figure V.1) est la première plateforme spatiale avec à son bord un radar de longueur d'onde millimétrique (fréquence de 94 GHz, soit une longueur d'onde

de 3.19 mm) : le radar profileur de nuages (Cloud Profiling Radar, noté CPR par la suite). Cette fréquence de 94 GHz correspond au meilleur compromis entre l'exigence d'une sensibilité suffisante pour la détection de tous types de nuages et de précipitations et les contraintes techniques exigées par un instrument embarqué sur satellite.

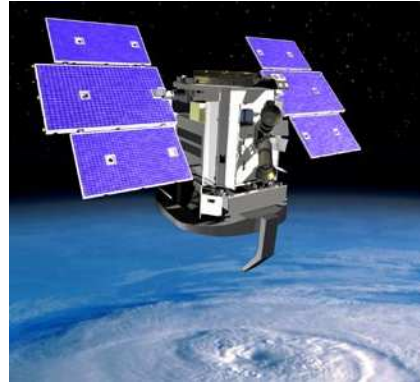


Figure V.1: Le satellite CloudSat.

Ce radar profileur de nuages mesure la puissance rétrodiffusée par les nuages en fonction de la distance au radar (Stephens et al, 2002). A la différence des radars centimétriques communément utilisés pour détecter les précipitations, le radar de CloudSat est beaucoup plus sensible aux particules nuageuses et va permettre de détecter des particules liquides et solides beaucoup plus petites qui constituent la masse des nuages. Il va fournir pour la première fois des profils verticaux des nuages en continu avec une couverture mondiale, et pour une durée de plus de trois ans. Un tel jeu de données fourni par le CPR embarqué sur satellite présente ainsi une grande importance dans la restitution des propriétés nuageuses, améliorant ainsi les paramétrisations des MCG (Brown et al., 1995) et l'étude des propriétés des nuages et des précipitations à l'échelle globale.

Le CPR de CloudSat a été développé par les agences spatiales américaine (NASA/JPL) et canadienne (CSA). La conception du CPR est basée sur tous les principes déjà très bien connus des radars météorologiques déjà en opération au sol ou sur avion. Le CPR a une sensibilité qui lui permet de détecter les nuages à partir d'un facteur de réflectivité de -28 dBZ environ, avec une précision de 1.5 dBZ. Sa résolution horizontale est d'environ 2.5 km le long de sa trajectoire et sa résolution verticale de 240 m répartie en 125 pixels, couvrant ainsi une gamme de 0 à 30 km d'altitude.

V.1.2.2. Méthode de traitement des mesures de CloudSat

V.1.2.2.1. Réflectivité radar

Le signal mesuré par le radar CPR de CloudSat est fonction des cibles rencontrées (ciel clair, aérosols ou nuages) et s'écrit de la façon suivante, d'après l'équation radar classique (Meneghini and Kozu, 1990) :

$$P(r) = \frac{P_t \lambda^2 G^2 \Delta \Omega \eta}{(4\pi)^3 r^2} \quad (\text{Equation V.1})$$

où :

$P(r)$ est le signal mesuré et P_t le signal émis par l'antenne.

La longueur d'onde du faisceau λ (~ 3.19 mm), le gain de l'antenne G , Ω et le temps d'impulsion intégré Δ sont des constantes liées à l'antenne utilisée.

r est la distance entre la cible et le radar, et η représente la section efficace de rétrodiffusion par unité de volume, plus communément appelée réflectivité.

L'équation ci-dessus peut s'écrire sous la forme :

$$\eta = \frac{P(r)}{P_t} C r^2 \quad (\text{Equation V.2})$$

avec $C = \frac{(4\pi)^3}{\lambda^2 G^2 \Delta \Omega}$ la constante de calibrage du radar qui est entièrement connue avant le lancement du satellite grâce à des mesures en laboratoire. Le rang r est calculé à partir du temps de réponse de l'impulsion radar et le rapport $\frac{P(r)}{P_t}$ est déterminé à partir de la puissance reçue par l'antenne réceptrice. Le radar est donc capable de calculer la réflectivité η puisque les valeurs de $P(r)$, P_t , C et r sont connues.

La réflectivité peut ensuite être convertie en facteur de réflectivité radar équivalente Z_{eq} qui s'écrit:

$$Z_{eq} = \frac{\lambda^4 \eta}{\pi^5 |K_w|^2} 10^{18} \text{ en } mm^6 m^{-3} \quad \text{(Equation V.3)}$$

$|K_w|^2$ est la constante diélectrique de l'eau à 94 GHz et 10°C et est égale à 0.75 (cf. § III.2.3.1).

Cette réflectivité est dite « équivalente » car on fait l'hypothèse que le volume échantillonné par le radar est constitué uniquement de particules d'eau liquide. En présence de particules de glace, on normalise ainsi la puissance reçue par la constante diélectrique de l'eau à la longueur d'onde considérée (Atlas et al., 1995).

V.1.2.2.2. Produits nuages: Méthode d'inversion CloudSat

Dans ce chapitre, nous allons décrire les étapes principales de l'algorithme d'inversion des produits nuages de CloudSat : *IWC*, *LWC*, *coefficient d'extinction*, *tailles effectives* et *spectres dimensionnels* des particules.

D'après Austin (2007), les inversions sont réalisées pour la glace et pour l'eau séparément, puis combinées pour obtenir un profil « composite ». L'hypothèse que le profil radar est constitué uniquement d'une seule phase thermodynamique est donc adoptée. Pour chaque profil, l'algorithme CloudSat réalise donc deux inversions : une pour chaque phase thermodynamique (liquide et glace) des hydrométéores, c'est à dire que le profil radar correspond en entier soit à de l'eau liquide, soit à de la glace, mais pas les deux. Les résultats des profils séparés « liquide » et « glace » sont ensuite combinés en utilisant un schéma simple basé sur la température.

Ces algorithmes de restitution des propriétés des particules sont complètement décrits dans Austin et Stephens (2001) pour la phase liquide et dans Benedetti et al. (2003) pour la phase glace. Nous proposons dans ce chapitre un bref rappel des étapes de l'algorithme d'inversion CloudSat, qui sont les suivantes:

- L'algorithme examine tout d'abord le masque « nuage » de CloudSat pour déterminer les pixels nuageux de la colonne et détermine ensuite la validité de ces pixels.

- Il fixe des valeurs *a priori* aux paramètres des distributions dimensionnelles des gouttes et cristaux dans chaque pixel. Ces valeurs *a priori* sont basées sur la climatologie, la température, etc....
- Il calcule un facteur de réflectivité radar théorique.
- Il ajuste les valeurs *a priori* des distributions dimensionnelles pour que Z théorique corresponde à Z mesuré.
- La restitution des rayons effectifs, de LWC, IWC à partir des distributions dimensionnelles ajustées pour l'eau et la glace est réalisée.
- Un profil « composite » regroupant les propriétés des particules liquides et solides est créé.

a) Pixels nuageux et validité

L'algorithme SEM (Significant Echo Mask, Mace, 2007) réalise la première étape du traitement. A partir d'une approche développée par Clothiaux et al. (1995; 2000), il s'agit d'identifier les pixels nuageux « significatifs », c'est-à-dire ceux qui contiennent les hydrométéores, et de minimiser les erreurs de détection lorsque le signal rétrodiffusé est proche du seuil minimum de détection du CPR de CloudSat (~ -28 dBZ). La continuité horizontale et verticale des pixels nuageux à la résolution de CloudSat est également prise en compte dans l'algorithme SEM.

Une intercomparaison avec le masque nuage de MODIS (Ackerman et al., 1998) est ensuite réalisée, puisque le spectroradiomètre MODIS, embarqué sur le satellite AQUA devance de seulement quelques secondes environ CloudSat dans l'A-Train, et réalise donc des mesures concomitantes. Le masque « nuage » de MODIS est ajouté à l'algorithme SEM et est utilisé pour confirmer ou non les résultats du masque nuage de CloudSat. Le tableau V.1 résume les valeurs du masque nuage de CloudSat disponible dans les données de niveau 2B.

Par ailleurs, une des principales difficultés concerne les échos de surface qui contaminent de façon significative la sensibilité du radar dans les niveaux proches de la surface. La figure V.2 montre une estimation de la puissance radar rétrodiffusée (en dBZ) en conditions de ciel clair en fonction du niveau au-dessus de la surface (la surface correspond au niveau 0). On remarque très bien sur cette figure la contamination de surface, avec des valeurs de réflectivité significatives dans les premiers niveaux au-dessus de la surface. Ainsi, lorsque l'algorithme de CloudSat détecte un pixel nuageux dont la réflectivité est en-dessous de la valeur attendue en ciel clair, alors la discrimination entre réel pixel nuageux et contamination

de surface est impossible à réaliser et une valeur de 5 sera attribuée au masque nuage (cf. tableau V.1).

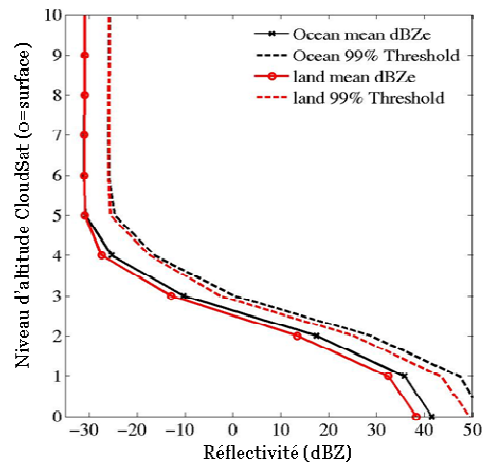


Figure V..2: Estimation de la puissance radar rétrodiffusée (en dBZ) en conditions de ciel clair en fonction du niveau au-dessus du sol (courbes rouges) et de la mer (courbes noires), d'après Mace, 2007. La surface correspond au niveau 0.

Valeur du masque	Interprétation	% de fausses détections
-9	Mauvaise donnée ou donnée manquante	
5	Signal significatif, mais ressemblant à un écho de surface	
6-10	Très faible écho (détecté en moyennant le signal le long de la trace)	< 50 %
20	Faible écho (artéfact possible)	< 16 %
30	Bon écho	< 2 %
40	Fort écho	< 0.2 %

Tableau V.1: Description des valeurs du masque « nuage » de CloudSat et taux de fausses détections en pourcentage, d'après Mace (2007).

Pour la suite de ce travail de validation CloudSat, afin de réduire les erreurs lors des comparaisons avec les mesures in situ, nous considérerons uniquement les pixels de CloudSat avec une valeur du masque nuage associée supérieure ou égale à 30, qui correspond à des échos fiables et minimise le taux de fausses détections à 2 % (cf. tableau V.1). Les forts échos mesurés dans les premiers niveaux (cf. figure V.2), dus à une contamination de surface (valeur 5 du masque nuage) ne seront donc pas pris en compte.

b) Valeurs a priori

Une fois cette première étape d'identification réalisée, l'algorithme d'inversion (Austin, 2007) utilise des valeurs *a priori* pour estimer les paramètres des distributions

dimensionnelles de chaque pixel nuageux détecté. Ces valeurs *a priori* sont déterminées à partir de bases de données microphysiques (Miles et al., 2000; Liu et Illingworth, 2000) et sont choisies en fonction de la situation géographique et du type de nuage (déterminé par les algorithmes de CloudSat et disponible dans les produits 2B-CLDCLASS, Wang et Sassen, 2007).

Pour chaque pixel, le modèle d'inversion considère une distribution dimensionnelle $N(r)$ des particules de loi log-normale, soit:

$$N(r_w) = \frac{N_T}{\sqrt{2\pi}\sigma_{\log} r_w} \exp\left[\frac{-\ln^2\left(\frac{r_w}{r_{w,g}}\right)}{2\sigma_{\log}^2}\right] \quad N(r_i) = \frac{N_T}{\sqrt{2\pi}\sigma_{\log} r_i} \exp\left[\frac{-\ln^2\left(\frac{r_i}{r_{i,g}}\right)}{2\sigma_{\log}^2}\right]$$

(Equations V.4)

avec les indices w et i pour l'eau et la glace respectivement.

N_T : nombre de gouttes/cristaux

$r_{w,i}$: rayon des gouttes ou cristaux

$$\ln r_{w/i,g} = \overline{\ln r_{w,i}} \quad \textbf{(Equation V.5)}$$

$$\sigma_{\log} = \ln \sigma_g \quad \textbf{(Equation V.6)}$$

$$\sigma_g^2 = \overline{(\ln r - \ln r_g)^2} \quad \textbf{(Equation V.7)}$$

$r_{w/i,g}$: rayon géométrique moyen,

$\sigma_{\log}$: largeur de la distribution,

σ_g : écart type géométrique

Chaque distribution dimensionnelle est donc définie par les trois paramètres : N_T , $r_{w,i}$ et $\sigma_{\log}$. A partir de ces distributions dimensionnelles, les propriétés des gouttes et cristaux s'écrivent :

Contenus en eau et en glace:

$$LWC = \int_0^\infty \rho_w N(r_w) \frac{4}{3} \pi r_w^3 dr \quad IWC = \int_0^\infty \rho_i N(r_i) \frac{4}{3} \pi r_i^3 dr$$

(Equations V.8)

avec ρ_w et ρ_i les masses volumiques respectives de l'eau et de la glace pure.

Rayon effectif des particules:

$$r_{e,w} = \frac{\int_0^{\infty} N(r_w) \pi r_w^3 dr}{\int_0^{\infty} N(r_w) \pi r_w^2 dr} \quad r_{e,i} = \frac{\int_0^{\infty} N(r_i) \pi r_i^3 dr}{\int_0^{\infty} N(r_i) \pi r_i^2 dr}$$

(Equations V.9)

Coefficient d'extinction:

Avec l'hypothèse que les particules sont suffisamment larges leur efficacité d'extinction a une valeur égale à 2 aux longueurs d'onde visibles, le coefficient d'extinction des particules dans le visible s'écrit :

$$\sigma_{ext,w} = 2 \int_0^{\infty} N(r_w) \pi r_w^2 dr \quad \sigma_{ext,i} = 2 \int_0^{\infty} N(r_i) \pi r_i^2 dr$$

(Equations V.10)

c) Détermination d'un facteur de réflectivité théorique

A partir des définitions des distributions dimensionnelles (cf. équations V.4.a et V.4.b), les algorithmes de CloudSat calculent un facteur de réflectivité théorique. Pour les nuages liquides peu précipitants (ou avec peu de « drizzle ») et pour les nuages de glace fins, les gouttes nuageuses et les cristaux de glace sont considérés assez petits pour être modélisés par la diffusion de Rayleigh à la longueur d'onde de CloudSat. Cette hypothèse donne les définitions du facteur de réflectivité radar Z pour l'eau et la glace:

$$Z_{Ray,w} = 64 \int_0^{\infty} N(r_w) r_w^6 dr_w \quad Z_{Ray,i} = 64 \int_0^{\infty} N(r_i) r_i^6 dr_i$$

(Equations V.11)

A partir des équations V.11.a et b, et V.4.a et b, la réflectivité radar peut s'écrire directement en fonction des paramètres des distributions dimensionnelles :

$$Z_w = 64N_T r_{w,g}^6 \exp(18\sigma_{\log}^2) \quad \text{et} \quad Z_{Ray,i} = 64N_T r_{w,g}^6 \exp(18\sigma_{\log}^2)$$

(Equations V.12)

Cependant, dans le cas des particules plus grandes et/ou précipitantes, l'approximation de Rayleigh n'est plus valide et il faudra tenir compte des effets de Mie. Dans le cas de la glace, les algorithmes de CloudSat utilisent le terme f_{Mie} , qui représente le rapport $\frac{Z_{Mie}}{Z_{Ray}}$ en fonction des paramètres r_i et $\sigma_{\log}$ de la distribution dimensionnelle des cristaux de glace pour corriger la réflectivité des effets de Mie :

$$Z_i = Z_{Ray,i} \times f_{Mie}(r_{i,g}, \sigma_{\log}) \quad \text{(Equation V.13)}$$

Enfin, le facteur de réflectivité radar équivalent est défini comme la réflectivité normalisée par la constante diélectrique de l'eau. Les algorithmes utilisent le facteur $\tilde{K} = 0.232$ (Stephens, 1994) dans l'équation :

$$Z_{eq} = Z_{Ray,i} \times f_{Mie}(r_{i,g}, \sigma_{\log}) \times \tilde{K} \quad \text{(Equation V.14)}$$

d) Ajustement des paramètres et détermination des propriétés nuageuses

Une fois la réflectivité radar équivalente théorique calculée, elle est comparée à celle mesurée directement par le radar de CloudSat (cf. équations V.2 et V.3). Les valeurs *a priori* des distributions dimensionnelles (N_T , $r_{w,i}$ et $\sigma_{\log}$) peuvent alors être modifiées jusqu'à ce que la réflectivité radar équivalente théorique soit consistante avec les mesures.

Finalement, une fois que les trois paramètres de la distribution dimensionnelle sont ajustés, les propriétés nuageuses sont déterminées à partir des équations V.4 à V.10, soit :

Contenus en eau et en glace:

$$LWC = \frac{4\pi}{3} N_T \rho_w r_{w,g}^3 \exp\left(\frac{9}{2} \sigma_{\log}^2\right) \quad IWC = \frac{4\pi}{3} N_T \rho_i r_{i,g}^3 \exp\left(\frac{9}{2} \sigma_{\log}^2\right)$$

(Equations V.15)

Rayon effectif des particules :

$$r_{e,w} = r_{w,g} \exp\left(\frac{5}{2} \sigma_{\log}^2\right) \quad r_{e,i} = r_{i,g} \exp\left(\frac{5}{2} \sigma_{\log}^2\right)$$

(Equations V.16)

Coefficient d'extinction:

$$\sigma_{ext,w} = 2\pi N_T r_{w,g}^2 \exp(2\sigma_{\log}^2) \quad \sigma_{ext,i} = 2\pi N_T r_{i,g}^2 \exp(2\sigma_{\log}^2)$$

(Equations V.17)

e) Profil « composite »

Comme il n'y a pas de méthode pour déterminer directement la phase thermodynamique du nuage à partir des mesures de CloudSat, l'algorithme utilise un schéma simple pour créer un profil composite regroupant les propriétés des gouttes et cristaux dans un seul profil à partir des profils séparés en phase glace et en phase liquide créés jusqu'ici.

La figure V.3 illustre le schéma basé sur la température pour restituer les propriétés des profils « composites » (CWC pour Cloud Water Content). En dessous de -20°C , le profil est considéré comme de la glace pure. Au-dessus de 0°C , il est considéré comme totalement liquide. Entre 0 et -20°C , les propriétés microphysiques sont ajustées linéairement en fonction de la température afin d'obtenir un profil de transition entre la glace à -20°C et l'eau à 0°C , tout en gardant un bon accord avec les valeurs de réflectivités.

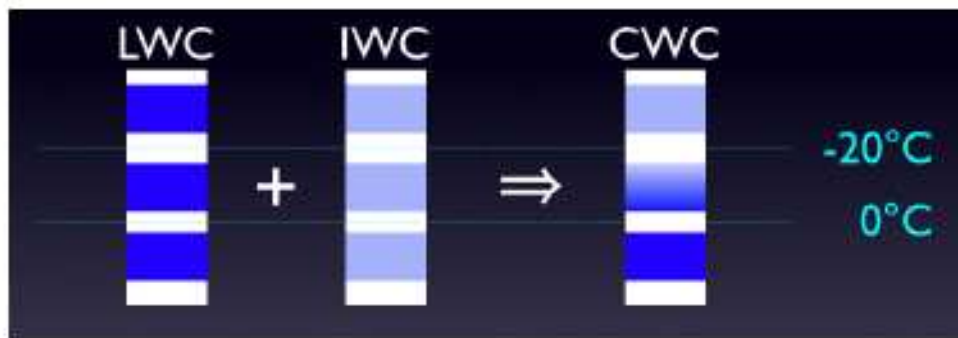


Figure V.3: Schéma utilisé par l'algorithme d'inversion des produits nuages de CloudSat pour construire les profils composites (CWC) de CloudSat qui combinent les propriétés en phase liquide (LWC) et en phase glace (IWC) en fonction de la température, d'après Austin (2007).

V.1.2.3. Données CloudSat disponibles

Dans ce chapitre nous allons tout d'abord nous intéresser au facteur de réflectivité radar, paramètre clé qui est ensuite utilisé pour restituer les propriétés microphysiques et optiques des hydrométéores. Les données CloudSat contenant le facteur de réflectivité sont les données de niveau 1B-CPR, version R_04, disponibles depuis le 10 Août 2007. Les produits nuages de CloudSat présentés dans cette thèse (IWC , LWC , R_{eff} , concentrations) sont contenus dans les fichiers de niveau 2 : 2B-CWC-RO et 2B-CWC-CVOD, version R_04, disponibles respectivement depuis le 22 Octobre 2007 et le 30 Mars 2009.

V.2. Sur la validation de CloudSat

Le tableau V.2 résume les différentes situations favorables à la validation CloudSat au cours des trois campagnes ASTAR, CIRCLE-2 et POLARCAT. Le temps de survol du satellite, le type de nuage étudié, ainsi que la différence de temps (en minutes) entre les mesures in situ et le temps de survol, et les domaines d'altitudes et de températures sont indiqués.

Campagne	Vol	Temps de survol CloudSat	Type de nuage	Δt (minutes)	Altitude (km)	Température (°C)
ASTAR 2007	7 Avril 2007	10h18	Stratocumulus de couche limite en phase mixte	-8 / +14	0.4 à 1.6	-11 à -21
	9 Avril 2007	10h06	Stratocumulus de couche limite en phase mixte	-30 / +10	0.5 à 2	-12 à -24
CIRCLE-2	23 Mai 2007	13h18	Cirrus de système convectif au Nord de l'Espagne	-6 / +9 +12 / +25	10.7 10.5	-52 -50
	26 Mai 2007	12h32	Cirrus de système convectif au-dessus de l'Allemagne	-8 / 0 +1 / +8	9.4 à 10 8.6 à 9.2	-44 à -49 -38 à -44
	1 ^{er} Avril 2008	11h05	Cirrus-Nimbostratus glacé Stratocumulus de couche limite en phase mixte	-35 / +4 +11 / +35	3.3 à 6.2 0.3 à 2.7	-18 à -47 -3 à -20
POLARCAT 2008	10 Avril 2008	10h28	Stratocumulus de couche limite en phase mixte	-8 / +40	0.2 à 2	-4 à -19

Tableau V. 2: Caractéristiques de chaque vol de validation CloudSat : temps de survol du satellite, type de nuage échantillonné, différence maximale de temps (en minutes) entre les mesures in situ et le temps de survol (Δt), domaine d'altitudes et de températures étudiés.

On dénombre au total 6 situations favorables, c'est-à-dire des nuages assez épais pour être détectés par le radar CPR. Parmi ces 6 vols, quatre stratocumulus de couche limite en phase mixte (7 et 9 Avril 2007, 1^{er} et 10 Avril 2008), un nimbostratus glacé (1^{er} Avril 2008) et deux cirrus de moyenne latitude (23 et 26 Mai 2007) ont été observés. Les situations en phase mixte couvrent un domaine d'altitude compris entre 200 m et 2.7 km, et un domaine de température de -3°C à -24°C, et les situations en phase glace (cirrus et nimbostratus), couvrent un domaine d'altitude de 3.3 km à 10.7 km et des températures de -18°C à -52°C. Nous disposons ainsi d'un jeu de données varié, représentant plus de 200 minutes de mesures in situ quasi-colocalisées avec les observations CloudSat.

Dans la suite de ce travail nous allons tout d'abord décrire en détails un cas de nuage Arctique en phase mixte (cas du 9 Avril 2007), puis un cirrus de moyenne latitude (cas du 26 Mai 2007). Pour chacune de ces deux situations, des comparaisons entre la réflectivité radar équivalente CloudSat et celle déduite des mesures in situ du CPI (cf. § III.2.4) seront tout d'abord réalisées. Un bilan des comparaisons incluant les résultats de tous les cas de validation CloudSat présentés dans le tableau V.2 sera ensuite établi. La restitution des propriétés microphysiques par les algorithmes de CloudSat sera ensuite évaluée grâce aux données in situ disponibles. Enfin, la dernière partie de ce chapitre consistera à établir des paramétrisations pour l'inversion des données CloudSat, en distinguant d'une part les nuages de type cirrus et d'autre part les nuages en phase mixte. On rappelle dans ce travail que la méthode de collocalisation des observations de CloudSat avec les mesures in situ est identique à celle décrite au § IV.1.4 pour la validation de CALIPSO.

V.2.1. Réflectivité radar équivalente

V.2.1.1. Nuage mixte de couche limite en région Arctique

Nous avons vu au chapitre précédent (§ IV.3.2) que le vol du 9 Avril 2007 (campagne ASTAR 2007) a permis d'échantillonner un nuage en phase mixte au dessus de la mer, à l'ouest de l'archipel du Svalbard (cf. figure IV.22).

La figure V.4 représente le profil vertical de réflectivité radar équivalente (en dBZ) de CloudSat (notée $Z_{CloudSat}$ dans la suite) en fonction de la latitude avec la trajectoire avion superposée en gris.

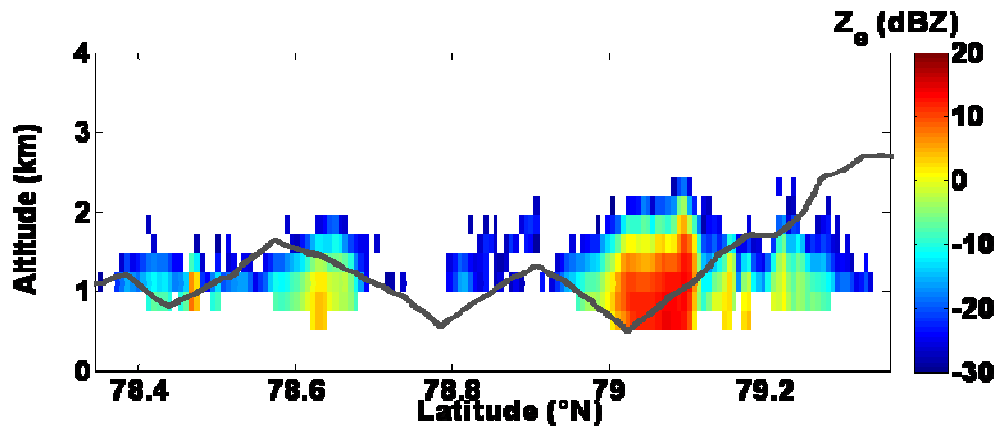


Figure V. 4: Profil vertical de réflectivité radar équivalente CloudSat (dBZ) en fonction de la latitude pour le vol du 9 Avril 2007 (nuage mixte). La trajectoire de l'avion est représentée en gris.

On remarque tout d'abord sur cette figure que la réflectivité radar atteint des valeurs élevées, jusqu'à environ 13 dBZ. Par ailleurs, on note sur la figure V.4 que plusieurs données CloudSat sont manquantes en-dessous de 1 km d'altitude et qu'aucune donnée CloudSat n'est disponible en dessous de 500 m d'altitude. Or, la figure V.5 qui présente une photographie acquise en cours de vol, montre bien que la précipitation atteint la surface de la mer. En fait, ces pixels manquants de CloudSat existent, mais correspondent très probablement à des contaminations de surface (cf. § V.1.2.2.2), et ne sont pas pris en compte dans les comparaisons avec les mesures in situ. Le nombre de points de comparaison sera donc réduit dans le but d'améliorer la qualité des résultats.

D'autre part, si les observations de CloudSat sont réduites pour les premiers niveaux au-dessus de la surface, on note sur la figure V.4



Figure V.6: Photographie prise au cours du vol du 9 Avril 2007 représentant la précipitation sous forme de cristaux de glace au-dessus de la surface de la mer.



Figure V.5: Photographie prise au cours du vol du 9 Avril 2007 représentant le sommet du nuage.

que le radar observe le nuage jusqu'à une altitude de plus de 2 km environ, c'est-à-dire jusqu'au sommet. Or, la structure microphysique de ce nuage, décrite précisément dans Gayet et al. (2009), montre que le sommet est principalement constitué de gouttelettes d'eau surfondue ($T \sim -22^\circ\text{C}$), avec un contenu en eau liquide jusqu'à 0.5 g m^{-3} et un diamètre effectif d'environ $20 \mu\text{m}$. La figure V.6 représente une photographie prise au dessus de la couche et qui illustre bien le caractère continu et relativement homogène du sommet « visible » de la couche nuageuse.

Les figures V.7.a et b représentent respectivement les profils verticaux de la concentration de cristaux de glace et du facteur de réflectivité déduits des mesures in situ du CPI lors de la séquence de vol représentée sur la figure V.4. Ces figures montrent une concentration de cristaux relativement importante (40 L^{-1}) ainsi qu'un facteur de réflectivité qui atteint 13 dBZ vers 1200 m. On note également des cristaux de glace près du sommet du nuage (1700 m), lesquels conduisent à une réflectivité d'environ -5 dBZ qui est également détectée par le radar CPR.

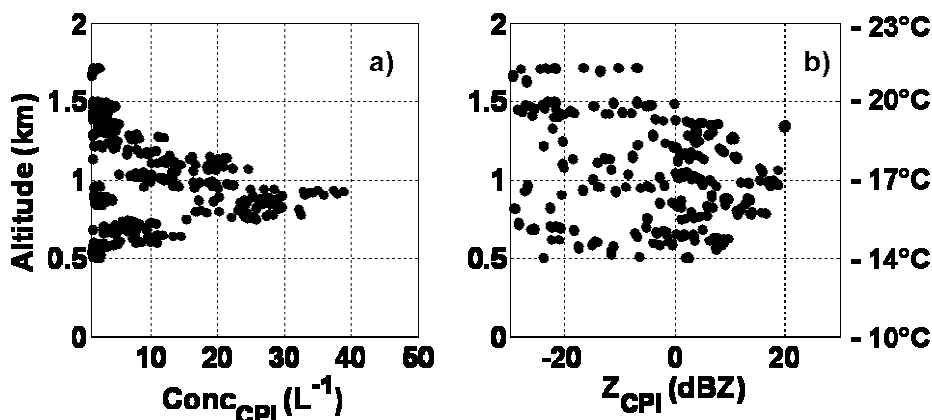


Figure V.7: Profils verticaux (a): de la concentration CPI ($D > 100 \mu\text{m}$) et (b): de la réflectivité radar équivalente CPI pour le nuage en phase mixte échantillonné le 9 Avril 2007. La température est indiquée pour chaque niveau d'altitude.

La figure V.8 représente Z_{CloudSat} (en rouge) le long de la trajectoire avion et la réflectivité radar équivalente calculée à partir des données CPI (Z_{CPI} , en bleu) et moyennées à la résolution de CloudSat en fonction de la latitude lors du vol du 9 Avril 2007 (environ 30 secondes soit 2.5 km).

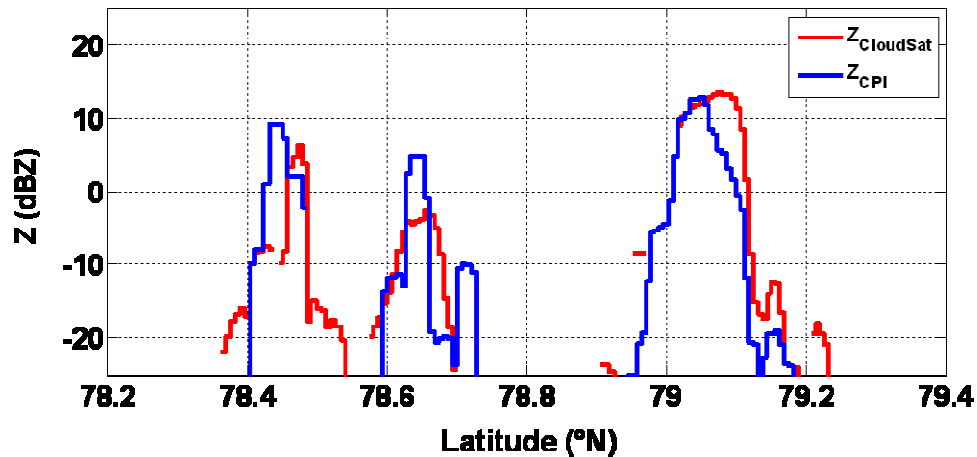


Figure V.8: Réflectivités radar équivalentes CPI (bleu) et CloudSat le long de la trajectoire avion (rouge) en fonction de la latitude (9 Avril 2007).

Globalement, on note que les deux mesures sont en bon accord. Les différences observées peuvent s'expliquer :

Par des erreurs liées aux différences de collocalisation entre les deux systèmes d'observation (entre -30 min et +10 min, cf. tableau V.2).

Par la contamination de surface, comme dans les régions entre 78.9 et 79°N, 78.4°N ou encore 78.7°N où des mesures CPI sont présentes alors que les données de CloudSat ne sont pas exploitables (contamination de surface : indice de validité du masque nuage = 5, cf. § V.1.2.2.2 et tableau V.1)

Les figures V.9 et V.10 montrent les comparaisons quantitatives entre Z_{CPI} et $Z_{CloudSat}$. La figure V.9 représente Z_{CPI} en fonction de $Z_{CloudSat}$. Les barres d'erreurs grises correspondent à l'écart type sur Z_{CPI} lorsque l'on moyenne Z_{CPI} pour atteindre la résolution de CloudSat. Malgré les différences observées sur la figure V.8, l'accord entre les deux paramètres est satisfaisant puisque la pente de la régression linéaire est de 0.95 avec un coefficient de corrélation associé de 0.62.

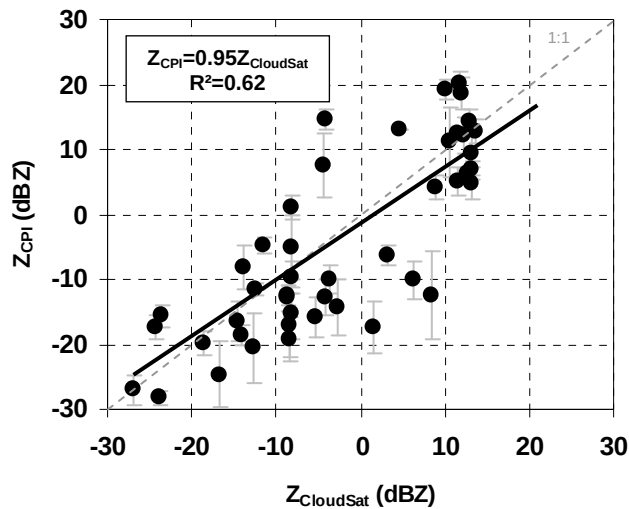


Figure V.9: Comparaison de Z_{CPI} et $Z_{CloudSat}$ pour le vol du 9 Avril 2007. Les barres grises représentent l'écart type des valeurs CPI moyennées pour correspondre à la résolution de CloudSat (9 Avril 2007).

Afin d'avoir une approche plus statistique, la figure V.10 présente les fréquences de distribution de la réflectivité radar équivalente (a) de CloudSat le long de la trajectoire avion, (b) Z_{CPI} moyenné à la résolution de CloudSat, et (c) Z_{CPI} à la résolution initiale (à 1Hz soit 80 m environ). Ces trois histogrammes ne permettent pas de mettre en évidence des modes significatifs du fait du nombre réduit de points de comparaison. Le tableau V.3 résume les valeurs moyennes, médianes et maximales de chaque histogramme.

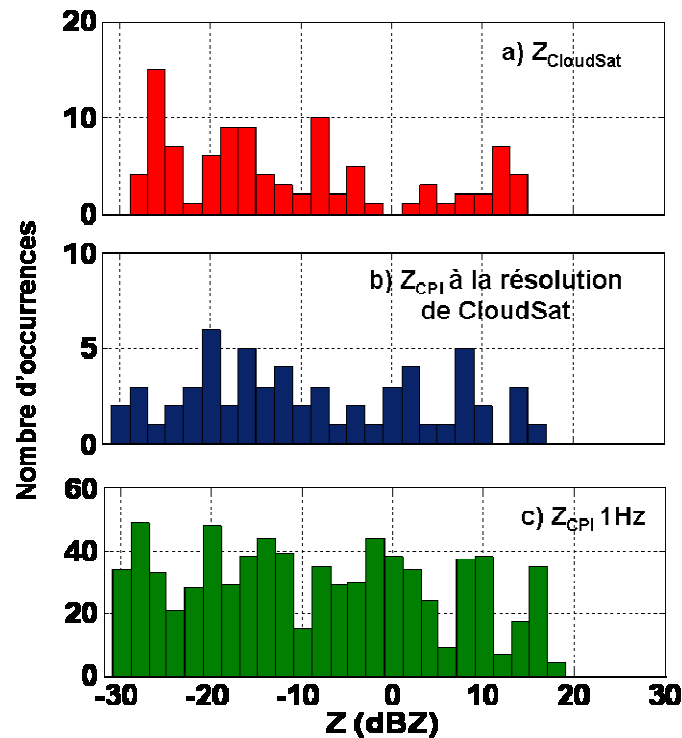


Figure V.10: Fréquences de distribution de (a): $Z_{CloudSat}$, (b): Z_{CPI} à la résolution de CloudSat et (c): Z_{CPI} à la fréquence de 1Hz (9 Avril 2007).

La différence observée entre les valeurs moyennes et médianes de CloudSat et des données CPI est respectivement de 3 dBZ et 4 dBZ. Compte tenu des différences de volumes d'échantillonnage entre les deux systèmes, des synchronisations spatiale et temporelle dégradées et des incertitudes de mesures ($\Delta Z_{CPI} = \pm 4$ dBZ, cf. § III.2.43), ces valeurs confirment un accord acceptable entre Z_{CPI} et $Z_{CloudSat}$. Les mesures in situ présentent en revanche des valeurs maximales plus grandes que CloudSat (15 et 17 dBZ avec le CPI contre 13 dBZ avec CloudSat, cf. tableau V.3). Cette caractéristique peut être expliquée par une meilleure résolution des mesures in situ par rapport à CloudSat (environ 80 m contre 2.5 km et 240 m de résolution horizontale et verticale respectivement).

	$Z_{CloudSat}$	Z_{CPI} à la résolution de CloudSat	Z_{CPI} à 1Hz
Moyenne	-11.7	-8.8	-8.7
Médiane	-15.7	-11.4	-8.8
Maximum	13.5	15.0	17.7

Tableau V.3: Valeurs moyennes, médianes et maximales des fréquences de distribution représentées sur la figure V.10 pour le nuage en phase mixte du 9 Avril 2007.

V.2.1.2. En cirrus

La situation que nous avons choisie (26 Mai 2007) concerne un cirrus issu d'un système convectif au-dessus de l'Allemagne (par ailleurs décrit au § IV.2.3 et figure IV.8.d). La meilleure synchronisation avec CloudSat ($\Delta t = \pm 8$ minutes) a permis d'échantillonner le cirrus entre 8.6 et 10 km d'altitude et de -38 à -49°C (cf. tableau V.2).

La figure V.11 montre le profil vertical de réflectivité radar équivalente de CloudSat en fonction de la latitude, avec la trajectoire avion superposée en gris. Cette situation présente des valeurs faibles de réflectivité radar (< 0 dans les régions des mesures aéroportées) proche du sommet du nuage.

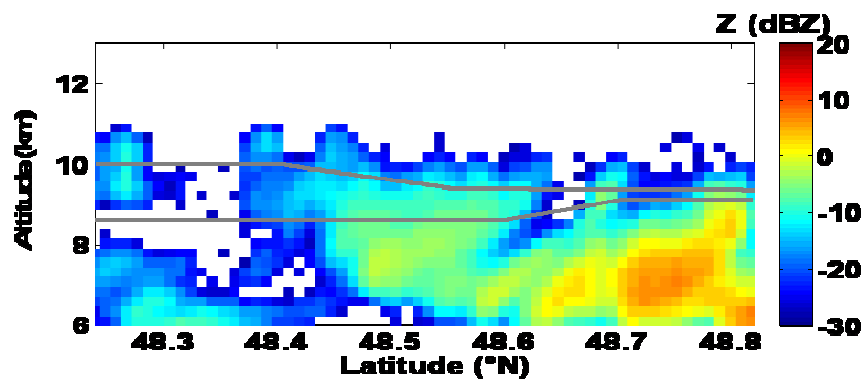


Figure V.11 : Profil vertical de réflectivité radar équivalente CloudSat (dBZ) en fonction de la latitude pour le vol du 26 Mai 2007 (cirrus). La trajectoire de l'avion est représentée en gris.

Les figures V.12.a et b représentent Z_{CPI} (en bleu) et $Z_{CloudSat}$ le long de la trajectoire avion (en rouge) pour les deux séquences de vol représentées sur la figure V.11 (cf. également le tableau V.2) en fonction de la latitude. On note globalement un bon accord entre les deux mesures, avec cependant des différences :

Autour de 48.4°N lors de la première séquence (figure V.12.a) où les mesures in situ ne font pas apparaître de signal. Cette zone correspond à une extrémité de la séquence, 8 minutes avant le survol du satellite. La structure du cirrus évoluant très rapidement (Protat et al., 2009), l'advection peut être une cause probable à cette différence.

A 48.7°N , une différence de 5 à 10 dBZ est observée entre $Z_{CloudSat}$ et Z_{CPI} pour les deux séquences.

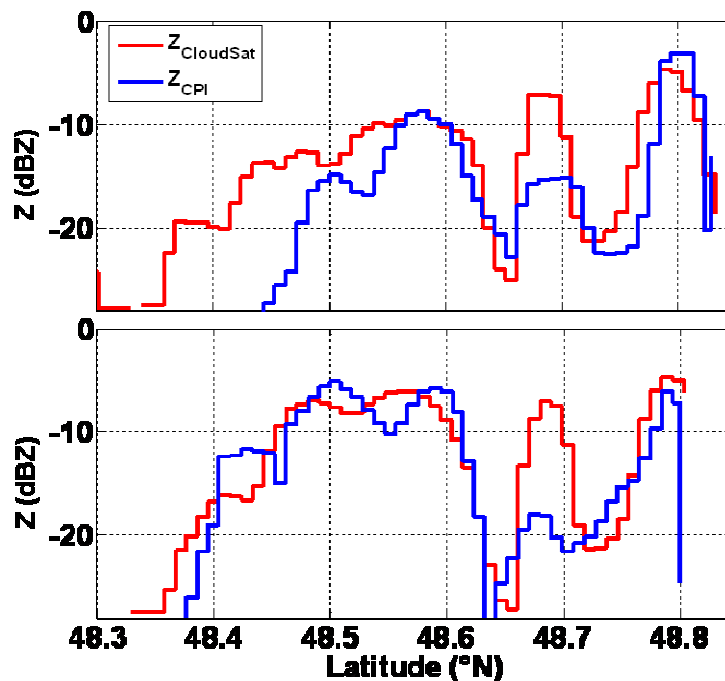


Figure V.12: Réflectivités radar équivalentes CPI (bleu) et CloudSat le long de la trajectoire avion (rouge) en fonction de la latitude pour les deux séquences de validation du vol du 26 Mai 2007 (cf. tableau V.2).

La figure V.13 représente la comparaison quantitative entre $Z_{CloudSat}$ et Z_{CPI} et confirme le bon accord entre les deux mesures avec une pente de la régression linéaire de 1.06 et un coefficient de corrélation $R^2=0.62$. Enfin, les figures V.14.a, b et c représentent les fréquences de distribution de (a) : $Z_{CloudSat}$ le long de la ligne d'échantillonnage avion, (b) : Z_{CPI} à la résolution de CloudSat, et (c) : Z_{CPI} à la fréquence initiale d'acquisition de 1Hz. Contrairement au cas précédent (nuage en phase mixte) les histogrammes de $Z_{CloudSat}$ et Z_{CPI} présentent des distributions semblables. Le tableau V.4 confirme ces résultats en termes de valeurs moyennes, médianes et maximales (différence des moyennes ou médianes < 2 dBZ).

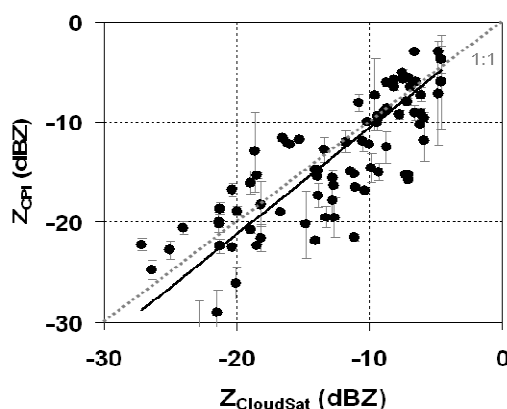


Figure V.13: Comparaison de Z_{CPI} et $Z_{CloudSat}$ pour le vol du 26 Mai 2007. Les barres grises représentent l'écart type des valeurs CPI moyennées pour correspondre à la résolution de CloudSat.

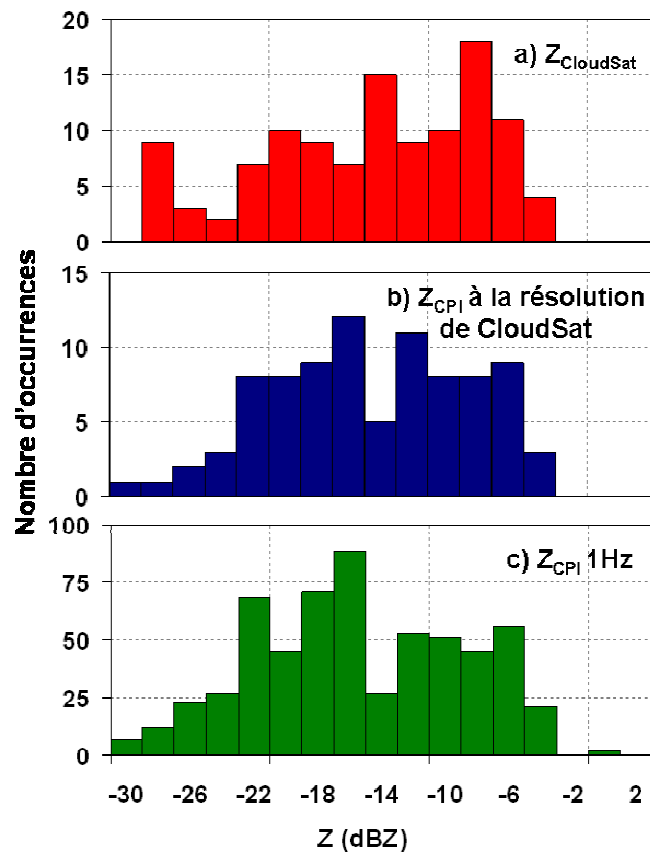


Figure V.14: Fréquences de distribution de (a): $Z_{CloudSat}$, (b): Z_{CPI} à la résolution de CloudSat et (c): Z_{CPI} à la fréquence de 1Hz (26 Mai 2007).

	$Z_{CloudSat}$	Z_{CPI} à la résolution de CloudSat	Z_{CPI} à 1Hz
Moyenne	-14.4	-14.6	-15.4
Médiane	-13.6	-15.1	-15.6
Maximum	-4.6	-3.1	0.9

Tableau V.4: Valeurs moyennes, médianes et maximales des fréquences de distribution représentées sur la figure V.14 pour le nuage en phase mixte du 26 Mai 2007.

V.2.1.3. Bilan

Afin de réaliser un bilan sur cette étape de validation de $Z_{CloudSat}$, le tableau V.5 résume les valeurs des pentes et des coefficients de corrélation des régressions linéaires $Z_{CPI} = f(Z_{CloudSat})$ pour chaque situation. Les températures du sommet du nuage et la réflectivité maximum observée par CloudSat sont également indiquées.

Situation	Température du sommet du nuage	Réflectivité radar CloudSat maximum observée	Pente $Z_{insitu}/Z_{CloudSat}$	Coefficient de corrélation R^2
7 Avril 2007 StCu mixte	-20 °C	< 10 dBZ	0.90	0.53
9 Avril 2007 StCu mixte	-23 °C	< 15 dBZ	0.95	0.62
1 ^{er} Avril 2008 StCu mixte	-23 °C	< 8 dBZ	0.95	0.50
10 Avril 2008 StCu mixte	-22 °C	< 13 dBZ	1.11	0.71
23 Mai 2007 Cirrus	-51 °C	< -13 dBZ	0.99	0.57
26 Mai 2007 Cirrus	-44 °C	< 0 dBZ	1.16	0.62
1 ^{er} Avril 2008 NbSt glacé	-32 °C	< -1 dBZ	1.12	0.78

Tableau V.5: Valeurs de la pente et du coefficient de corrélation pour les comparaisons de Z_{CPI} et $Z_{CloudSat}$ pour les situations de validation CloudSat. La température du sommet du nuage et les valeurs maximales de $Z_{CloudSat}$ sont indiquées.

De manière générale, on observe un bon accord entre les mesures CPI et CloudSat puisque les pentes varient entre 0.90 et 1.16 (*moyenne des pentes* = 1.03 ± 0.10), avec des coefficients de corrélation R^2 supérieurs à 0.5. D'autre part, une remarque importante est le fait que l'on n'observe pas de biais systématique dans les comparaisons car ces pentes sont distribuées autour de la valeur de 1 et ce, indépendamment du type de nuage étudié. Enfin, le tableau V.6 dresse le bilan des comparaisons (moyennes, médianes et maximum) des fréquences de distribution de $Z_{CloudSat}$ et Z_{CPI} . Les valeurs moyennes des écarts entre les paramètres CloudSat et CPI sont 2.4 ± 1.8 , 3.2 ± 2.4 et 5.9 ± 4.8 pour respectivement la moyenne, la médiane et le maximum de chaque histogramme.

Situation	Moyenne		Médiane		Maximum	
	CloudSat	In situ	CloudSat	In situ	CloudSat	In situ
7 Avril 2007 StCu mixte	-7.5	-9.6	-6.0	-8.8	12.0	24.6
9 Avril 2007 StCu mixte	-11.7	-8.8	-15.7	-11.4	13.5	15.0
1 ^{er} Avril 2008 StCu mixte	-5.7	-2.1	-4.3	-3.3	8.8	20.8
10 Avril 2008 StCu mixte	-8.2	-13.6	-7.0	-15.2	11.0	13.0
23 Mai 2007 Cirrus	-20.6	-21.8	-20.5	-23.1	-13.0	-8.0
26 Mai 2007 Cirrus	-14.4	-14.6	-13.6	-15.1	-4.6	-3.1
1 ^{er} Avril 2008 NbSt glacé	-13.2	-14.3	-13.0	-15.0	-1.0	5.7

Tableau V.6: Valeurs moyennes, médianes et maximales des fréquences de distribution de Z_{CPI} et $Z_{CloudSat}$ pour les situations de validation CloudSat.

En conclusion, ces écarts restent donc raisonnables et permettent de conclure sur le bon accord entre les mesures CPI et CloudSat, avec une différence qui n'excède pas 3.2 dBZ en moyenne, et ce quelque soit le type de situation et des erreurs aléatoires inhérentes à la mesure in situ (± 4 dBZ). D'autre part, les mesures CPI donnent en général des valeurs maximales plus élevées que CloudSat, traduisant ainsi la variabilité observée par les mesures in situ.

V.2.2. Paramètres microphysiques restitués par CloudSat

Dans ce chapitre, nous reprendrons les études de cas précédents pour évaluer la restitution des propriétés microphysiques par l'algorithme de CloudSat : nuage Arctique en phase mixte du 9 Avril 2007 et cirrus du 26 Mai 2007.

V.2.2.1. Nuage mixte en région Arctique

Les figures V.15.a à f représentent les profils verticaux des paramètres nuageux restitués par l'algorithme de CloudSat pour le nuage mixte du 9 Avril 2007: (a): contenu en glace IWC , (b): contenu en eau LWC , (c): rayon effectif des cristaux de glace $R_{eff,i}$, (d): rayon effectif des gouttelettes d'eau $R_{eff,w}$, (e): concentration en cristaux de glace $Conc_i$ et (f): concentration en gouttelettes d'eau $Conc_w$.

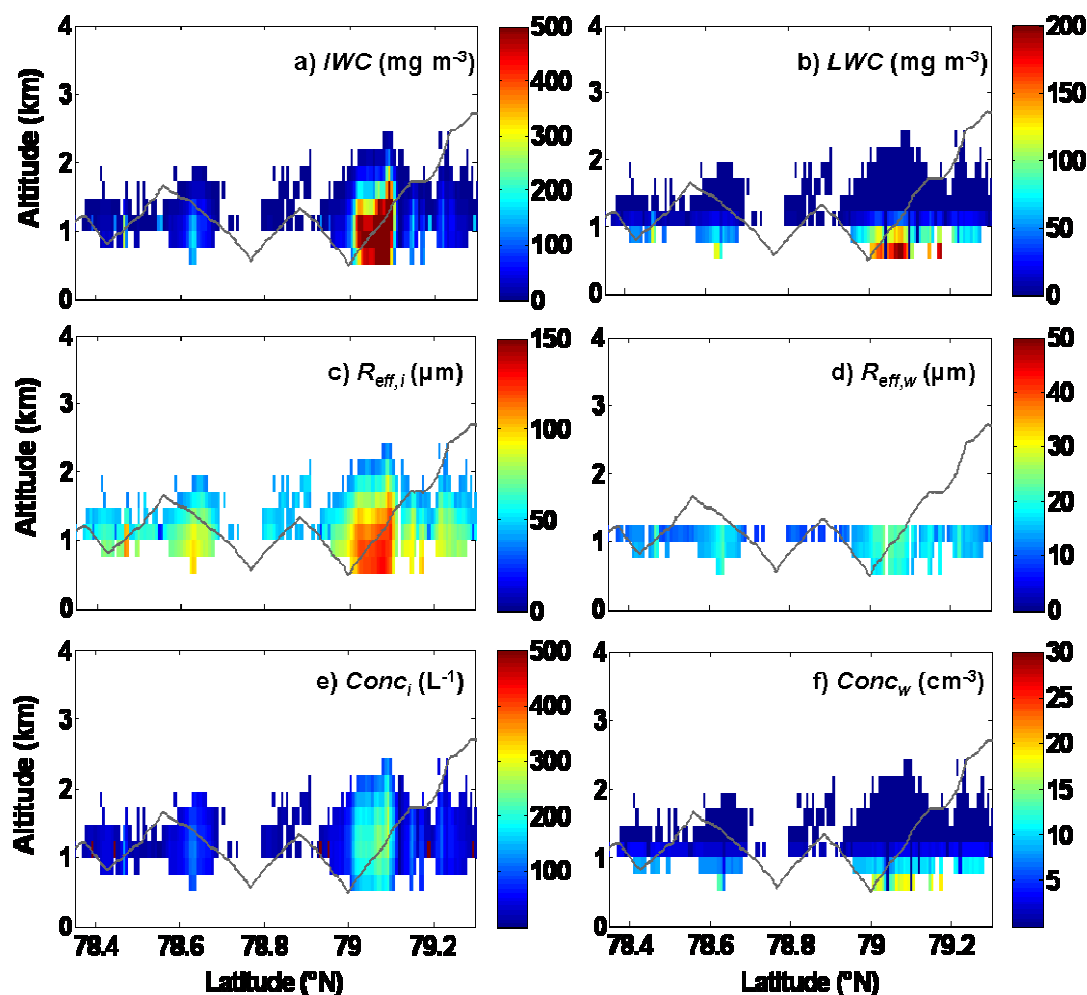


Figure V.15: Profils verticaux des paramètres nuageux restitués par l'algorithme de CloudSat: (a) contenu en glace IWC , (b) contenu en eau LWC , (c) rayon effectif des cristaux de glace $R_{eff,i}$, (d) rayon effectif des gouttelettes d'eau $R_{eff,w}$, (e) concentration en cristaux de glace $Conc_i$ et (f) concentration en gouttelettes d'eau $Conc_w$. La trajectoire de l'avion est représentée en gris. Cas du 9 Avril 2007 (nuage mixte).

Les figures V.16.a à f représentent les comparaisons quantitatives de ces mêmes paramètres le long de la trajectoire avion avec ceux dérivés des mesures in situ. Le tableau V.7 résume les valeurs des pentes et des coefficients de corrélation pour chaque comparaison. Les résultats peuvent se résumer ainsi :

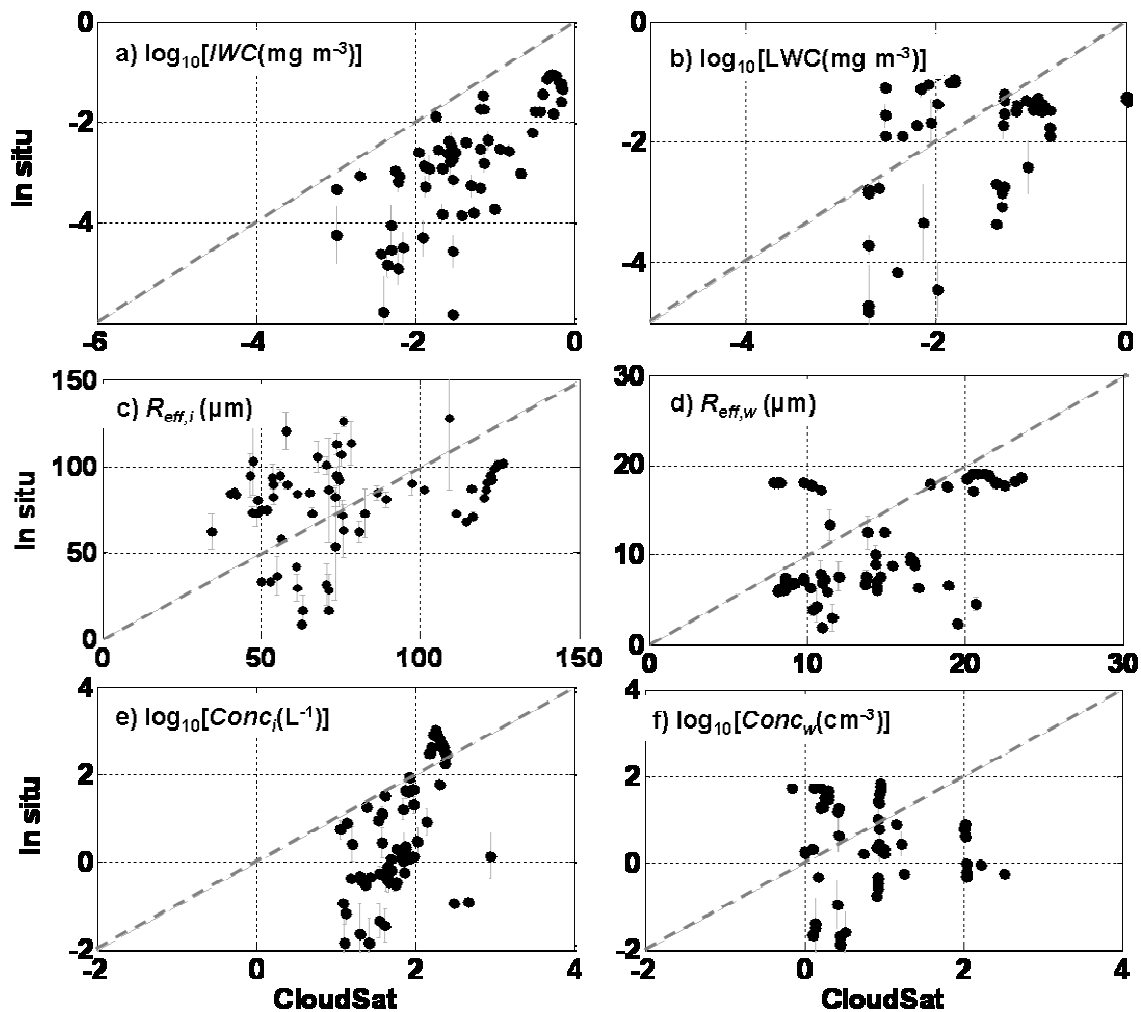


Figure V.16: Comparaisons des paramètres nuages restitués par l'algorithme de CloudSat avec les mesures in situ: (a) contenu en glace IWC , (b) contenu en eau LWC , (c) rayon effectif des cristaux de glace $R_{eff,i}$, (d) rayon effectif des gouttelettes d'eau $R_{eff,w}$, (e) concentration en cristaux de glace $Conc_i$ et (f) concentration en gouttelettes d'eau $Conc_w$. Les barres d'erreurs grises représentent l'écart type sur les moyennes des mesures in situ lorsqu'on dégrade leur résolution pour correspondre à la résolution de CloudSat. Cas du 9 Avril 2007 (nuage mixte).

	Pente	R ²
IWC	0.10	0.68
LWC	0.31	0.04
$R_{eff,i}$	0.95	0.05
$R_{eff,w}$	0.73	0.26
$Conc_i$	0.73	0.10
$Conc_w$	1.50	0.02

Tableau V.7: Valeurs de la pente et du coefficient de corrélation pour les comparaisons de la figure V.16 entre les paramètres nuageux in situ et restitués par CloudSat pour le 9 Avril 2007.

V.2.2.1.1. Phase glace

Les profils verticaux CloudSat des paramètres de la phase glace montrent des valeurs élevées d' IWC ($> 0.5 \text{ g m}^{-3}$ cf. figure V.15.a). Ces valeurs d' IWC sont largement supérieures (d'un facteur 10) aux mesures in situ (pente = 0.1, cf. figure V.16.a). L'ordre de grandeur du rayon effectif des cristaux restitué par CloudSat concorde avec les mesures in situ (cf. figure V.16.c), avec des valeurs comprises entre 10 et 120 μm et une pente de 0.95. La concentration en cristaux de glace CloudSat présente un bon accord avec les mesures in situ (pente = 0.73, cf. figure V.16.e), mais principalement pour les valeurs élevées de concentrations. En effet, les concentrations en cristaux restituées par CloudSat présentent des valeurs comprises entre 10 et 200 L^{-1} en moyenne, mais aucune valeur de concentration en dessous d'environ 10 L^{-1} n'est retrouvée par l'algorithme de CloudSat.

V.2.2.1.2. Phase liquide

L'examen des figures V.15.b, d et f, montrent des valeurs CloudSat de LWC , rayon effectif et concentrations de l'ordre de 0.16 g m^{-3} , 20 μm et 10 cm^{-3} respectivement. Ces figures montrent aussi clairement qu'aucune valeur de ces paramètres n'est disponible au-dessus d'environ 1.3 km d'altitude. En effet, comme le montre le profil de température observé le 9 Avril 2007 (figure V.17), les températures au-dessus de ce niveau d'altitude sont inférieures à -20°C . Tous les pixels nuageux au-dessus de ce niveau d'altitude seront donc considérés en phase glace par l'algorithme de CloudSat (cf. § V.1.2.2.2), ce qui n'est pas le cas dans la réalité. Les résultats des figures V.16.b, d et f, indiquent des pentes de 0.31, 0.73 et 1.5 respectivement pour LWC , $R_{eff,w}$ et $Conc_w$. Cependant, ces figures illustrent bien que les propriétés des gouttelettes restituées par CloudSat ne sont pas en accord avec les mesures in situ puisque les points sont très dispersés autour de la droite 1:1, comme en témoignent les faibles valeurs du coefficient de corrélation R^2 : 0.04 pour LWC , 0.26 pour $R_{eff,w}$ et 0.02 pour $Conc_w$ (cf. tableau V.7).

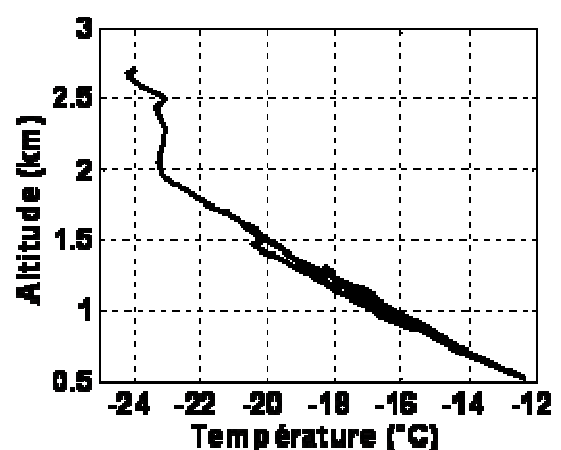


Figure V.17: Profil vertical de température observé le 9 Avril 2007.

V.2.2.1.3. Conclusions

Les comparaisons quantitatives représentées par les figures V.16.a à f ne doivent pas être généralisées et doivent être prises avec précaution. En effet, ces comparaisons ne s'appliquent qu'à un cas de nuage en phase mixte, et les valeurs des coefficients de corrélation (cf. tableau V.7) restent très faibles ($R^2 < 0.26$). Plusieurs raisons peuvent expliquer une telle dispersion :

La difficulté de synchronisation spatiale et temporelle rend le nombre final de points de comparaisons faible. Des campagnes futures avec des vols de validation pour enrichir les bases de données présentées dans cette thèse ne pourraient qu'améliorer nos résultats.

La grande différence de résolution et des volumes d'échantillonnage entre CloudSat et l'instrumentation aéroportée ainsi que les incertitudes de mesures très importantes sur les paramètres in situ (50 %, 80 % et ± 4 dBZ par exemple sur la concentration, R_{eff} et Z_{CPI} respectivement, cf. § III.1.5 et § III.2.4.3).

Le schéma utilisé par l'algorithme de CloudSat pour restituer les paramètres nuageux en phase mixte, avec en particulier un algorithme basé sur la température (phase glace pour $T < -20^\circ\text{C}$, phase liquide pour $T > 0^\circ\text{C}$ et phase mixte pour $-20^\circ\text{C} < T < 0^\circ\text{C}$) mal adapté, puisque l'étude de cas présentée dans ce chapitre a montré que les gouttelettes d'eau surfondue sont présentes jusqu'à -23°C . Cette remarque vaut également pour la paramétrisation de la partition eau liquide/glace dans le modèle ECMWF appliqué à ce type de situation en Arctique pour la restitution des champs de contenus en glace et en eau liquide (Gayet et al., 2009).

V.2.2.2. En cirrus

Les figures V.18.a à c représentent respectivement les profils verticaux d'IWC, du rayon effectif et de la concentration en cristaux de glace restitués par l'algorithme de CloudSat pour le cas de cirrus du 26 Mai 2007. Les séquences de vol pour la validation (cf. tableau V.2) sont indiquées en gris. Les figures V.19.a à c montrent les comparaisons quantitatives de ces paramètres avec ceux déduits des mesures in situ (CPI).

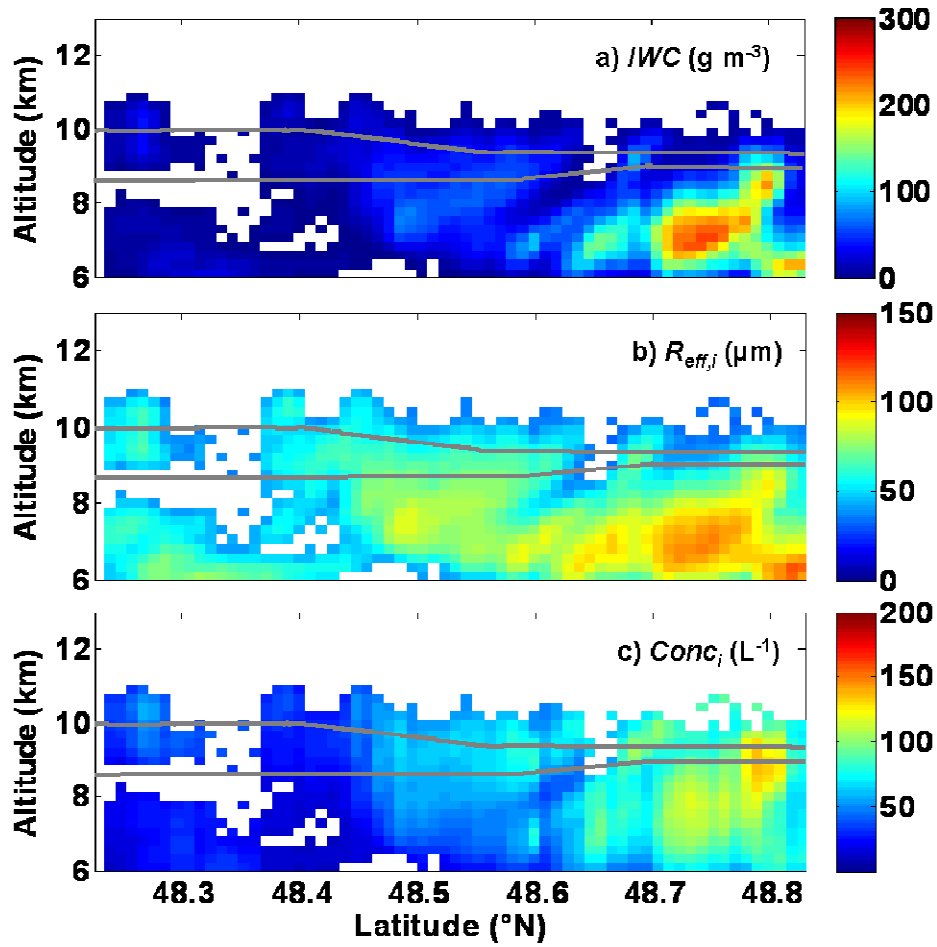


Figure V.18: Profils verticaux des paramètres nuageux restitués par l'algorithme de CloudSat: (a) contenu en glace IWC , (b) rayon effectif des cristaux de glace $R_{eff,i}$ et (c) concentration en cristaux de glace $Conc_i$. La trajectoire de l'avion est représentée en gris. Cas du 26 Mai 2007 (cirrus).

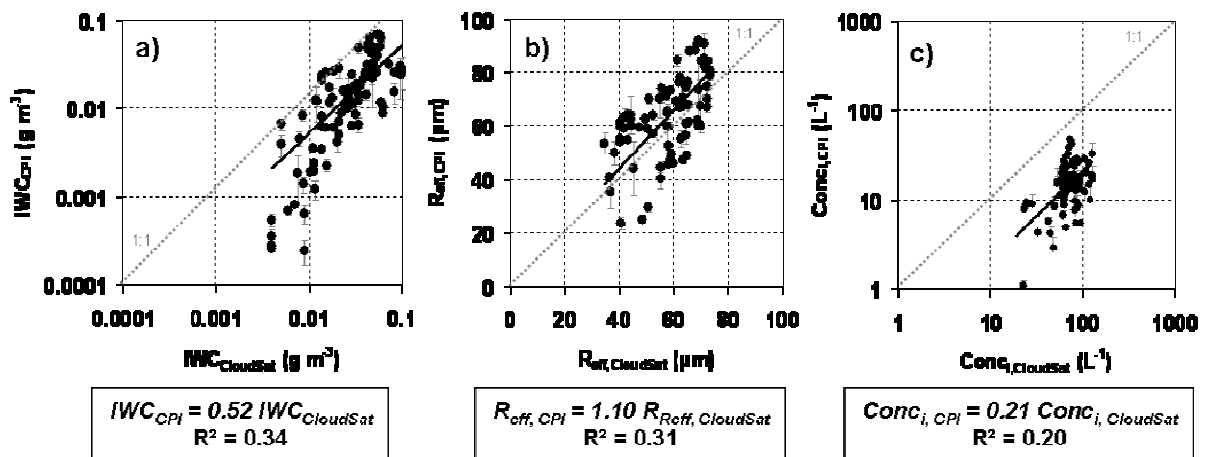


Figure V.19: Comparaisons des paramètres nuages restitués par l'algorithme de CloudSat avec les mesures in situ: (a) contenu en glace IWC , (b) rayon effectif des cristaux de glace $R_{eff,i}$ et (c) concentration en cristaux de glace $Conc_i$. Les barres d'erreurs grises représentent l'écart type sur les moyennes des mesures in situ lorsqu'on dégrade leur résolution pour correspondre à la résolution de CloudSat. Cas du 26 Mai 2007 (cirrus).

L'examen de ces figures montre que les valeurs du rayon effectif restitué par CloudSat sont en bon accord avec les mesures in situ (cf. figure V.19.b : pente de 1.10 et $R^2 = 0.31$). Les figures V.19.a et V.19.c montrent en revanche que les valeurs d' IWC et de concentration en cristaux de glace de CloudSat sont supérieures aux mesures in situ respectivement d'un facteur 2 (pente = 0.52) et d'un facteur 5 (pente = 0.21). De plus, les figures V.19.a et c mettent en évidence le fait que CloudSat ne restitue respectivement aucun contenu en glace en-dessous de 0.005 g m^{-3} et aucune concentration en cristaux en-dessous de 10 L^{-1} , ce qui peut expliquer en partie les différences observées avec les mesures in situ.

Malgré ces différences significatives, les comparaisons des propriétés microphysiques pour ce cas sont plutôt homogènes puisque les points sont bien distribués autour de la moyenne. Cependant, leur dispersion reste large ($R^2 = 0.34, 0.31$ et 0.20 pour respectivement IWC , $R_{eff,i}$ et $Conc_i$, cf. figures V.19.a, b et c) ce qui suggère comme précédemment un trop faible nombre d'observations colocalisées. En revanche il apparaît que les schémas de paramétrisations en cirrus sont mieux adaptés que pour les nuages en phase mixte malgré des différences systématiques quant aux valeurs absolues de IWC , R_{eff} et $Conc$.

V.2.3. Paramétrisations pour l'inversion des données de CloudSat

Nous avons vu dans les paragraphes précédents que les propriétés microphysiques restituées par CloudSat (IWC , LWC , R_{eff} et concentrations) présentaient de grandes différences avec les mesures in situ, et que les algorithmes de CloudSat pouvaient être mal adaptés. Une des méthodes (déjà bien connue) de restitution des paramètres nuageux à partir de mesures radar, actuellement en voie de développement pour application au CPR de CloudSat, consiste à convertir la seule mesure directe du radar : la réflectivité équivalente, en contenu en glace (ou autre paramètre microphysique) selon une relation $IWC-Z_e$ (Heymsfield, 1977; Sassen, 1987).

Le but de ce chapitre est de proposer plusieurs paramétrisations reliant la réflectivité radar équivalente Z_e aux différents paramètres nuageux (IWC , R_{eff} , coefficient d'extinction,

concentration) pour les cirrus et pour les nuages Arctiques en phase mixte à partir des mesures in situ réalisées lors des campagnes ASTAR 2007 et CIRCLE-2, et de discuter de la précision de ces relations.

V.2.3.1. Types de relations

Beaucoup de travaux (Heymsfield et Platt, 1984; Liao et Sassen, 1994; Atlas et al., 1995; Sayres et al., 2008) ont permis de développer des relations du type $IWC = aZ_e^b$ permettant de restituer le contenu en glace IWC à partir de la réflectivité radar équivalente Z_e uniquement, selon l'équation suivante :

$$\log_{10}(IWC, D_{eff}, \sigma, Conc) = a Z_e + b \quad (\text{Equation V.18})$$

Cependant, comme la taille, la forme et la concentration des particules nuageuses, et par conséquent la réflectivité radar équivalente, sont dépendantes de la température (Brown et al., 1995 ; Ryan, 1996 ; Liu et Illingworth, 2000 ; Hogan et al., 2006 ; Protat et al., 2007), nous incluons dans ces paramétrisations la température dans le but de réduire les incertitudes sur la restitution des paramètres microphysiques.

Ainsi, les relations que nous avons développées dans cette thèse pour restituer les paramètres IWC , D_{eff} , σ et $Conc$ en fonction de Z_e et T s'écrivent sous la forme :

$$\log_{10}(IWC, D_{eff}, \sigma, Conc) = a Z_e + bT + c \quad (\text{Equation V.19})$$

ou sous la forme :

$$\log_{10}(IWC, D_{eff}, \sigma, Conc) = a Z_e T + b Z_e + c T + d \quad (\text{Equation V.20})$$

Dans les équations V.18 V.19 et V.20, le contenu en glace IWC est exprimé en $g m^{-3}$, le diamètre effectif D_{eff} en μm , le coefficient d'extinction σ en km^{-1} , la concentration $Conc$ en L^{-1} , la réflectivité radar équivalente Z_e en dBZ et la température T en $^{\circ}C$.

Dans les sections suivantes, nous allons présenter les résultats des paramétrisations qui ont été développées à partir des mesures en cirrus (CIRCLE-2) puis en nuages arctiques (ASTAR 2007), tout en confrontant nos résultats à ceux de la littérature.

V.2.3.2. En Cirrus

Les figures V.20.a à d représentent respectivement IWC , D_{eff} , σ et $Conc$ en fonction de Z_e et l'échelle de couleur représente la température T pour toutes les données disponibles en cirrus dans CIRCLE-2 (vols du 16 Mai (a et b), 22 Mai, 23 Mai, 25 Mai et 26 Mai 2007, cf. tableau II.2).

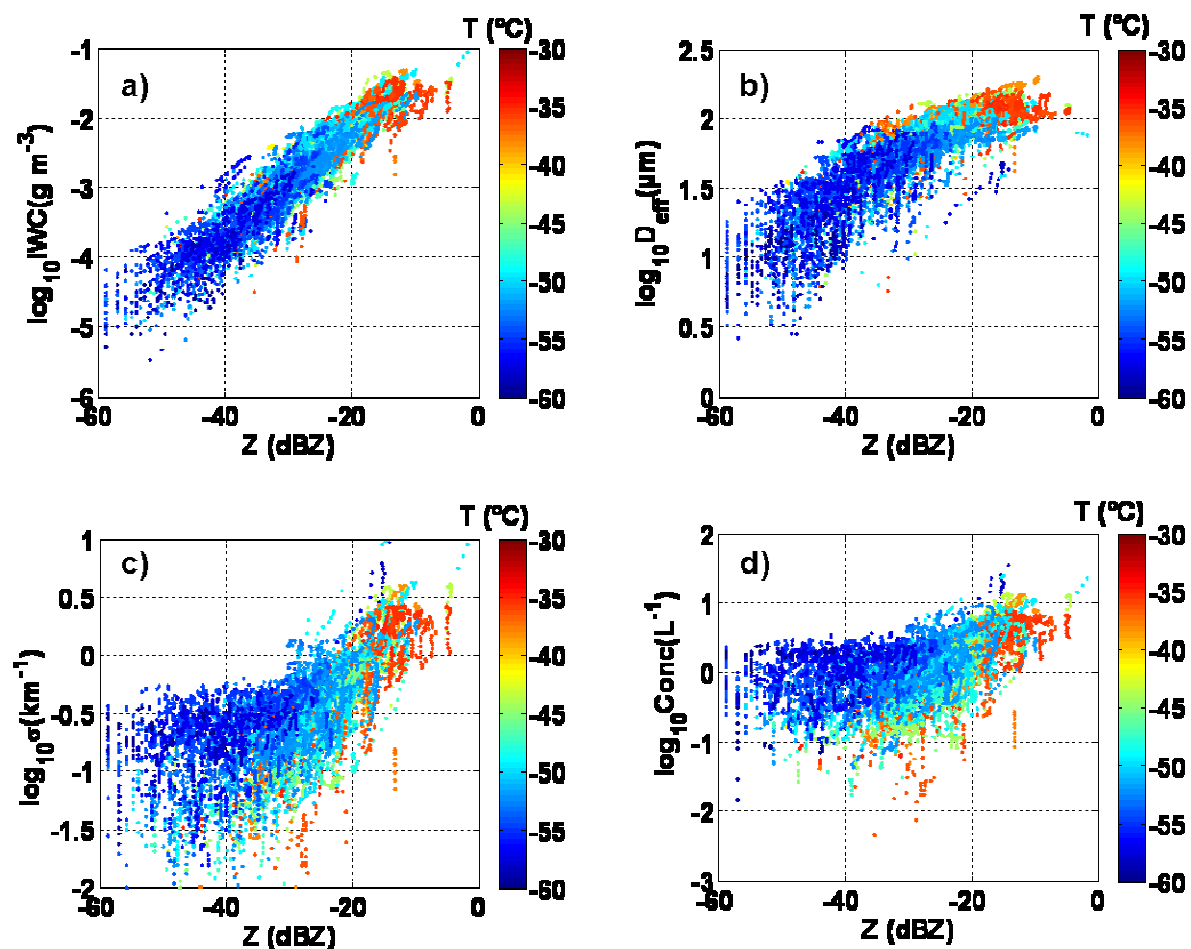


Figure V.20: Contenu en glace IWC (a), diamètre effectif D_{eff} (b), coefficient d'extinction σ (c) et concentration (d) en cristaux de glace en fonction de la réflectivité radar équivalente Z et de la température T (échelle de couleur) à partir des mesures in situ en cirrus dans CIRCLE-2.

Les équations des régressions linéaires correspondantes sont résumées dans le tableau V.8 et les coefficients de détermination et les erreurs RMS pour chaque paramétrisation sont indiqués.

Paramètre	Relations pour les Cirrus	R ²	Erreur RMS
IWC	$\log_{10}IWC = 0.0630 Z_e - 1.10$	0.83	0.33
	$\log_{10}IWC = 0.0709 Z_e - 0.0144 T - 1.54$	0.85	0.32
	$\log_{10}IWC = -0.00113 Z_e T + 0.0171 Z_e - 0.0396 T - 2.67$	0.87	0.29
D_{eff}	$\log_{10}D_{eff} = 0.022 Z_e + 2.38$	0.69	0.17
	$\log_{10}D_{eff} = 0.0226 Z_e - 0.0012 T + 2.34$	0.69	0.17
	$\log_{10}D_{eff} = -0.000686 Z_e T + 0.00999 Z_e - 0.0165 T + 1.66$	0.75	0.16
σ	$\log_{10}\sigma = 0.0255 Z_e + 0.204$	0.42	0.35
	$\log_{10}\sigma = 0.0356 Z_e - 0.0184 T - 0.356$	0.50	0.33
	$\log_{10}\sigma = 0.000824 Z_e T + 0.0748 Z_e - 0.00000131 T + 0.47$	0.53	0.32
Conc.	$\log_{10}Conc = 0.0166 Z_e + 0.459$	0.16	0.44
	$\log_{10}Conc = 0.0337 Z_e - 0.0312 T - 0.489$	0.38	0.38
	$\log_{10}Conc = 0.00108 Z_e T + 0.0849 Z_e - 0.00713 T + 0.585$	0.43	0.37

Tableau V.8: Paramétrisations établies à partir des mesures in situ de la campagne CIRCLE-2 pour la détermination de IWC ($g\ m^{-3}$), D_{eff} (μm), σ (km^{-1}) et la concentration en particules de glace (L^{-1}) dans les cirrus à partir de la réflectivité radar équivalente Z_e (dBZ) à 94 GHz et la température T ($^{\circ}C$).

Dispersion des points de mesures

L'examen de ces quatre figures montre tout d'abord une dispersion assez élevée des points de mesures. En effet, pour une valeur de réflectivité donnée, le domaine de restitution de IWC , D_{eff} , σ ou $Conc$ est large. A -20 dBZ par exemple, IWC sera compris entre 0.001 et 0.016 $g\ m^{-3}$, D_{eff} entre 60 et 160 μm , σ entre 0.1 et 1 km^{-1} et $Conc$ entre 0.1 et 6.0 L^{-1} , et à -40 dBZ, les domaines de restitution pour ces mêmes paramètres sont respectivement: 8.10^{-5} à 4.10^{-4} $g\ m^{-3}$, 10 à 56 μm , 0.032 à 0.32 km^{-1} et 0.1 à 2.0 L^{-1} .

Influence de la température

De plus, on remarque sur ces figures que plusieurs relations peuvent être identifiées en fonction de la température, ce qui prouve qu'il existe une influence significative de ce paramètre. Si ce n'est pas la forme des cristaux (puisqu'elle est bien prise en compte par la

méthode de traitement CPI dans le calcul de IWC , Z_e , et σ (cf. § III.1.2 et § III.2.4), les paramètres influencés par la température peuvent être la concentration et la taille des particules (Ryan, 1996; Liu et Illingworth, 2000). Ainsi, le tableau V.8 montre que les paramétrisations qui prennent en compte à la fois Z_e et T (cf. équations V.19 et V.20) améliorent de façon significative la précision des restitutions: les coefficients de détermination R^2 sont meilleurs et les erreurs RMS diminuent.

Comparaison avec les travaux de la littérature

La figure V.21 représente les paramétrisations IWC - Z_e proposées dans cette thèse à partir des données in situ de chaque vol de CIRCLE-2 (en gris), donc applicable aux nuages de type cirrus pour un domaine de température compris entre -30 et -60°C et pour des réflectivités radar < 0 dBZ ainsi que plusieurs paramétrisations proposées dans des précédents travaux afin d'évaluer la précision de nos résultats.

Cette figure permet de souligner la bonne cohérence des relations développées ici avec les paramétrisations de la littérature, basées sur des mesures in situ et applicables à des cirrus.

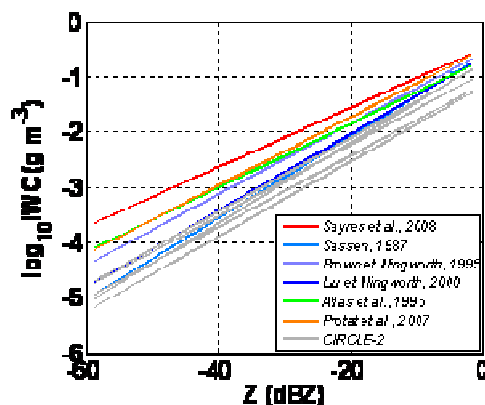


Figure V.21: Paramétrisations IWC - Z_e pour des cirrus de moyennes latitudes développées dans cette thèse et d'après des précédents travaux de la bibliographie.

V.2.3.3. Nuages en phase mixte

Les figures V.22.a à d représentent les mêmes types de paramétrisations mais déterminées à partir de la base de données de ASTAR 2007, et par conséquent qui s'adressent aux nuages Arctiques en phase mixte. Le tableau V.9 résume ces relations.

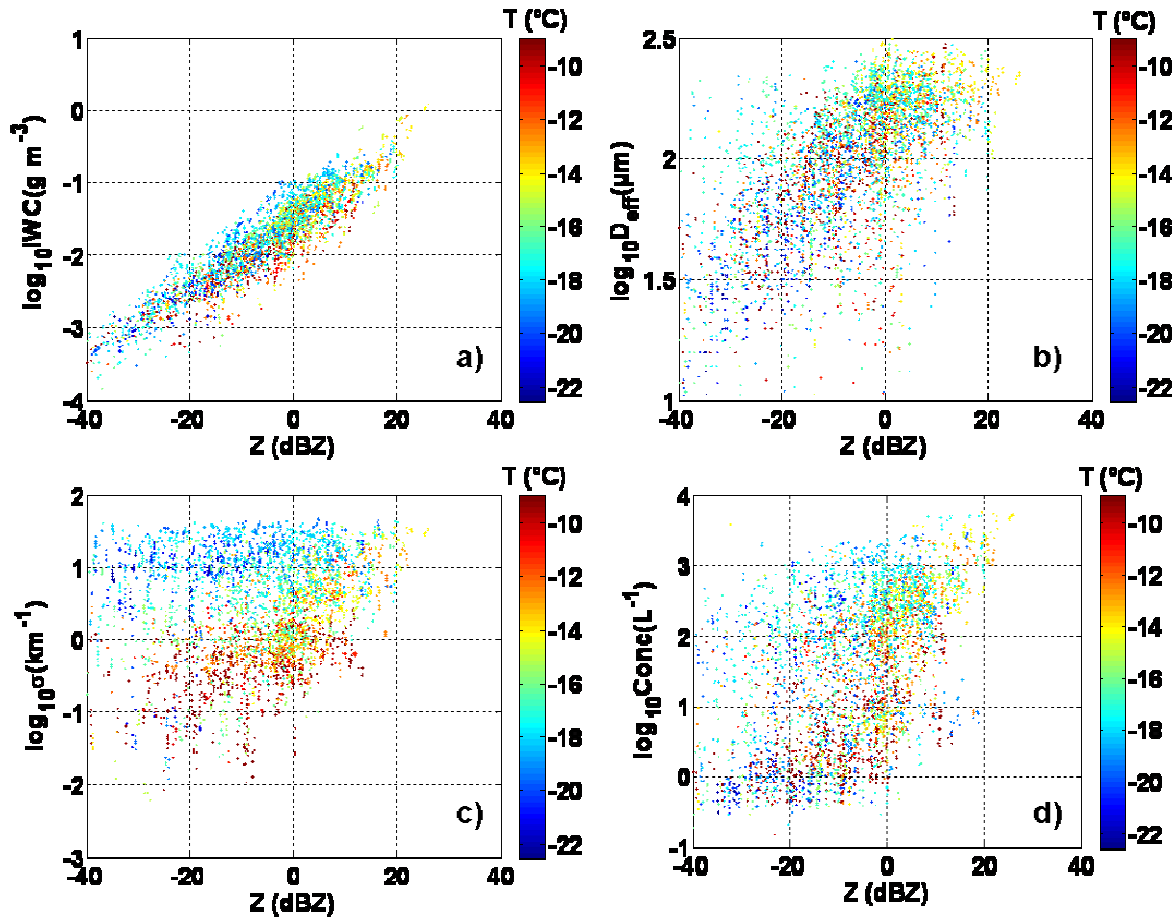


Figure V.22: Contenu en glace IWC (a), diamètre effectif D_{eff} (b), coefficient d'extinction σ (c) et concentration (d) en cristaux de glace en fonction de la réflectivité radar équivalente Z et de la température T (échelle de couleur) à partir des mesures in situ en nuages Arctiques en phase mixte dans ASTAR 2007.

Paramètre	Relations pour les nuages Arctiques en phase mixte	R^2	Erreur RMS
IWC	$\log_{10}IWC = 0.0475 Z_e - 1.55$	0.86	0.24
	$\log_{10}IWC = 0.0481 Z_e - 0.0157 T - 1.78$	0.87	0.24
	$\log_{10}IWC = -0.000409 Z_e T + 0.0417 Z_e - 0.0198 T - 1.84$	0.87	0.24
D_{eff}	$\log_{10}D_{eff} = 0.0144 Z_e + 2.09$	0.41	0.22
	$\log_{10}D_{eff} = 0.0143 Z_e - 0.00166 T + 2.11$	0.41	0.22
	$\log_{10}D_{eff} = -0.0000603 Z_e T + 0.0134 Z_e - 0.00103 T + 2.11$	0.41	0.22
σ	$\log_{10}\sigma = 0.0117 Z_e + 0.524$	0.04	0.74
	$\log_{10}\sigma = 0.0170 Z_e - 0.145 T - 1.62$	0.49	0.54
	$\log_{10}\sigma = 0.000909 Z_e T + 0.0311 Z_e - 0.0135 T - 1.48$	0.49	0.54
$Conc.$	$\log_{10}Conc = 0.0447 Z_e + 1.866$	0.29	0.91
	$\log_{10}Conc = 0.0473 Z_e - 0.0689 T - 0.846$	0.34	0.88
	$\log_{10}Conc = -0.000483 Z_e T + 0.0398 Z_e - 0.0737 T + 0.775$	0.34	0.88

Tableau V.9: Paramétrisations établies à partir des mesures in situ de la campagne ASTAR 2007 pour la détermination de IWC ($g m^{-3}$), D_{eff} (μm), σ (km^{-1}) et la concentration en particules de glace (L^{-1}) dans les nuages en phase mixte à partir de la réflectivité radar équivalente Z_e (dBZ) à 94 GHz et la température T ($^{\circ}C$).

Comparativement aux résultats en cirrus, on remarque une très grande dispersion des points de mesures en particulier pour la restitution de D_{eff} , σ et N (cf. figures V.22.b, c et d). D'autre part, malgré une amélioration de la précision des relations lorsque la température est prise en compte (R^2 augmente et l'erreur RMS diminue, cf. tableau V.9), l'influence de la température n'est pas aussi importante que dans le cas des cirrus. La présence d'eau liquide sous forme de gouttelettes est certainement à prendre en compte pour expliquer le manque de cohérence dans les paramétrisations de D_{eff} , σ et N .

Enfin, la littérature est particulièrement dépourvue de telles paramétrisations applicables aux nuages en phase mixte, ce qui donne à nos résultats un caractère original.

V.3. Conclusions

Dans ce chapitre, 6 vols réalisés au cours des campagnes ASTAR 2007, CIRCLE-2 et POLARCAT dans des conditions différentes et dédiés à la validation CloudSat ont été exploités. Les situations étudiées ont concerné quatre stratocumulus en région Arctique de couche limite en phase mixte, deux cirrus de moyennes latitudes et un nimbostratus glacé.

La première étape de validation a consisté à évaluer la seule mesure disponible du CPR de CloudSat : la réflectivité radar équivalente. Pour cela, une réflectivité radar équivalente a été déterminée à partir des mesures in situ (CPI), puis comparée à celle de CloudSat pour les 7 situations. Les résultats des comparaisons directes montrent une bonne cohérence entre les mesures CPI et CloudSat aussi bien en cirrus qu'en conditions mixtes, sans biais notable, avec un rapport moyen $Z_{CPI}/Z_{CloudSat} = 1.03 \pm 0.10$ ($R^2 > 0.5$). Les fréquences de distribution de Z_{CPI} et $Z_{CloudSat}$ ont également été comparées et confirment le bon accord observé avec des valeurs de différence entre la moyenne, la médiane ou le maximum de 2.4 ± 1.8 , 3.2 ± 2.4 et 5.9 ± 4.8 respectivement.

Nous avons également décrit brièvement l'algorithme d'inversion des propriétés nuageuses de CloudSat (IWC , LWC , R_{eff} , concentration), et nous avons évalué les paramètres nuageux restitués à partir des propriétés microphysiques in situ. Quelque soit le type de nuage, les résultats montrent des différences significatives. De manière générale, les paramètres CloudSat sont plus élevés que les mesures in situ. Cette conclusion sur les paramètres nuageux de CloudSat est également confirmée par les résultats de Boer et al.

(2008) qui mettent en évidence une surestimation des propriétés nuageuses restituées par CloudSat à partir de mesures radar au sol colocalisées avec les observations CloudSat. La concentration en cristaux de glace de CloudSat par exemple ne descend pas en-dessous de 10 L^{-1} . Concernant la phase liquide, aucune corrélation entre les propriétés CloudSat et in situ n'a pu être mise en évidence. Le schéma d'inversion en conditions mixtes utilisé par CloudSat, basé sur des seuils de températures, ne semble donc pas adapté. Les récents travaux de validation de Barker et al. (2008) réalisés à partir de mesures aéroportées in situ et de télédétection colocalisées avec les observations de CloudSat ont par ailleurs conduit à cette même conclusion.

Enfin, grâce aux jeux de données in situ en cirrus et en nuages mixtes, nous proposons plusieurs paramétrisations pour restituer les propriétés nuageuses (IWC , D_{eff} , σ , $Conc.$) à partir de la réflectivité radar équivalente Z_e et de la température T . Les résultats ont montré que le fait d'inclure la température dans ces paramétrisations améliore sensiblement la qualité de la restitution. Les relations présentées dans cette thèse concordent également bien avec les paramétrisations de la littérature pour les cirrus. Pour les paramétrisations en conditions mixtes, aucune référence ne permet de confronter nos résultats.

Chapitre VI

Conclusions et perspectives

VI.1. Conclusions

Dans le contexte économique et écologique actuel, la prévision du temps et du climat futur est devenue un enjeu majeur. Malgré un développement très important ces dernières années, les modèles de prévision du climat global (MCG) souffrent encore de beaucoup d'incertitudes, et conduisent à des résultats différents selon les schémas numériques et les paramétrisations qu'ils utilisent pour représenter les diverses composantes et interactions du système Terre-Atmosphère-Océan-Biosphère. Parmi ces composantes, les nuages ont un rôle clé et sont une des causes majeures de ces incertitudes car ils sont encore mal représentés dans les MCG.

Afin de réduire ces incertitudes, l'A-Train, une constellation de 6 satellites regroupant toutes les techniques connues de télédétection spatiale, a commencé à fournir un jeu de données unique sur l'atmosphère et sur le climat à une échelle spatiale planétaire et pendant plusieurs années. Parmi ces satellites, CALIPSO et CloudSat sont spécialement consacrés à l'étude des nuages et des précipitations. Or, pour restituer les propriétés des nuages, les mesures de télédétection mettent en jeu des algorithmes d'inversion et doivent donc être validés. Parmi les différentes techniques de validation, cette thèse se concentre sur les mesures in situ acquises lors des campagnes de mesures aéroportées en région Arctique (ASTAR 2007 et POLARCAT 2008) et en cirrus de moyenne latitude (CIRCLE-2). Au total, on compte 8 vols synchronisés avec la trajectoire de l'A-Train qui ont permis d'obtenir des données in situ colocalisées avec les observations CALIPSO et CloudSat. Plus précisément, ce sont plus de 300 minutes de données in situ pour la validation CALIPSO dont 130 en cirrus

et 170 en conditions mixtes et plus de 200 minutes pour la validation CloudSat qui ont été exploitées dans ce travail.

Après avoir décrit le cadre scientifique et les objectifs de ces campagnes de mesures, nous avons rappelé brièvement le principe de fonctionnement des sondes de types PMS (FSSP, 2D-C, 2D-P) et du Néphélomètre Polaire ainsi que les méthodes de traitement pour déterminer les paramètres microphysiques et optiques des nuages avec leurs incertitudes de mesure.

Nous avons ensuite décrit en détails le fonctionnement de la sonde CPI qui est un instrument unique, grâce à sa résolution, pour l'acquisition d'une information très précise sur la forme des cristaux de glace. Cette caractéristique permet ainsi de réaliser une classification selon ces types de formes. A travers deux exemples très différents (nuage mixte et cirrus), nous avons mis en évidence les limites du traitement automatique des mesures du CPI et l'influence du diamètre de coupure sur les résultats de la classification.

Nous avons proposé des améliorations au logiciel actuel de traitement des mesures du CPI avec la prise en compte des particules tronquées, qui étaient jusqu'alors rejetées par l'algorithme de traitement. Cette nouvelle méthode de traitement améliore de façon significative la restitution des paramètres microphysiques. La concentration en nombre pour les particules de diamètres supérieurs à 100 et 200 μm , le diamètre effectif, le coefficient d'extinction et le contenu en glace sont corrigés respectivement de 20%, 33%, 18%, 39% et 54%. Cette méthode de traitement CPI a ensuite été évaluée par comparaisons avec les mesures des sondes PMS et les résultats montrent un bon accord entre les deux méthodes de traitement, validant ainsi les algorithmes du CPI. Dans le contexte de validation CloudSat, nous avons également utilisé les données CPI et particulièrement l'information unique de la forme des cristaux pour déterminer un facteur de réflectivité radar équivalente CPI (Z_{CPI}). Les diffusions de Rayleigh et de Mie ont été prises en compte, ainsi que toutes les conventions utilisées par CloudSat. Nous avons également ajouté un terme de correction à ce facteur de réflectivité et à IWC pour prendre en compte les effets de troncature dus aux particules de diamètre supérieurs à 2.3mm. L'évaluation de cette méthode de détermination de Z_{CPI} par comparaisons avec les méthodes classiques PMS a montré que les données CPI permettent d'améliorer de manière significative la précision sur les relations IWC-Z. Enfin, les calculs d'erreurs ont montré que les incertitudes des paramètres dérivés des mesures CPI sont de

55%, 60% et 80% sur respectivement le coefficient d'extinction, le contenu en glace et le diamètre effectif, et de ± 4 dBZ sur la réflectivité radar équivalente.

Concernant la validation CALIPSO et les produits nuages du lidar CALIOP, nous avons analysé quatre cas de validation en cirrus de la campagne CIRCLE-2 incluant deux cirrus frontaux au-dessus de l'Océan Atlantique et deux cirrus issus de systèmes convectifs. Les comparaisons des coefficients d'extinction CALIOP et in situ ont montré un très bon accord pour deux situations pourtant différentes : un cirrus frontal et un cirrus issu de convection. Ces résultats valident ainsi pour la première fois les hypothèses prises en compte dans les algorithmes d'inversion du lidar CALIOP pour les cirrus, c'est-à-dire un rapport Lidar de 25 sr et un coefficient de diffusion multiple de 0.6.

Les deux autres situations de cirrus ont révélé des différences significatives. La première (cirrus frontal) montre des coefficients d'extinction CALIOP beaucoup plus élevés (d'un facteur 2 au moins) que les mesures in situ. L'hypothèse d'un effet d'orientation de cristaux de glace de forme plane et hexagonale induisant une réflexion spéculaire du faisceau laser CALIOP, et par conséquent une surestimation du coefficient d'extinction restitué, a été mise en évidence à partir des observations CPI. Cette hypothèse a été confirmée par des mesures aéroportées de télédétection (lidar LNG), mais aussi par l'analyse du diagramme γ' - δ reliant la rétrodiffusion atténuée intégrée en fonction de la dépolarisation de CALIOP.

Enfin, la dernière situation de CIRCLE-2 (cirrus issu d'un système convectif) présente des valeurs in situ du coefficient d'extinction systématiquement plus élevées (d'environ 40 %) que celles restituées par CALIOP. Plusieurs hypothèses ont été suggérées pour expliquer les différences observées. La plus probable concerne la fragmentation artificielle des cristaux de glace sur les tubes d'échantillonnage des instruments in situ qui pourrait conduire à une surestimation des petites particules et donc du coefficient d'extinction. Cette hypothèse est paradoxale car les mesures des différentes sondes in situ présentent une très bonne corrélation malgré des différences de géométrie de leurs tubes d'échantillonnage, ce qui permettrait d'écarter la piste d'une fragmentation artificielle des cristaux. Les valeurs du rapport lidar et du coefficient de diffusion multiple dans le traitement CALIOP ont également été discutées, sans apporter de confirmation.

Nous avons également proposé, à partir de la base de données en cirrus, des paramétrisations permettant de déterminer le contenu en glace et le diamètre effectif des particules dans ce type de nuages.

Une situation de nuage Arctique en phase mixte a également été étudiée pour la validation CALIOP, plus particulièrement en termes de détermination de la phase thermodynamique du nuage. Il en ressort que la phase liquide d'un tel type de nuage atténue très fortement le faisceau laser du lidar, conduisant à une sous estimation systématique du coefficient d'extinction restitué. La validation CALIPSO reste donc très délicate dans ce genre de situations.

La dernière partie de ce travail de thèse s'articule autour de la validation CloudSat. Pour cet objectif, nous avons tout d'abord réalisé des comparaisons du facteur de réflectivité radar équivalente CPI avec celui mesuré par CloudSat pour les sept situations de validation: quatre stratocumulus de couche limite en phase mixte et un nimbostratus glacé en région Arctique et deux cirrus issus de systèmes convectifs de latitude moyenne. Les résultats montrent une bonne cohérence entre les deux mesures, avec un rapport $Z_{CPI}/Z_{CloudSat} = 1.03 \pm 0.10$ ($R^2 > 0.5$). Les fréquences de distribution de la réflectivité radar ont été également analysées et les résultats confirment le bon accord précédemment observé, avec des différences entre les mesures CloudSat et CPI jusqu'à 3 dBZ seulement. Le deuxième objectif dédié à la validation CloudSat a consisté à évaluer la précision des produits nuages issus des algorithmes d'inversion : IWC, LWC, rayons effectifs et concentrations, à partir des mesures in situ. Dans toutes les situations, les résultats montrent des différences significatives avec en particulier des propriétés nuageuses restituées par CloudSat beaucoup plus élevées que les mesures in situ. En phase mixte, nous avons mis en évidence que le schéma de restitution de CloudSat basé sur la température est sans doute mal adapté : aucune corrélation entre les mesures in situ et les produits d'inversion CloudSat n'a pu être établie pour la phase liquide, même si une attention particulière doit être portée à ces résultats qui restent ponctuels.

Enfin, nous avons développé plusieurs paramétrisations à partir des mesures in situ afin d'être appliquées à CloudSat pour déterminer les paramètres nuageux à partir de la réflectivité radar équivalente et de la température.

VI.2. Perspectives

Ce travail de thèse s'est donc pleinement inscrit dans les projets de validation CALIPSO et CloudSat et les résultats présentés apportent des informations importantes sur la

précision et les incertitudes de ces produits d'inversion satellitaires. Cependant, le nombre de situations propices à la validation reste faible au vu de l'ampleur que représente ce sujet d'étude. C'est pourquoi les futures campagnes de mesures aéroportées (SORPIC, ML CIRRUS) ont encore parmi leurs objectifs la validation de la télédétection spatiale. Ces campagnes d'observation devraient permettre d'élargir les bases de données existantes et de compléter les conclusions apportées au cours de ce travail de thèse.

D'autre part, nous avons vu la complémentarité de CALIPSO – dédié à l'observation des aérosols et nuages fins – et de CloudSat – dédié à l'observation des nuages épais et précipitants. Ainsi, l'objectif principal qui a motivé le lancement de ces deux satellites est l'utilisation de la synergie radar-lidar pour l'observation des nuages et la restitution de leurs propriétés optiques et microphysiques. Par conséquent, une des perspectives importantes de ce travail de thèse sera la prise en compte de la complémentarité CALIPSO-CloudSat. La validation des produits d'inversion des données combinées CALIPSO-CloudSat à partir des algorithmes actuels ou en cours de développement est donc un objectif majeur.

Toujours en termes de validation, une autre perspective à ce travail de thèse serait la validation des produits nuageux du modèle européen ECMWF, notamment en région Arctique. En effet, nous avons montré (Gayet et al. 2009) que la restitution des paramètres nuageux dans cette région du globe par le modèle européen souffrait de grandes incertitudes. La synergie *mesures in situ* / *télédétection spatiale* / *modélisation* pourra être alors pleinement exploitée.

Enfin concernant les mesures in situ en nuages, le travail de cette thèse a reposé essentiellement sur les données du Néphélomètre Polaire et du CPI, avec le développement d'améliorations de la méthode de traitement. Cependant, plusieurs questions concernant la précision de ces mesures in situ restent encore controversées. Le débat le plus important à l'heure actuelle concerne l'effet de la fragmentation artificielle des cristaux sur les mesures, lequel ne peut être évalué pour l'instant que de manière qualitative. Certaines études ont d'ailleurs des conclusions contradictoires. Les nouveaux instruments in situ, tels que la sonde 2D-S par exemple, apporteront des réponses quantitatives à cette problématique.

Annexes

1. Article publié au Journal of Geophysical Research

Validation of the CALIPSO/CALIOP extinction coefficients from in situ observations in mid-latitude cirrus clouds during CIRCLE-2 experiment

**Guillaume Mioche¹, Damien Josset², Jean-François Gayet¹, Jacques Pelon²,
Anne Garnier², Andreas Minikin³ and Alfons Schwarzenboeck¹**

¹ Laboratoire de Météorologie Physique UMR 6016 CNRS / Université Blaise Pascal, France

² Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales, UMR 8190 CNRS / Université Pierre et Marie Curie, France

³ Deutsches Zentrum für Luft und Raumfahrt, Institut für Physik der Atmosphäre, Oberpfaffenhofen, Germany.

Abstract. This paper presents a comparison of combined CALIPSO/CALIOP extinction retrievals with airborne lidar and in situ cirrus cloud measurements. Specially oriented research flights were carried out in Western Europe in May 2007 during the CIRCLE-2 experiment with the German DLR and the French SAFIRE Falcon aircraft equipped for remote and in situ measurements respectively. Four cirrus-cloud situations including thin cirrus layers and outflow cirrus linked to mid-latitude fronts and convective systems were chosen to perform experimental collocated observations along the satellite overpasses. The measurements were carried out with temperatures ranging between -38°C and -60°C and with extinction coefficients no larger than 2 km⁻¹. Comparisons between CALIOP and airborne Lidar (LNG) attenuated backscatter coefficients reveal much larger CALIOP values for one frontal cirrus situation which could be explained by oriented pristine ice crystals. During the four selected cases the CALIOP cirrus extinction profiles were compared with in situ extinction coefficients derived from the Polar Nephelometer. The results show a very good agreement for two situations (frontal and outflow cases) despite very different cloud conditions. The slope parameters of linear fittings of CALIOP extinction coefficients with respect to in situ measurements are 0.90 and 0.94 respectively, with correlation coefficients of 0.69 and only 0.36 for the latter case due to a small number of measurements. On the contrary, significant differences are evidenced for two other situations. In thin frontal cirrus at temperatures ranging between -58°C and -60°C, systematic larger CALIOP extinctions can be explained by horizontal-oriented ice crystals with prevalent planar-plate

shape as revealed by the Cloud Particle Imager instrument. This nicely explains the disagreements between CALIOP and LNG observations for that case. For the last cirrus situation related to dense outflow cirrus, CALIOP extinctions are systematically lower than the in situ observations. No clear explanations can be drawn to assess this feature, but the shattering of ice crystals on probe tips may enhance the measured extinction because numerous large ice crystals are observed during this cirrus situation. Finally, relationships between the ice water content and the extinction coefficient, the effective diameter and the temperature respectively are determined from this in situ measurements data set.

1. Introduction

With a global cover of 30% of the earth's surface [Wylie *et al.*, 1994], and because of the importance of their interaction with solar and terrestrial radiation, it is well known that cirrus clouds play a crucial role in the radiation balance of the Earth [Liou, 1986; Liou and Takano, 1994]. Their representation in global and regional climate models needs to be as reliable as possible. Nevertheless, this remains quite difficult on a global scale due to the wide variety and distribution of cirrus types and the poor knowledge of their different microphysical and optical properties.

Spaceborne observations from satellites flying together with complementary instruments, namely the A-TRAIN, offer now new opportunities to provide an unprecedented survey of cloud properties on a global scale [Stephens *et al.*, 2002] and to assess more reliable representations of clouds to constrain global climate models. Among these satellites, the NASA/CNES Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation (CALIPSO), launched in April 2006, is dedicated to the study of thin clouds and aerosols [Winker *et al.*, 2003, 2009]. The payload includes the Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP), which delivers for the first time on a global scale, multi-year, high-quality measurements of vertical profiles of aerosol and cloud backscattering properties. Lidar retrieval techniques to derive pertinent cloud and optical parameters, including the extinction coefficient, require validation strategies combining coincident measurements. Airborne campaigns with in situ and remote instruments are one strategy to obtain these measurements. For example, Hlavka *et al.* [2005] made comparisons of GLAS measurements with extinction retrievals directly determined from coincident airborne lidar measurements. Inherent to this strategy are the difficulties in collocating different measurements separated in time and space (the aircraft and satellite ground trace speeds are 200 m s^{-1} and 7 km s^{-1} respectively). Therefore flight plans are designed to accurately follow the CALIPSO satellite track when cirrus clouds are forecasted.

The coordinated German-French CIRrus CLOUD Experiment [CIRCLE-2, Eichler *et al.*, 2009], which took place in Western Europe in May 2007, was devoted to a better understanding of the processes involved in cirrus cloud life cycles, and to the validation of satellite observations. This airborne field campaign focused on an extensive characterisation of optical and radiative properties of cirrus for improving cloud parameterisations in mesoscale and global models. Several flights were coordinated with CALIPSO overpasses for the validation of the CALIOP standard data products.

The main objective of this paper is to compare the CALIPSO level-1 and level-2 products (version 2.01) with airborne lidar and in situ observations of cirrus clouds during CIRCLE-2. The interpretation of the results assesses the reliability of the algorithms that derive secondary products from CALIOP and identifies potential problems inherent to these retrieval techniques. Thanks to the in situ measurements, a secondary objective is to provide parameterisations for retrieving cirrus clouds properties (ice water content, effective diameter) from CALIOP extinction coefficient.

After a brief introduction presenting the measurement strategy and the cirrus cases sampled during the campaign, the in situ instruments used to determine in situ microphysical properties of cirrus clouds and the airborne lidar are presented, as are the data analyses and the expected accuracies on retrieved parameters. The method to retrieve the extinction coefficient from CALIOP lidar is briefly reviewed. CALIOP products are compared to both the airborne lidar observations and the in situ extinction measurements. The results are discussed with the interpretation of the measurements. Finally, relationships between the ice water content and the extinction coefficient, the effective diameter, and the temperature, respectively are determined from this in situ measurements data set.

2. Field campaign and measurement strategy

2.1. The CIRCLE-2 experiment

The CIRCLE-2 campaign, held from 4 to 26 May 2007, involved two Falcon (F20) aircraft. The first one, operated by DLR (Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt), was equipped with microphysical and optical in situ probes. The DLR WALES Lidar (Water Vapour Lidar Experiment in Space) and a Spectral Modular Airborne Radiation measurement system [SMART, *Wendisch et al.*, 2001] were also installed onboard the DLR F20 but the data will not be considered in this study. The second Falcon, from SAFIRE (Service des Avions Français Instrumentés pour la Recherche en Environnement), was carrying remote sensing down-looking systems. The two aircraft were operated from Oberpfaffenhofen (near Munich, Germany) and from Creil (near Paris, France), respectively. Both aircraft had identical performances (cruise speed of ~ 200 m/s, or about 9 min flight duration per degree in latitude).

During the campaign, 10 flights were performed in cirrus clouds by the DLR F20 over western Europe [*Eichler et al.*, 2009]. Among them, four flights were devoted to the CALIPSO/CALIOP validation (see Table I). We now describe the strategy of collocating airborne measurements with the satellite overpass, in order to perform comparisons as reliably as possible.

2.2. Satellite and aircraft collocalisation strategy

The two Falcon aircraft were co-ordinated to fly under CALIPSO track according to the cirrus cloud forecasts over Western Europe by DLR. On both aircraft, the altitude and position parameters were measured by the airborne GPS systems with an accuracy of 20 m. This allowed us to very accurately follow the satellite track for reliable comparisons and to get an accurate altitude reference for all observations.

The DLR F20 flight plan consisted of several in-cloud sequences at constant levels, first near the cloud top, and then at different lower levels depending on the cloud width. Each sequence lasted about 15 min – 20 min (or 180 – 250 km long) with a U-turn maneuver at the end of the sequence. The SAFIRE F20 flight strategy was to fly above the cirrus layer at the maximum ceiling ($\sim 13\,000$ m) with nadir looking observations.

Four cirrus-cloud situations were favourable for performing flights collocated in time and space along the CALIPSO overpasses. Table I summarizes these situations, with indications of the satellite overpass times and cloud types. On 16 May and 25 May, thin frontal cirrus were observed over the Atlantic Ocean near the west coast of France, whereas on 23 May and 26 May, outflow-cirrus from cumulonimbus systems were measured along the northern part of Spain and over Germany, respectively. Fig. 1 displays the corresponding cloud fields as observed by MODIS instrument (Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer) onboard the Aqua platform, heading the A-Train. The CALIPSO track is superimposed on the composite images obtained from Dundee station. The thick lines on Fig. 1 represent the approximate locations of the aircraft operations. The 16 and 25 May flights allowed direct comparisons between all observations over ocean, as the SAFIRE F20 was successfully co-ordinated with the DLR F20.

The different cloud sequences and corresponding altitudes and temperatures are indicated in Table I, along with the maximum time lags (Δt) between the satellite overpass and the in situ observations of the cloud sequence. Most of the time, the satellite coincidences occurred during the first sequence of the day when the DLR F20 was at its highest flight level. A time difference of about ± 20 min was generally chosen between in situ measurements and the satellite overpass, consistent with the procedures used in previous validation studies [*McGill et al.*, 2007; *Barker et al.*, 2008]. However, in order to complete the observations at additional cirrus levels, two sequences with Δt extended to about 40 min were selected for frontal cirrus situations (16 May and 25 May, see Table I) because of their rather slow evolution. On the contrary, for the 26 May outflow cirrus characterized by a rapid change of the cloud structure [*Protat et al.*, 2009], the time window was reduced to a Δt of ± 8 min (see Table I). We therefore assume in the following that the natural time-variability of the cirrus cloud properties is of the same order than the measured horizontal variability.

During the four cirrus situations, 9 cloud sequences have been selected which represent about 130 min of quasi collocated observations.

3. Instrumentation and data analysis

In situ measurements of microphysical and optical properties performed on board the DLR F20 were derived from two Particle Measurements System (PMS) instruments, including a Forward Scattering Spectrometer Probe FSSP-300 and a 2D-C probe, a Cloud Particle Imager (CPI) from SPEC Inc., and a Polar Nephelometer probe designed at LaMP [Gayet *et al.*, 1997]. Remote sensing measurements onboard the SAFIRE F20 aircraft were from the IPSL (Institut Pierre Simon Laplace) Radar-Lidar system [Protat *et al.*, 2004]. Only the LNG (LEANDRE New Generation) lidar [Pelon *et al.*, 1990] data are used here.

3.1. In situ instrumentation onboard the DLR F20

Three independent techniques are used in this study: (1) the PMS FSSP-300 operated by the DLR, (2) the Particle Cloud Imager (CPI) and (3) the Polar Nephelometer probes, operated by the Laboratoire de Météorologie Physique (LaMP). The combination of these three techniques provides a description of particles within a diameter range varying from a few micrometers (typically 3 μm) to about 2 mm. The method of data processing, the reliability of the instruments and the uncertainties of the derived microphysical and optical parameters have been described in detail by Gayet *et al.* [2006, 2009]. For completeness, we also report interstitial aerosol data as obtained from the PMS PCASP-100X aerosol spectrometer probe, which has condensation particle counters with heated (250°C) and unheated inlets. Relative humidity was derived from measurements using a CR-2 frost point hygrometer.

In the present study, particles larger than 3 μm diameter were measured by the PMS FSSP-300 optical particle counter [Baumgardner *et al.*, 2002]. For analysis of the data, the particles are assumed to be ice crystals. The upper size limit of the FSSP-300 in this study is 21.8 μm , which leads to better agreement with the first channels of the CPI and 2D-C probes in terms of particle concentration, extinction and ice water content. The bulk quantities were calculated assuming spherical particles with a density of 0.9 g cm⁻³.

The CPI registers cloud-particle images on a solid-state, one-million pixel digital charge-coupled device (CCD) camera by freezing the motion of the particle using a 40 ns pulsed, high-power laser diode [Lawson *et al.*, 2001]. A particle detection system (PDS) with upstream lasers precisely defines the focal plane so that at least one particle in the image is in the focus. Each pixel in the CCD camera array has an equivalent size in the sample area of 2.3 μm , so particles of sizes from approximately 10 μm to 2 mm are imaged. The CPI images were processed using the software [Lefèvre, 2007] developed at LaMP, based on the features and algorithms outlined in original CPIview software manual [see CPIview, 2005; Lawson *et al.*, 2001; Baker and Lawson, 2006], but providing additional information on the ice-particle morphology. The software also uses the method proposed by Lawson and Baker [2006] for the determination of ice water content from a two-dimensional particle imagery.

The Polar Nephelometer [Gayet *et al.*, 1997] measures the scattering phase function of an ensemble of cloud particles (i.e., water droplets or ice crystals or a mixture of these particles ranging from a few micrometers to about 1 mm diameter), which intersect a collimated laser beam near the focal point of a parabolic mirror. The light source is a high-power (1.0 W) multimode laser diode operating at $\lambda = 804$ nm. The data acquisition system of the airborne version of the Polar Nephelometer is designed to provide a continuous sampling volume by integrating the measured signals of each of the detectors over a selected period. For instance, the sampling volume (v) is determined by the sampling surface (10-mm long and 5-mm diameter beam) multiplied by the Falcon cruise speed of approximately 200 m s⁻¹, i.e., 1 L for an acquisition frequency of 10 Hz. This means that the detection threshold is close to one particle per litre at this frequency. Direct measurement of the scattering phase function allows particle types (water droplets or ice crystals) to be distinguished and calculation of the optical parameters to be performed, i.e. extinction coefficient and asymmetry parameter with accuracies evaluated to 25% and 4% respectively [Gayet *et al.*, 2002a].

3.2. Lidar remote sensing onboard the French F20

LNG is a backscatter lidar which operates at three wavelengths (355, 532 and 1064 nm), the last two being the same as those emitted by CALIOP. The LNG view angle is 3° with respect to the vertical. Therefore, a small correction in height is needed with respect to GPS altitude to position correctly the surface echo. As wide emission and reception angular fields of view (5 and 7 mrad, at 1064 and 532 nm, respectively) are used, the multiple scattering contribution is larger than usual for an airborne lidar system [Bissonette, 1996].

3.3. Cloud parameters retrievals

3.3.1. CALIOP operational products

The CALIOP lidar uses a laser operating at 532 nm and 1064 nm, with parallel and orthogonal polarization detectors at 532 nm [Winker *et al.*, 2003; Hunt *et al.*, 2009]. As described in Vaughan *et al.*, [2004], the technique for deriving extinction coefficient profiles from CALIOP raw data goes in three steps. The processing begins with the Selective Iterated Boundary Locator (SIBYL) to detect feature locations in the CALIOP measurements. Then the Scene Classifier Algorithm (SCA) classifies the features detected as clouds or aerosols and selects appropriate multiple scattering factors and lidar ratios to use in the next step of processing. Finally, the Hybrid Extinction Retrieval Algorithm (HERA) retrieves the extinction coefficient profiles and optical depth of the features detected. The CALIPSO HERA is a collection of several routines that calculates extinction coefficients from a linear iterative-convergent technique. As described in Young and Vaughan, [2009] and in part 4 of the CALIOP Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD): Extinction Retrieval Algorithms, cloud optical properties are determined according to the following equations:

The backscattered signal $P(r)$ detected from the lidar is:

$$P(r) = \frac{1}{r^2} E_0 \xi [\beta_M(r) + \beta_P(r)] T_M^2(0, r) T_{O_3}^2(0, r) T_P^2(0, r) \quad (1)$$

where ξ is the lidar system parameter (product of amplifier gain and lidar calibration factor) and E_0 is the average laser energy for a single shot or composite profile. $\beta_M(r)$ and $\beta_P(r)$ refer, respectively, to the molecular volume backscatter coefficient and the particulate volume backscatter coefficient. $T_M^2(0, r)$, $T_{O_3}^2(0, r)$ and $T_P^2(0, r)$ are, respectively, the molecular, ozone and particulate two-way transmittance between the lidar and range r . For detailed descriptions of these parameters, one can refer to the ATBD.

The attenuated backscatter coefficient (ABC) is defined as :

$$ABC(r) = [\beta_M(r) + \beta_P(r)] T_M^2(0, r) T_{O_3}^2(0, r) T_P^2(0, r). \quad (2)$$

It is obtained after normalization of the lidar signal in a clear air region. For CALIOP, this region is taken between 30 and 34 km. The particulate two-way transmittance can be written as:

$$T_P^2(0, r) = \exp[-2\eta(r)\tau_p(0, r)] \quad (3)$$

where $\eta(r)$ is the multiple scattering factor as identified from Platt [1979]. The particulate optical thickness τ_p is:

$$\tau_p(0, r) = \int_0^r \sigma_p(r') dr' = S_p \int_0^r \beta_p(r') dr' \quad (4)$$

Finally, from equation (4), the particulate volume extinction coefficient σ_p can be written as

$$\sigma_p(r) = S_p \beta_p(r) \quad (5)$$

with S_p being the particulate extinction-to-backscatter ratio, or lidar ratio [Sassen and Comstock, 2001]. To solve these equations, the CALIPSO algorithms use ancillary information from meteorological analyses by NASA's Global Modelling and Assimilation Office (GMAO GEOS5) to determine the molecular number density and ozone absorption coefficient profiles, and from SCA processing to determine the particulate lidar ratio and multiple scattering factor. For the four cirrus cases discussed in this paper, the lidar ratio and the multiple scattering factor were 25 sr and 0.6 respectively (from Cloud Layer Product data).

3.3.2. The LNG airborne lidar

Processing of the airborne lidar data is similar to CALIOP data analysis. Normalization to molecular backscattering of the lidar signal is performed just at high altitude to derive the attenuated backscatter coefficient. The required density profiles are obtained from the aircraft in situ measurements. At this period of time, the aerosol content at altitudes between 12 and 13 km remained low, leading to extinction coefficient smaller than $1.10^{-3} \text{ km}^{-1}$ at 750 nm [Bourassa et al., 2007]. Assuming an average lidar ratio (S_p) for such stratospheric particles of about 60 sr [Chazette et al., 1995] leads to an induced error smaller than 10% at 532 nm. This technique could be applied in clear air regions of the observations of 16 and 25 May between 12 and 13 km (evidenced at 1064 nm as black areas in Fig. 2). The normalization factor was then used over the whole leg after normalisation to the energy variation. Due to uncertainties and bias in the energy measurements during the campaign, the final normalization uncertainty is expected to be on the order of 20%.

3.3.3. In situ observations

The microphysical parameters were derived from in situ measurements by adding the contributions of the PMS FSSP-300 and the CPI. The parameter definitions are the following: (i) Ice particle concentration (*Conc*), (ii) Extinction coefficient (*Ext*), (iii) Ice water content (*IWC*) and (iv) Effective diameter (D_{eff}). This last quantity was calculated, as in earlier studies [Gayet et al., 2006], using the following relationship:

$$D_{eff} = A \text{ IWC} / \text{Ext} \quad (6)$$

with D_{eff} expressed in μm , *IWC* in g m^{-3} , *Ext* in km^{-1} , and $A = 3000 \text{ mm}^3 \text{ g}^{-1}$.

The accuracy of the derived microphysical parameters is considerably affected by inherent shortcomings in the probes and data processing. Considering the sampling time of 5 seconds, the total random uncertainties were estimated as ranging from 75 % to 100 % for the PMS probe data [see details in Gayet et al., 2002b]. These errors can be drastically reduced by averaging over longer periods.

The accuracies of the in situ measurements reported above could be seriously reduced by the shattering of large ice crystals on probes with shrouded inlets (Polar Nephelometer, CPI and PMS FSSP and 2D-C for instance) [Korolev and Isaac, 2005]. Heymsfield [2007] modelled the probe responses to different combinations of *IWC* and large particle concentration. In relatively extreme situations, the results show that the shattering effects could add about 15% to the *IWC* from the FSSP, while the problem is even greater for extinction and number concentration. McFarquhar et al. [2007] experimentally confirm that shrouded inlets may cause particle shattering with a subsequent enhancement of the total concentration of ice crystals, especially at $D < 50 \mu\text{m}$. For particle diameters larger than about $100 \mu\text{m}$, the number of shattered particles increases with the concentration of large particles. Techniques have been proposed by Field et al. [2003, 2006] to separate genuine small particles from shattering artefacts using ice particle interarrival times (from either Fast-FSSP or 2D-C probes), thus making objective corrections possible. New particle image probes with high pixel resolution may also be used to quantify the contribution of shattering to the particle size distributions and optical properties measured by probes with shrouded inlets (FSSP and Polar Nephelometer for instance). However, these instruments were not available for the present study. The possible effects of ice-crystal shattering on the present study will be discussed together with the results below.

4. Comparison of CALIOP products with airborne Lidar profiles and in situ observations

In this section, we will first compare CALIOP observations with LNG lidar vertical profiles in terms of (i) attenuated backscatter coefficient and (ii) extinction coefficient. Then we will show with details quantitative comparisons of CALIOP retrieved extinction with in situ observations.

4.1. Comparison of CALIOP and LNG profiles of attenuated backscatter coefficient

The two panels on Fig. 2 display the vertical profiles of the attenuated backscatter coefficient (ABC) at 1064 nm from CALIOP observations on 16 May (between 47°N and 49.3°N) and on 25 May (between 45.7°N and 48°N), respectively. The corresponding LNG observations of the attenuated backscatter coefficient at 1064 nm are plotted above the CALIOP profiles. The horizontal and vertical resolutions are 5 km and 60 m respectively for CALIOP data in the troposphere and 1 km and 6 m for LNG. The coincidences between space and airborne observations occurred at 48°N (13:33 UT) on 16 May and at 46.5°N (13:26 UT) on 25 May.

The results in Fig. 2 highlight a close correspondence between the CALIOP and LNG measurements in both cases. However, a few differences are also evident. On 16 May the attenuated backscatter coefficient appears stronger at the cloud top altitude than at the bottom in the airborne observations, whereas the opposite effect is observed in the spaceborne profiles. Such differences are less marked for the 25 May data. In order to quantify these differences, several regions have been identified in both scenes. They are labelled and delimited by rectangles on Fig. 2. The CALIOP and LNG ABC profiles (at 532 nm) were averaged over each defined region and with the same vertical resolution (60 m). The results are reported in Fig. 3, with dashed lines which represent the model atmospheric density profile. The grey-areas correspond to the cirrus layer sampled with the DLR F20. Daytime calibration accuracy is about 10% for CALIOP [Powell *et al.*, 2008] and about 20 % for the LNG lidar data. Despite noisy daytime CALIOP-profiles, the comparisons of attenuated backscatter profiles on Fig. 3 reveal interesting features on geometrical and backscattering cirrus properties which are now discussed:

(i) The cirrus cloud top and base altitudes are determined with a very close agreement. This confirms the accuracies of airborne altitude measurements and of retrieved information from both remote techniques. The technique used by CALIOP algorithms have already been thoroughly described in Vaughan *et al.*, [2009]. The boundary detection scheme detects atmospheric features (clouds, aerosols...) considering an extended and contiguous region of enhanced backscatter signal that exceeds significantly an expected molecular value. CALIOP altitudes presented here come from level 2 data products and are determined by this technique. Concerning LNG, two detection boundary schemes were considered, one using a threshold on scattering ratio and a second one which considers a threshold on the signal to noise ratio Chazette *et al.* [2001]. As the case we are dealing with consists of cirrus clouds with high scattering ratio, the simple threshold on scattering ratio is used for this study. The exact agreement between CALIPSO and LNG altitudes depend of the threshold value. A scattering ratio of 1 increases the sensitivity but keeps a high level of noise whereas a value of 6 allows to totally filter out the noise. For this comparison, we chose to lower the level of noise, as we are interested by the general cloud structures as seen in Fig. 2 and Fig. 3.

(ii) Within the cirrus cloud layers, significant differences are found between CALIOP and LNG attenuated backscattering profiles. For 16 May, the region 1 profiles show much larger CALIOP values than LNG (up to 10 times larger). In region 2 the differences are smaller (within 30%), whereas region 3 exhibits systematically larger CALIOP values throughout the entire cloud depth, with a CALIOP/LNG ratio of ~ 2 in the lower half of the cloud depth. For the 25 May situation in region 2, the two profiles are remarkably well correlated in the upper cirrus layer (between 9.3 km and 11.5 km), whereas in the lower cloud layer near 6 km CALIOP is much larger than LNG (ratio of ~ 5). Some differences (within 30%) are also observed in region 1.

These differences may be attributed to changes in cloud properties with time as airborne and spaceborne observations are not exactly coincident. Nevertheless, the small time differences considered (less than 10 min) may mitigate the subsequent uncertainties in the data analysis. During

the CIRCLE-2 campaign, the CALIOP lidar was quasi-nadir oriented (0.3° ahead of the nadir direction) whereas the LNG airborne lidar was oriented 3° ahead of nadir pointing. Therefore, the combination of these two remote techniques may give determinant information on the presence of oriented ice crystals, which can induce specular scattering effects according the angle of observation due to specific ice crystal structures [Bréon and Dubrulle, 2004; Noel and Sassen, 2005; Scherbakov *et al.*, 2006]. As a matter of fact, while CALIOP data can be sensitive to specular effects due to pristine ice crystals, LNG are not, due to the tilted beam, and this can explain the larger CALIOP backscattering values. We will compare in the next section the retrieved extinctions that result from the inversion of CALIOP and LNG data in order to introduce the discussion on the assessment of the critical parameters (lidar ratio and multiple scattering coefficients).

Comparison of CALIOP and LNG retrieved extinctions

The method to retrieve the extinction from LNG data is detailed in appendix A. To help understanding main differences, the results presented in this section are showing comparisons between CALIOP and LNG extinction retrievals. A more detailed analysis on the underlying assumptions and a step by step comparison of the inversion process applied to airborne and spaceborne data is beyond the scope of this paper and could be the object of a forthcoming issue. We will here limit the comparison to a focused approach.

Figs. 4.a and 4.b shows the comparisons between CALIOP and LNG effective extinction determined for the 16 May (see region 2 on Fig. 3.) and 25 May (see region 2 on Fig. 3) respectively. We note that fewer data points are available for the 25 May because of a shorter in cloud sequence related to region 2 (see Fig. 2). As expected from ABC profiles in Fig. 3, a relatively good agreement between CALIOP and LNG is observed the 25 May (slope parameter and correlation coefficient of 1.09 and 0.87 respectively). Due to different fields of view for CALIOP and LNG ($130 \mu\text{rad}$ and 5 mrad at 532 nm respectively) and the observation distance ($790 \text{ vs } 2 \text{ to } 5 \text{ km}$), the multiple scattering coefficient should be different for a same target. Nevertheless, the LNG results are obtained with lidar ratio and multiple scattering factor values close from those of CALIOP operational retrievals in terms of effective lidar ratio ηS ($S=20 \text{ sr}$ against 25 sr and $\eta=0.8$ versus of 0.6 respectively). Differences may be explained by the fact that both retrievals use statistical and constant values whereas these parameters may significantly change in an unknown way according to horizontal and vertical heterogeneity scales of the cirrus layer. However, all these effects together should not impact the average value and appear to give a better general agreement on the 25 May, although for a smaller number of points.

Concerning the 16 May case (see Fig 4.a) the data are very dispersed (correlation coefficient of only 0.12) with on the average larger CALIOP extinctions which prevent any quantitative comparison. As previously discussed in section 4.2 the differences observed could be explained by the occurrence of horizontally oriented plates. In the next section, in situ observations will contribute to an exhaustive interpretation of the above remote sensing observations.

Comparison of CALIOP extinction coefficient with in situ measurements

The four panels in Fig. 5 display the vertical profiles of the retrieved extinction coefficient from CALIOP level 2.01 operational cloud profile product for the measurements acquired on (a) 16 May, (b) 23 May, (c) 25 May, and (d) 26 May. The CALIOP extinction coefficient is obtained with 5 km and 60 m horizontal and vertical resolutions respectively. The superimposed red lines are the Falcon flight altitudes of the cloud sequences reported in Table I.

We recall that the in situ extinction coefficient can be derived from both the Polar Nephelometer and the combined FSSP-300 and CPI measurements. As we will discuss below, cross-correlations performed between extinction measurements obtained from these two different techniques highlight very good results which validate the probe calibrations and the methods of data processing. Indeed, the Polar Nephelometer (PN) extinction will be used in the following. It should be noticed that the in situ observations have been averaged over the horizontal CALIOP pixel resolution (i.e. 5 km ,

see Fig. 5, or about 25 sec. according to the mean Falcon airspeed). The flight trajectory was first projected onto the CALIOP vertical plane by considering the mean wind advection at the corresponding levels and the time difference between satellite and in situ measurements. This was done to reduce inherent errors in comparing quasi-instantaneous spaceborne observations and aircraft measurements carried out during a much longer duration. Then for each satellite pixel the spatial collocation was realized according to combined corrected latitude-longitude coordinates of the satellite track and the DLR F20 aircraft.

The results of the CALIOP validation are displayed in Fig. 6. The four panels display the CALIOP extinction versus the Polar Nephelometer (PN) extinction for the 16 May (a), 23 May (b), 25 May (c) and 26 May (d) cirrus cases respectively. The horizontal bars represent the standard deviation of the in situ extinction, which results from the horizontal cloud variability over 25 sec. The examination of the results shows a very good correspondence between the two measurements for the 23 May and 25 May situations despite very different situations: outflow cirrus and thin frontal cirrus respectively. The slope parameters of the linear fits are 0.94 and 0.90, with maximum extinction values of about 1.2 km^{-1} and 0.6 km^{-1} respectively. The correlation coefficient is much better for the 25 May (0.69) than for the 23 May (0.36) due to a smaller number of measurements with a larger dispersion.

As for the 16 May and 26 May situations, significant differences are evidenced between the two measurements. For the 16 May comparison, systematically larger CALIOP extinctions than PN observations are evidenced (slope parameter of 2.27). Indeed for CALIOP values in the range from 0.4 km^{-1} to 0.9 km^{-1} no agreement can be found, since the PN extinctions remain no larger than about 0.25 km^{-1} . In contrast, the 26 May CALIOP values are systematically lower than the in situ observations with a slope parameter of 0.62 and a correlation coefficient of 0.72, and without apparent saturation on either of the signals. We now discuss the interpretation of the measurements in order to explain the differences evidenced on the 16 May and 26 May cirrus cases.

4.3. The 16 May cirrus case

We recall this situation concerns a frontal thin cirrus over ocean like the 25 May cirrus case with quite similar geometrical properties (see Figs. 5.a and 5.c) but with lower temperatures (-56°C to -59°C against -50°C to -54°C ; see Table I). The very coherent nature of the in situ observations argues strongly against any systematic errors in the in situ measurements when comparing the extinction relationships in Fig. 6. As a matter of fact, the four panels in Fig. 7 report comparisons between the extinction coefficients from the combined FSSP-300 and CPI instruments and the Polar Nephelometer probe for the 16 May (a), 23 May (b), 25 May (c) and 26 May (d) situations, respectively. Cloud data at 1 Hz frequency are shown on Fig. 7. The results emphasize that the two measurements fit very well for the four cirrus cases, with quasi-identical slope parameters of the linear fits (1.06 ± 0.03) and correlation coefficients close to 0.9. Likewise, very similar particle size distributions and extinction distributions are observed for the 16 May and 25 May situations, as reported on Figs. 8.a and 8.b respectively. These figures represent the particle size and extinction distributions measured by the FSSP-300 and CPI probes, and are averaged over the cloud sequences for each of the four cirrus cases. Table II reports the mean values of the microphysical parameters. Considering the 16 May and 25 May observations, because only few ice particles larger than $100 \mu\text{m}$ in diameter were observed (0.5 l^{-1} and 1.5 l^{-1} respectively; see Table II) with no ice crystals larger than about $350 \mu\text{m}$, we may expect that the shattering effects are probably not very important and are not greater than the usual random uncertainties (i.e. 25 % for the PN extinction; see Table 1 in Gayet *et al.*, 2002b). However, hypothesizing shattering occurrence, the effects on measurements (on both FSSP-300+CPI and Polar Nephelometer) should be of the same order for the 16 May and 25 May situations because the similarities of the size distributions.

In conclusion, the close agreement between the in-situ measurements from 16 May and 25 May strongly suggests that the disparities seen in Fig. 6(a) are not due to errors in the polar nephelometer data, but should instead be attributed to overestimates generated by the CALIOP retrieval. Therefore, one possible explanation may be the preferential orientation of the planar-shaped ice crystals, which can provoke a dramatically stronger lidar backscatter than would be expected for randomly oriented ice particles [Sassen, 1980; Hu *et al.*, 2007]. A stronger extinction value will be retrieved in that case. In order to give arguments to support this hypothesis, the CPI ice particle shape classifications

(represented for number, surface and mass percentages) are displayed on four panels on Fig. 9. The comparison of the results on Fig. 9.a (16 May) and Fig. 9.c (25 May) clearly highlight significant differences in dominant crystal shape within the temperature (or altitude) domains in which the CALIOP comparisons have been made. Pristine-plate ice crystals dominate the ice crystal shape during the 16 May cirrus case, as clearly evidenced by CPI examples of ice-crystal images on Fig. 9.a, whereas for the 25 May situation (Fig. 9.c) the main shape of the particles is irregular with some bullets and plates (see examples of ice crystals on Fig. 9.c). Pristine-plate ice crystals with sizes up to 300 μm could be horizontally oriented [Bréon and Dubrulle, 2004] and may therefore explain the poor extinction comparison for the 16 May data.

These findings nicely confirm the interpretation of the comparison results between CALIOP and LNG measurements discussed in section 4.1. A signature of oriented ice crystals is evidenced in region 2 (16 May situation, see Fig. 3), particularly in the half lower part of the cirrus layer, which was sampled by the DLR F20 aircraft during the second cloud sequence (see Table I). On the contrary, no signatures of oriented particles are found in the cirrus layer sampled by the DLR F20 during the 25 May situation, as evidenced from LNG observations.

The preferential orientation signature could also be verified from the diagram of the CALIOP layer-integrated attenuated backscatter (γ) versus the layer-integrated depolarization ratio (δ) as proposed by Hu *et al.* [2007] and Cho *et al.* [2008]. These diagrams are reported on the four panels of Fig. 10. The results on Fig. 10.a (16 May) and Fig. 10.c (25 May) clearly show the signatures of both the low level water clouds and the randomly oriented ice crystals in cirrus clouds [see Hu *et al.*, 2007]. The observation of pristine-plate ice-crystals at the CALIOP validation levels during the 16 May cirrus case are consistent with the location of the data points in Fig. 10.a at the upper left portion of the scatter plot, which corresponds to horizontally-oriented ice crystals as hypothesized by Hu *et al.* [2007]. The number of pixels is poor due to the small CALIPSO data set available during these limited cloud sequences. Nevertheless, this feature is not observed for the 25 May, and this would confirm our findings about the orientation effect of particles. The boundary stratiform-clouds over the sea on the 16 May and 25 May situations were detected by CALIOP due to the relatively low cirrus optical depth (~ 0.5) and fractional structure of the cirrus layers during the considered flight sequences. This feature is not observed during the outflow cirrus cases shown in Figs 10.b and 10.c. We note in passing that no more clouds were observed between the cirrus and the stratiform cloud layers for these two case studies.

The presence of horizontally oriented plates in cirrus clouds is attested to by numerous previous studies from spaceborne reflectance observations [Chepfer *et al.*, 1999; Bréon and Dubrulle, 2004; Noel and Chepfer, 2004]. On a global scale this feature is apparent for roughly half of the cirrus clouds observed by POLDER (POLarization and Directionality of the Earth Reflectances), [Bréon and Dubrulle, 2004], and more frequently at high latitude. As a result, larger extinction values and subsequently larger cirrus optical depths should be retrieved from CALIOP observations. In order to avoid such biases in the CALIPSO retrievals, since November 2007 the CALIOP laser beam is tilted of 3° ahead of the nadir pointing direction. On the other hand, the climatology of the oriented plate ice-crystals is of great interest regarding the optical and radiative properties of cirrus clouds. Direct retrieval of optical depths using backscatter from water clouds or surface echoes [Hu *et al.*, 2007; Josset *et al.*, 2008] are expected to provide new insights for the analysis of these properties.

4.4. The 26 May cirrus case

We recall that the 26 May case addresses outflow cirrus like the 23 May situation, but with a larger optical depth since the PN extinction reaches 2.5 km^{-1} against 1.2 km^{-1} (see Fig. 6.d and 6.b respectively). As in the previous discussion, the coherence of the in situ observations eliminates concerns about systematic errors in the in situ measurements when comparing the extinction relationships in Fig. 6.d. Quasi-identical slope parameters (1.06 and 1.05) are found for the two considered situations (see Fig. 7.b and 7.d). Likewise, quite similar ice crystal shape distributions are observed for the both outflow cirrus cases within the temperature (or altitude) domains in which the CALIOP comparisons have been made. The dominant shape (bullet-rosette) is observed about 30% and 50% of the time (in number, surface and mass distributions) for the 23 May and 26 May, respectively, as exemplified by the CPI images shown in Figs. 9.b and 9.d.

The extinction results retrieved from the CALIOP data are strongly dependent on the lidar ratio and multiple scattering coefficient, and any cause for possible variability of these parameters must be examined. Because the lidar ratio depends on the shape, size and orientation of the ice particles [Chen *et al.*, 2002], the observation of rather similarly shaped (non – planar) ice crystals allows us to assume that any crystal-shape effect could be neglected. However, compared to the 23 May case, significantly larger ice particle sizes and extinction coefficients are evidenced for the 26 May situation (see Figs. 8.a and 8.b and Table II) with a consequently greater optical depth. If the CALIOP lidar ratio is changed from 25 to 40 sr, the CALIOP extinction coefficient will increase by a factor of 1.6 (40/25) and the linear fit in Fig. 6.d becomes very close to unity ($0.62 \times 1.6 = 0.992$). Therefore the CALIOP data would be more consistent with the in situ observations. A lidar ratio value of 40 sr is within the upper part of the one sigma variation from the Sassen and Comstock [2001] results at the corresponding optical depth. Nevertheless, for clouds with high optical depths the multiple scattering effect lowers the effective lidar ratios compared with single-scattering condition [Chen *et al.*, 2002]. Because CALIOP and PN extinctions agree well for the 23 May situation, this implies that the lidar ratio and multiple scattering values of 25 and 0.6 are suitable for this case. Therefore with a similar ice crystal population but with a larger extinction (and subsequent optical depth) the multiple scattering coefficient and the lidar ratio would have lower values according to the trend from by Sassen and Comstock [2001], a conclusion which is contradictory with our 26 May observations.

As already indicated, large ice crystals (up to 800 μm) are measured during the 26 May situation (see Fig. 8). Therefore, the contamination of the FSSP-300, CPI, and Polar Nephelometer measurements by the shattering of ice crystals could likely be more important than for the other cases, since the concentration of particles with diameter larger 100 μm is significant (10 l^{-1} , see Table II). It is conceivable that the effects of shattering depend on the design of the probe inlet [Heymsfield, 2007]. The extinction coefficients are inferred from the FSSP-300 + CPI and from the Polar Nephelometer probes, which all have very different inlet designs (for instance inlet diameters of 40 mm, 23 mm, and 10 mm respectively). The hypothesis that the shattering of large ice crystals affects the FSSP-300+CPI and PN measurements in the same way, or with a same efficiency, appears unlikely. This is supported by the consistency of comparison results between extinctions calculated from two different techniques (FSSP-300 + CPI and PN) and obtained during very different microphysical cloud properties (rather sharp and broad size distributions, see Fig. 8.a). This would appear unlikely if artifacts dominate the measurements. Otherwise, with regards to the very good agreement between CALIOP and PN observations when small ice crystals are evidenced (23 May and 25 May), the subsequent shattering contamination of the FSSP-300 and PN measurements in presence of more numerous and larger ice crystals seems a plausible explanation for the larger PN values (38% larger than CALIOP extinction values) evidenced in Fig. 10.d. In conclusion, the relative importance of the effects of shattering of ice crystals on the in situ measurements (the extinction coefficient in our case) remains an open question. For example, contradictory conclusions have been drawn about the reliability of the Cloud Integrating Nephelometer [CIN, Gerber *et al.*, 2000] with regards to the shattering contamination. Garrett [2007] suggested an absence of sensitivity to shattering of particles on the CIN aperture. Comparisons of lidar volume extinction from the airborne Cloud Physics Lidar (CPL) and in situ CIN extinction measurements have shown very good agreement [Noel *et al.*, 2007].

Another plausible explanation for the differences observed could be the weak spatial and temporal coincidence with the satellite observations due to:

- (i) the restricted flight area over Germany by the Air Traffic Control Authority, which permitted only rather short flight legs under the satellite trace (see Fig. 5.d, which shows cloud sequences of 0.6° latitude long against more than 2° for the other cases);
- (ii) the internal structure of the cirrus clouds, which varied very rapidly during the time of observations [Protat *et al.*, 2009]. Indeed the outflow cirrus sampled on the 26 May topped the main convective system, whereas during the 23 May situation the sampled cirrus resulted from an advected anvil, as seen on Fig. 5.b.
- (iii) the horizontal inhomogeneities in the cloud properties. These could be estimated from the standard deviation (or variance) when averaging the 1 Hz (or $\sim 200 \text{ m}$ horizontal resolution) Polar Nephelometer extinction over the CALIOP pixel resolution (5 km). The standard deviations (see the error bars on Figs. 6) clearly show large values for the 26 May case (Fig. 6.d), with the one sigma variation overlapping the 1:1 slope.

5. IWC-Extinction and temperature-effective diameter relationships

The in situ measurement data set obtained during the cloud sequences reported above can also be used in order to assess the relationship between the ice water content (*IWC*) and the extinction coefficient. Such a relationship is a key issue for deriving *IWC*, and therefore the effective diameter (see eq. 1), for cirrus clouds from retrieved extinction from spaceborne observations. Fig. 11 represents the ice water content (*IWC*) versus the extinction coefficient (σ), both parameters being calculated from the FSSP-300 and CPI instruments. Cloud data at 1 Hz frequency are shown on Fig. 11. The results show a linear tendency when plotted in log-log scales and the power-law curve fitted through the data is the following :

$$IWC = 44\sigma^{1.17} \quad (7)$$

with *IWC* and σ expressed in g/m^3 and m^{-1} , respectively. The correlation coefficient (0.82) reflects the scatter about the best-fit line on Fig. 11. The coefficient of variation (i.e. the ratio of the standard deviation about the best-fit line to the mean) changes significantly according to the extinction coefficient. It decreases from about 70% to 20% when the extinction ranges from 10^{-3} km^{-1} to 10^{-1} km^{-1} . These values give rough estimates on *IWC* retrieval uncertainties as a function of the extinction coefficient. Heymsfield *et al.* [2005] found a slightly different relationship (see dashed line on Fig. 11), probably due to a more extended domain of observations in terms of temperature (-20°C to -70°C versus -38°C to -60°C in this study) and subsequent larger σ and *IWC* values. Fig. 12 displays the relationship between the effective diameter (D_{eff}) and the temperature. We recall the effective diameter is estimated from *IWC* and σ in situ measurements by using eq. (6). Mean values and standard deviations were calculated over 2°C intervals. The full line represents the exponential-law curve which fit the data with the following relationship:

$$D_{\text{eff}} = 18.2 + 185 \cdot e^{\left(\frac{-23.07}{T+61.7}\right)} \quad (8)$$

with D_{eff} and T expressed in μm and $^\circ\text{C}$ respectively. The correlation coefficient is 0.98. The exponential-law represents the non-linear $D_{\text{eff}}-T$ relationship with the asymptotical value for D_{eff} ($18 \mu\text{m}$) at lower temperatures.

6. Conclusions

This paper presents a comparison of quasi-collocated CALIPSO observations and airborne lidar (LNG) and in situ cirrus cloud measurements carried out during the CIRCLE-2 experiment in May 2007. The objective of this comparison is to assess the reliability of the algorithms that derive secondary products from CALIOP and to identify potential problems inherent to these retrieval techniques.

Comparisons between CALIOP attenuated backscatter coefficient and airborne LNG lidar observations reveal either a close agreement or significant differences according to the cirrus situations. Specular effects due to oriented pristine ice crystals are hypothesized to explain large CALIOP backscattering values compared to LNG observations. The CALIOP level-2 extinction products were compared to the in situ extinction coefficients derived from the Polar Nephelometer during four cirrus-cloud situations that included thin cirrus layers and outflow cirrus. In total, 9 cloud sequences have been selected for comparison purposes, representing about 130 min of quasi collocated observations. Despite very different conditions, the results show very good agreement between the extinction observations for two situations: thin frontal cirrus and outflow cirrus respectively. The slope parameters of the linear fits are 0.90 and 0.94, respectively, and confirm the validation of the CALIOP

level-2 extinction retrieval product in cirrus clouds with extinction coefficients no larger than about 1 km^{-1} and with irregular-shaped ice crystals. The values of the correlation coefficients (0.69 and only 0.36, respectively) are explained by inherent and rather large random uncertainties due to the validation procedure from in situ measurements, i.e.:

- the very large differences in lidar beam volume and the sampling volume of in situ cloud measurement instruments (ratio of $\sim 10^8$),

- comparisons are made between quasi-instantaneous spaceborne observations and aircraft measurements that are carried out during a much longer duration during which the cloud properties may change significantly,

- the assumption that the natural time-variability of the cirrus cloud properties is of the same order of the measured horizontal variability.

In thin frontal cirrus with temperatures ranging from -56°C to -59°C , systematically larger CALIOP extinctions were evidenced with regards to the in situ observations. Pristine-plate ice crystals with sizes up to $300 \text{ }\mu\text{m}$ that could be horizontally-oriented are evidenced from the images of the CPI instrument, and may therefore explain this particular feature. These findings account for the larger CALIOP attenuated backscatter coefficients (when compared to the LNG measurements) that are evident in well identified parts of the cirrus layers that were sampled by the DLR F20. The preferential crystal-orientation signature appears to be further verified from the CALIOP diagram of the layer attenuated backscatter (γ') versus the layer depolarization ratio (δ). In order to avoid subsequent biases in CALIPSO retrieval products as reported in this study, the CALIOP laser beam has been tilted 3° ahead of the nadir direction since November 2007. On the other hand, an extended climatology of the oriented plate ice-crystals would have been of great interest regarding the microphysical and radiative properties of cirrus clouds.

In rather dense outflow cirrus, the CALIOP extinctions are systematically lower than the in situ observations; (PN extinction values are larger on the average by 38%). The consistency of comparison results between extinctions calculated from two different techniques (FSSP-300 + CPI and PN) and obtained during very different microphysical cloud properties (rather sharp and broad size distributions) would appear to minimize or even eliminate the effects of contamination of the in situ measurements by the shattering of large ice crystals on probe tips. Otherwise, with regards to the very good agreement between CALIOP and PN observations, when small ice crystals are present (see the previous cirrus cases), the subsequent shattering-contamination of both the in-situ measurement techniques in presence of more numerous and larger ice crystals seems a plausible explanation for the PN large extinction values. In conclusion, the relative importance of the effects of shattering of ice crystals on in situ measurements (the extinction coefficient in our case) remains an open question. Another plausible explanation for the differences observed could be the weak spatial and temporal coincidence with the satellite observations due to rather rapid variations of the cirrus properties associated to restricted flight legs under the satellite track. Finally the data set of in situ measurements obtained during the cloud sequences reported in this study are used in order to assess the relationships between the ice water content (*IWC*) the extinction coefficient and effective diameter in the observed range of experienced temperature from -38°C to -60°C .

This paper focused on a few case studies of collocated observations from CALIPSO and airborne instruments in thin frontal and in upper parts of outflow cirrus clouds with rather small extinction values ($< 2 \text{ km}^{-1}$). Inherent to this airborne strategy, the results are affected by two significant limitations: (i) the low statistical representation of the results due to the difficulties in collocating different measurements separated in time and space, and (ii) the in situ measurement shortcomings due to unknown ice shattering effects when large ice crystals are present.

In conclusion, and because our results address a very limited range of cirrus conditions (thin clouds with irregular particles), the assessment of the algorithms that derive secondary products from CALIOP is restricted to these conditions. In order to identify potential problems in retrieved satellite data, additional observations should be obtained with new in situ instruments designed to reduce the contamination of the measurements by shattering effects. These observations should include cirrus with dense optical depths (< 3) at different temperatures and different dominant particle shapes.

Appendix A: LNG extinction retrieval method

Lidar inversion allows to retrieve extinction from backscatter using a non linear process. The error propagation coming from a small difference of calibration may strongly weaken the meaning of the airborne and space lidar comparison. Therefore, as we are concerned with CALIPSO validation and as the operational product is based on the operational calibration, we first need to match LNG calibration with CALIOP calibration prior to the comparisons (this operation is performed only for the inversion process). LNG attenuated backscatter coefficient and CALIOP level-1 have been interpolated on the grid of the Level 2 profile of the CALIPSO product. The vertical resolution is 60 m and the horizontal resolution is 5 km. The difference between the two data sets for non cloudy air is expected to be small as the different off nadir angle and different multiple scattering should not lead to different backscatter values in this case. This is no longer true for clouds, in which difference in backscattering have been already evidenced : larger backscattering coefficient for space observations at nadir in the presence of ice crystal plates, and due to larger multiple scattering.

Considering the sensitivity of inversion, it is important to apply the same algorithm to the airborne and spaceborne dataset. A simple approach is used to inverse both airborne and spaceborne lidar data. The agreement of our inversion procedure with the operational retrievals has been checked. The particulate effective extinction ($\eta\sigma_p$) can be expressed as a function of particulate attenuated backscatter coefficient β_p :

$$\eta\sigma_p = \frac{\eta S_p \beta_p T_p^2}{1 - \eta S_p \int \beta_p T_p^2 dr} \quad (A1)$$

with T_p^2 the particulate two-way transmittance.

The word "effective" refers to the same quantities weighted by the multiple scattering coefficient (η). The inversion procedure is a simple iterative process (20 iterations). As long as the iteration results remain below the instability threshold (i.e. S_p stays low which is the case for CALIPSO operational product), there is convergence and if n refers to the number of iteration performed , the effective extinction is retrieved according to the following equations:

$$[\beta_p T_p^2]_n = ABC.T_{o_3}^{-2}T_M^{-2} - [\beta_M T_p^2]_n \leq \beta_p T_p^2 \quad (A2)$$

$$[\eta\sigma_p]_n = \frac{\eta S_p [\beta_p T_p^2]_{n-1}}{1 - \eta S_p \int [\beta_p T_p^2]_{n-1} dr} \text{ with } [\tau_p]_0 = 0, [T_p^2]_0 = 1 \quad (A3)$$

with ABC the measured attenuated backscatter coefficient, τ_p the optical thickness, β_M the molecular attenuated backscatter and T_p^2 the molecular two-way transmittance.

Acknowledgements. This work was funded by the Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) and by a grant from the CNRS/INSU. The contribution of DLR as well as large part of Falcon flight hours was funded in the framework of the DLR PAZI-2 project. We thank the members of DLR (Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt) and SAFIRE (Service des Avions Français Instrumentés pour la Recherche en Environnement) who organized the experiment management and aircraft operations. We are grateful to A. Dörnbrack (DLR) for providing meteorological analysis from the ECMWF model. We would like to acknowledge NASA Langley Research Center Atmospheric Science Data Center, as well as ICARE Center (<http://www.icare.fr>) in Lille for the CALIPSO data. We acknowledge C. Gourbeyre, and J-F Fournol (LaMP), B. Weinzierl and H. Rüba (DLR) for their active participation to the experiment. We would like to acknowledge Mark Vaughan for fruitful discussion on CALIPSO

inversion algorithm and his helpful comments on the manuscript. Anonymous reviewers made important comments that strengthened the manuscript.

References

- Baker, B. A., and R. P. Lawson (2006), Improvement in determination of ice water content from two-dimensional particle imagery: Part I: Image to mass relationships, *Journal of Applied Meteorology*, 45(9), 1282-1290.
- Barker, H. W., A. V. Korolev, D. R. Hudak, J. W. Strapp, K. B. Strawbridge, and M. Wolde (2008), A comparison between CloudSat and aircraft data for a multilayer, mixed-phase cloud system during the Canadian CloudSat-CALIPSO validation project, *Journal of Geophysical Research*, 113, D00A16, doi:10.1029/2008JD009971.
- Baumgardner, D., J.-F. Gayet, H. Gerber, A. V. Korolev, and C. Twohy (2002), Clouds: Measurement Techniques In Situ, in: *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, edited by: Holton, J. R., Curry, J. A., and Pyle, J., Academic Press, London, 4000 pp.
- Bissonnette, L. R. (1996), Multiple-scattering lidar equation, *Applied Optics*, 35, 6449–6465.
- Bourassa, A. E., D. A. Degenstein, R. L. Gattinger, and E. J. Llewellyn (2007), Stratospheric aerosol retrieval with optical spectrograph and infrared imaging system limb scatter measurements, *Journal of Geophysical Research*, 112, D10217, doi:10.1029/2006JD008079.
- Bréon, F.M. and B. Dubrulle (2004), Horizontally oriented plates in clouds, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61, 2889-2898.
- Chazette, P., C. David, J. Lefrere, S. Godin, J. Pelon, and G. Mégie (1995), Comparative lidar study of the optical, geometrical and dynamical properties of the stratospheric post-volcanic aerosols following the eruption of El-Chichon and Mount Pinatubo, *Journal of Geophysical Research*, 100, D11, 23195-23207.
- Chazette, P., J. Pelon, and G. Megie (2001), Determination by spaceborne backscatter lidar of the structural parameters of atmospheric scattering layers, *Applied Optics*, 40, No. 21, 3428-3440.
- Chen, W.N., C.W. Chiang, and J.B. Nee, (2002), Lidar ratio and depolarisation ratio for cirrus clouds, *Applied Optics*, 31, 6470-6476.
- Chepfer, H., G. Brogniez, P. Goloub, F.M. Bréon and P.H. Flamant (1999), Observations of horizontally oriented ice crystals in cirrus clouds with POLDER-1/ADEOS-1. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 63, 521-543.
- Cho, H.-M., P. Yang, G. W. Kattawar, S. L. Nasiri, Y. Hu, P. Minnis, C. Trepte, and D. Winker (2008), Depolarization ratio and attenuated backscatter for nine cloud types: analyses based on collocated CALIPSO lidar and MODIS measurements, *Optics Express*, 16(6), 3931-3948.
- CPIview: CPI data processing software (2005), SPEC Incorporated Boulder, Colorado, (<http://www.specinc.com/publications/CPIview Manual.pdf>).
- 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, *Journal of Geophysical Research*, 114, D19203, doi:10.1029/2009JD012215.

Field, P. R., R. Wood, P. R. A. Brown, P. H. Haye, E. Hirst, R. Greenaway, and J. A. Smith (2003), Ice particle interarrival times measured with a Fast FSSP, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 20(249-261), 249.

Field, P.R., A.J. Heymsfield, and A. Bansemer (2006), Shattering and interarrival times measured by optical array probes in ice clouds, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 23, 1357-1371.

Garrett T. J. (2007), Comment on Effective radius of ice cloud particles populations derived from aircraft probes' by Heymsfield et al. (2006), *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 24, 1495-1503.

Gayet, J.-F., O. Crépel, J.-F. Fournol, and S. Oshchepkov (1997), A new airborne Polar Nephelometer for the measurements of optical and microphysical cloud properties. Part I: Theoretical design, *Annales Geophysicae*, 15, 451-459.

Gayet, J.-F., S. Asano, A. Yamazaki, A. Uchiyama, A. Sinyuk, O. Jourdan, and F. Auriol (2002a), Two case studies of continental-type water and maritime mixed-phased stratocumuli over the sea. Part I: Microphysical and optical properties, *Journal of Geophysical Research*, 107(D21), 4569.

Gayet, J.-F., F. Auriol, A. Minikin, J. Ström, M. Seifert, R. Krejci, A. Petzol, G. Febvre, and U. Schumann (2002b), Quantitative measurement of the microphysical and optical properties of cirrus clouds with four different in situ probes: Evidence of small crystals, *Geophysical Research Letters*, 29(24), 2230-2233.

Gayet J-F, V. Shcherbakov, H. Mannstein, A. Minikin, U. Schumann, J. Ström, A. Petzold, J. Ovarlez and F. Immler (2006) Microphysical and optical properties of midlatitudes cirrus clouds observed in the southern hemisphere during INCA. *Quarterly Journal of Royal Meteorology Society*, 132, Part B, 621, 2721-2750.

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, *Journal of Geophysical Research*, 114, D19201, doi:10.1029/2008JD011348.

Gerber, H., Y. Takano, T. J. Garrett, and P. V. Hobbs (2000), Nephelometer measurements of the asymmetry parameter, volume extinction coefficient, and backscatter ratio in arctic clouds, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57, 3021-3034.

Hlavka D. L., S. P. Palm, W. D. Hart, J. D. Spinhirne, M. J. McGill and E. J. Welton (2005), Aerosol and cloud optical depth from GLAS: Results and verification for an October 2003 California fire smoke case, *Geophysical Research Letters*, 32, L22S07, doi:10.1029/2005GL023413.

Heymsfield A. J., D. Winker, and G. J. van Zadelhoff (2005), Extinction-ice water content-effective radius algorithms for CALIPSO, *Geophysical Research Letters*, 32, doi:10.1029/2005GL022742.

Heymsfield, A. J. (2007), On measurements of small ice particles in clouds, *Geophysical Research Letters*, 34, L23812, doi:10.1029/2007GL030951.

Hu, Y., M. A. Vaughan, Z. Liu, B. Lin, P. Yang, D. Flittner, B. Hunt, R. Kuehn, J. Huang, D. Wu, S. Rodier, K. Powell, C. Trepte, and D. M. Winker (2007), The depolarization - attenuated backscatter relation: CALIPSO lidar measurements vs. theory, *Optics Express*, 15, 5327-5332.

Hunt, W. H, D. M. Winker, M. A. Vaughan, K. A. Powell, P. L. Luckey, and C. Weimer (2009), CALIPSO Lidar Description and Performance Assessment, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26, 1214-1228, doi:10.1175/2009JTECHA1223.1.

Josset D., J. Pelon, A. Protat and C. Flamant (2008), A new approach to determine aerosol optical depth from combined CALIPSO and CLOUDSAT ocean surface echoes, *Geophysical Research Letters*, 35, L10805, doi:10.1029/2008GL033442.

Korolev, A. V., and G. A. Isaac (2005), Shattering during sampling by OAPs and HVPS. Part I: Snow particles, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 22, 528-543.

Lawson, P. R., B. A. Baker, and C. G. Schmitt (2001), An overview of microphysical properties of Arctic clouds observed in May and July 1998 during FIRE ACE, *Journal of Geophysical Research*, 106, D14, 14989-15014.

Lawson, R. P., and B. A. Baker (2006), Improvement in determination of ice water content from two-dimensional particle imagery. Part II: Applications to collected data, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45, 1291-1303.

Lefèvre, R. (2007), Physique de la mesure de la sonde CPI pour la mesure des propriétés des cristaux de glace. Application aux observations réalisées durant la campagne ASTAR 2004, 186 pp, Université Blaise Pascal, Aubière.

Liou, K. N. (1986), Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: A global perspective, *Monthly Weather Review*, 114, 1167-1199.

Liou, K. N., and Y. Takano (1994), Light scattering by nonspherical particles: remote sensing and climatic implications, *Atmospheric Research*, 31, 271-298.

McFarquhar, G., G. Zhang, M.R. Poellot, G. L. Kok, R. McCoy, T. Tooman, A. Fridlind and A. Heymsfield (2007), Ice properties of single-layer stratocumulus during the Mixed-Phase Arctic Cloud Experiment, 1. Observations, *Journal of Geophysical Research*, 112, D24201, doi: 10.1029/2007JD008633.

McGill, M. J., M. A. Vaughan, C. R. Trepte, W. D. Hart, D. L. Hlavka, D. M. Winker, and R. Kuehn (2007): Airborne validation of spatial properties measured by the CALIPSO lidar, *Journal of Geophysical Research*, 112, D020201, doi:10.1029/2007JD008768.

Noel V., and H. Chepfer (2004), Study of Ice Crystal Orientation in Cirrus Clouds Based on Satellite Polarized Radiance Measurements., *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61, 2073–2081.

Noel V., and K. Sassen (2005), Study of planar ice crystal orientations in ice clouds from scanning polarization lidar observations, *Journal of Applied Meteorology*, 44, 653-664.

Noel V., D. M. Winker, T.J. Garrett, and M. McGill (2007), Extinction coefficients retrieved in deep tropical ice clouds from lidar observations using a CALIPSO-like algorithm compared to in situ measurements from the cloud integrating nephelometer during CRYSTAL-FACE, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7, 1415-1422.

Pelon J., P. H. Flamant, and M. Meissonnier (1990), The french airborne backscatter lidar Leandre 1: conception and operation. *Proceedings of the 15th International Laser Radar Conference*.

Platt, C. M. R. (1979), Remote sounding of high clouds. I: Calculation of visible and infrared optical properties from lidar and radiometer measurements. *Journal of Applied Meteorology*, 18, 1130–1143.

Powell, K. A., M. A. Vaughan, R. Kuehn, W. H. Hunt, and K-P. Lee (2008), Revised Calibration Strategy For The CALIOP 532-nm Channel: Part II – Daytime, 24th International Laser Radar Conference (ILRC), Boulder, CO, USA, pp. 1177–1180.

Protat A., J. Pelon, J. Testud, N. Grand, P. Delville, P. Laborie, J.-P. Vinson, D. Bouniol, D. Bruneau, H. Chepfer, J. Delanoë, M. Haeffelin, V. Noel, and C. Tinel (2004), Le projet RALI : Combinaison d'un radar nuage et d'un lidar pour l'étude des nuages faiblement précipitants, *La Météorologie*, **47**, 23-33.

Protat, A., D. Bouniol, J. Delanoë, P.T. May, A. Plana-Fattori, A. Hasson, E. O'Connor, U. Gösrdorf, and A.J. Heymsfield (2009), Assessment of Cloudsat Reflectivity Measurements and Ice Cloud Properties Using Ground-Based and Airborne Cloud Radar Observations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **26**, 1717–1741.

Sassen, K. (1980), Remote sensing of planar ice crystal fall attitudes, *Journal of Meteorology Society of Japan*, **58**, 422-429.

Sassen, K., and J. M. Comstock (2001), A midlatitude cirrus cloud climatology from the facility for atmospheric remote sensing. Part III: Radiative properties, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **58**, 2113-2127.

Shcherbakov V., J-F Gayet, O. Jourdan, J. Ström and A. Minikin (2006), Light scattering by single ice crystals of cirrus clouds. *Geophysical Research Letters*, **33**, 15, L15809, doi:10.1029/2006GL026055.

Stephens, G.L., D.G. Vane, R.J. Boain, G.G. Mace, K. Sassen, Z.E. Wand, A.J. Illingworth, E.J. O'Connor, W.B. Rossow, S.L. Durden, S. Miller, R.T. Austin, A. Benedetti, and C. Mitrescu (2002), The CloudSat mission and the A-train. A new dimension of space-based observations of clouds and precipitation. *Bulletin of American Meteorology Society*, **83**, 1771-1790.

Vaughan, M., S. Young, D. Winker, K. Powell, A. Omar, Z. Liu, Y. Hu, and C. Hostetler (2004), Fully automated analysis of space-based lidar data: an overview of the CALIPSO retrieval algorithms and data products, *Laser Radar Techinques for Atmospheric Sensing, Proceedings of SPIE*.

Vaughan, M., K. Powell, R. Kuehn, S. Young, D. Winker, C. Hostetler, W. Hunt, Z. Liu, M. McGill, and B. Getzewich (2009), Fully Automated Detection of Cloud and Aerosol Layers in the CALIPSO Lidar Measurements, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, doi:10.1175/2009JTECHA1228.1, in press.

Wendisch, M., D. Müller, D. Schell, and J. Heintzenberg (2001), An airborne spectral albedometer with active horizontal stabilization. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **18**, 1856-1866.

Winker, D. M., J. Pelon, and M.P. McCormick (2003), The CALIPSO mission : Spaceborne lidar for observation of aerosols and clouds, Status and Performance, *Proceedings of SPIE*, **4893**, 1-11.

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, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, doi:10.1175/2009JTECHA1281.1, **26**, 2310–2323.

Wylie, D. P., W. P. Menzel, H. M. Woolf, and K. I. Strabala (1994), Four Years of Global Cirrus Cloud Statistics Using HIRS, *Journal of Climate*, **7**, 1972-1986.

Young, S. A. and M. A. Vaughan (2009), The retrieval of profiles of particulate extinction from Cloud Aerosol Lidar Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO) data: Algorithm description, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **26**, 1105–1119.

Tables

Day (in 2007)	Particle conc. (cm^{-3})	Particle conc. $D > 25 \mu\text{m}$ (l^{-1})	Particle conc. $D > 100 \mu\text{m}$ (l^{-1})	IWC (mg.m^{-3})	IWC $D > 25 \mu\text{m}$ (mg.m^{-3})	Extinction (km^{-1})	Extinction $D > 25 \mu\text{m}$ (km^{-1})	Deff (μm)	Deff $D > 25 \mu\text{m}$ (μm)
16 May	1.0	3.7	1.9	1.7	1.1	0.20	0.013	17.6	27.
23 May	1.0	53.7	7.6	7.0	4.9	0.33	0.18	40.9	70.
25 May	0.9	26.1	3.3	2.8	2.3	0.22	0.08	20.8	43.
26 May	3.9	109.0	37.8	36.9	21.7	1.18	0.58	79.5	115.

Table I. Flight sequences used for the CALIPSO/CALIOP validation during CIRCLE-2. For each sequence, the cirrus cloud type, the time lags (Δt) between the satellite overpass and the in situ observations, the flight altitudes and corresponding temperatures are given.

Day (in 2007)	CALIPSO overpass time (UTC)	Cirrus cloud type	DLR F20 observations			Coordination of the two Falcon aircraft
			Δt (min)	Altitude (km)	Temperature ($^{\circ}\text{C}$)	
16 May	13:33	Frontal thin cirrus over ocean, West of France	-18 / +12	11.9	-59	Yes
			+13 / +35	11.3	-56	Yes
23 May	13:18	Outflow cirrus over North of Spain	-6 / +9	10.7	-52	No
			+12 / +25	10.5	-50	No
25 May	13:26	Frontal thin cirrus over ocean, West of France	-6 / +5	10.9	-54	Yes
			+6 / +14	10.6	-52	Yes
			+20 / +38	10.3	-50	Yes
26 May	12:32	Outflow cirrus over Germany	-8 / +0	9.4 to 10	-44 to -49	<i>LNG not working</i>
			+1 / +8	8.6 to 9.2	-38 to -44	<i>LNG not working</i>

Table II. Mean values of microphysical parameters obtained during cirrus cloud sequences. Are reported the total ice particle concentration, the ice water content, the extinction coefficient and the effective diameter. The parameters labelled with $D > 25 \mu\text{m}$ and $D > 100 \mu\text{m}$ are calculated for particle diameter larger than the indicated values.

Figure captions

Figure 1. Cloud fields as observed by MODIS instrument onboard AQUA platform. Each panel relates the 16 May (a), 13 May (b), 25 May (c) and 26 May (d) situations. The CALIPSO tracks are superimposed on the composite images with the Flacon flight track represented by thick lines.

Figure 2. Latitude-height plots of the attenuated backscatter coefficient at 1064 nm as observed by CALIOP on 16 May (between 47°N and 49.3°N) and on 25 May (between 45.7°N and 48°N), respectively. The corresponding LNG vertical profiles of the attenuated backscatter coefficient at 1064 nm is superimposed to the CALIOP observations. On each panel the domains identified by rectangles are regions of interest for comparisons of backscattering properties (see Fig. 3).

Figure 3. CALIOP and LNG 1064 nm attenuated backscatter profiles averaged over the region of interest identified in Fig. 2 for the 16 May and 25 May situations. Molecular backscattering is given as dashed lines, normalized above and below the cloud. The grey-areas correspond to the cirrus layers sampled by the DLR F20. For the 16 May, the overpass time is 13:33 UT and LNG sampling time periods for regions 1, 2 and 3 are respectively 13:21-13:25, 13:35-13:38 and 13:39-13:43. For the 25 May, the overpass time is 13:26 UT and the LNG sampling time periods are 13:28-13:31 and 13:37-13:39 for regions 1 and 2, respectively.

Figure 4: Comparison between CALIOP and LNG retrieved extinctions. For LNG $S_p = 20$ sr, $\eta = 0.9$, and operational values (level 2) are used for CALIOP. (a): 16 May, (5 min before and after overpass time) and (b): 25 May (3 min after the overpass).

Figure 5. Vertical profiles of the Extinction coefficient from CALIPSO level-2 cloud products (colour scale in km^{-1}), for the 16 May (a), 23 May (b), 25 May (c) and 26 May (d) cirrus cases respectively. The synchronized Falcon flight tracks are superimposed with red lines.

Figure 6. Comparison between extinction coefficients from CALIOP lidar retrievals and from in situ measurements by the Polar Nephelometer for the 16 May (a), 23 May (b), 25 May (c) and 26 May (d) situations respectively. The slope parameters of linear fittings with their uncertainties and correlation coefficients are also indicated.

Figure 7. Comparison between extinction coefficients from combined FSSP-300 and CPI instruments and Polar Nephelometer probe for the 16 May (a), 23 May (b), 25 May (c) and 26 May (d) situations respectively. The slope parameters with their uncertainties and correlation coefficients are reported. Horizontal grey bars represent the 25% uncertainties on Polar Nephelometer measurements.

Figure 8. (a): Particle size distributions and (b): Particle extinction coefficient distributions determined by the FSSP-100 and CPI probes as a function of diameter and averaged over the cloud sequences related to the 16 May, 23 May, 25 May and 26 May cirrus cases.

Figure 9. CPI shape classification of the ice particle shape in number, surface and mass percentages for the 16 May (a), 23 May (b), 25 May (c) and 26 May (d) situations respectively. The rectangles represent the temperature domains in which the CALIOP and in situ comparisons have been made.

Figure 10. Diagram of $\gamma' - \delta$ from CALIOP data for the 16 May (a), 23 May (b), 25 May (c) and 26 May (d) situations respectively. Colour scale represents the frequency of occurrence, and the resolutions of each pixel are: $\Delta\gamma' = 0.004\text{sr}^{-1}$ and $\Delta\delta = 0.02$.

Figure 11. Relationship between ice water content and extinction coefficient derived from in situ the data set presented in this study. Individual data points are plotted with the power-law curve (full line). The dashed line represents the power-law proposed by *Heymfield et al.* [2005].

Figure 12. Relationship between the effective diameter and the temperature. Mean values and standard deviations were calculated over 2°C intervals. The full line represents the exponential-law curve which fits the data.

Figures

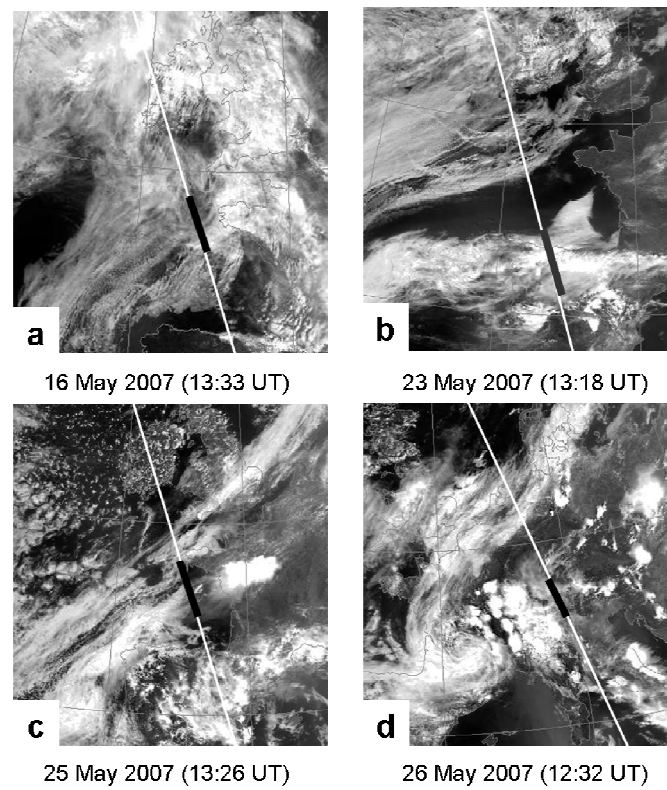


Figure 1

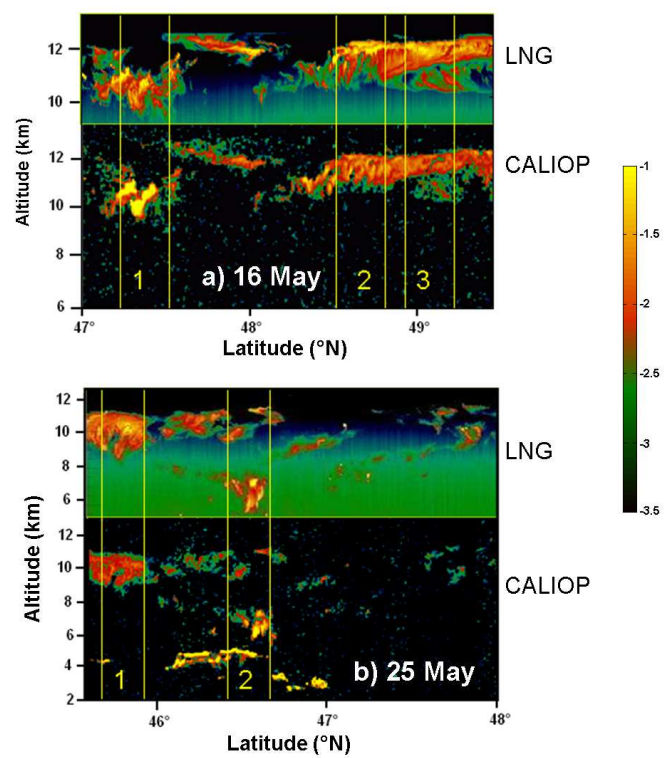


Figure 2

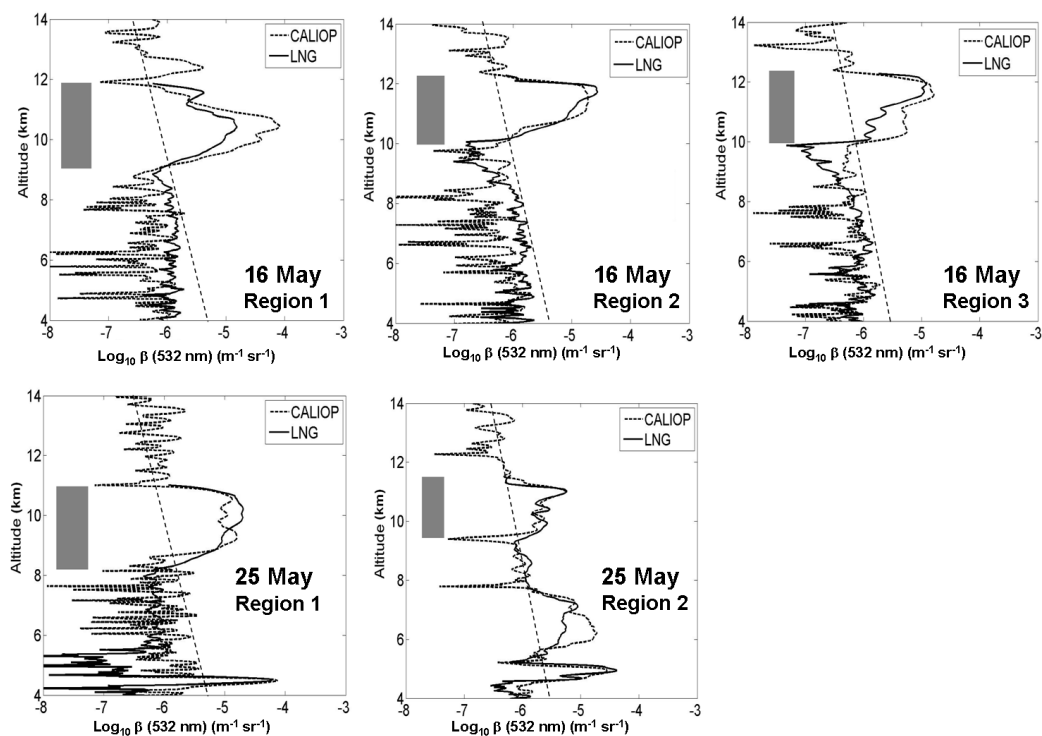


Figure 3

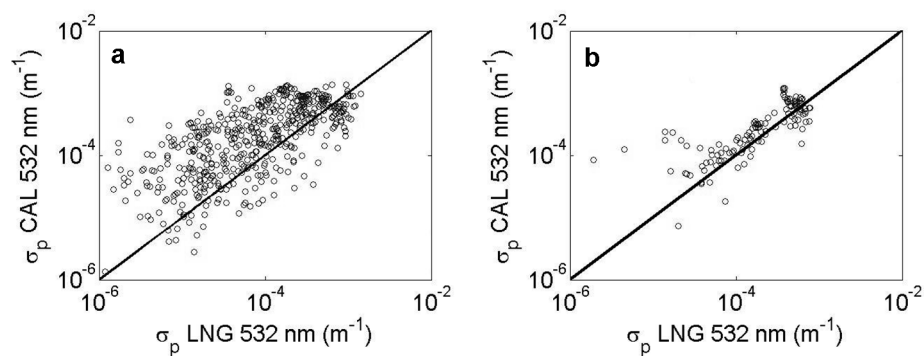


Figure 4

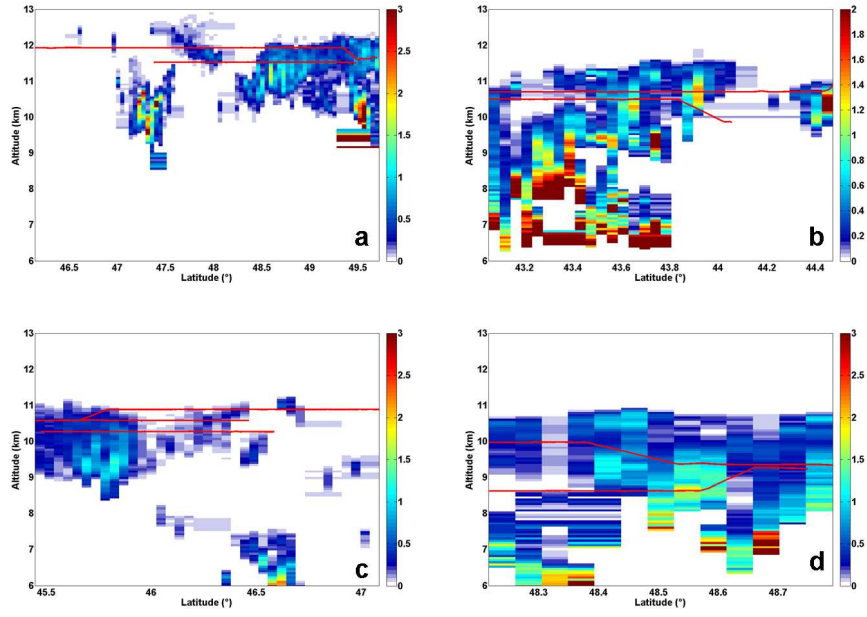


Figure 5

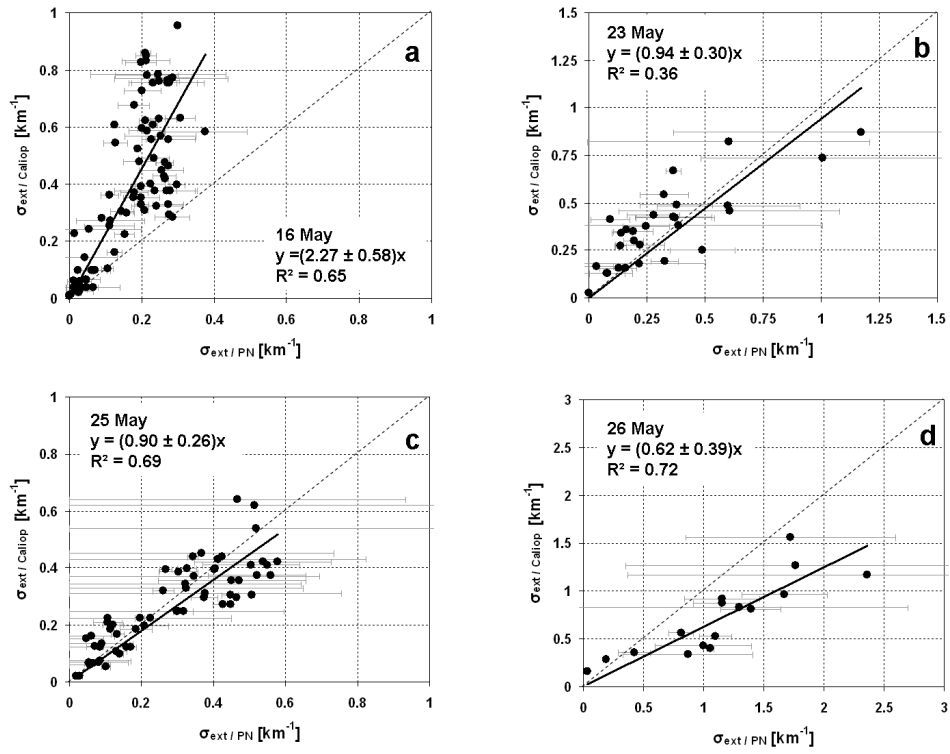


Figure 6

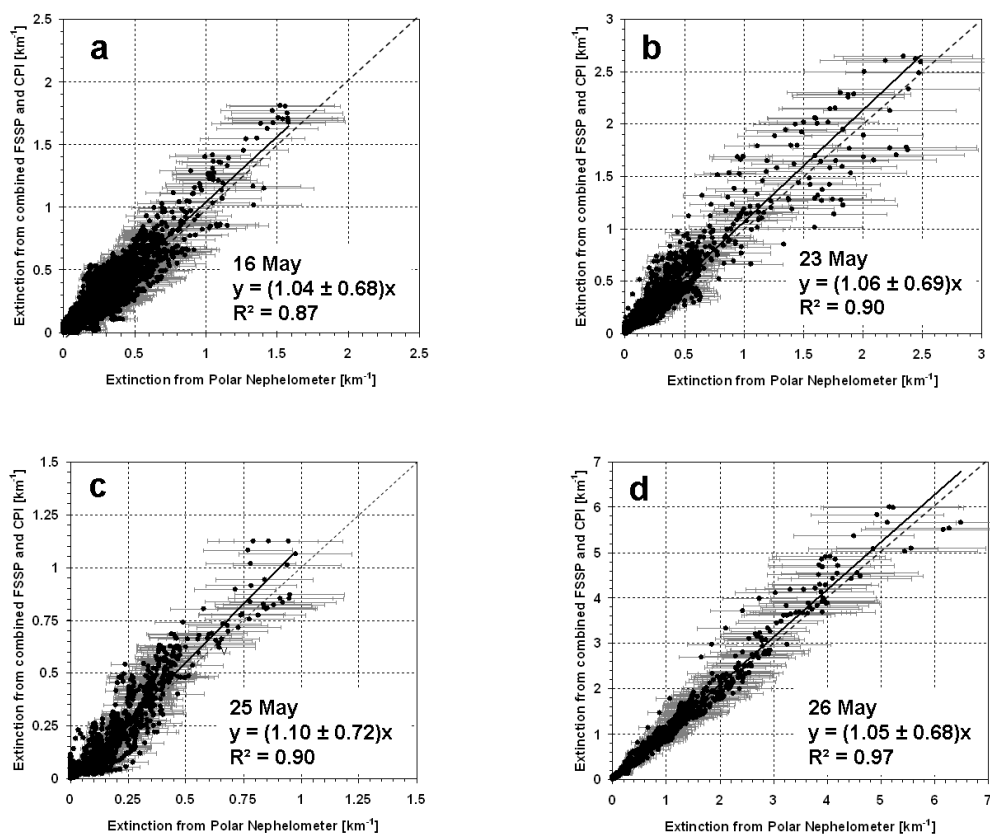


Figure 7

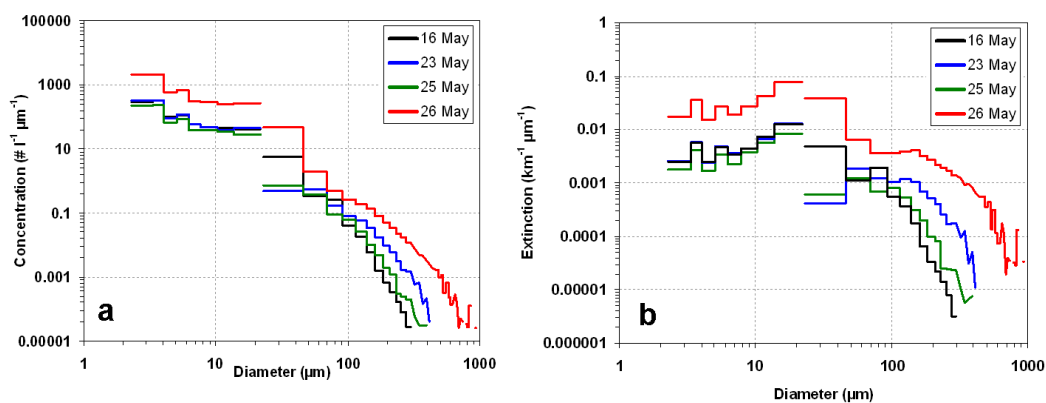


Figure 8

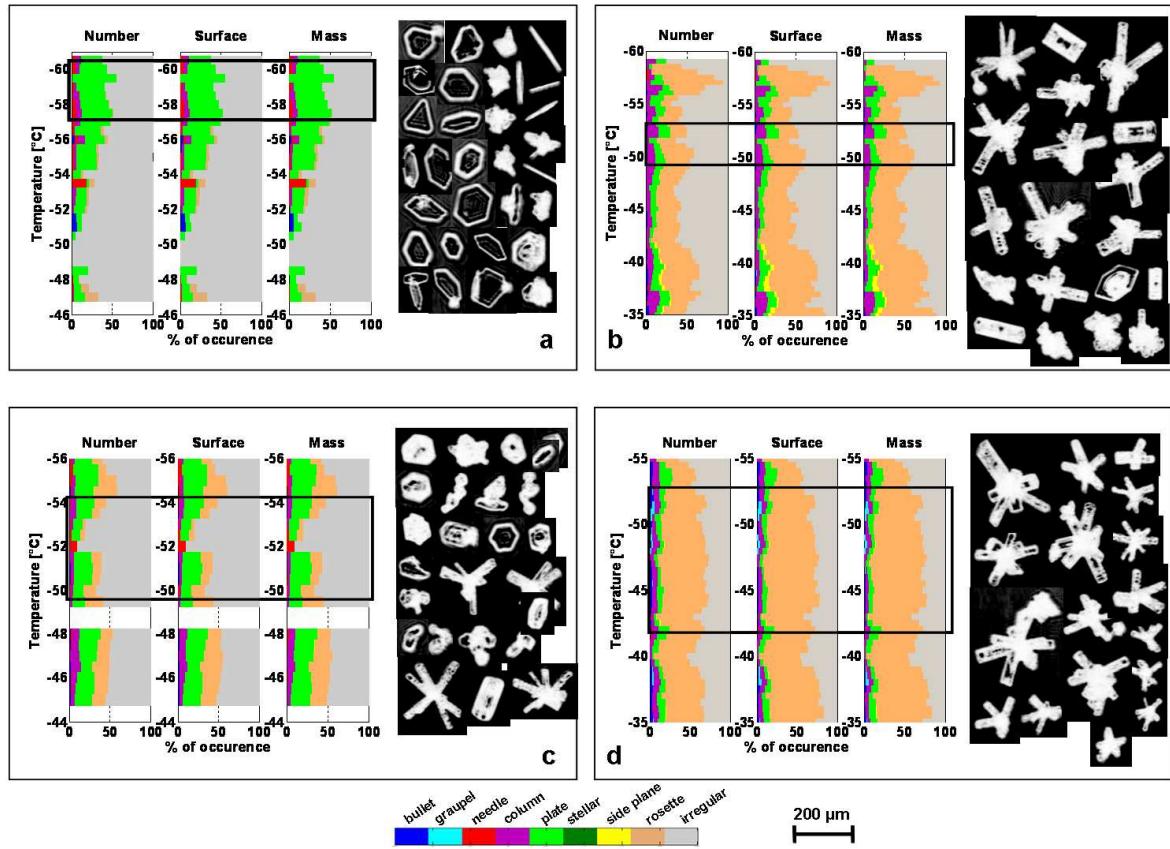


Figure 9

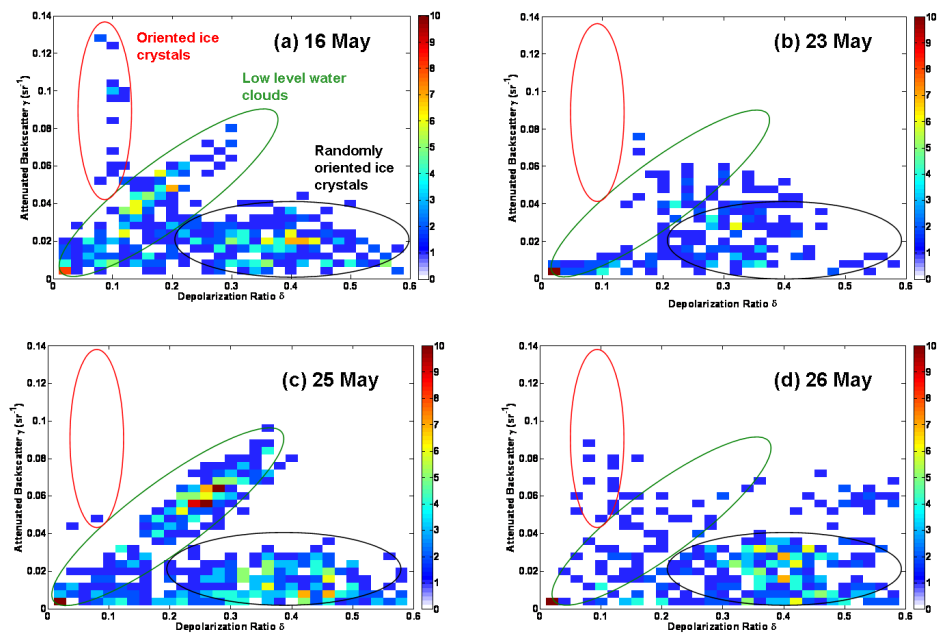


Figure 10

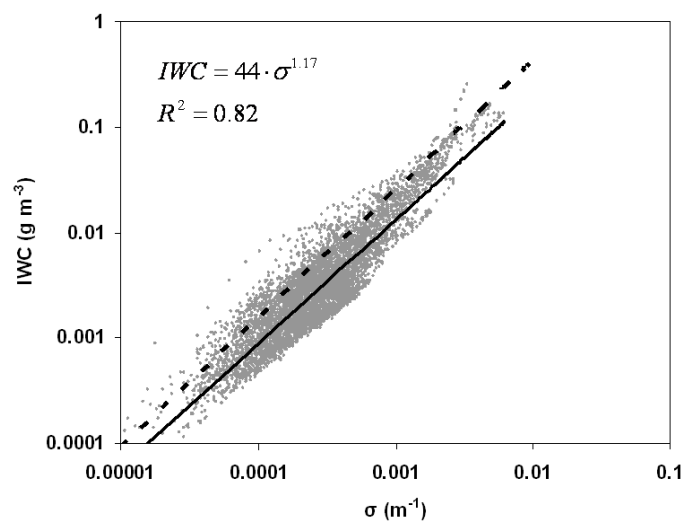


Figure 11

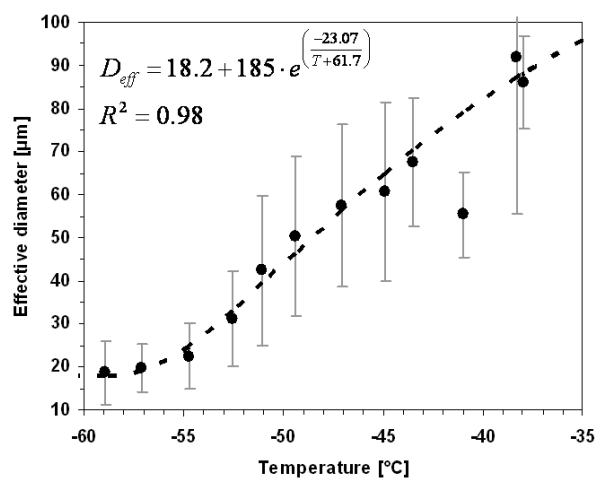


Figure 12

2. Liste des publications relatives aux travaux de la thèse

- Ehrlich A., Bierwirth E., Wendisch M., Gayet J.-F., Mioche G., Lampert G., and Heintzenberg J., Cloud phase identification of low-level Arctic clouds from airborne spectral radiation measurements: test of three approaches, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8, 7493–7505, 2008.
- Ehrlich, A., M. Wendisch, E., Bierwirth, J.F. Gayet, G. Mioche, A. Lampert, B. Mayer. Evidence of ice crystals at cloud top of Arctic boundary layer mixed-phase clouds derived from airborne remote sensing, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9, 13801-13842, 2009.
- Eichler H., Ehrlich A., Wendisch M., Mioche G., Gayet J. F., Wirth M., Emde C., Minikin A.. Influence of ice crystal shape on retrieval of cirrus optical thickness and effective radius: A case study, *Journal of Geophysical Research*, sous presse, 2009.
- Gayet J.-F., Mioche, G., Dörnbrack A., Ehrlich A., Lampert A.. Microphysical and optical properties of mixed-phase stratiform-cloud in the Arctic: the 9 April 2007 case study. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9, 11333–11366, 2009.
- Lampert A., Ehrlich A., Dörnbrack A., Jourdan O., Gayet J.-F., Mioche G., Shcherbakov V., Ritter C., And Wendisch M. Airborne observations of a subvisible midlevel Arctic ice cloud: microphysical and radiative characterization, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9, 2647-2661, 2009.
- Lampert, A., C. Ritter, A. Hoffmann, J.F. Gayet, G. Mioche, A. Ehrlich, A. Dörnbrack, M. Wendisch, M. Shlobara. Observations of boundary layer, mixed-phase and multi-layer Arctic clouds with different lidar systems during ASTAR 2007, *Atmospheric Chemistry and Physics Discussion*, 9, 15125-15179, 2009.
- Jourdan, O., G. Mioche, T.J. Garret, A. Schwarzenböck, J. Vidot, Y. Xie, V. Shcherbakov, C. Duroure, P. Yang and Jean-François Gayet. Coupling of the microphysical and optical properties of arctic clouds during the ASTAR 2004 experiment: Implications for light scattering modelling, soumis au *Journal of Geophysical Research*.
- Mioche G., Gayet J.-F., Minikin A., Herber A., Pelon J.: A Comparison between CloudSat And aircraft data for mixed-phase and cirrus clouds, European Geosciences Union, Vienna, Austria, 2009.
- Mioche, G., Josset D., Gayet J.-F., Pelon J., Garnier A., Minikin A. and Schwarzenboeck A.: Validation of the CALIPSO/CALIOP extinction coefficients from in situ observations in mid-latitude cirrus clouds during CIRCLE-2 experiment, *Journal of Geophysical Research*, sous presse, 2010.
- Schwarzenboeck A., Mioche G., Armetta A., Herber A. and Gayet J.-F.. Response of the Nevzorov hot wire probe in Arctic clouds dominated by very large droplet sizes, *Atmospheric Measurement Techniques*, 2, 779-788, 2009.
- Shcherbakov, A., J.-F. Gayet, G. Febvre, A.J. Heymsfield, and G. Mioche. Probabilistic model of shattering effect on in-cloud measurements, à soumettre.

Références bibliographiques

- Ackerman, S.A., K.I. Strabala, W.P. Menzel, R.A. Frey, C.C. Moeller, and L.E. Gumley. Discriminating clear sky from clouds with MODIS, *Journal of Geophysical Research*, 103, 32141-32157, 1998.
- Arctic Climate Impact Assessment (ACIA). Impacts of a Warming Arctic: Arctic Climate Impact Assessment, *Cambridge University Press, Cambridge*, pp. 144, 2004.
- Atlas, D., S.Y. Matrosov, A.J. Heymsfield, M.-D. Chou, and D.B. Wolff. Radar and radiation properties of ice clouds, *Journal of Applied Meteorology*, 34, 2329-2345, 1995.
- Auriol, F. Mesure de la fonction de phase de diffusion des particules nuageuses au moyen du « Néphélomètre Polaire » aéroporté : Validation et application aux nuages de glace, *Thèse d'université*, Université Blaise Pascal, 151 pp., 1998.
- Austin, R.T., and G.L. Stephens. Retrieval of stratus cloud microphysical parameters using millimeter-wave radar and visible optical depth in preparation for CloudSat, 1. Algorithm formulation, *Journal of Geophysical Research*, 106, 28233-28242, 2001.
- Austin, R. T.. Level 2B Radar-only Cloud Water Content (2B-CWC-RO) Process Description Document, version 5.1, 2007.
- Baker, B. A., and R. P. Lawson. Improvement in determination of ice water content from two-dimensional particle imagery: Part I: Image to mass relationships, *Journal of Applied Meteorology*, 45(9), 1282-1290, 2006.
- Barker, H. W., A. V. Korolev, D. R. Hudak, J. W. Strapp, K. B. Strawbridge, and M. Wolde. A comparison between CloudSat and aircraft data for a multilayer, mixed-phase cloud system during the Canadian CloudSat-CALIPSO validation project, *Journal of Geophysical Research*, 113, D00A16, doi:10.1029/2008JD009971, 2008.

- Baumgardner, D., and M. Spowart. Evaluation of Forward Scattering Spectrometer Probe. Part III: Time response and laser inhomogeneity limitations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 7, 666-672, 1990.
- Benedetti, A., G.L. Stephens, and J.M. Haynes. Ice cloud microphysical parameters using millimetre radar and visible optical depth using an estimation theory approach, *Journal of Geophysical Research*, 108, 4335, doi:10.1029/2002JD002693, 2003.
- Bony, S., J.-L. Dufresne, H. Le Treut, J.-J. Morcrette, and C. Senior. On dynamic and thermodynamic components of cloud changes, *Climate Dynamics*, 22, 71-86, doi:10.1007/s00382-003-0369-6, 2004.
- Boudala, F.S., G.A. Isaac, and D. Hudak. Ice water content and precipitation rate as a function of equivalent radar reflectivity and temperature based on in situ observations, *Journal of Geophysical Research*, 111, D11202, doi:10.1029/2005JD006499, 2006.
- Bréon, F.-M., and B. Dubrulle. Horizontally oriented plates in clouds, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 23, 2888–2898, 2004.
- Brown, P.R., A.J. Illingworth, A.J. Heymsfield, G.M. McFarquhar, K.A. Browning, and M. Gosset. The role of spaceborne millimetre-wave radar in the global monitoring of ice cloud, *Journal of Applied Meteorology*, 34, 2346-2366, 1995.
- Brown, P.R.A., and P.N. Francis. Improved measurements of ice water content in cirrus using a total-water evaporator, *Journal of Atmospheric Oceanic Technology*, 12, 410-414, 1995.
- Bruneau D. and J. Pelon. Simultaneous measurements of particle backscattering and extinction coefficients and wind velocity by lidar with a Mach-Zender interferometer : principle of operation and performance assessment. *Applied Optics*, 42, 2003.
- Chen, W.N., C. W. Chiang, and J. B. Nee. Lidar ratio and depolarisation ratio for cirrus clouds, *Applied Optics*, 31, 6470-6476, 2002.
- Chepfer H., G. Brogniez, P. Goloub, F.-M. Bréon, P.H. Flamant. Cirrus cloud ice crystals horizontally oriented in space observed with POLDER/ADEOS, *Journal Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 63, 521-543, 1999.

- Cho, H.-M., P. Yang, G.W. Kattawar, S.L. Nasiri, Y. Hu, P. Minnis, C. Trepte, and D.M. Winker. Depolarization ratio and attenuated backscatter for nine cloud types: analyses based on collocated CALIPSO lidar and MODIS measurements, *Optics Express*, 16(6), 3931-3948, 2008.
- Clothiaux, E. E., M. A. Miller, B. A. Albrecht, T. P. Ackerman, J. Verlinde, D. M. Babb, R.M. Peters, and W. J. Syrett. An evaluation of a 94-GHz radar for remote sensing of cloud properties, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 12, 201-229, 1995.
- Clothiaux, E.E., T.P. Ackerman, G.G. Mace, K.P. Moran, R.T. Marchand, M.A. Miller, and B.E. Martner. Objective Determination of Cloud Heights and Radar Reflectivities Using a Combination of Active Remote Sensors at the ARM CART Sites. *Journal of Applied Meteorology*, 39, 645-665, 2000.
- Connolly P. J., M. J. Flynn, Z. Ulanowski, T. W. Choularton, M. W. Gallagher, and K. N. Bower. Calibration of the Cloud Particle Imager Probes Using Calibration Beads and Ice Crystal Analogs: The Depth of Field, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 24(11), 1860–1879, 2007.
- Curry, J.A., W.B. Rossow, D. Randall, J.L.Schramm. Overview of Arctic cloud and radiation characteristics, *Journal of Climate*, 9, 1731-1764, 1996.
- Curry J. A., and E. Ebert. Annual cycle of radiation fluxes over the arctic ocean: Sensitivity to cloud optical properties, *Journal of Climate*, 5, 1267-1280,1992.
- Curry, J.A.. Interactions among turbulence, radiation and microphysics in Arctic stratus clouds, *Journal of Atmospheric Sciences*, 43, 90-106, 1986.
- Curry, J.A., F.G. Meyer, L.F. Radke, C.A. Brock, and E.E. Ebert. Occurrence and characteristics of lower tropospheric ice crystal in the Arctic, *International journal of Climatology*, 10, 749-764, 1990.
- Curry, J. A., P. V. Hobbs, M. D. King, D. A. Randall, P. Minnis, G. A. Isaac, J. O. Pinto, T. Uttal, A. Bucholtz, D. G. Cripe, H. Gerber, C. W. Fairall, T. J. Garrett, J. Hudson, J. M. Intrieri, C. Jakob, T. Jensen, P. Lawson, D. Marcotte, L. Nguyen, P. Pilewskie, A. Rangno, D. Rodgers, K. B. Strawbridge, F. P. J. Valero, A. G. Williams, and D. Wylie. FIRE Arctic Clouds Experiment, *Bulletin of the American Meteorology Society*, 81, 5-29, 2000.

- De Boer, G., G.J. Tripoli, and E.W. Eloranta. Preliminary comparison of CloudSat-derived microphysical quantities with ground-based measurements for mixed-phase cloud research in the Arctic, *Journal of Geophysical Research*, 113, D00A06, doi:10.1029/2008JD010029, 1-12, 2008.
- Ehrlich, A., E. Bierwirth, M. Wendisch, J-F Gayet, G. Mioche, A. Lampert, and J. Heintzenberg. Cloud phase identification of Arctic boundary-layer clouds from airborne spectral reflection measurements: Test of three approaches. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8, 7493-7505, 2008.
- Ehrlich, A., M. Wendisch, E. Bierwirth, J.-F. Gayet, G. Mioche, A. Lampert and B. Mayer. Evidence of ice crystals at cloud top of Arctic boundary-layer mixed-phase clouds derived from airborne remote sensing, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9, 9401-9416, 2009.
- Eloranta, E., R.E. Kuehn and R.E. Holz. Measurements of backscatter phase function and depolarization in cirrus clouds made with the University of Wisconsin High Spectral Resolution Lidar. In *Advances in Laser Remote Sensing, Proceedings of the 20th International Laser Radar Conference*, A. Dabas, C. Loth and J. Pelon, eds. (Editions de l'Ecole polytechnique, Palaiseau, France), 492 pp, 2001.
- Emanuel K.A. and M. Zivkovic-Rothman. Development and evaluation of a convective scheme for use in climate models, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 56, 1766-1782, 1999.
- Garrett, T. J.. Comment on 'Effective radius of ice cloud particles populations derived from aircraft probes' by Heymsfield et al. (2006), *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 24, 1495-1503, 2007.
- Gayet, J.-F., G. Fèbvre, G. Brogniez, H. Chepfer, W. Renger, and P. Wendling. Microphysical and optical properties of cirrus and contrails: Cloud field study on 13 October 1989, *Journal of Atmospheric Sciences*, 53, 126-138, 1996.
- Gayet, J.-F., V. Shcherbakov, h. Mannstein, A. Minikin, U. Schumann, J. Ström, A. Petzold, J. Ovarlez, and F. Immler. Microphysical and optical properties of midlatitude cirrus clouds observed in the southern hemisphere during INCA, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132, 1-30, 2006.
- Gayet, J.-F., F. Auriol, A. Minikin, J. Ström, M. Seifert, R. Krejci, A. Petzol, G. Febvre, and U. Schuman. Quantitative measurement of the microphysical and optical properties of

- cirrus clouds with four different in situ probes: Evidence of small crystals, *Geophysical Research Letters*, 29(24), 2230-2233, 2002a.
- Gayet, J.-F., O. Crépel, J.-F. Fournol, and S. Oshchepkov. A new airborne Polar Nephelometer for the measurements of optical and microphysical cloud properties. Part I: Theoretical design, *Annales Geophysicae*, 15, 451-459, 1997.
- Gayet, J.-F., G. Mioche, A. Doernbrack, A. Ehrlich, A. Lampert, and M. Wendisch. Microphysical and optical properties of Arctic mixed-phase clouds. The 9 April 2007 case study, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9, 1-15, 2009.
- Gerber H., Y. takano, T.J. Garrett and P.H. Hobbs. Nephelometer measurements of the asymmetry parameter, volume extinction coefficient and backscatter ratio in Arctic clouds, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57, 3021-3034, 2000.
- Hess, M., R. Koelemeijer, and P. Stammes. Scattering matrices of imperfect hexagonal ice crystals, *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 60, 301– 308, 1998a.
- Hess, M., P. Koepke, and I. Schult. Optical properties of aerosols and clouds: The software package OPAC, *Bulletin of the American Meteorology Society*, 79, 831– 844, 1998b.
- Heymsfield, A.J.. Precipitation development in stratiform ice clouds: a microphysical and dynamical study, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 34, 367-383, 1977.
- Heymsfield, A. J., and J. L. Parrish. A computational technique for increasing the effective sampling volume of the PMS two-dimensional particle size spectrometer, *Journal of Applied Meteorology*, 17(10), 1566-1572, 1978.
- Heymsfield, A.J., and C.M.R. Platt. A parameterization of the particle size spectrum of ice clouds in terms of the ambient temperature and ice water content, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41, 846-855, 1984.
- Heymsfield, A. J., D.M. Winker, and G.-J. van Zadelhoff. Extinction-ice water content-effective radius algorithms for CALIPSO, *Geophysical Research Letters*, 32, L10807, doi:10.1029/2005GL022742, 2005.
- Heymsfield, A.J.. On measurements of small ice particles in clouds, *Geophysical Research Letters*, 34, L23812, doi:10.1029/2007GL030951, 2007.

- Heymsfield, A.J., A. Protat, R.T. Austin, D. Bouniol, R.J. Hogan, J. Delanoë, H. Hokamoto, K. Sato, G.-J. van Zadelhoff, D.P. Donovan, and Z. Wang. Testing IWC retrieval methods using radar and ancillary measurements with in situ data, *Journal of Applied Meteorology and Climate*, 47(1), 135-163, 2008.
- Hogan, R.J., M.P. Mittermaier, and A.J. Illingworth. The retrieval of ice water content from radar reflectivity factor and temperature and its use in evaluating a mesoscale model, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45, 301–317, 2006.
- Holland, M. M., and C. M. Bitz. Polar amplification of climate change in coupled models. *Climate Dynamics*, 21, 221-232, 2003
- Howard, L.. On the clouds form, *Annuaire Météorologique*, 3, 1803.
- Hu, Y.. Depolarization ratio-effective lidar ratio relation: Theoretical basis for space lidar cloud phase identification, *Geophysical Research Letters*, 34, L11812, doi:10.1029/2007GL029584, 2007
- Hu, Y., M. Vaughan, Z. Liu, B. Lin, P. Yang, D. Flittner, B. Hunt, R. Kuehn, J. Huang, D. Wu, S. Rodier, K. Powell, C. Trepte, and D.M. Winker. The depolarization – attenuated backscatter relation: CALIPSO lidar measurements vs. theory, *Optics Express*, 15(9), 5327-5332, 2007.
- Inoue J., J. Liu, J. O. Pinto, and J. A. Curry. Intercomparison of Arctic Regional Climate Models: Modelling Clouds and Radiation for SHEBA in May 1998, *Journal of Climate*, 19, 4167-4178, 2006.
- IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change: Climate Change 2007: The physical science basis. Contribution of Working group I to the fourth Assessment Report of the IPCC, edited by S. Solomon, D. Quin, M. Manning, Z. Chen, Z.M. Maquis, K.B. Averyt, M. Tignor, and H.L. Miller, *Cambridge University Press, New York*, 996pp., 2007.
- Kattsov, V. M., and E. Källén. Future climate change: Modelling and scenarios for the Arctic. Impacts of a Warming Arctic: Arctic Climate Impacts Assessment, *Cambridge University Press*, 99-150, 2004.
- Knollenberg, R. G. Three new instruments for cloud physics measurements: the 2D spectrometer, the Forward Scattering Spectrometer Probe and the Active Scattering

- Aerosol Spectrometer, in *7th International Cloud Physics Conference*, edited, Boulder, Colorado, 1976.
- Krisrtjánsson, J.E., J.M. Edwards, and D.L. Mitchell. The impact of a new scheme for the optical properties of crystals on the climate of two GCMs, *Journal of the Geophysical Research*, 125, 10063-10079, 2000.
- Lawson, R. P., and B. A. Baker. Improvement in determination of ice water content from two-dimensional particle imagery. Part II: Applications to collected data, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45, 1291-1303, 2006.
- Lawson, R. P., D. O'Connor, P. Zmarzly, K. Weaver, B. Baker, Q. Mo, and H. Jonsson: The 2D-S (stereo) probe: Design and preliminary tests of a new airborne, high-speed, high-resolution particle imaging probe. *Journal of the Atmospheric and Oceanic Technology*, 23, 1462–1477, 2006.
- Lefèvre, R. Physique de la mesure de la sonde CPI pour la mesure des propriétés des cristaux de glace. Application aux observations réalisées durant la campagne ASTAR 2004, 186 pp, *Thèse d'université*, Université Blaise Pascal, 2007.
- Lhermitte, R.M.. Cloud and precipitation remote sensing at 94 GHz, *IEEE Transactions on Geosciences and remote Sensing*, 26, 207-213, 1988.
- Li, L., S. Durden, and S. Tanelli. Level 1 B CPR Process Description and Interface Control Document, version 5.3, *Jet Propulsion Laboratory*, Pasadena, California, 2007.
- Liao, L., and K. Sassen. Investigation of relationships between Ka-band radar reflectivity and ice water content, *Atmospheric Research*, 34, 231-248, 1994.
- Liou, K. N. Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: A global perspective, *Monthly Weather Review*, 114, 1167-1199, 1986.
- Liou, K. N., and Y. Takano. Light scattering by nonspherical particles: remote sensing and climatic implications, *Atmospheric Research*, 31, 271-298, 1994.
- Liu, C.L., and A.J. Illingworth. Toward more accurate retrievals of ice water content from radar measurements of clouds, *Journal of Applied Meteorology*, 39, 1130-1146, 2000.

- Liu, Z., A.H. Omar, Y. Hu, M.A. Vaughan, and D.M. Winker. CALIOP Algorithm Theoretical Basis Document. Part 3: Scene Classification Algorithms, 2005.
- Locatelli, J.D., and P.V. Hobbs. Fall speeds and masses of solid precipitation particles, *Journal of Geophysical Research*, 79(15), 2185-2197, 1974.
- Lynch, D. K.. Cirrus clouds: Their role in climate and global change, *Acta Astronautica*, 8(11), 859–863, 1996.
- Vaughan, M., D. M. Winker, and K. A. Powell. CALIOP Algorithm Theoretical Basis Document. Part 2: Feature detection and layer properties algorithms, 2005.
- Mace, G.G.. Level 2 GEOPROF product process description and interface control document algorithm, version 5.3, *Cooperative Institute for Research in the Atmosphere*, Fort Collins, Colorado, 2007.
- Magono, C., and C. W. Lee. Meteorological classification of natural snow crystals, *Journal Faculty of Science, Hokkaido University, Ser. 7*, 2(4), 1966.
- Marshall, J.S., and K.L.S. Gunn. Measurement of snow parameters by radar, *Journal of Meteorology*, 9, 322-327, 1952.
- McFarquhar, G.M., A.J. Heymsfield, A. Macke, J. laquinta and S.M. Aulenbach. Use of observed ice crystal sizes and shapes to calculate mean-scattering properties and multispectral radiances: CEPEX April 4, 1993, case study, *Journal of Geophysical Research*, 104, 31 763-31 779, 1999.
- McGill, M. J., M. A. Vaughan, C. R. Trepte, W. D. Hart, D. L. Hlavka, D. M. Winker, and R. Kuehn. Airborne validation of spatial properties measured by the CALIPSO lidar, *Journal of Geophysical Research*, 112, D020201, doi:10.1029/2007JD008768, 2007
- Meneghini, R., and T. Kozu. Spaceborne weather radar. Norwood, MA, Artech House, 208 pp., 1990.
- Miles, N. L., J. Verlinde, and E. E. Clothiaux, Cloud droplet size distributions in low-level stratiform clouds, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57, 295–311, 2000.
- Miller, S.D. and G.L. Stephens. Multiple scattering effects in the lidar pulse stretching problem, *Journal of Geophysical Research*, 104, D18, 22205-22220, 1999.

- Mioche, G., D. Josset, J.-F. Gayet, J. Pelon, A. Garnier, A. Minikin, and A. Schwarzenboeck. Validation of the CALIPSO/CALIOP extinction coefficients from in situ observations in mid-latitude cirrus clouds during CIRCLE-2 experiment, *Journal of Geophysical Research*, sous presse, 2010.
- Mitchell, D.L., R. Zhang, and R.L. Pitter. Mass-dimensional relationships for ice particles and the influence of riming on snowfall rates, *Journal of Applied Meteorology*, 29, 153-163, 1990.
- Mitchell, D.L.. Use of mass- and area-dimensional power laws for determining precipitation particle terminal velocities, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 53(12), 1710-1723, 1996
- Mitchell, D.L., and W.P. Arnott. A model predicting the evolution of ice particle size spectra and radiative properties of cirrus clouds. Part II: dependence of absorption and extinction on ice crystal morphology, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 51, 817-832, 1994.
- Noel V., and H. Chepfer. Study of Ice Crystal Orientation in Cirrus Clouds Based on Satellite Polarized Radiance Measurements., *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61, 2073–2081, 2004.
- Noel V., D. M. Winker, T.J. Garrett and M McGill. Extinction coefficients retrieved in deep tropical ice clouds from lidar observations using a CALIPSO-like algorithm compared to in situ measurements from the cloud integrating nephelometer during CRYSTAL-FACE, *Atmospheric Chemistry and Physics*., 7, 1415-1422, 2007.
- Paltridge, G.W..Cloud-radiation feedback to climate, *Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society*, 106, 895-899, 1980.
- Pelon J., P. H. Flamant, and M. Meissonnier. The french airborne backscatter lidar Leandre 1: conception and operation. *Proceedings of the 15th International Laser Radar, Conference*, 1990.
- Pinnick, R.G., S.G. Jennings, P. Chylek, C. Ham and W.T. Grandy, Jr. Backscatter and extinction in water clouds, *Journal of Geophysical Research*, 88, 6787-6796, 1983.
- Platt, C.M.R. Remote Sounding of High Clouds: I. Calculation of Visible and Infrared Optical Properties from Lidar and Radiometer Measurements. *Journal of Applied Meteorology*, 18, 1130–1143, 1979.

- Platt, C.. Remote Sounding of High Clouds. III: Monte Carlo Calculations of Multiple-Scattered Lidar Returns, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38, 156–167, 1981.
- Platt, C.M.R., S.A. Young, P.J. Manson, G.R. Patterson, S.C. Marsden, R.T. Austin and J.H. Churnside. The optical properties of equatorial cirrus from observations in the ARM Pilot Radiation Observation Experiment. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55, 1977-1996, 1998.
- Platt, C.M.R., D.M. Winker, M.A. Vaughan, and S.D. Miller. Backscatter-to-extinction ratios in the top layers of tropical mesoscale convective systems and in isolated cirrus from LITE observations. *Journal of Applied Meteorology*, 38(9), 1330–1345, 1999.
- Platt, C.M.R., S.A. Young, R.T. Austin, G.R. Patterson, D.L. Mitchell, and S.D. Miller. LIRAD Observations of Tropical Cirrus Clouds in MCTEX. Part I: Optical Properties and Detection of Small Particles in Cold Cirrus. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59, 3145–3162, 2002.
- Protat A., J. Pelon, J. Testud, N. Grand, P. Delville, P. Laborie, J. P. Vinson, D. Bouniol, D. Bruneau, H. Chepfer, J. Delanoë, M. Haeelin, V. Noel, and C. Tinel. Le projet rali : Etude des nuages faiblement précipitants par télédétection active. *Météorologie*, 47, 23-33, 2004.
- Protat, A., J. Delanoë, D. Bouniol, A.J. Heymsfield, A. Bansemer, and P. Brown. Evaluation of ice water content retrievals from cloud radar reflectivity and temperature using a large airborne in situ microphysical database, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46, 557-572, 2007.
- Protat, A., D. Bouniol, J. Delanoë, P.T. May, A. Plana-Fattori, A. Hasson, E. O'Connor, U. Gösrdorf, and A.J. Heymsfield. Assessment of Cloudsat Reflectivity Measurements and Ice Cloud Properties Using Ground-Based and Airborne Cloud Radar Observations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26, 1717–1741, 2009.
- Pruppacher, H.R., and J.D. Klett. Microphysics of clouds and precipitation, 954pp., *Kluwer, Dordrecht, Netherlands*, 1997.
- Pruppacher, H.R.. A new look at homogeneous ice nucleation in supercooled water drops, *Journal of Atmospheric Sciences*, 52, 1924-1933, 1995.

- Rodgers, D.C., P.J. Demott, and S.M. Kreidenweiss. Airborne measurement of tropospheric ice-nucleating aerosol particles in the Arctic spring, *Journal of Geophysical Letters*, 106, D14, 15053-15063, 2001.
- Ryan, B.F.. On the global variation of precipitating layer clouds, *Bulletin of the American Meteorology Society*, 77, 53-70, 1996.
- Sassen, K.. Deep orographic cloud structure and composition derived from comprehensive remote sensing measurements, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23, 568-583, 1984.
- Sassen, K.. ice cloud content from radar reflectivity, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 26, 1050-1053, 1987.
- Sassen, K.. The polarization lidar technique for cloud research: a new and current assessment, *Bulletin of American Meteorology Society*, 72, 1848-1866, 1991.
- Sassen, K., and J.M. Comstock. A Midlatitude Cirrus Cloud Climatology from the Facility for Atmospheric Remote Sensing. Part III: Radiative Properties. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58, 2113–2127, 2001.
- Sayres, D.S., J.B. Smith, J.V. Pittman, E.M. Weinstock, J.G. Anderson, G. Heymsfield, L. Li, M. Fridlind, and A.S. Ackerman. Validation and determination of ice water content-radar reflectivity relationships during CRYSTAL-FACE: Flight requirements for future comparisons, *Journal of Geophysical Research*, 113, D05208, doi:10.1029/2007JD008847, 2008.
- Schwarzenböck A., Shcherbakov V., Lefèvre, R., Gayet J.-F., Pointin Y. B., Duroure C. Indications for stellar-crystal fragmentation in Arctic clouds, *Atmospheric Research*, 92(2), 220-228, doi:10.1016/j.atmosres.2008.10.002, 2009.
- Sekhon, R.S., and R.C. Srivastava. Snow size spectra and radar reflectivity, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 27, 299-307, 1970.
- Smith, P.L.. Equivalent radar reflectivity factors for snow and ice particles, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23, 1258-1260, 1984.
- Smullin, L.D., and G. Fiocco. Optical echoes from the moon, *Nature*, 194(4835), 1267-1267, doi:10.1038/1941267a0, 1962.

- Soden, B.J., and I.M. Held. An assessment of climate feedbacks in coupled ocean-atmosphere models, *Journal of Climate*, 19, 3354-3360, 2006
- Stachlewska, I., G. Wehrle, B. Stein, and R. Neuber, R.: Airborne Mobile Aerosol Lidar for measurements of Arctic aerosols, *Proceedings of 22nd International Laser Radar Conference (ILRC2004)*, ESA SP-561, 1, 87–89, 2004.
- Stephens, G.L.. Remote sensing of the lower atmosphere, *Oxford University Press*, Oxford, 1994.
- Stephens, G.L., D.G. Vane, R.J. Boain, G.G. Mace, K. Sassen, Z. Wang, A.J. Illingworth, E.J. O'Connor, W.B. Rossow, S.L. Durden, S.D. Miller, R.T. Austin, A. Benedetti, C. Mitrescu, and The CloudSat Science Team. The CloudSat mission and the A-Train : a new dimension of space-based observations of clouds and precipitation, *Bulletin of the American Meteorology Society*, 83, pp 1771-1790, 2002.
- Takano Y. and K. N. Liou. Solar radiative transfer in cirrus clouds. Part I: Single-scattering and optical properties of hexagonal ice crystals, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46, 3-18, 1989.
- Twohy C. H., A. J. Schanot and W. A. Cooper: Measurement of condensed water content in liquid and ice clouds using an airborne counterflow virtual impactor, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17, 197-202, 1997.
- Uttal, T., J.A. Curry, M.G. Mcphee, D.K. Perovich, R.E. Moritz, J.A. Maslanik, P.S. Guest, H.L. Stern, J.A. Moore, R. Turenne, A. Heiberg, M.C. Serreze, D.P. Wylie, O.G. Persson, C.A. Paulson, C. Halle, J.H. Morison, P.A. Wheeler, A. Makshtas, H. Welch, M.D. Shupe, J.M. Intrieri, K. Stamnes, R.W. Lindsey, R. Pinkel, W.S. Pegau, T.P. Stanton, and T.C. Grenfeld,: Surface Heat Budget of the Arctic Ocean. *Bulletin of the American Meteorology Society*, 83, 255–275, 2002.
- Van de Hulst, H.C.. Light scattering by small particles, 470 pp, Dover, Mineola, N.Y., 1981.
- Vaughan, M., S. Young, D.M. Winker, K. Powell, A. Omar, Z. Liu, Y. Hu, and C. Hostetler. Fully automated analysis of space-based lidar data: an overview of the CALIPSO retrieval algorithms and data products, paper presented at Laser Radar techniques for Atmospheric Sensing. *Proceedings of SPIE*, 2004.

- Verlinde, J., J.Y. Harrington, G.M. McFarquhar, V.T. Yannuzzi, A. Avramov, S. Greenberg, N. Johnson, G. Zhang, M.R. Poellot, J.H. Mather, D.D. Turner, E.W. Eloranta, B.D. Zak, A.J. Prenni, J.S. Daniel, G.L. Kok, D.C. Tobin, R. Holz, K. Sassen, D. Spangenberg, P. Minnis, T.P. Tooman, M.D. Ivey, S.J. Richardson, C.P. Bahrmann, M. Shupe, P.J. DeMott, A.J. Heymsfield, and R. Schofield. The Mixed-Phase Arctic Cloud Experiment. *Bulletin of the American Meteorology Society*, 88, 205–221, 2007.
- Wang, Z., and K. Sassen. Level 2 Cloud Scenario Classification Product Process Description and Interface Control Document, version 5.0, *Cooperative Institute for Research in the Atmosphere*, Fort Collins, Colorado, 2007.
- Wendisch, M. and Mayer, B.: Vertical distribution of spectral solar irradiance in the cloudless sky: A case study, *Geophysical Research Letters*, 30, 1183, doi:10.1029/2002GL016529, 2003.
- Wendisch, M., P. Pilewskie, E. Jäkel, S. Schmidt, J. Pommier, S. Howard, H. H. Jonsson, H. Guan, M. Schroder and Mayer B. Airborne measurements of areal spectral surface albedo over different sea and land surfaces, *Journal of Geophysical Research*, 109, D08203, doi:10.1029/2003JD004392, 2004.
- Winker, D.M.. Accounting for multiple scattering in retrievals from space lidar, *Proceedings of SPIE*, 5059, 128-139, 2003.
- Winker, D. M., J. Pelon, and M. P. McCornick. The CALIPSO mission: spaceborne lidar for observation of aerosols and clouds, status and performance, *Proceedings of SPIE*, 2003.
- Winker, D.M., C.A. Hostetler, M. Vaughan, and A.H. Omar. CALIOP Algorithm Theoretical Basis Document. Part 1: Caliop instrument and algorithms overview, 2006.
- Winker, D. M., M. A. Vaughan, A. H. Omar, Y. Hu, K. A. Powell, Z. Liu, 992 W. H. Hunt, and S. A. Young. Overview of the CALIPSO Mission and CALIOP Data Processing Algorithms, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26, 2310–2323, doi:10.1175/2009JTECHA1281.1, 2009.
- Wirth M., A. Fix, P. Mahnke, H. Schwarzer, F. Schrandt, G. Ehret. The airborne multi-wavelength water vapor differential absorption lidar WALES: system design and performance, *Applied Physics B*, 96, 201–213, DOI 10.1007/s00340-009-3365-7, 2009.

Wylie, D. P., W. P. Menzel, H. M. Woolf, and K. I. Strabala. Four Years of Global Cirrus Cloud Statistics Using HIRS, *Journal of Climate*, 7, 1972-1986, 1994

Young, S.A., D.M. Winker, M.A. Vaughan, Y. Hu, and R.E. Kuehn. CALIOP Algorithm Theoretical Basis Document. Part 4: Extinction Retrieval Algorithms, 2008.

Young, S.A., and M.A. Vaughan. The Retrieval of Profiles of Particulate Extinction from Cloud-Aerosol Lidar Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO) Data: Algorithm Description. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26, 1105–1119, 2009.

