



HAL
open science

Étude des cirrus dans la zone tropicale Sud de l'océan Indien à partir des données lidar de la Réunion : analyse comparative des méthodes de restitution et étude de la variabilité saisonnière et diurne

Bertrand Cadet

► **To cite this version:**

Bertrand Cadet. Étude des cirrus dans la zone tropicale Sud de l'océan Indien à partir des données lidar de la Réunion : analyse comparative des méthodes de restitution et étude de la variabilité saisonnière et diurne. Océan, Atmosphère. Université de la Réunion, 2004. Français. NNT : 2004LARE0012 . tel-00560870

HAL Id: tel-00560870

<https://theses.hal.science/tel-00560870>

Submitted on 31 Jan 2011

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

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

TH 257

exclu du prêt

Année 2004

THÈSE

Pour l'obtention du Titre de :

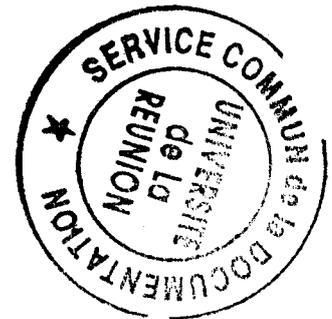
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE LA RÉUNION

SPÉCIALITÉ : PHYSIQUE DE L'ATMOSPÈRE

Soutenance prévue le 13 décembre 2004,

par

Bertrand CADET



ÉTUDE DES CIRRUS DANS LA ZONE TROPICALE SUD DE L'OCÉAN INDIEN

À PARTIR DES DONNEES LIDAR DE LA RÉUNION : " analyse comparative des méthodes de restitution et étude de la variabilité saisonnière et diurne "

Jury

M. Jacques Pelon	Directeur de Recherche, Université Paris VI	Rapporteur
M. Frank Roux	Professeur, Université Paul Sabatier	Rapporteur
M. Serge Baldy	Professeur, Université de la Réunion	Directeur de Thèse
M. Philippe Dubuisson	Maître de conférence, Université du Littoral	Examineur
M. Vincent Giraud	Maître de conférence, Université Blaise Pascal	Encadrant
Mlle. Anne Réchou	Maître de conférence, Université de la Réunion	Encadrant

UNIVERSITÉ DE LA RÉUNION
Laboratoire de Physique de l'Atmosphère



Année 2004

THÈSE

Pour l'obtention du Titre de :

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE LA RÉUNION

SPÉCIALITÉ : PHYSIQUE DE L'ATMOSPHÈRE

Soutenance prévue le 13 décembre 2004,

par

Bertrand CADET

**ÉTUDE DES CIRRUS DANS LA ZONE TROPICALE SUD
DE L'OcéAN INDIEN**

**À PARTIR DES DONNEES LIDAR DE LA RÉUNION :
" analyse comparative des méthodes de restitution et étude
de la variabilité saisonnière et diurne "**

Jury

M. Jacques Pelon

Directeur de Recherche, Université Paris VI

M. Frank Roux

Professeur, Université Paul Sabatier

M. Serge Baldy

Professeur, Université de la Réunion

M. Philippe Dubuisson

Maître de conférence, Université du Littoral

M. Vincent Giraud

Maître de conférence, Université Blaise Pascal

Mlle. Anne Réchou

Maître de conférence, Université de la Réunion

Rapporteur

Rapporteur

Directeur de Thèse

Examineur

Encadrant

Encadrant

UNIVERSITÉ DE LA RÉUNION
Laboratoire de Physique de l'Atmosphère

Table des matières

Chapitre I. Introduction	5
Chapitre II. Généralités sur les cirrus tropicaux	13
<i>II.1. Classification et définition des cirrus</i>	13
<i>II.2. L'échelle globale</i>	15
II.2.1. La couverture nuageuse	15
II.2.2. Impact des cirrus tropicaux sur le rayonnement	18
II.2.3. La modélisation à l'échelle globale.....	19
<i>II.3. L'échelle microphysique</i>	20
II.3.1. Les processus microphysiques mis en jeu	20
II.3.2. Les campagnes de mesures in situ dans les tropiques.....	23
II.3.3. Les caractéristiques microphysiques	25
II.3.4. La modélisation à l'échelle microphysique.....	27
<i>II.4. La méso-échelle</i>	28
II.4.1. L'environnement météorologique	28
II.4.2. L'observation à méso-échelle.....	29
II.4.3. La modélisation à méso-échelle.....	30
<i>II.5. Résumé et conclusion du chapitre II</i>	33
Chapitre III. Comparaison et combinaison de méthodes de restitution de l'épaisseur optique à partir de données lidar	37
<i>III.1. Introduction</i>	37
<i>III.2. Description des systèmes lidar et des données</i>	39
<i>III.3. Méthodologie</i>	40
III.3.1. Méthodes de détection des cirrus et recherche des contours nuageux.....	40
III.3.2. Méthodes de restitution de l'épaisseur optique	45
III.3.2.1. Méthode MI : mesure de l'atténuation	46
III.3.2.2. Méthode PI : intégration du signal lidar avec un rapport lidar effectif a priori	47
III.3.2.3. Méthode KI : inversion de Klett	49
III.3.2.4. Méthode NI : détermination de l'épaisseur optique Raman N ₂	50
<i>III.4. Résultats : restitution de l'épaisseur optique</i>	51
III.4.1. Présentation des résultats sur le cas de référence OPAR du 26 Janvier 2000	52
III.4.2. Présentation des résultats sur le cas de référence SIRTa du 29 Octobre 2002	57

III.4.3. Résultats généraux sur la combinaison des méthodes MI et PI.....	61
III.4.4. Conclusion sur la restitution de l'épaisseur optique.....	65
III.5. Impact du profil d'extinction sur la restitution du taux d'échauffement et du forçage radiatif.....	66
III.6. Résumé et conclusion du chapitre III.....	69
Chapitre IV. La variabilité saisonnière des cirrus observés au dessus de la Réunion : Climatologie	71
IV.1. Introduction.....	71
IV.2. Description de la base de données lidar Rayleigh/Mie de l'OPAR.....	73
IV.2.1. Protocoles d'acquisition lidar à l'OPAR.....	73
IV.2.2. Bilan des mesures.....	73
IV.3. Méthodologie.....	75
IV.4. Climatologie des cirrus au-dessus de l'OPAR.....	75
IV.4.1. Fréquence mensuelle des cirrus.....	75
IV.4.2. Hauteur et épaisseur géométrique des cirrus.....	80
IV.4.3. Occurrence des cirrus visibles et sub-visibles.....	81
IV.5. Comparaison à d'autres climatologies de cirrus.....	84
IV.5.1. Climatologies régionales de cirrus.....	84
IV.5.1.1. Introduction.....	84
IV.5.1.2. Climatologie établie à l'OHHP.....	85
IV.5.1.3. Climatologie établie à Camagüey.....	86
IV.5.1.4. Conclusion sur les climatologies régionales.....	87
IV.5.2. Climatologies globales de cirrus.....	87
IV.5.2.1. Introduction.....	87
IV.5.2.2. Climatologie établie à partir de HIRS.....	88
IV.5.2.3. Climatologie établie à partir de SAGE.....	91
IV.5.2.4. Conclusion sur les climatologies globales.....	92
IV.6. Résumé et conclusion du chapitre IV.....	94
Chapitre V. La variabilité diurne des cirrus observés au dessus de la Réunion : Etude de cas.....	97
V.1. Introduction.....	97
V.2. Evolution du système instrumental lidar de l'OPAR pour la mesure de jour et bilan des mesures.....	98
V.2.1. Evolution du système lidar de l'OPAR pour la mesure de jour.....	98
V.2.2. Bilan des mesures.....	100
V.3. Description du cas d'étude du 01/02 Janvier 2004.....	101
V.3.1. La séquence lidar.....	101
V.3.2. La variation de l'épaisseur optique.....	101
V.3.3. Le forçage radiatif.....	103

V.3.4. Hypothèses sur l'évolution de la variabilité observée la nuit et au lever du soleil	106
V.4. <i>La situation synoptique</i>	106
V.4.1. La couverture nuageuse.....	107
V.4.2. Les rétrotrajectoires.....	107
V.4.3. Les champs météorologiques	110
V.4.4. Conclusion sur la situation synoptique.....	110
V.5. <i>Le cycle de vie</i>	110
V.5.1. Le modèle méso-échelle : Méso-NH.....	111
V.5.2. Sensibilité aux paramètres clés.....	113
V.5.3. Le protocole de simulation.....	114
V.5.4. Résultats des simulations : descriptions et interprétations.....	119
V.6. <i>Résumé et conclusion du chapitre V</i>	121
Chapitre VI. Conclusions et perspectives	121
Annexe A. Le lidar	126
A.1. <i>Principe général</i>	126
A.2. <i>Composantes atmosphériques</i>	128
A.3. <i>La diffusion multiple</i>	129
A.4. <i>Définitions de quelques termes</i>	130
Annexe B. L'inversion Lidar	132
B.1. <i>Fernald – Klett inversion</i>	132
B.2. <i>Lidar Raman N₂</i>	133
Annexe C. Le code de transfert radiatif	136
Annexe D. Articles	138
D.1. <i>Improved cirrus clouds optical properties retrievals by combining different lidar methods</i>	138
D.2. <i>A sub-tropical cirrus clouds climatology from Reunion Island (21°S, 55°E) lidar data set</i>	170
Bibliographie	176
Liste des Acronymes	188
Liste des Figures	192
Liste des Tableaux	198

Chapitre I. Introduction

Le climat de la Terre est-il en train de changer ? Ces dernières années, une série d'observations montrant de forts et surtout rapides changements climatiques ont mis en alerte la communauté scientifique. En effet, la température moyenne globale à la surface de la Terre, paramètre clef dans la caractérisation de l'évolution du climat, a augmenté d'environ 0,6°C (avec une marge d'erreur de $\pm 0,2^\circ\text{C}$) (IPCC¹ 2001, p2) depuis la fin du XIX^{ième} siècle. Il est très probable que les années 1990 aient été la décennie la plus chaude jamais enregistrée. D'autres signes du réchauffement climatique sont observables comme notamment la diminution de la surface des glaciers (IPCC 2001, p4). Des données satellitales ont montré une diminution de la couverture neigeuse (à peu près 10% depuis la fin des années 1960) et une augmentation du niveau moyen de la mer (de 10 à 20 centimètres durant le dernier siècle) (IPCC 2001, p4). Les signes du changement climatique s'observent aussi à l'échelle régionale. En effet, la variabilité inter-annuelle et inter-décennale de la Mousson ouest Africaine est bien documentée (Nicholson 1981, Lamb 1983, Folland et al. 1986, Fontaine et Janicot 1996, Le Barbé et al. 2002). Le passage de conditions humides (dans les années 50 et 60) à des conditions beaucoup plus sèches (dans les années 70 à 90) sur tout le Sahel représente au XX^{ième} siècle un des signaux les plus forts du changement climatique de la planète à l'échelle inter-décennale. **Donc sans équivoque la réponse est : « OUI ».**

¹ IPCC : Intergovernmental Panel on Climate Change

Pourquoi alors le climat de la Terre change-t-il ? La variation naturelle du climat a toujours été importante, suivant des cycles à plus ou moins courtes périodes. Cependant, de nos jours, la communauté scientifique s'accorde à considérer l'activité humaine comme le principal facteur du *fort et brusque* changement climatique. Plus précisément, l'augmentation de l'effet de serre serait le principal mécanisme qui conduit au réchauffement de la planète. L'effet de serre est nécessaire à la vie sur Terre car il maintient la température moyenne à la surface de la Terre à +15°C (-18°C sans effet de serre). Mais l'action humaine a depuis 150 ans modifié la composition de l'atmosphère terrestre jusqu'à provoquer une augmentation de l'effet de serre et donc un réchauffement climatique dont les conséquences sont dommageables à l'homme lui-même. Les gaz à effet de serre sont naturellement très peu abondants dans l'atmosphère, mais du fait de l'activité humaine, la concentration de ces gaz dans l'atmosphère s'est sensiblement modifiée. Ainsi, la concentration en dioxyde de carbone [CO₂] a augmenté de 30% depuis l'ère préindustrielle (IPCC 2001, p7) et les effets combinés de tous les gaz à effet de serre équivalent aujourd'hui à une augmentation de 50% de [CO₂] depuis cette période.

Comment prévoir l'évolution du climat de la Terre ? Le système climatique comprend cinq grands éléments : l'atmosphère, l'hydrosphère, la cryosphère, les terres émergées et la biosphère. Ce système évolue avec le temps sous l'influence de sa propre dynamique interne et par suite de forçages externes (éruptions volcaniques, variations de l'activité solaire, forçages anthropiques...). De plus le système climatique est non-linéaire² et engendre des processus de rétroactions³ complexes. En conséquence, il n'existe pas de méthode simple pour déterminer la mesure dans laquelle le climat évoluera d'une part face à la complexité de son système et d'autre part face aux divers scénarii d'augmentation des niveaux de gaz à effet de serre. Néanmoins, d'ici à 2100, le Groupe d'Expert Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat prévoit une augmentation de la température moyenne globale comprise entre 1.4 et 5.8°C (IPCC 2001, p13). L'incertitude sur l'amplitude de la variation de l'augmentation de la température à l'échelle du globe est due à la disparité des réactions des modèles climatiques ainsi qu'aux différents scénarii d'émissions de gaz à effet de serre pris en compte. L'emploi d'un modèle climatique est nécessaire pour répondre à

² Un processus est appelé "non linéaire" lorsqu'il n'existe pas de rapport de proportion simple entre ses causes et ses effets.

³ Un mécanisme d'interaction entre processus est appelé "processus de rétroaction" lorsque le résultat d'un processus initial provoque, dans un second processus, des changements qui influent à leur tour sur le processus initial. Une rétroaction positive intensifie le processus initial, et une rétroaction négative l'atténue.

température est une des clés de la formation de phénomènes violents comme les tempêtes tropicales et les cyclones. Les cirrus pourraient donc intervenir dans la régulation de tels événements.

L'implication des cirrus dans la régulation ou l'amplification du changement climatique est aujourd'hui reconnue, mais l'incertitude quant à l'ampleur de leurs impacts reste grande. Il est donc nécessaire d'approfondir nos connaissances vis-à-vis de ce type de nuage.

Les travaux de recherche effectués dans cette thèse s'inscrivent dans cet objectif, puisqu'ils ont consisté en l'exploitation d'observations lidar⁵ à l'Observatoire de Physique de l'Atmosphère de la Réunion (OPAR), en vue d'améliorer la caractérisation des cirrus à différentes échelles de temps. Pour cela, les outils de diagnostics développés ont permis d'une part, d'analyser la base de données lidar afin de caractériser la variabilité saisonnière des cirrus au dessus de la Réunion et d'autre part d'interpréter l'évolution diurne sur un cas de cirrus observé pendant la nuit et l'aube.

Ces travaux sont présentés dans ce manuscrit à travers quatre chapitres, structurés de la manière suivante :

Le premier chapitre fait l'état de l'art de nos connaissances actuelles concernant les cirrus tropicaux. Nous définirons dans un premier temps le type de nuage sur lequel nous travaillons. Dans un second temps, nous exposerons les principales activités liées à l'observation et à la modélisation des cirrus tropicaux aux différentes échelles d'espace et de temps.

Le chapitre deux est consacré à l'amélioration de la détermination de l'épaisseur optique des cirrus à partir des données lidar provenant de différentes stations. Pour cela, une collaboration a été établie entre le Site Instrumental de Recherche par Télédétection Atmosphérique (SIRTA), l'OPAR, le Laboratoire de Physique de l'Atmosphère (LPA), le Service d'Aéronomie (SA) et le Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA). Les caractéristiques de chaque station ainsi que les différentes méthodes de calcul de l'épaisseur optique appliquées seront détaillées dans ce chapitre. Chaque méthode sera illustrée sur un cas de référence pour chaque station. Nous montrerons aussi l'intérêt de combiner ces différentes

⁵ LIDAR : Light Detection and Ranging

méthodes afin d'une part d'obtenir plus d'informations concernant les cirrus et d'autre part de définir un algorithme utilisable dans des conditions variées, pouvant s'appliquer aussi bien à des cas de cirrus de latitudes moyennes que tropicales. Enfin, nous terminerons ce chapitre par une étude de sensibilité du taux d'échauffement de l'atmosphère et du forçage radiatif du cirrus aux profils d'extinction déduits.

Le chapitre trois décrit la variabilité saisonnière des cirrus observés au dessus de la Réunion, en présentant une climatologie déduite de la base de données lidar acquise à l'OPAR sur la période 1996-2001. Nous définirons brièvement la base de données ainsi que les méthodes employées. La climatologie sera ensuite présentée et mise en relation avec le contexte météorologique du site. Dans la dernière partie de ce chapitre, nous comparerons la climatologie établie à l'OPAR à d'autres climatologies établies soit à l'échelle régionale, soit à l'échelle globale.

L'objectif du chapitre quatre porte sur l'étude de l'évolution du cycle de vie des cirrus et de l'interaction du rayonnement avec le nuage. Pour cela, des mesures lidar de longues périodes ont été spécifiquement faites pendant la nuit et l'aube afin d'étudier la variabilité diurne dans les cirrus. Nous discuterons donc dans un premier temps des adaptations apportées au système instrumental lidar afin d'effectuer des mesures de jour. Puis, nous décrirons le cas d'étude en présentant les caractéristiques déduites de la mesure lidar ainsi que l'impact du nuage sur l'atmosphère. Afin d'interpréter la variabilité observée, nous présenterons l'environnement synoptique et les résultats des simulations à méso-échelle, mettant en avant l'importance de la microphysique, du rayonnement et des interactions de processus sur l'évolution temporelle du cirrus.

Le dernier chapitre conclut sur ce travail et présente les perspectives et futurs travaux de recherche qui découleront de cette étude.

s'ils sont fortement pollués, pourraient absorber le rayonnement solaire et contribuer ainsi au réchauffement) ; pour les nuages élevés proches de la tropopause, comme les cirrus, le bilan radiatif global est moins évident. En effet, ce type de nuage peut contribuer selon leur nature au réchauffement comme au refroidissement.

L'étude des nuages, de leur cycle de vie et de leurs interactions, permettra de mieux les prendre en compte dans les modèles à grande échelle en vue d'affiner les projections relatives au climat.

Parmi les nuages, la communauté scientifique porte une attention particulière aux cirrus. C'est à partir des années 1950-1960, avec la prise en compte grandissante du changement climatique, que l'on a commencé à s'intéresser aux cirrus. Les premières études spécifiques concernant ce type de nuage ont été abordées par Julius London, Fritz Möller, Kiril Yaolevich Kondratyev (1965) et Sukyo Manabe (1961). L'impact des cirrus dans le bilan radiatif global est alors reconnu ainsi que leur importance dans le système climatique.

A l'heure actuelle, plusieurs hypothèses impliquant le rôle des cirrus tropicaux dans le système climatique sont envisagées. En 1991, Ramanathan et Collins émettent l'hypothèse que les cirrus agiraient comme un thermostat vis-à-vis du système Océan-Atmosphère, limitant ainsi la température de la surface de la mer à 305°K. L'augmentation de l'effet de serre, amenant une augmentation de la température des océans, donc une évaporation plus grande et par conséquent une convection plus forte (en nombre et en intensité), provoquerait la formation de cirrus plus épais et plus denses qui diminueraient le rayonnement solaire incident, réduisant ainsi l'effet de serre. Plus récemment, Lindzen et al. (2001) ont émis une autre hypothèse stipulant que les cirrus tropicaux fonctionneraient comme l'iris de l'œil humain. Cette hypothèse prévoit que les précipitations plus importantes du fait des changements climatiques, assècheraient la haute troposphère et donc l'étendue et la persistance des cirrus tropicaux. Ceci résulterait en une diminution de l'effet de serre engendré par les cirrus. Lindzen prévoit que cette diminution de l'effet de serre entraînerait alors une diminution de la température entre 0.45 et 1.1°C, ce qui de manière globale donnerait un réchauffement de l'ordre de 0.6 à 2.3°C au lieu de 1.4 à 5.8°C prévu. Ce processus est analogue à l'action de l'iris de l'œil qui réagit en fonction de l'intensité lumineuse qu'il reçoit. Ces deux exemples montrent que les cirrus auraient un impact sur l'énergie disponible à la convection, puisqu'ils réguleraient la température de surface. Or, en zone tropicale, la

cette question. Un modèle climatique est une représentation mathématique simplifiée du système climatique de la Terre. La capacité du modèle à simuler les réactions du système climatique, dépend pour beaucoup du degré de compréhension des processus physiques, géophysiques, chimiques et biologiques qui régissent ce système. Les processus du système climatique déterminent la variabilité naturelle de ce système et sa réaction à des perturbations telles que l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre dans l'atmosphère. Les processus de rétroaction positif ou négatif amplifient ou réduisent respectivement les changements qui résultent d'une perturbation initiale. Elles sont donc très importantes pour une simulation réaliste de l'évolution du climat. Parmi ces rétroactions, celles liées à la variation de la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère jouent un rôle important : la vapeur d'eau est en elle-même un puissant gaz à effet de serre et les modèles prévoient que le réchauffement climatique mondial se traduira par une augmentation de la vapeur d'eau dans la basse atmosphère, donc un renforcement de l'effet de serre. Mais cette augmentation de vapeur d'eau dans l'atmosphère se traduira aussi par des changements dans la couverture nuageuse, pouvant amplifier ou atténuer le réchauffement climatique, selon le type et la localisation des nuages (processus de rétroaction).

Les nuages et leurs interactions avec le rayonnement constituent une des principales sources d'incertitude dans les projections relatives au climat. D'une manière globale, la formation, la dissipation des nuages, leurs interventions dans les flux de rayonnement font apparaître des processus d'une très grande complexité et sont souvent peu ou mal représentés dans les modèles climatiques. Le pouvoir réfléchissant des nuages, l'albédo, dépend de leur épaisseur géométrique et optique, du nombre et de la taille des gouttelettes ou des cristaux dont ils sont composés et éventuellement de leur contenu en polluants. Ces derniers paramètres ainsi que leur répartition en altitude modifient et/ou modulent leur effet de serre.

L'état actuel du forçage radiatif⁴ évalué pour l'ensemble des nuages est négatif (Harrison et al. 1990, Kandel et al. 1998). Ils participent donc globalement au refroidissement de la Terre. Cependant, tous n'ont pas la même action. En effet, les nuages bas comme les stratus et les stratocumulus au-dessus des océans jouent essentiellement un rôle de refroidissement, puisqu'ils réfléchissent la majeure partie du rayonnement solaire, empêchant ainsi son absorption par les océans (Rq : Asano et al. (2002) ont montré que les nuages bas,

⁴ Le bilan énergétique du système climatique correspond globalement à la différence entre la quantité de rayonnement solaire reçue et la somme du rayonnement solaire réfléchi et du rayonnement infrarouge sortant émis par le système climatique. Pour un état donné, une perturbation du bilan énergétique est appelée forçage radiatif.

Chapitre II. Généralités sur les cirrus tropicaux

Une des difficultés dans la compréhension des cirrus réside dans le fait que l'échelle des processus et phénomènes liés à la formation, au cycle de vie et à l'impact climatique de ce type de nuage varie de l'échelle microphysique à l'échelle globale. La prise en compte de toutes ces échelles est nécessaire afin de comprendre le rôle des cirrus dans le climat et les changements climatiques.

Les recherches développées tout au long de cette thèse visent à contribuer à une meilleure compréhension du cycle de vie des cirrus et de leurs impacts sur le climat à l'échelle régionale.

Dans ce chapitre, nous définissons dans un premier temps le type de nuage sur lequel nous travaillons, puis dans un second temps nous faisons un état de l'art de l'observation et de la modélisation des cirrus aux différentes échelles. Nous accorderons une attention particulière aux cirrus des régions tropicales.

II.1. Classification et définition des cirrus

Depuis 1802, année de la première publication scientifique d'une classification des nuages par J.B. Lamarck, plusieurs travaux ont été réalisés (Howard 1803, Hildebrandson 1879, 1887, Abercromby 1887, Hildebrandson et al. 1896, ...) afin d'aboutir à la dernière classification officielle des nuages par l'Organisation Météorologique Mondiale (WMO) en 1975, réactualisée en 1995. La WMO classe les différents types de nuages par rapport à leur altitude et à leur composition (i.e. morphologie). Les nuages, sur lesquels nous travaillons, sont classés dans la famille des "Nuages Hauts". Cette famille regroupe trois genres dont : les Cirrus, les Cirrostratus et les Cirrocumulus. Les descriptions morphologiques de ces trois genres sont les suivantes :

- Les cirrus (Ci) sont des nuages détachés sous forme de délicats filaments blancs composés de bancs ou d'étroites bandes blanches ou en majeures parties

blanches. Ces nuages ont un aspect fibreux (chevelu), un éclat soyeux ou les deux.

- Les cirrostratus (Cs) sont des voiles nuageux transparents et blanchâtres, d'aspect fibreux (chevelu) ou lisse, couvrant le ciel en totalité ou en partie et donnant généralement lieu à des phénomènes de halo.
- Les cirrocumulus (Cc) sont des bancs, nappes ou couches minces de nuages blancs sans ombres propres composés de très petits éléments en forme de granules, de rides, etc., soudés ou non et disposés plus ou moins régulièrement; la plupart des éléments ont une largeur apparente de moins d'un doigt tenu à longueur de bras.

Ces 3 genres de nuage se subdivisent en différentes espèces et variétés. Elles sont listées dans le tableau II.1. Dans la suite de ce manuscrit, le terme "cirrus" que nous emploierons réfèrera à tous nuages de la famille des "Nuages Hauts".

Famille	Genres	Espèces	Variétés
Haut	Cirrus	Castellanus	Duplicatus
		Floccus	Intortus
		Spissatus	Radiatus
Uncinus		Vertebratus	
Fibratus			
Haut	Cirrostratus	Nebulosus	Undulatus
		Fibratus	Duplicatus
Haut	Cirrocumulus	Lenticularis	Undulatus
		Castellanus	Lacunus
		Floccus	
		Statiformis	

Tableau II.1. Classification des nuages hauts.

Le point commun entre les différents types de cirrus est qu'ils sont composés entièrement ou majoritairement de glace. Néanmoins, il est à remarquer que tous les nuages contenant de la glace ne sont pas forcément des cirrus, comme les stratus ou encore les altocumulus.

La classification établie par la WMO est basée sur l'aspect visuel ou encore sur la couleur des nuages et non pas sur les propriétés microphysiques, radiatives ou dynamiques... Dans cette classification, les cirrus dit "sub-visibles" (SVC) ou encore les "contrails" (i.e. traînées de condensation) ne sont pas identifiés.

La différenciation entre cirrus visible (VC) et SVC est pourtant importante puisque les SVC participent prioritairement au réchauffement climatique (Uthe et Russell 1977, Barnes 1980, 1982, Heymsfield 1986, Sassen et al. 1989). En effet, ce type de cirrus laissent passer le rayonnement solaire et bloquent dans un même temps le rayonnement tellurique. Ils contribuent ainsi au réchauffement climatique.

Les contrails sont des cirrus issus de l'activité anthropique. Ce sont des nuages formés par les perturbations engendrées par le passage d'un avion en haute altitude. L'influence de ce type de nuage sur le climat est importante et elle ne cesse d'augmenter avec le développement du transport aérien (Sassen 1997, Minnis et al. 2002, Travis et al. 2002).

II.2. L'échelle globale

L'échelle globale correspond à l'échelle de la planète. Cette échelle doit être étudiée pour évaluer l'impact des cirrus sur le bilan radiatif et comprendre leur rôle dans la circulation générale et dans les changements climatiques. Elle permet de généraliser ou pas, les observations faites aux échelles inférieures.

II.2.1. La couverture nuageuse

Le projet ISCCP⁶, établie en 1982, a pour but de collecter les mesures de radiances satellitales et de les analyser afin d'étudier la distribution de la couverture globale des nuages. D'après la classification des nuages à partir des données ISCCP (cf. figure II.1), les cirrus sont identifiés comme des nuages ayant une pression de sommet inférieure à 440 mb et une épaisseur optique (cf. Annexe A.4) inférieure à 3.6. La limite inférieure de détection ISCCP est équivalente à une épaisseur optique de 0.1 (Liao et al. 1995). La figure II.2 illustre la distribution géographique de la couverture annuelle moyenne des cirrus à l'échelle globale dérivée à partir des données ISCCP pour la période 1984-1998. Suivant la saison et leur position géographique, la couverture nuageuse moyenne des cirrus varie entre 20 et 50%

⁶ ISCCP : International Satellite Cloud Climatology Project.

(Downling et Radke, 1990). La variation latitudinale indique que l'occurrence des cirrus est maximale dans la région intertropicale, particulièrement dans le Pacifique Ouest, en centre Afrique et dans la région nord Océan Indien. L'occurrence moyenne au-dessus de la Réunion est d'environ 15%.

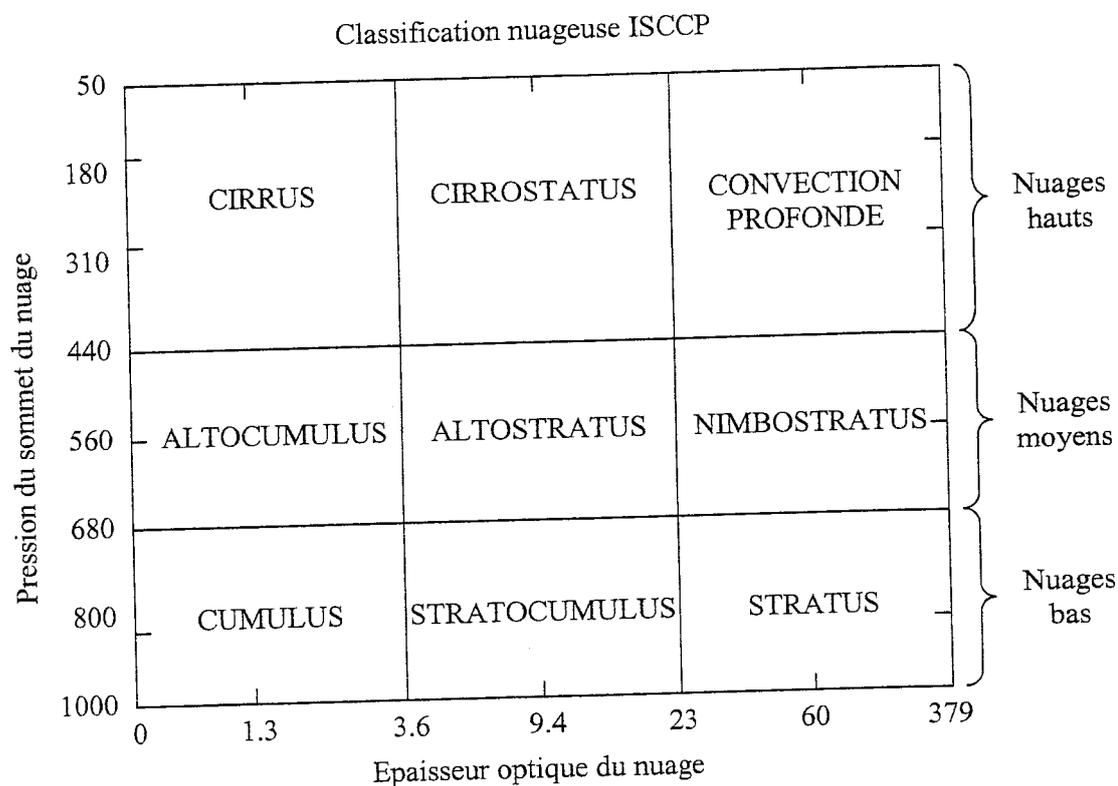


Figure II.1. Tableau de la classification ISCCP des nuages en fonction de la pression et de l'épaisseur optique.

Pour expliquer ce maximum d'occurrence dans les tropiques, Jensen et al. (1996) proposent 2 mécanismes de formation :

1. En présence d'une inversion de vent dans les hautes couches de la troposphère, les enclumes des tours convectives sont cisailées. Ce mécanisme génère des cirrus avec une grande étendue spatiale et dont l'épaisseur optique diminue lorsqu'on s'éloigne du centre des cellules convectives (Ackerman et al. 1988). L'expérience CEPEX⁷ (cf. figure II.6) a montré que ces cirrus d'enclume avaient des tailles de cristaux suffisamment grandes pour que la sédimentation les fasse chuter en quelques heures (McFarquhar et al. 1997). Ne subsistent alors que les petits cristaux.

⁷ CEPEX : Central Equatorial Pacific Experiment

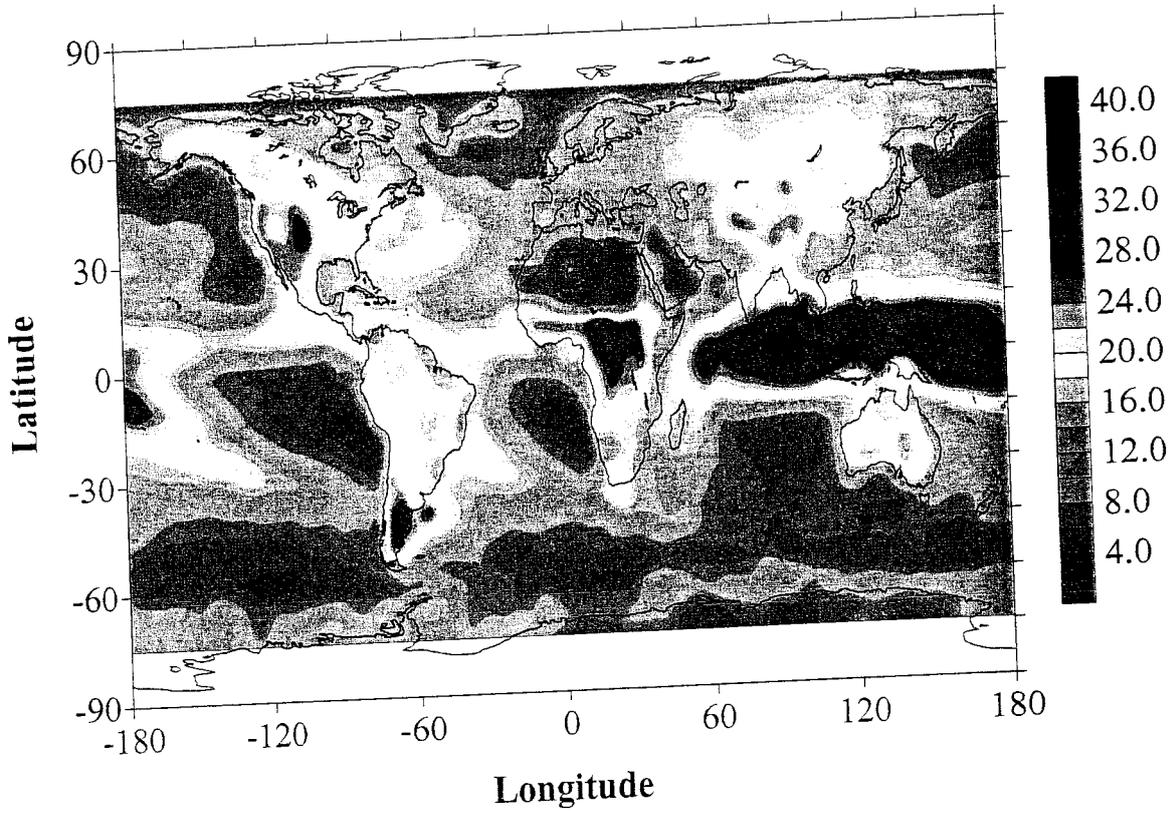


Figure II.2. Couverture annuelle moyenne globale des cirrus (en %) dérivée des données ISCCP pour la période 1984-1998.

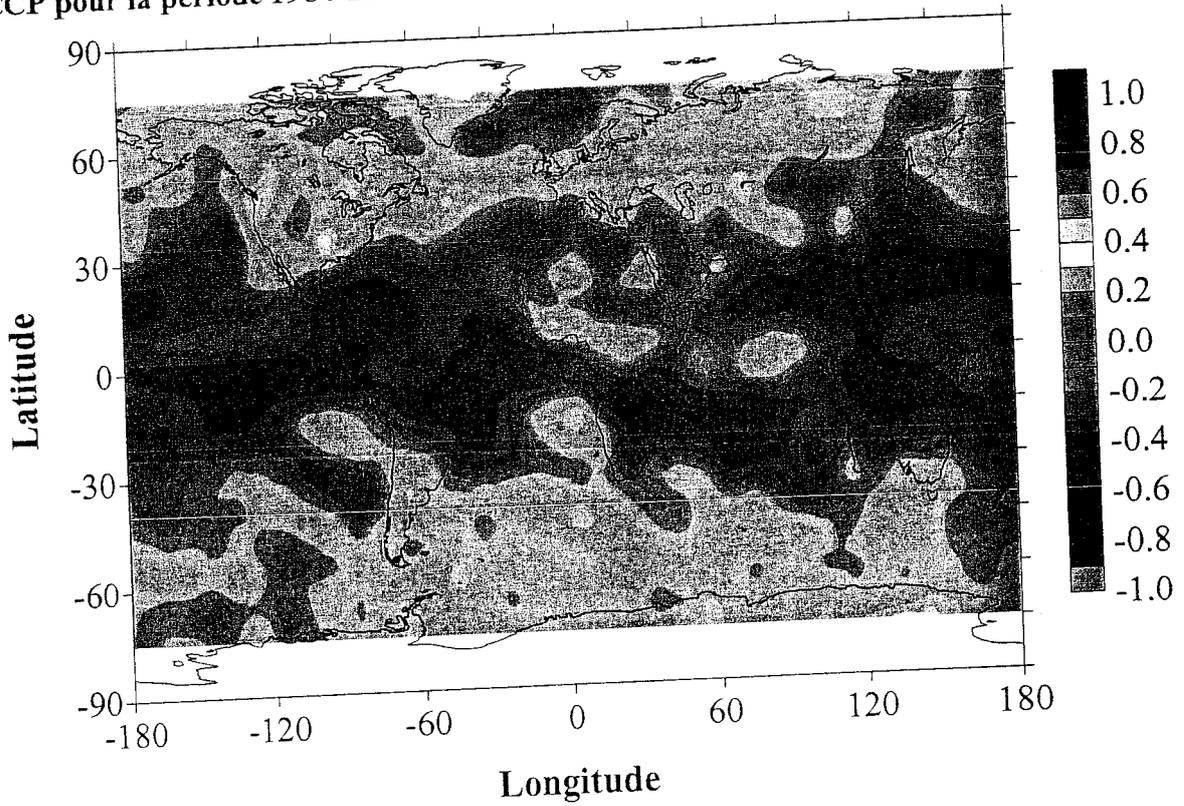


Figure II.3. Coefficient de corrélation entre l'occurrence des cirrus et la vitesse verticale à 500 mb.

2. Le deuxième mécanisme envisagé est la saturation et la nucléation in situ conduites par la turbulence ou par des ascendances lentes de grande échelle dissociées des cellules convectives (Churchill et Houze 1990). Des couches de cirrus tropicaux fins peuvent apparaître au dessus des couches de cirrus d'enclume et persister pendant plusieurs jours.

Ces deux modes de formation produisent des cirrus ayant un cycle de vie différent. En effet, les cirrus issus d'enclume de convection se dissipent et l'altitude diminue au cours du temps alors que les propriétés nuageuse des cirrus in situ ne semblent pas évoluer (Luo et al. 2004).

La figure II.3 montre la corrélation entre l'occurrence des cirrus et la vitesse verticale du vent à 500 mb (indicateur de zones de convection profonde). Un coefficient de corrélation proche de ± 1 indiquerait alors une relation de causalité entre des zones de cirrus et de convection profonde (mécanisme 1). C'est dans les tropiques que la corrélation est la meilleure. La proportion de cirrus d'enclume de convection varie entre 30 et 50% (Zerefos et al. 2003, Luo et al. 2004). Au dessus de la Réunion, la corrélation est proche de -1, ce qui laisse penser que les cirrus observés selon la classification ISCCP semblent provenir majoritairement de la convection profonde.

II.2.2. Impact des cirrus tropicaux sur le rayonnement

L'absorption de l'énergie solaire est le principal moteur de la circulation atmosphérique. Cette énergie est maximale dans les tropiques. Il est donc important de comprendre les facteurs qui contrôlent cette absorption pour prévoir le climat. Or, les cirrus, dont l'occurrence est maximale dans les tropiques (cf. section II.2.1) interviennent dans ce bilan radiatif. Ils ont donc un rôle important et complexe dans le système climatique de la Terre.

Les cirrus réfléchissent le rayonnement solaire incident, réduisant ainsi l'énergie disponible dans la basse troposphère et à la surface : cet effet est comparable à celui produit par un parasol au sommet de la troposphère (effet parasol) ; mais les cirrus peuvent aussi piéger le rayonnement infrarouge émis par la surface de la Terre et par l'atmosphère, augmentant cette fois-ci l'énergie du système Terre-Atmosphère. Ceci est comparable à l'effet d'une serre (d'où le nom effet de serre). L'effet net global des cirrus tropicaux sur la

température dépend de plusieurs facteurs incluant l'altitude, l'épaisseur optique et la taille des cristaux de glace.

A partir de ces 2 actions antagonistes, les cirrus tropicaux peuvent intervenir dans l'évolution du climat en impliquant des processus de rétroactions complexes. Par exemple, les gaz à effet de serre d'origine anthropiques peuvent augmenter la température de la surface de la Terre. En conséquence de quoi l'augmentation de l'intensité convective pourrait modifier la couverture nuageuse des cirrus tropicaux impliquant des changements sur le bilan radiatif global et dans la température de la surface de la Terre. L'impact de l'augmentation des gaz à effet de serre sur la température dépend alors de la réponse de la convection et des cirrus suite aux changements climatiques.

De plus, la nature des aérosols anthropogéniques pourraient changer les propriétés microphysiques et optiques des cirrus (aérosols absorbants). Les particules issues de l'activité industrielle ou des feux de broussailles peuvent par exemple modifier la nucléation des cristaux de glace dans les cellules convectives (changement du nombre et de la taille des cristaux de glace). Ces "nouveaux" cirrus pourraient avoir un comportement différent vis-à-vis du bilan radiatif net.

II.2.3. La modélisation à l'échelle globale

Les modèles dits GCM⁸ sont les modèles de circulation générale utilisés pour prévoir les évolutions possibles du climat. Ces modèles ont un domaine qui recouvre le globe entier.

La difficulté des GCM à représenter les nuages de types cirrus réside dans les échelles de représentation des modèles et dans l'inaptitude de ces modèles à simuler de faibles ascendances. L'échelle de la représentation dynamique dans les GCM varie de plusieurs dizaines à plusieurs centaines de kilomètres, alors que l'échelle des processus qui gouvernent la formation des cirrus est de l'ordre du micromètre. Cette différence force les GCM à représenter les nuages avec des paramétrisations qui diagnostiquent les propriétés des nuages à l'échelle de la maille élémentaire.

Le tableau II.2 donne les résultats de la comparaison de 3 GCM sur le bilan radiatif net thermique et infrarouge au sommet de l'atmosphère, ainsi que sur le contenu en eau et glace

⁸ GCM : Global Circulation Model

des nuages. Les différences de flux thermique et infrarouge entre les modèles n'excèdent pas 10 W.m^{-2} et coïncident avec les mesures de ERBE⁹ et de ScaRaB¹⁰. Par contre, le contenu en eau varie du simple au triple et il existe quasiment un ordre de grandeur de différence sur le contenu en glace selon les 3 modèles. Ceci illustre très bien la mauvaise représentation des cirrus dans les modèles de grande échelle. La bonne restitution des flux au sommet de l'atmosphère ne suffit pas à contraindre la paramétrisation microphysique des nuages de glace dans les modèles.

GCM	GISS ⁱ	CSU ⁱⁱ	CCM4 ⁱⁱⁱ
Flux thermique (W.m^2)	238	228	237
Flux infrarouge (W.m^2)	235	230	237
Contenu en eau (g.m^2)	90	44	32
Contenu en glace (g.m^2)	150	18	20
i : Del Genio et al. 1996 ; ii : Fowler et al. 1996 ; iii : Rasch et Kristjannson 1998			

Tableau II.2. Bilan radiatif net moyen au sommet de l'atmosphère et contenu global en eau et glace des nuages pour une simulation des cirrus par 3 GCM.

II.3. L'échelle microphysique

L'échelle microphysique, de l'ordre du micromètre, correspond à l'échelle des processus mis en jeu dans les cirrus. Cette échelle nous permet d'effectuer l'étude des propriétés intrinsèques de la formation, croissance et décroissance des particules de glace dans les cirrus.

II.3.1. Les processus microphysiques mis en jeu

L'élément indispensable à la formation d'un nuage est l'eau présente dans l'atmosphère. Pour une température et une pression données, une masse d'air peut contenir une certaine quantité de vapeur d'eau, appelée quantité de vapeur saturante. Le surplus de vapeur, au-delà de cette quantité de vapeur saturante, peut se déposer sous forme liquide ou solide, et amener la formation d'un nuage. La sursaturation par rapport à la glace est une condition nécessaire mais pas forcément suffisante pour la formation d'un cirrus. En effet, durant la campagne

⁹ ERBE : Earth Radiation Budget Experiment

¹⁰ ScaRaB : Scanner for Radiation Budget

INCA¹¹, des saturations de l'ordre de 120 à 150% aux altitudes potentielles des cirrus (8-10km) ont été mesurées à l'extérieur des nuages respectivement dans l'hémisphère Nord et Sud (Ovarlez et al. 2002). En présence de sursaturation, deux processus microphysiques peuvent être à l'origine de la formation des cristaux de glace dans les cirrus :

-- La nucléation **homogène** concerne la glaciation spontanée de gouttelettes d'eau surfondues¹² (sans l'intermédiaire de noyaux glaçogènes) (Walko et al. 1995). Ce processus nécessite une sursaturation supérieure à 120% et est le processus de formation majoritaire pour des températures inférieures à -35°C (Khain et al. 2000).

-- La nucléation est dite **hétérogène** quand les noyaux glaçogènes interviennent dans le processus de formation des cristaux. La nucléation est facilitée par des noyaux de congélation (i.e. déclencheur) qui sont des aérosols atmosphériques sous formes de particules insolubles. Du nombre et des propriétés physico-chimiques des aérosols dépendent la microphysique des cristaux. Ce processus de nucléation est actif pour des sursaturations plus faibles et pour des températures plus chaudes que pour la nucléation homogène (Sassen et al. 1989, Heymsfield et Sabin 1989, Jensen et al. 1994).

Ces 2 mécanismes de nucléation conduisent à la formation initiale de cristaux de glace. Une fois la maille élémentaire de glace formée, soit par nucléation homogène soit par nucléation hétérogène, celle-ci peut croître de différentes manières :

-- par déposition de vapeur d'eau sur les cristaux de glace, tant que la masse d'air est sursaturée. La sublimation, processus inverse existe aussi, quand la particule de glace se trouve dans un milieu sous-saturé.

-- par agrégation : ce qui correspond à la formation de cristaux plus gros par collision des particules de glaces entre elles (faible dans les cirrus). Ce phénomène intervient en présence de turbulence. Il engendre aussi des fragmentations, ce qui implique une augmentation du nombre de cristaux de glace.

¹¹ INCA : Interhemispheric differences in cirrus properties from anthropogenic emissions

¹² L'eau surfondue correspond à de l'eau en phase liquide à température négative

En plus de ces processus, la sédimentation (chute des particules) est aussi un facteur important pouvant intervenir sur l'état des cristaux. En effet, la sédimentation peut faire chuter les particules dans des couches non saturées et les amener à sublimer. Cette sublimation peut par la suite conduire ces couches au préalable non saturées à saturation. Ce phénomène joue un rôle important dans la répartition verticale des particules.

Les expériences en laboratoire de Bailey et Halett (2000), résumé sur la figure II.4, montrent le taux de croissance et l'évolution de la forme d'un cristal en fonction de la température, de la pression et de la sursaturation pour des conditions de cirrus. Nous pouvons voir que selon le mode de formation et les conditions atmosphériques, il existe une multitude de variétés de formes de cristaux.

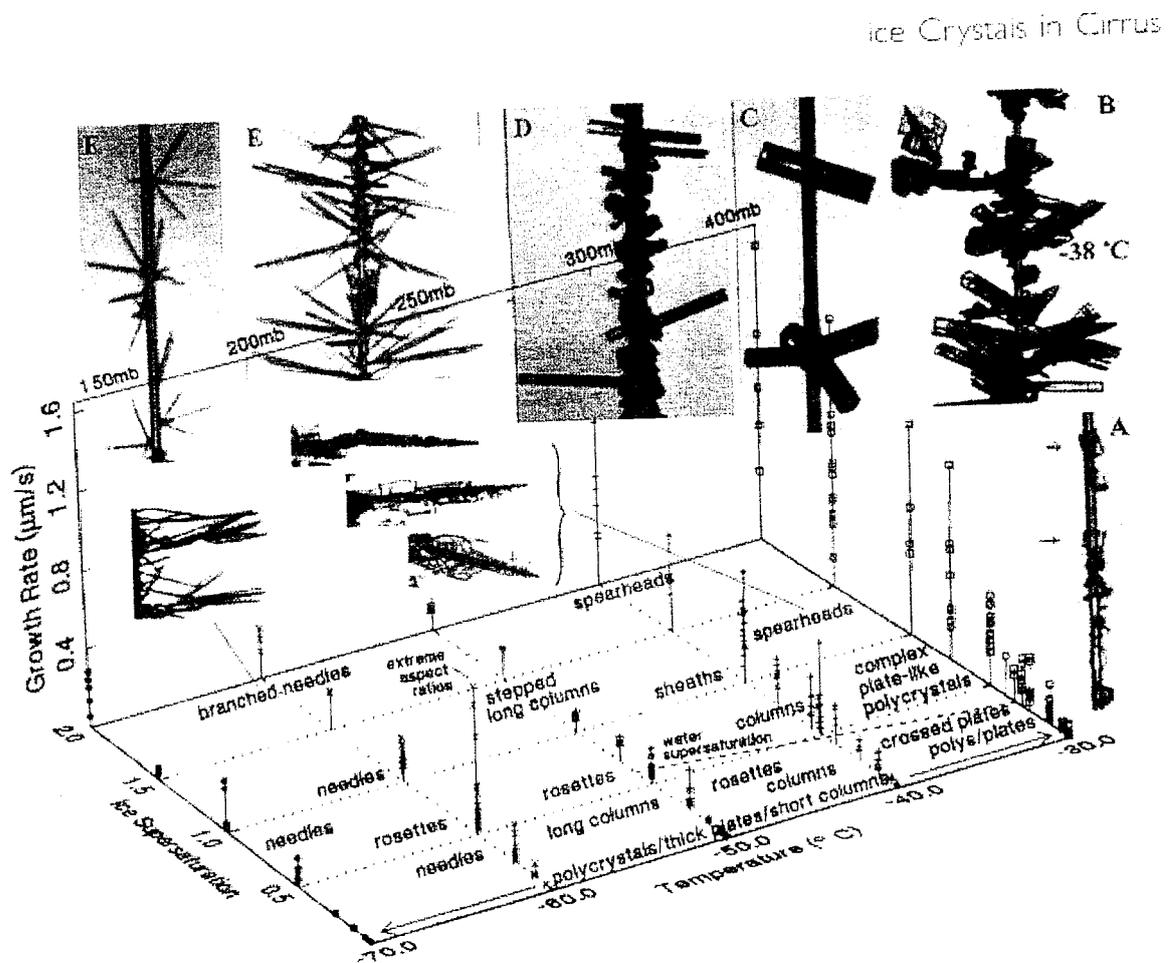


Figure II.4. Taux de croissance et forme des particules en fonction de la température et de la sursaturation.

L'origine de la sursaturation de l'air par rapport à la glace ainsi que le mode de formation des particules conditionnent les propriétés microphysiques du cirrus (cf. figure II.5). Or de nombreuses études montrent que l'impact radiatif des cirrus varie selon les propriétés microphysiques (Liou 1986, Stephens et al. 1990, Liou et Takano 1994, Takano et Liou 1995, Mishchenko et al. 1996, Strauss et al. 1997).

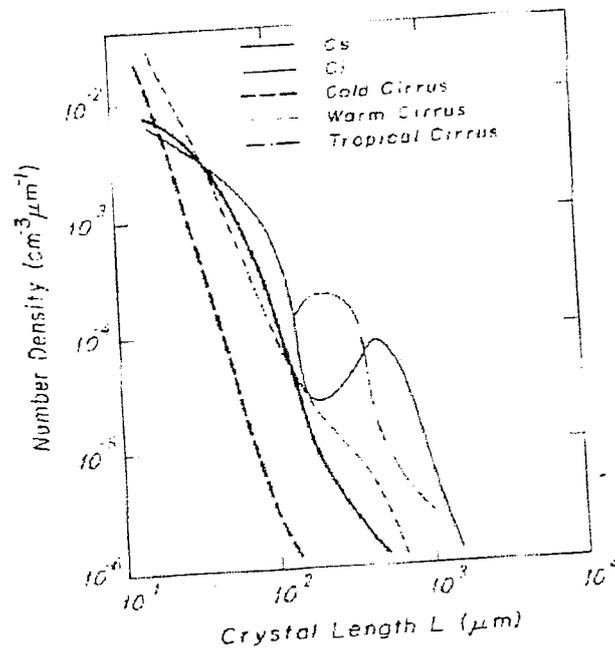


Figure II.5. Exemples de distribution en taille des cristaux de glace, observés dans différents types de cirrus (i.e. cirrus uncinus (Ci), cirrostratus (Cs), Cirrus froid, cirrus chaud et cirrus tropical).

II.3.2. Les campagnes de mesures in situ dans les tropiques

La mesure in situ est à l'heure actuelle un moyen incontournable pour comprendre les processus impliqués dans les cirrus à l'échelle microphysique. Malheureusement, le coût élevé de ces mesures induit par des moyens aéroportés importants et des techniques de mesures pointues, limite le nombre de campagnes. Une première difficulté dans l'étude des cirrus est donc la pauvreté des connaissances des propriétés microphysiques de ce type de nuage. De plus, les mesures in situ se placent dans le cadre de campagnes locales et ponctuelles et font l'objet d'études de cas particulier. A une échelle plus grande de temps et d'espace, il est nécessaire d'employer des techniques et des outils différents.

Néanmoins, quelques campagnes ont permis d'obtenir des informations importantes sur la microphysique des cirrus tropicaux. La figure II.6 illustre les lieux géographiques où les mesures in situ ont été effectuées au travers de campagnes de mesure dans les tropiques ; entre les latitudes 30°N et 30°S. Cette liste est non exhaustive.

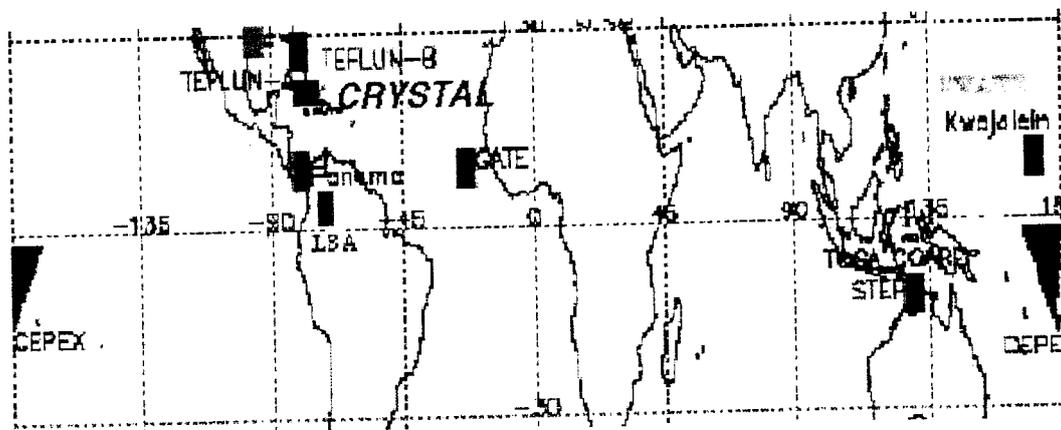


Figure II.6. Répartition géographique des campagnes de mesures in situ permettant l'étude des cirrus tropicaux (entre 30°N et 30°S).

Les campagnes de mesures permettant l'étude des cirrus tropicaux ont principalement eu lieu dans la région du pacifique Ouest et en Amérique centrale. Parmi elles, nous pouvons citer TOGA-COARE¹³ qui a eu lieu de Novembre 1992 à Février 1993 et CEPEX en Mars 1993. Ces campagnes de mesures ont eu pour but la compréhension de l'interaction Océan-Atmosphère à travers l'étude de la convection profonde. Ces observations ont permis l'étude des cirrus d'enclume dans le Pacifique Ouest (McFarquhar et Heymsfield 1996, McFarquhar et Heymsfield 1997).

Plus récemment, la campagne CRYSTAL-FACE¹⁴ a eu lieu pendant l'été 2002. Les observations menées pendant cette campagne ont été spécifiquement mises en place dans le but d'étudier les propriétés microphysiques et les processus de formation des cirrus tropicaux.

Dans l'Océan Indien, peu ou pas de mesures in situ ont été effectuées. Nous pouvons citer la campagne INDOEX¹⁵ qui a eu lieu de Janvier à Avril 1999. L'objectif principal d'INDOEX a été l'étude du transport et de l'évolution des aérosols issus du sous-continent

¹³ TOGA-COARE : Tropical Ocean Global Atmospheres/Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment

¹⁴ CRYSTAL-FACE : The Cirrus Regional Study of Tropical Anvils and Cirrus Layers – Florida Area Cirrus Experiment

¹⁵ INDOEX : Indian Ocean Experiment

Indien et de leurs interactions avec les nuages et le rayonnement. Cette campagne a été mise en place dans le but d'étudier plus précisément les effets directs et indirects des aérosols anthropiques. Les effets directs se rapportent au réchauffement et/ou au refroidissement de l'atmosphère et les effets indirects sont liés à la modification des propriétés radiatives des nuages (albédo) et aux effets des aérosols anthropiques sur la durée de vie des nuages (Haywood et Boucher, 2000). Or les aérosols peuvent avoir des propriétés glaçogènes qui pourraient modifier la composition des cirrus et leur impact sur le bilan radiatif.

Prochainement, le projet AMMA¹⁶ aura lieu en 2006 et aura pour cadre l'Afrique de l'Ouest. Cette campagne de mesure cherchera en particulier à identifier et comprendre les processus qui peuvent moduler la mousson dans cette région climatiquement sensible du globe. Dans le cadre de cette campagne, des études vont être spécifiquement menées afin d'étudier l'effet indirect des aérosols sur les cirrus en zone tropicale.

II.3.3. Les caractéristiques microphysiques

Les différentes campagnes de mesures in situ ont montré que la température des cirrus tropicaux et sub-tropicaux variait de -20°C à -80°C et que la taille moyenne des particules et le contenu en glace augmentaient lorsque l'altitude diminuait. Le tableau II.3 présente les tailles de particules de glace mesurées pendant différentes campagnes de mesures in situ. Les cristaux de glace ont une taille pouvant aller de quelques μm jusqu'au mm.

La figure II.7 montre un exemple de cristaux de glace observés lors des 4 campagnes de mesures de la mission TRMM¹⁷. Cette mission a eu lieu en 1998 et 1999 et regroupent les campagnes TELFUN¹⁸ A et B au Texas, en Floride et au Brésil et les campagnes KWAJEX¹⁹ à Kwajalein et dans les îles Marshall. Cette figure illustre la difficulté de caractériser simplement les paramètres microphysiques des cirrus tant la variété de taille et de forme des cristaux de glace est importante.

¹⁶ AMMA : Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine

¹⁷ TRMM : Tropical Rainfall Measuring Mission

¹⁸ TELFUN : Texas Florida Under Flights

¹⁹ KWAJEX : Kwajalein Experiment

Etude	Instrument	Intervalle (μm)	Instrument	Intervalle (μm)	Instrument	Intervalle (μm)
Griffith et al. (1980)	1D-C PMS ^a	70-460				
Knollenberg et al. (1982)	2D grey	40-2500				
Knollenberg et al. (1993)	FSSP ^b	0.1-78	2D Grey	50-1500		
Takahashi et Kuhara (1993)	Videosonde	200->2000				
Pueschel et al. (1995)	2D Grey	25-1800				
Heymsfield et McFarquhar (1996)	FSSP	0.1-21	VIPS ^c	10-200	2D-C	40-1000
Stith et al. (2002)	FSSP	2-45	2D-C	40-1000	CPI ^d	<2 mm

a : Particle measuring systems, b : Forward-scattering spectrometer probe, c : Video ice particle sampler, d :

Cloud particle imager

Tableau II.3. Taille des cristaux de glace reportés par divers instruments pendant les campagnes de mesures in situ.

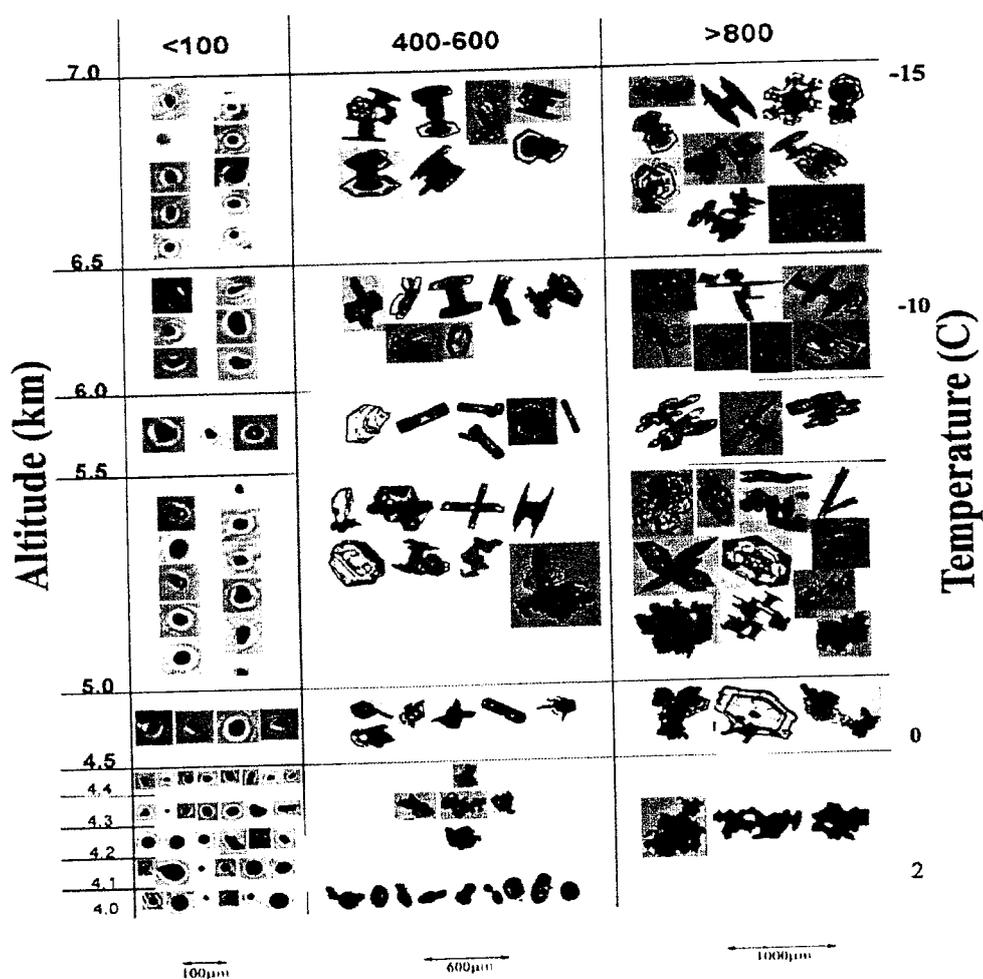


Figure II.7. Exemples de tailles et de formes de cristaux de glace en fonction de l'altitude et de la température relevées pendant une des campagnes de mesure TRMM (Heymsfield et al., 2002).

II.3.4. La modélisation à l'échelle microphysique

Dans le cadre de la modélisation des cirrus, des modèles dits "bin" ont été développés afin de comprendre les processus liés à la formation, croissance et décroissance des particules de glace. Ces modèles privilégient la représentation des processus microphysiques et prennent en considération les interactions entre les différentes espèces. Ils permettent donc d'étudier par exemple la sensibilité de la microphysique des cirrus en fonction des propriétés des aérosols constituant les noyaux glaçogènes ou encore de tester différentes paramétrisations de processus de nucléation. En effet, une partie du travail de thèse de M. Monier (2003) a consisté à comparer trois approches de paramétrisation de la nucléation homogène : 1) Tabazadeh et al. (1997, 2000) (noté T), 2) Sassen et Dodd (1989) (noté D) et 3) Koop et al. (2000) (noté K). La figure II.8 indique le nombre de cristaux présents dans la parcelle d'air à l'équilibre pour deux températures, trois vitesses de soulèvements de la parcelle d'air et pour les trois paramétrisations de la nucléation homogène.

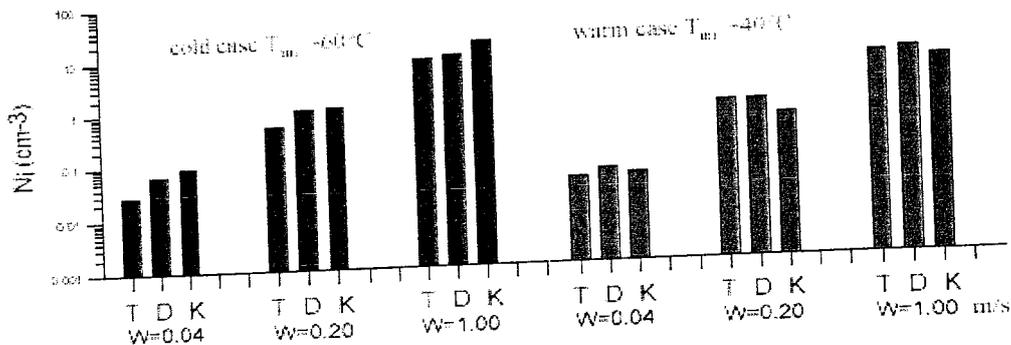


Figure II.8. Nombre de cristaux à l'équilibre pour le cas froid (à gauche) et le cas chaud (à droite), pour 3 vitesses de soulèvement de la parcelle d'air et pour les 3 paramétrisations de nucléation homogène.

Les résultats montrent que quand les ascendances sont faibles (de l'ordre de 4 cm.s^{-1}), la variabilité du nombre de cristaux entre les différentes approches de nucléation homogène atteint un facteur 8 et quand elle sont plus fortes (de l'ordre 20 cm.s^{-1} à 1 m.s^{-1}), la variabilité reste inférieure à un facteur 3. Le choix du schéma de nucléation homogène est donc important pour de faibles vitesses d'ascension. Mais plus que le schéma de paramétrisation de nucléation, c'est la dynamique qui gouverne le nombre de cristaux formés. En effet, sur cette étude la variabilité inter-schéma est au maximum d'un facteur 8, alors qu'il existe un ordre de

grandeur d'environ 500 dans la variabilité due à la dynamique, entre les différentes vitesses d'ascension, pour un même schéma de nucléation homogène.

II.4. La méso-échelle

L'impact des cirrus sur le bilan radiatif dépend pour beaucoup de leur persistance. La méso-échelle correspond à l'échelle permettant d'étudier le cycle de vie du nuage. C'est donc à cette échelle que nous pouvons observer le cirrus dans son environnement météorologique et prendre en compte les interactions microphysique – rayonnement - dynamique qui influent sur l'évolution du cirrus.

II.4.1. L'environnement météorologique

La sursaturation en vapeur d'eau d'une masse d'air, nécessaire à la formation d'un nuage, peut être atteinte, de manière schématique, soit 1) par apport de vapeur d'eau à pression de vapeur saturante constante, soit 2) à quantité de vapeur d'eau constante par réduction de la pression de vapeur saturante. Ce deuxième mécanisme se traduit par une détente et un refroidissement de la masse d'air. La détente est obtenue par l'ascendance d'une masse d'air (Liou 1986, 1992) provoquée soit :

- Par une instabilité thermique et/ou dynamique à petite échelle, induite par exemple par les courants jets. Ce mécanisme donne naissance à des cirrus de types uncinus, fibratus ou floccus, spatialement peu étendus et souvent prolongés par une zone de sédimentation de cristaux ayant la forme d'une virgule (Heymsfield et al. 1975).
- Par une ascension relativement rapide due à une perturbation orographique ou due à la rencontre entre deux masses d'airs. L'air chaud s'élève au dessus de l'air froid et engendre des cirrus à l'avant du front chaud ou à l'arrière du front froid. Ces mécanismes, de grande ou moyenne échelle, donnent naissance à des cirrus de types cirrostratus, undulatus ou cirrocumulus. Un autre exemple est le spissatus dont la formation est provoquée par un contournement des masses d'air au dessus des cumulonimbus.

- Par une ascension rapide due à la convection (par exemple une ascendance liée au contact d'une masse d'air et d'un sol chaud). Ce mécanisme conduit à un développement vertical des nuages, de types cumulus et cumulonimbus. Les cirrus peuvent provenir du détachement de la partie supérieure du cumulonimbus par cisaillement ou de la partie restante dans la haute troposphère après dissipation de la partie inférieure du nuage par précipitation.

Il existe également un quatrième mode de formation de cirrus spécifique aux contrails. Les turbulences engendrées par le passage d'un avion déclenchent localement une instabilité dynamique ce qui initie la formation des contrails. Si le milieu est sursaturé par rapport à la glace, ceux-ci peuvent se maintenir (Heymsfield et al. 1998b, Gierens et al. 1999b).

II.4.2. L'observation à méso-échelle

L'observation à méso-échelle a pour objectif l'étude des couplages entre la microphysique, le rayonnement et la dynamique à petite échelle pour une meilleure compréhension du cycle de vie des cirrus. Les mesures de télédétection passive restituent une information intégrée sur la colonne atmosphérique et ne permet donc pas d'accéder aux structures internes du cirrus. Or ces structures internes sont importantes puisqu'elles sont une signature de l'évolution du cirrus. Des moyens de télédétection actifs ont donc été développés, comme le lidar et le radar, de manière à obtenir des informations sur l'intérieur du nuage.

Par exemple, Hogan et al. (2000) présentent un cas de cirrus de front épais observé le 22 Juin 1996 à Chibolton en Angleterre par deux radars²⁰ de 94 et 35GHz (cf. figure II.9 a et b respectivement). L'utilisation conjointe des deux radars permet de relier le rapport de réflectivité des deux instruments à la taille des particules de glace et au contenu en glace (cf. figure II.9 c et d). Avec cette configuration instrumentale, la taille minimale mesurée est de 200 μm . Nous pouvons voir que les cristaux les plus gros (de l'ordre du mm) se trouvent en bas du nuage et ce sont eux qui ont le contenu en glace le plus élevé. On a aussi en haut du nuage une réflectivité radar faible qui montre la présence de petits cristaux. De manière générale, la partie haute du cirrus est considérée comme zone de nucléation (i.e. zone de

²⁰ RADAR : Radio Detecting and Ranging

création de cristaux), ensuite plus bas nous avons la zone de croissance des cristaux et enfin en bas la zone de sédimentation avec les plus gros cristaux.

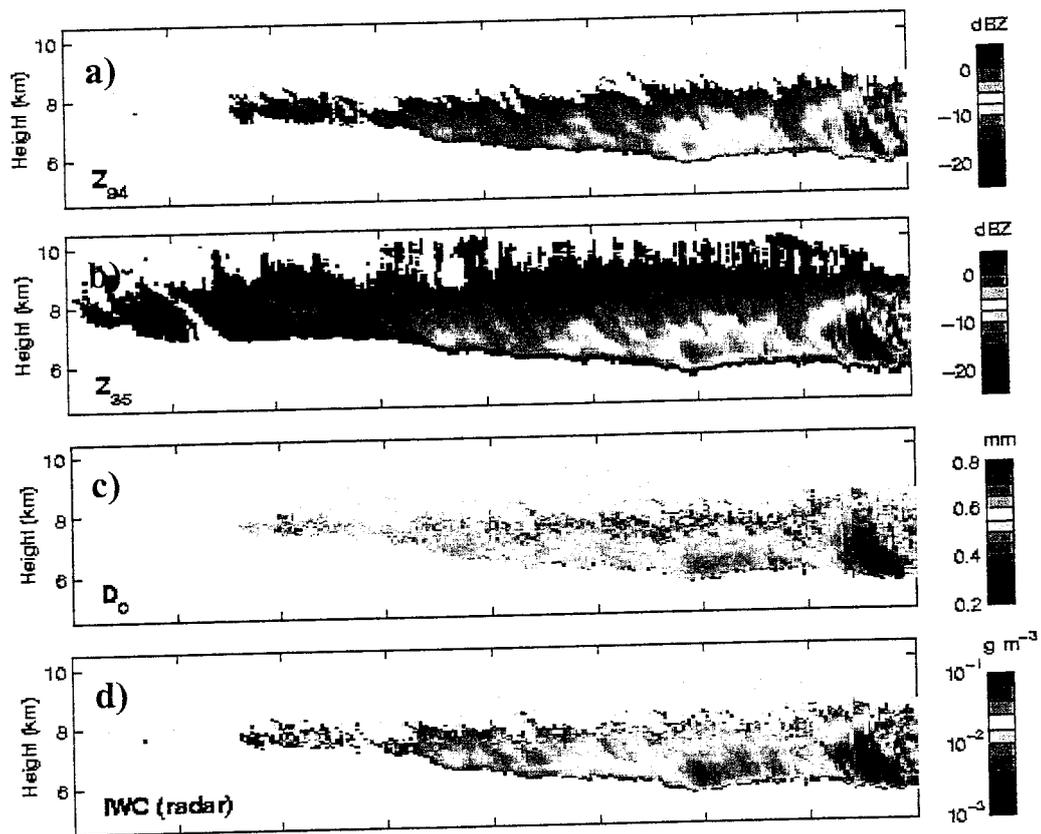


Figure II.9. Evolution temporelle de la réflectivité radar à a) 94GHz, b) 35GHz, c) du diamètre équivalent des cristaux et d) du contenu en glace.

Depuis plusieurs années différents réseaux et sites d'observations de télédétection ont été mis en place (ARM²¹, EARLINET/CLOUDNET²², NDSC²³, SIRTA...). Ces sites permettent l'étude d'une part du cycle de vie des cirrus et d'autre part le cumul des données permet d'obtenir une statistique sur les propriétés des cirrus.

II.4.3. La modélisation à méso-échelle

Les modèles dits "bulk" sont des modèles de moyenne échelle qui privilégient la dynamique au détriment de la microphysique. Dans ces modèles la microphysique est souvent

²¹ ARM : Atmospheric Radiation Measurement

²² EARLINET/CLOUDNET : A European Aerosol Research Lidar Network/Development of a European pilot network of station for observing cloud profile

²³ NDSC : Network for the Detection of Stratospheric Change

décrite par une ou deux classes de particules dont la distribution en taille est prescrite. Ils ont été développés pour étudier l'évolution des systèmes nuageux sur des domaines de quelques kilomètres à plusieurs milliers de kilomètres et permettent de prendre en compte les interactions dynamique – microphysique – rayonnement.

Les modèles à méso-échelle ont permis par exemple d'étudier la persistance des fines couches de cirrus au niveau de la tropopause. Ces cirrus très fins ont été observés au moyen de la télédétection active. Ils sont dissociés de la convection et ont une durée de vie qui peut aller jusqu'à 2 jours. Cette persistance dénote la présence d'humidité dans la troposphère, injectée par la convection profonde, mais le mécanisme de formation et de maintien est autre. La modélisation à méso-échelle a permis de montrer par exemple que le couplage dynamique – microphysique – rayonnement lié au cirrus ne pouvait expliquer à lui seul la persistance de ce type de cirrus (Boehm et al., 1999), mais que des ascendances faibles de l'ordre de 0.1 à 0.5 cm/s suffisaient à maintenir ces couches pendant plusieurs jours (Boehm et Verlinde 2000). Une étude récente (Boehm et Lee, 2003) a montré que ces faibles ascendances auraient pour origine les ondes tropicales, comme les ondes de Kelvin et de Rossby.

En 2000, Starr et al. ont proposé un exercice d'intercomparaison de modèles afin d'améliorer la représentativité des cirrus dans le cadre du GEWEX²⁴ Cloud System Studies (GCSS) "Working Group 2: Cirrus Cloud System". 16 modèles, de la petite échelle à la grande échelle dédiés ou non à l'étude des cirrus, ont participé à l'exercice. Deux types de simulations ont été conduites : la simulation d'un cirrus "chaud", correspondant à un cirrus des latitudes moyennes, et la simulation d'un cirrus "froid", correspondant à un cirrus des latitudes tropicales.

Les résultats montrent une forte disparité entre la formation, l'évolution et la dissipation du cirrus selon les différentes familles de modèles et au sein d'une même famille (cf. figure II.10). On peut remarquer sur cette figure que la dispersion est plus grande dans le cas de la simulation du nuage froid (i.e. cas tropical) que dans le cas nuage chaud (i.e. cas moyenne latitude). En effet, contrairement aux cirrus des moyennes latitudes, peu ou pas de mesures servent à contraindre la modélisation des cirrus tropicaux. Ceci montre la nécessité de contraindre la modélisation des cirrus tropicaux par des observations.

²⁴ GEWEX : Global Energy and Water Cycle Experiment

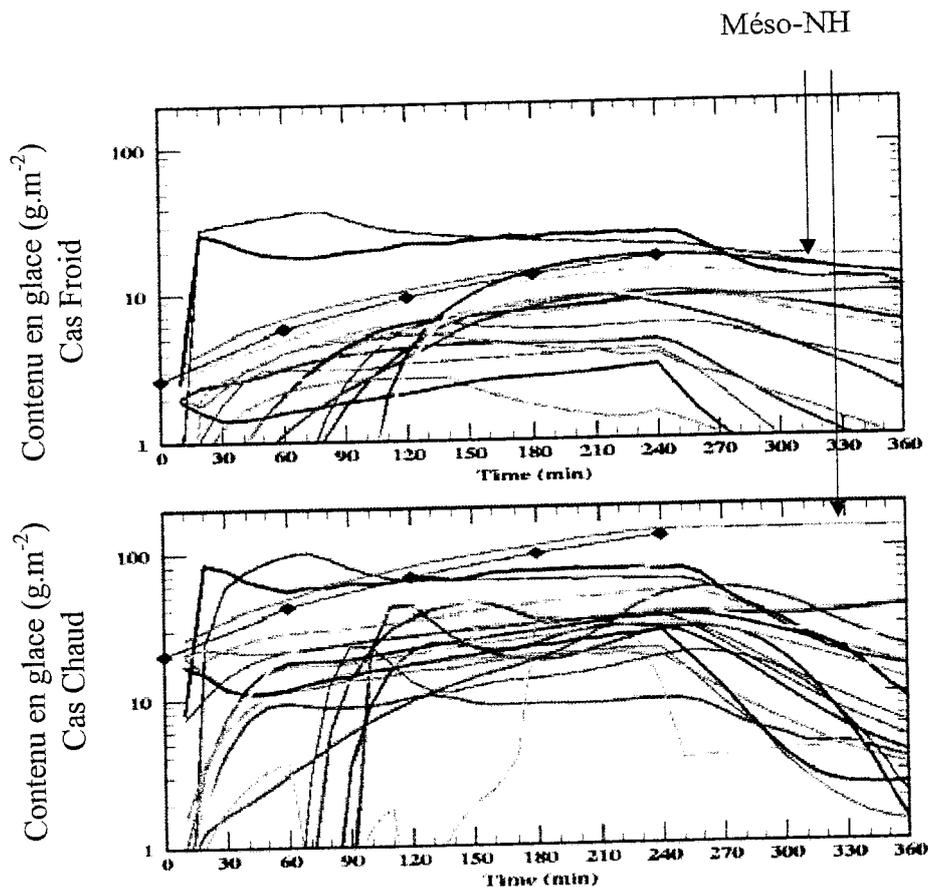


Figure II.10. Evolution temporelle du contenu en glace (IWP g.m^2) pour le cirrus froid en haut et pour le cirrus chaud en bas. La courbe noire marquée correspond à la quantité d'eau disponible dans le modèle et la courbe verte correspond au modèle Mésos-NH (détaillé au chapitre V).

Le développement conjoint des 3 types de modèles (microphysique détaillée, méso-échelle et échelle globale) est important. En effet, quand la résolution d'un modèle n'est pas équivalente à l'échelle d'un processus, celui-ci doit être paramétré. Les modèles bin et bulk servent donc à développer des paramétrisations respectivement pour les modèles bulk et GCM. Le développement direct des paramétrisations entre les modèles bin et GCM n'est pas satisfaisant puisque les modèles bin ne représentent pas ou peu les structures qui peuvent exister dans les cirrus. Or ces structures, qui sont des phénomènes sous mailles dans les GCM doivent être prises en compte et donc paramétrées. Ces structures sont dues aux interactions dynamique – rayonnement – microphysique. Les modèles bulk sont donc une passerelle servant à paramétrer ces interactions pour les modèles de grande échelle.

II.5. Résumé et conclusion du chapitre II

Les cirrus jouent un rôle déterminant sur le contrôle de l'atmosphère et le climat. Or, le cycle de l'eau atmosphérique est encore très mal pris en compte dans les modèles de prévision numérique. Améliorer la représentation de ce type de nuage et simuler leurs impacts sur le rayonnement, la dynamique et la redistribution des constituants atmosphériques aux échelles locale, régionale et globale est un enjeu majeur pour la simulation de l'évolution climatique.

Deux démarches peuvent contribuer à contraindre les modèles vers une représentation plus réaliste des nuages :

La première consiste à obtenir une description détaillée de propriétés clés à l'échelle globale permettant la validation/invalidation directe de la restitution des cirrus dans les modèles. L'évolution des moyens technologiques et méthodologiques de ces dix dernières années a permis d'élaborer des programmes ambitieux qui mettront en œuvre dès 2004 des moyens d'observations s'appuyant sur des mesures passives (POLDER sur PARASOL ; IIR sur CALIPSO ; MODIS et CERES sur EOS-PM), couplées à des mesures actives (lidar sur CALIPSO ; radar 95 GHz sur CLOUDSAT). La synergie de cette diversité d'instruments permettra d'accéder à de nouveaux paramètres atmosphériques, et nuageux, et d'améliorer les inversions de propriétés déjà restituées à partir des observations satellitales actuelles. L'accès à ces informations nouvelles et plus complètes sur les nuages permettra de mieux contraindre et valider les modèles de moyenne et grande échelles.

La deuxième démarche consiste à simuler le cycle de vie des nuages par une modélisation détaillée prenant en compte de nombreux processus et leurs interactions pour permettre de proposer et d'évaluer de nouvelles paramétrisations plus physiques utilisables dans les modèles météorologiques ou climatiques. Pour cela, il est nécessaire de comprendre les processus affectant le milieu nuageux, processus microphysiques, radiatifs et dynamiques, ainsi que leurs interactions, puis de maîtriser leurs paramétrisations. Cette démarche nécessite de développer/utiliser une hiérarchie de modèles, allant d'une modélisation très détaillée, avec une résolution spatiale et temporelle fine, vers une modélisation paramétrée avec des résolutions dégradées. Le suivi de l'impact de la paramétrisation des processus et de la

résolution des modèles peut être évalué par l'utilisation de modèles intermédiaires, chaque modèle étant validé par sa capacité à restituer des observations à des échelles compatibles.

Pour optimiser les développements et les activités qui contribuent à l'étude des cirrus, il est nécessaire que des études couplant observations et modélisation soient élaborées aux différentes échelles participant à des actions concertées. La figure II.11 illustre les différentes activités nécessaires aux progrès de la recherche sur les cirrus.

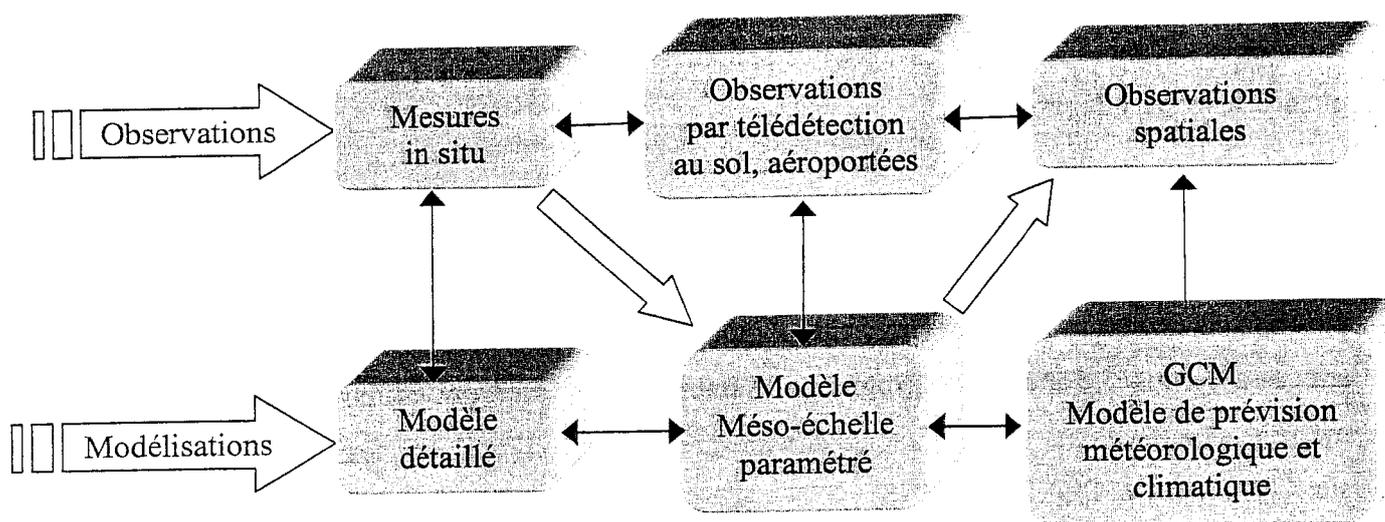


Figure II.11. Schématisation des interactions entre observateurs et modélisateurs des différentes échelles.

C'est dans le cadre de ses interactions que ce travail de thèse fait partie du projet MONUMEEP-CIRRUS, qui réunit différents groupes français impliqués dans l'observation (par des moyens in situ et de télédétection depuis le sol ou l'espace, active ou passive) et/ou la modélisation (à différentes échelles et résolutions) des cirrus. Nous abordons dans cette thèse l'exploitation de mesures de télédétection sols pour 1) caractériser les propriétés moyennes des cirrus et leur variabilité saisonnière (climatologie) et 2) contraindre la paramétrisation des processus clés à méso-échelle.

Chapitre III. Comparaison et combinaison de méthodes de restitution de l'épaisseur optique à partir de données lidar

Le travail présenté dans ce chapitre a fait l'objet d'une publication dans *Applied Optics*, (Cadet et al. 2004, Ref. Annexe D.1).

III.1. Introduction

Le bilan radiatif net des cirrus est fonction de l'altitude et de l'épaisseur optique du cirrus (Stephens et Webster 1981, Platt 1981, Liou 1986). Il est donc indispensable d'évaluer correctement ces propriétés afin de mieux estimer leur impact radiatif. Pour cela nous devons franchir deux étapes : l'observation et la caractérisation.

L'observation in situ des nuages de cristaux de glace est une tâche difficile puisqu'ils se trouvent à des altitudes élevées et recouvrent une grande étendue spatiale. Il paraît donc invraisemblable de faire des mesures in situ à l'échelle globale. Or sans elles se pose la question de la représentativité. La télédétection passive²⁵ depuis l'espace est aussi délicate

²⁵ La télédétection est dite passive quand seules les sources naturelles (Soleil, Terre, ...) de rayonnement sont mises en jeu. Les capteurs sont des récepteurs "passifs". A contrario, la télédétection active utilise un rayonnement provenant d'une source artificielle.

puisque l'échelle d'épaisseur optique des cirrus varie de plusieurs ordres de grandeurs et aussi parce que leur interaction instantanée avec le rayonnement est faible.

L'instrumentation lidar (cf. Annexe A.1) a considérablement progressé ces vingt dernières années. Des dizaines de stations lidars se sont développés, mettant en œuvre des systèmes différents. Ces systèmes ont d'une manière générale une bonne résolution temporelle et spatiale et sont suffisamment sensibles pour observer des cirrus très fins. La télédétection active est donc un outil maintenant incontournable pour la caractérisation des cirrus (Evans et al. 1996, Platt et al. 1987, Sassen et al. 1990). Pour exemple, le programme de recherche concernant le satellite CALIPSO²⁶, actuellement en cours de développement, embarquera un lidar et cette mission aura pour but de fournir de nouvelles informations sur l'impact des nuages et des aérosols sur le climat terrestre.

Plusieurs méthodes de traitement du signal lidar ont été développées afin de détecter et de caractériser les cirrus. Idéalement, les restitutions de propriétés de cirrus devraient être indépendantes des méthodes de traitements et des systèmes d'observations. Or, chaque système d'observation repose sur des contraintes instrumentales et chaque méthode de caractérisation repose sur des hypothèses plus ou moins fortes. Quelle validité donner alors sur les différences de propriétés observées d'un cirrus à l'autre ? En effet, il existe un réel risque pour que les propriétés déduites soient sensibles à la fois aux méthodes et aux données utilisées. Pour pouvoir comparer des caractéristiques de cirrus (d'une région à l'autre du globe par exemple), il faut minimiser les incertitudes et les biais inhérents à chaque méthode et/ou à chaque instrument. Pour cela, une manière de procéder serait d'utiliser un algorithme "universel" adapté à tous types de données lidar et à tous types de cirrus.

Ce chapitre présente différentes méthodes de restitution de l'épaisseur optique à partir de données lidar. Les restitutions ont été comparées et les méthodes combinées afin d'obtenir un calcul d'épaisseur optique "optimal" adapté aux différentes configurations instrumentales et aux différents types de cirrus. De plus, à partir des informations déduites du calcul d'épaisseur optique, un profil d'extinction peut être déterminé et utilisé afin d'estimer l'impact du cirrus sur l'atmosphère. Nous terminerons ce chapitre par une étude de sensibilité aux profils d'extinction des taux d'échauffement de l'atmosphère et des forçages radiatifs du cirrus.

²⁶ CALIPSO : Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations

III.2. Description des systèmes lidar et des données

Les jeux de données lidar utilisées dans cette étude proviennent de deux stations lidar :
 i) l'OPAR qui est une station lidar, située dans l'hémisphère Sud à 55.5°E et 21.0°S, dédiée principalement à l'observation de la stratosphère (Baray et al. 1999) et ii) le SIRTa qui est une station lidar, située dans l'hémisphère Nord à 2.2°E et 48.7°N, dédiée principalement à l'observation de la troposphère (Haefelin et al. 2003).

	St Denis, France	Palaiseau, France
Latitude	21.0 °S	48.7 °N
Longitude	55.5 °E	2.2 °E
Altitude	80 m	156 m
Contexte climatique	Océanique	Continental
Type de lidar	Nd-Yag	Nd-Yag
Longueur d'onde	532 nm	532 nm
Energie par pulsation	1.00 J	0.15 J
Durée de la pulsation	7 ns	11 ns
Temps d'intégration	120 s	10 s
Divergence	0.05 mrad	0.3 mrad
Fréquence	30 Hz	20 Hz
Diamètre du télescope	20 cm	60 cm
Champ de vue	0.6 mrad	2.0 mrad
Résolution verticale	150 m	15 m
Dépolarisation	Oui	Oui
Protocole de tir	Nuit	Jour

Tableau III.1. Caractéristiques des sites de mesures et des systèmes lidar de l'OPAR et du SIRTa.

Les caractéristiques principales des deux sites de mesures ainsi que les principaux paramètres des systèmes lidar sont résumés dans le tableau III.1. Le contexte climatique de la station de l'OPAR est celui d'un climat océanique. L'OPAR est intégré dans le réseau NDSC. La puissance d'émission laser du système lidar de l'OPAR est de 30W. La station du SIRTa est basée sur le site de l'école Polytechnique à Paris. Son contexte est celui d'un climat continental. La puissance d'émission, plus faible que celle de l'OPAR, est de 3W. La distance entre le lidar et la cible à observer étant plus faible pour le système du SIRTa, la divergence du lidar est une contrainte moins importante que pour le système de l'OPAR. Un autre point important est la résolution verticale. Elle est dix fois plus faible pour la station de l'OPAR :

150m contre 15m pour le SIRTa. Le protocole de mesure entre les deux stations est aussi différent. Les mesures du site du SIRTa se font la journée avec un temps d'intégration faible comparé au temps d'intégration de l'OPAR qui opère uniquement de nuit : 10s pour le SIRTa et 120s pour l'OPAR. En conséquence, le bruit de fond de ciel²⁷ est plus important sur les données du SIRTa. De plus, le diamètre du télescope et le champ de vue sont plus grands sur le système lidar du SIRTa. Les figures III.1 et III.2 montrent des profils de rétrodiffusion lidar d'une acquisition respectivement par le système OPAR et par le système SIRTa (en bleus). Ces profils correspondent à la rétrodiffusion lidar corrigée de la dépendance au carré en altitude $P(z)z^2$. A l'OPAR, le cirrus a été observé le 26 Janvier 2000 et pour le SIRTa, le 29 Octobre 2002.

La station de l'OPAR possède une voie dédiée à la réception des photons provenant de la diffusion inélastique Raman N₂ (la voie Raman est en cours d'installation au SIRTa). Ce système Raman N₂ est opérationnel à l'OPAR depuis 1999. Des données Raman N₂ sont aussi utilisées dans cette étude.

III.3. Méthodologie

III.3.1. Méthodes de détection des cirrus et recherche des contours nuageux

Plusieurs méthodes couramment utilisées pour détecter et déterminer les contours des cirrus à partir des signaux lidar sont présentées par Platt et al. (1994) :

- (1) une méthode utilisant la dérivée du signal lidar
- (2) une approche quantitative basée sur l'hypothèse du ciel clair
- (3) plusieurs méthodes utilisant des seuils

²⁷ Le bruit de fond de ciel est le signal enregistré en l'absence d'émission laser.

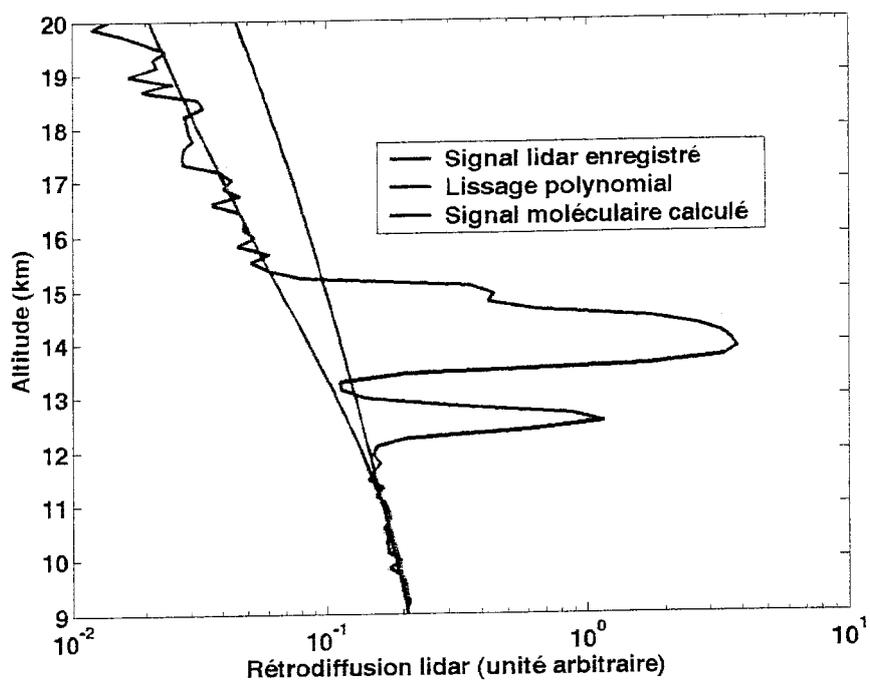


Figure III.1. Profil lidar extrait des observations du 26 Janvier 2000 à l'OPAR. Le profil lidar Rayleigh/Mie à 532 nm est en bleu, le profil lidar moléculaire théorique en noir et le lissage polynomiale d'ordre quatre en rouge.

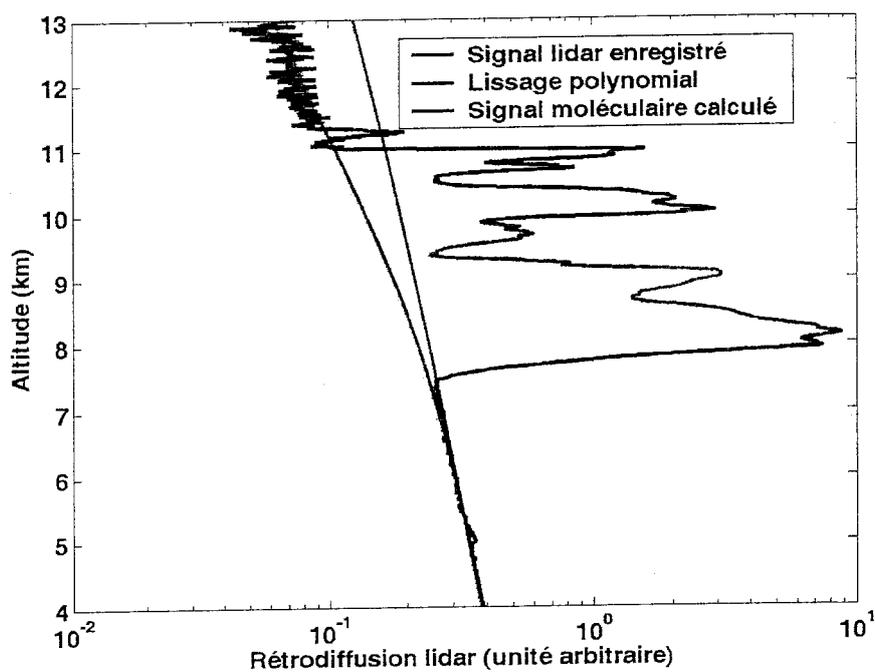


Figure III.2. Profil lidar extrait des observations du 29 Octobre 2002 au SIRTA. Les couleurs sont identiques à celles de la figure III.1.

Une première méthode est basée sur la dérivée du signal lidar $P(z)$ par rapport à l'altitude z (Pal et al.1992). Le signal lidar purement moléculaire (i.e. absence de nuage ou d'aérosol) étant une fonction exponentielle strictement décroissante, une dérivée $\frac{dP(z)}{dz}$ nulle indiquerait la présence d'aérosols ou de nuages. La première dérivée nulle intervient au niveau de la base du cirrus et la deuxième au niveau du premier maximum du pic de rétrodiffusion lidar. En pratique, il n'existe pas une seule dérivée nulle à cause de la variabilité du signal. Plus le rapport signal sur bruit diminue, plus il existe de dérivée nulle. Il faut donc rejeter certaines dérivées nulles avec un seuil arbitraire. Cette méthode dépend donc de la forme du signal lidar et de la valeur du rapport signal sur bruit. Le sommet du cirrus correspond au niveau où la valeur du signal $P(z_{\text{sommet}})$ est inférieure à la valeur du signal $P(z_{\text{base}})$.

L'approche quantitative basée sur l'hypothèse de ciel clair est décrite par Sassen et Cho (1992). Le principe consiste à calculer le coefficient de rétrodiffusion moléculaire à l'aide des données de radiosondages (cf. Annexe A.2) et de normaliser le signal lidar sur une zone de ciel clair en dessous et au dessus du cirrus. La base et le sommet sont ensuite déterminés quand la rétrodiffusion lidar est supérieure au coefficient de rétrodiffusion moléculaire. La restitution du sommet se faisant à partir du signal au dessus du cirrus, celle-ci dépend donc du rapport signal sur bruit.

Une méthode utilisant un seuil de détection peut être définie de la manière suivante. La base du cirrus correspond au niveau où le signal lidar est supérieur au signal moléculaire plus m fois la déviation standard des fluctuations du signal lidar. Il faut aussi que le signal lidar augmente suivant les altitudes croissantes sur au moins n canaux successifs. Platt et al. (1994) suggèrent que les valeurs typiques de m et n sont respectivement 5 et 2 et qu'ils dépendent de l'épaisseur géométrique du nuage comparativement au niveau du rapport signal sur bruit. En effet, plus le cirrus est géométriquement épais, moins n a d'importance et plus le rapport signal sur bruit est fort, plus la valeur de m doit être élevée. Le sommet peut être localisé en calculant l'écart type de la variation du signal lidar au dessus du cirrus. En partant d'une altitude suffisamment supérieure à l'altitude maximale du sommet du cirrus, la variabilité du signal lidar diminue jusqu'au sommet.

La méthode de détection que nous avons choisie permet un traitement automatique des données et est basée sur un seuil de détection calculé en fonction du rapport de diffusion. La méthode est similaire à celle utilisée par Goldfarb et al. (2001). Le rapport de diffusion est défini de la manière suivante :

$$R(z) = \frac{\beta_t(z)}{\beta_m(z)} = \frac{\beta_c(z) + \beta_m(z)}{\beta_m(z)} = 1 + \frac{\beta_c(z)}{\beta_m(z)} \quad \text{Eq. III.1}$$

où $\beta_t(z)$, $\beta_c(z)$, $\beta_m(z)$ sont respectivement les coefficients de rétrodiffusion total, de rétrodiffusion particulaire et de rétrodiffusion moléculaire (cf. Annexe A.2). Une rétrodiffusion purement moléculaire (i.e. absence d'aérosol et de nuage) donnerait un rapport de diffusion égal à 1, alors qu'un rapport de diffusion supérieur à 1 correspondrait à la présence de nuages ou d'aérosols.

Le rapport de diffusion est déterminé de la manière suivante : le signal lidar $P(z)z^2$ est lissé avec un polynôme d'ordre 4, comme le montre les figures III.1 et III.2 (courbes rouges). La division du signal lidar par le profil obtenu par le lissage polynomial correspond au rapport de diffusion. La figure III.3 montre le rapport de diffusion (en bleu) calculé à partir du profil lidar de la figure III.1.

Le seuil de détection, noté t_{sr} , déterminé à partir du profil de rapport de diffusion est défini de la manière suivante :

$$t_{sr} = \langle R(23 \leq z \leq 25) \rangle + 3 \times \text{écart-type}[R(23 \leq z \leq 25)] \quad \text{Eq. III.2}$$

Le seuil t_{sr} est défini comme la moyenne du rapport de diffusion entre 23 et 25 km plus trois fois l'écart type de la variation du rapport de diffusion dans ce même intervalle. La figure III.3 montre en rouge le seuil t_{sr} calculé pour le profil de la figure III.1.

La détection du cirrus sur un profil lidar est alors basée sur 2 critères :

(1) le rapport de diffusion doit être supérieur au seuil t_{sr}

(2) l'altitude du sommet du cirrus doit être supérieure à l'altitude correspondant au niveau -38°C

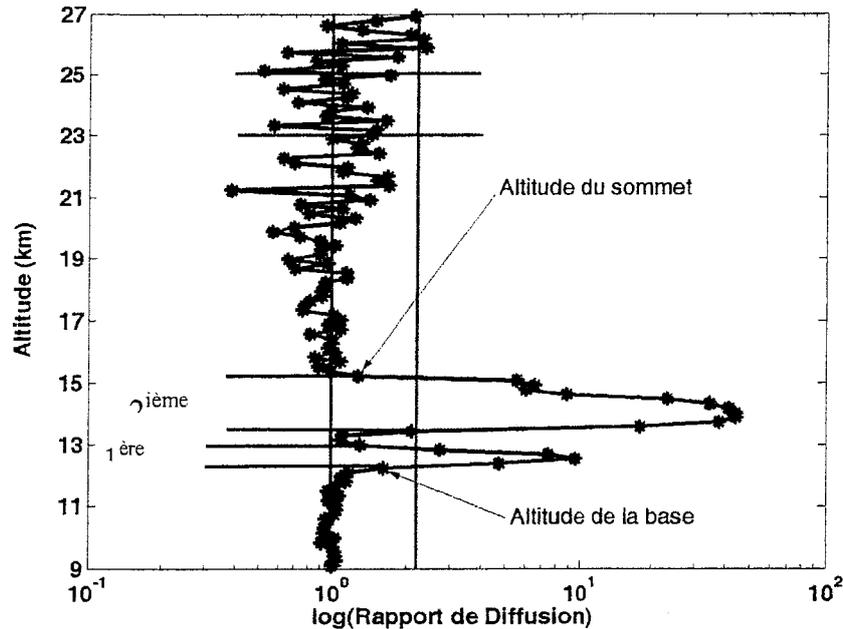


Figure III.3. Logarithme du rapport de diffusion (en bleu) pour le profil lidar de la figure III.1. Les traits horizontaux verts démarquent la zone de calcul du seuil t_{sr} (23 et 25 km). Le trait vertical noir correspond à un rapport de diffusion égal à 1 et le trait vertical rouge correspond au seuil $t_{sr} = 2.21$ calculé pour ce profil. Les altitudes de base et sommet pour ce profil sont indiquées.

Le critère (1) permet de détecter les cirrus. Les altitudes de la base et du sommet du cirrus correspondent aux altitudes où le rapport de diffusion est immédiatement inférieur à t_{sr} (cf. figure III.3). Un profil est déclaré multicouche si le rapport de diffusion entre 2 couches successives (c.à.d. entre le sommet de la couche inférieure et la base de la couche immédiatement supérieure) est inférieur au seuil t_{sr} sur au moins 3 canaux ($3 \times 150\text{m}$ pour l'OPAR et $3 \times 15\text{m}$ pour le SIRTa). Le profil du rapport de diffusion de la figure III.3 est déclaré comme bicouche, puisqu'il y a 4 canaux qui ont un rapport de diffusion inférieur au seuil t_{sr} entre le sommet de la couche inférieure et la base de la couche supérieure.

L'intervalle de référence 23-25 km a été choisi puisqu'à priori cette zone est sans aérosol ni nuage. La moyenne du rapport de diffusion dans cet intervalle est donc centrée autour de 1. A cette moyenne on additionne un terme qui va prendre en compte la variabilité du rapport de diffusion dans l'intervalle 23-25 km. La variabilité du rapport de diffusion est fonction du rapport signal sur bruit. Un fort rapport signal sur bruit (i.e. une forte variabilité du signal lidar) donnera un seuil de détection t_{sr} plus élevé et donc une surestimation de la base et une

sous-estimation du sommet du cirrus. A contrario, un faible rapport signal sur bruit donnera un seuil plus faible et donc une base et un sommet de cirrus mieux déterminés.

Le principe de la méthode utilisée à l'OPAR et au SIRTA est la même. Néanmoins, il existe des différences liées à des configurations lidar différentes entre les 2 sites de mesures et à des contextes géographiques différents. Le tableau III.2 résume les points différents entre les méthodes. Les altitudes pour le calcul de t_{sr} sont plus basses pour le SIRTA puisque la tropopause dans les moyennes latitudes est plus basse. La résolution verticale du lidar du SIRTA (15m) est 10 fois plus fine que celle de l'OPAR (150m), par conséquent l'intervalle pour le calcul de t_{sr} est 10 fois plus petite au SIRTA.

	Latitude	Hauteur de la tropopause	Résolution verticale du lidar	Altitude pour le calcul du seuil	Largeur de l'intervalle	Seuil en température
OPAR	21°S	17 km	150 m	23.0 – 25.0 km	2 km	-38°C
SIRTA	49°N	11 km	15 m	15.0 – 15.2 km	200 m	-38°C

Tableau III.2. Tableau résumant les altitudes de référence pour le calcul du seuil de détection entre l'observatoire de l'OPAR et du SIRTA.

Le critère (2) est lié à la température du sommet du nuage. Si le sommet du nuage (où le sommet de la couche la plus basse pour un nuage multicouche) est plus haut que le niveau -38°C (Sassen et Campbell 2001) le nuage détecté est considéré comme cirrus. La correspondance entre altitude et température se fait à partir de données de radiosondage. En moyenne, à la Réunion le niveau -38°C se situe entre 9 et 10 km d'altitude, alors qu'au SIRTA il se situe plutôt vers les 8-9 km. Ce deuxième critère permet d'éliminer en grande partie la détection des nuages d'eau et des nuages mixtes.

III.3.2. Méthodes de restitution de l'épaisseur optique

L'épaisseur optique, notée τ , entre les altitudes z_1 et z_2 est définie de la manière suivante :

$$\tau(\lambda) = \int_{z_1}^{z_2} \alpha(z', \lambda) dz' \quad \text{Eq. III.3}$$

où $\alpha(z, \lambda)$ est le coefficient d'extinction, fonction de l'altitude z et de la longueur d'onde λ . L'intégration du coefficient d'extinction entre les altitudes z_1 et z_2 décrit l'extinction du milieu à la longueur d'onde λ . La diffusion multiple n'est pas corrigée, par conséquent, l'épaisseur optique calculée est plus faible que l'épaisseur optique réelle, puisque les photons issus de la diffusion multiple viennent s'ajouter aux photons issus de la diffusion simple.

L'épaisseur optique du cirrus, notée τ_c , est donc définie pour une longueur d'onde particulière :

$$\tau(\lambda) = \int_{z_{base}}^{z_{sommet}} \alpha_c(z', \lambda) dz' \quad \text{Eq. III.4}$$

L'intégration est effectuée entre la base z_{base} et le sommet z_{sommet} du nuage. $\alpha_c(z, \lambda)$ est le coefficient d'extinction particulière, fonction de l'altitude z et de la longueur d'onde λ . Il est aussi fonction des propriétés radiatives des cristaux de glace qui composent le cirrus à la longueur d'onde de la lumière qui les éclaire. De plus ces propriétés radiatives dépendent des propriétés microphysiques du nuage comme la taille des particules, leur forme et leur nombre.

Cette quantité peut être déduite des signaux lidar Rayleigh/Mie ou Raman N₂. Plusieurs méthodes de restitution de l'épaisseur optique sont possibles. Les 4 méthodes majeures sont détaillées et explorées.

III.3.2.1. Méthode MI : mesure de l'atténuation

La première méthode, notée méthode MI²⁸, est basée sur le signal lidar Rayleigh/Mie à 532 nm. Cette méthode est la plus couramment utilisée pour déterminer l'épaisseur optique à partir d'un signal lidar élastique. Elle consiste à mesurer l'atténuation du signal lidar par rapport au signal moléculaire théorique à la traversée du cirrus. Le signal moléculaire correspond au signal que le système lidar aurait enregistré en l'absence de nuage et d'aérosol et correspond à la courbe en noir sur les figures III.1 et III.2. Ce signal théorique est calculé à partir des coefficients de rétrodiffusion et d'extinction moléculaire qui peuvent être

²⁸ MI pour Molecular Integration en anglais

déterminés à partir des profils de densité de l'air (cf. Annexe A.2). Ces profils de densité de l'air sont obtenus par le modèle MSIS-90-E (Labitzke et al. 1985, Hedin et al. 1991, <http://nssdc.gsfc.nasa.gov/space/model/models/msis.html>).

Pour déterminer pratiquement τ_c avec cette méthode, la première étape consiste à normaliser le signal lidar réel par rapport au signal moléculaire sur une zone propre juste en dessous du nuage. Cette zone propre correspond à une région sans particule (i.e. sans aérosol, ni nuage). Par exemple, pour le profil lidar OPAR de la figure III.1, la zone de normalisation a été choisie entre 9.2 km et 10.8 km. Cette normalisation permet de s'affranchir de la détermination des constantes lidar qui sont susceptibles de varier dans le temps (Keckhut et al. 1999). L'étape suivante est la recherche d'une deuxième zone propre au dessus du nuage. L'écart moyen entre le signal lidar réel normalisé sous le nuage et le signal moléculaire théorique, au dessus du nuage est proportionnel à l'épaisseur optique.

L'avantage de cette méthode est qu'elle ne nécessite aucune hypothèse a priori sur la microphysique du cirrus. Néanmoins, cette méthode dépend fortement de la qualité des zones propres en dessous et au dessus du cirrus. Si la zone propre en dessous de la base du cirrus n'existe pas, la méthode MI ne peut pas être appliquée. De plus, pour de faibles épaisseurs optiques, la méthode MI est aussi sensible à la position et à la taille de la fenêtre de normalisation. Pour des épaisseurs optiques de plus en plus fortes, le rapport signal sur bruit diminue et la détermination de l'épaisseur optique par la méthode MI devient de plus en plus sensible à la position et à la taille de la fenêtre au dessus du cirrus.

III.3.2.2. Méthode PI : intégration du signal lidar avec un rapport lidar effectif a priori

La seconde méthode de détermination de l'épaisseur optique, notée méthode PI²⁹, utilise aussi le signal Rayleigh/Mie à 532 nm. Elle est basée sur les relations suivantes :

$$LR(z) = \frac{\alpha_c(z)}{\beta_c(z)} \quad \text{Eq. III.5}$$

²⁹ PI pour Particular Integration en anglais

où $LR(z)$, $\beta_c(z)$ et $\alpha_c(z)$ sont respectivement le rapport lidar, les coefficients de rétrodiffusion et d'extinction particulaire, fonctions de l'altitude z . τ_c est déterminée en combinant les équations III.4 et III.5 de la manière suivante :

$$\tau_c = \int_{z_{base}}^{z_{sommet}} LR(z')\beta_c(z')dz' \quad \text{Eq. III.6}$$

Si on considère un rapport lidar équivalent indépendant de z , noté rapport lidar effectif, LR_{eff} , qui donne la même épaisseur optique, on peut écrire :

$$\tau_c = LR_{eff} \int_{z_{base}}^{z_{sommet}} \beta_c(z')dz' \quad \text{Eq. III.7}$$

Pour déterminer l'épaisseur optique avec la méthode PI, il est nécessaire de connaître le coefficient de rétrodiffusion particulaire, $\beta_c(z)$, qui intervient dans le rapport de diffusion (cf. Eq. III.1). Connaissant $\beta_m(z)$, $R(z)$ et $\beta_c(z)$, τ_c est déterminée à partir de l'équation suivante :

$$\tau_c = LR_{eff} \int_{z_{base}}^{z_{sommet}} (R(z')-1)\beta_m(z')dz' \quad \text{Eq. III.8}$$

Cette méthode est moins sensible au rapport signal sur bruit que la méthode MI, puisqu'elle utilise le signal rétrodiffusé par le cirrus au lieu du signal rétrodiffusé par les molécules au dessus du cirrus. La méthode PI ne nécessite pas de rechercher de zones de normalisation. Elle est donc plus simple à automatiser. Plusieurs auteurs ont utilisé cette méthode (Ansmann et al. 1993, Goldfarb et al. 2001).

Néanmoins, la méthode PI utilise un rapport lidar effectif a priori. Or le rapport lidar effectif dépend fortement de la microphysique du cirrus : taille et forme des cristaux de glace (cf. Eq. III.5). Nous avons donc utilisé 3 valeurs : 5, 18.2 (Platt et Diley 1984) et 50 sr. Les valeurs de 5 et 50 sr sont des valeurs qui bornent le rapport lidar effectif (Wadinger et al. 1998, Chen et al. 2002). Il est à noter que la variabilité du rapport lidar est plus grande que celle du rapport lidar effectif. Par exemple, le rapport lidar peut varier de 5 à 15 sr pour de relativement fines aiguilles (Takano et Liou 1989, Macke 1993, Macke et al. 1996),

plaquettes ou colonnes et atteindre des valeurs de l'ordre de 150 sr pour des cristaux creux (Liou et Takano 1994, Takano et Liou 1995).

III.3.2.3. Méthode KI : inversion de Klett

La troisième méthode de détermination de l'épaisseur optique utilise aussi le signal lidar Rayleigh/Mie. Elle est basée sur l'inversion de l'équation lidar proposée par Klett (1981, 1985) et Fernald (1984) et est notée KI³⁰. Cette technique d'inversion est détaillée en Annexe B.1. Elle est largement utilisée par la communauté lidar et se décline en 2 versions : l'inversion prograde KI_f³¹ et l'inversion rétrograde KI_b³². La combinaison de ces 2 inversions permet à partir d'un unique profil lidar Rayleigh/Mie d'obtenir un profil d'extinction et de rétrodiffusion particulière. Ces deux profils sont reliés entre eux par un coefficient de proportionnalité égal au rapport lidar optimal.

Pour inverser l'équation lidar élastique, avec l'inversion KI_f et KI_b, il faut connaître à une altitude de référence : i) la valeur du coefficient d'extinction (ou de rétrodiffusion) total de référence et ii) une valeur du rapport lidar, que l'on suppose indépendant de l'altitude. L'altitude de référence est choisie de telle sorte qu'à cette altitude les coefficients d'extinction et de rétrodiffusion soient égaux aux coefficients moléculaires. Un processus d'itération, soit sur le rapport lidar soit sur le coefficient de référence, permet ensuite d'obtenir un profil d'extinction identique entre les inversions KI_f et KI_b. L'épaisseur optique est ensuite calculée d'après l'équation III.3 ou III.7. Dans cette étude nous n'avons pas procédé de manière itérative, mais nous avons utilisé les inversions de Klett KI_f et KI_b de manière indépendante. Si les profils d'extinction obtenus à partir des inversions KI_f et KI_b coïncident, nous pouvons dire que nous avons correctement évalué à la fois la valeur du coefficient de référence et la valeur du rapport lidar optimal.

Face aux incertitudes liées aux conditions initiales, l'inversion rétrograde est plus robuste que l'inversion prograde. Elouragini et Flamant (1996) proposent une méthode combinant l'inversion rétrograde et la méthode MI. Ils font varier la valeur du coefficient d'extinction de référence de manière à ce que l'épaisseur optique obtenue par la méthode KI_b coïncide avec celle de la méthode MI.

³⁰ KI pour Klett Inversion en anglais

³¹ KI_f pour Forward Klett Inversion en anglais

³² KI_b pour Backward Klett Inversion en anglais

L'inversion de Klett repose sur l'hypothèse que le rapport lidar est constant suivant l'altitude. Or, il a été montré que s'il existe une dépendance du rapport lidar en fonction de l'altitude, le profil d'extinction particulaire pouvait diverger. Néanmoins, l'inversion de Klett fournit des résultats satisfaisants concernant l'épaisseur optique et le rapport lidar optimal (Ansmann et al. 1992b).

III.3.2.4. Méthode NI : détermination de l'épaisseur optique

Raman N₂

La quatrième méthode, notée méthode NI³³, est basée sur le signal lidar à diffusion inélastique Raman N₂. Les équations lidar Raman N₂ sont détaillées en Annexe B.2. L'émission lidar s'effectue à 532 nm. Le signal lidar subit l'extinction des particules et des molécules sur le trajet aller jusqu'à ce qu'une molécule de N₂ l'absorbe. Le signal lidar est ensuite réémis par la molécule de N₂ à longueur d'onde 607 nm et subit l'extinction moléculaire et particulaire sur le trajet retour. La figure III.4 montre un profil lidar Raman N₂ superposé à un profil lidar Rayleigh/Mie. Cette figure illustre l'extinction uniquement particulaire du signal Raman N₂. En effet, le signal Raman à 607 nm n'est pas sensible à la rétrodiffusion particulaire, mais à la rétrodiffusion par les molécules de N₂.

L'équation lidar Raman N₂ est donc une équation à une seule inconnue. Il est donc possible de déterminer le coefficient d'extinction particulaire et l'épaisseur optique. Dans cette étude, le profil d'extinction est d'abord déterminé et l'épaisseur optique du cirrus est ensuite calculée avec l'équation III.4.

L'avantage de cette méthode est que le signal de rétrodiffusion lidar Raman N₂ est indépendant des propriétés de diffusion des particules. La détermination de l'épaisseur optique se fait donc sans hypothèse microphysique sur le cirrus. De plus, il n'est pas nécessaire d'observer des zones claires pour normaliser le signal lidar. Néanmoins, cette méthode présente un inconvénient puisque la puissance du signal rétrodiffusé par les molécules de diazote est faible. Le signal Raman N₂ est entre 20 et 500 fois moins puissant que le signal Rayleigh/Mie (Lynch et al. 2002). Les moyennes temporelles et spatiales permettent de réduire les incertitudes. Ansmann et al. (1992b) ont montré qu'en doublant la fenêtre du

³³ NI pour Nitrogen Integration en anglais

lissage spatial, l'erreur de Poisson diminuait d'un facteur $2^{1.5}$. Par contre, les moyennes spatio-temporelles peuvent introduire une erreur systématique sur l'extinction et l'épaisseur optique en la surestimant. De manière à garder la même résolution spatio-temporelle que pour les données Rayleigh/Mie, le signal Raman N_2 est moyenné sur deux minutes et la résolution verticale est de 150 m.

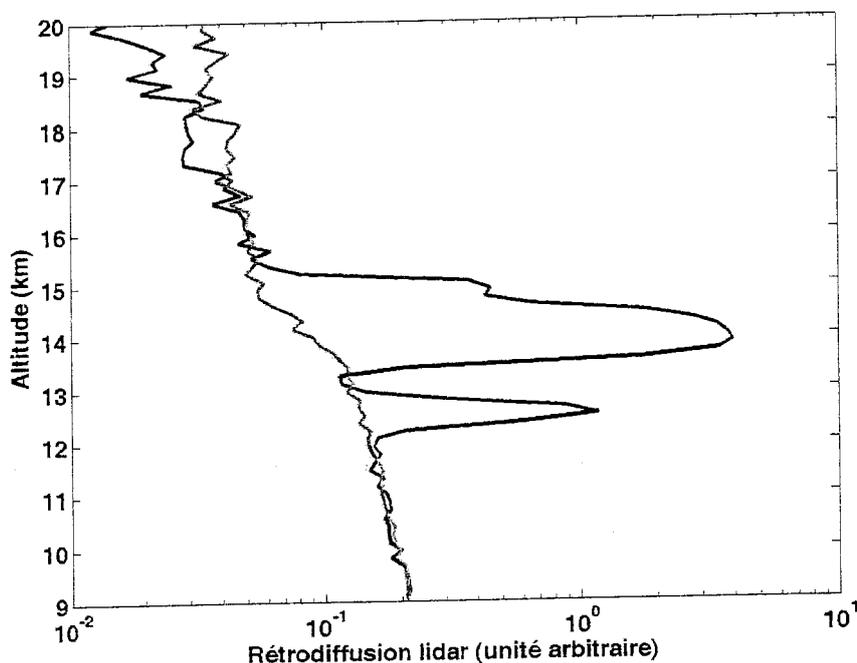


Figure III.4. Profils verticaux extraits des observations du 26 Janvier 2000 à l'OPAR. Le profil lidar Rayleigh/Mie à 532 nm est en bleu et le profil lidar Raman N_2 est en vert.

III.4. Résultats : restitution de l'épaisseur optique

Pour illustrer les différentes méthodes de restitution de l'épaisseur optique, les résultats sont présentés sur 2 cas de cirrus : le 26 Janvier 2000 pour le site de l'OPAR et le 29 Octobre 2002 pour le site du SIRTÀ.

Ces cas ont été choisis parce que leurs propriétés sont différentes (i.e. altitude, épaisseur optique et homogénéité différentes). Les 2 cas traités sont un cas de cirrus des latitudes tempérées et un cas de cirrus des latitudes tropicales.

III.4.1. Présentation des résultats sur le cas de référence OPAR du 26 Janvier 2000

La figure III.5 montre l'évolution temporelle du rapport de diffusion lidar pour le cas OPAR du 26 Janvier 2000. Le rapport de diffusion est déduit d'après les équations présentées dans la section III.3.1. Ce cas de cirrus a été observé pendant un peu plus d'une heure à partir de 16h09 TU³⁴ (i.e. à partir de 20h09 en heure locale).

La moyenne et l'écart type du seuil de détection t_{sr} sont respectivement 2.48 et 0.53, avec une valeur minimale de 1.59 et une valeur maximale de 3.76. La base varie entre 11.8 et 13.7 km, avec une moyenne de 13.1 km et le sommet entre 14.8 et 15.2 km, avec une moyenne à 14.6 km. Le cirrus est géométriquement homogène. La puissance d'émission laser est suffisante pour traverser le cirrus. Le rapport signal sur bruit est élevé au dessus du cirrus et l'atténuation par le cirrus au dessus du sommet est bien marquée (cf. figure III.1.). De plus, le cirrus se trouve dans une zone a priori sans aérosols. Par conséquent, la taille et la position des fenêtres de normalisation n'introduisent pas d'erreur majeure dans la restitution de l'épaisseur optique avec la méthode MI.

La figure III.6 présente l'évolution temporelle des épaisseurs optiques restituées par les méthodes MI, NI et PI. Les restitutions de MI et NI sont proches (traits rouge et bleu). L'épaisseur optique minimum dérivée par la méthode MI est de 0.10, le maximum est de 0.52 et la moyenne de 0.26 ± 0.11 . Ce cas est considéré comme un cirrus visible quand on prend la valeur seuil de Sassen et Cho (1992) de 0.03 distinguant les VC des SVC.

La figure III.6 montre aussi les résultats concernant la méthode PI pour les 3 valeurs de rapport lidar prises en compte (traits noirs). Les épaisseurs optiques obtenues avec cette dernière méthode sont du même ordre de grandeur que celles obtenues avec les méthodes MI et NI et montrent la même évolution temporelle. L'épaisseur optique restituée par la méthode PI varie entre 0.03 et 1.07 selon la valeur du rapport lidar effectif utilisé. La valeur de rapport lidar effectif de 18.2 sr donne une épaisseur optique proche de celle des méthodes MI et NI.

³⁴ TU, Temps Universel. Le décalage avec l'heure locale à la Réunion est de 4 heures.

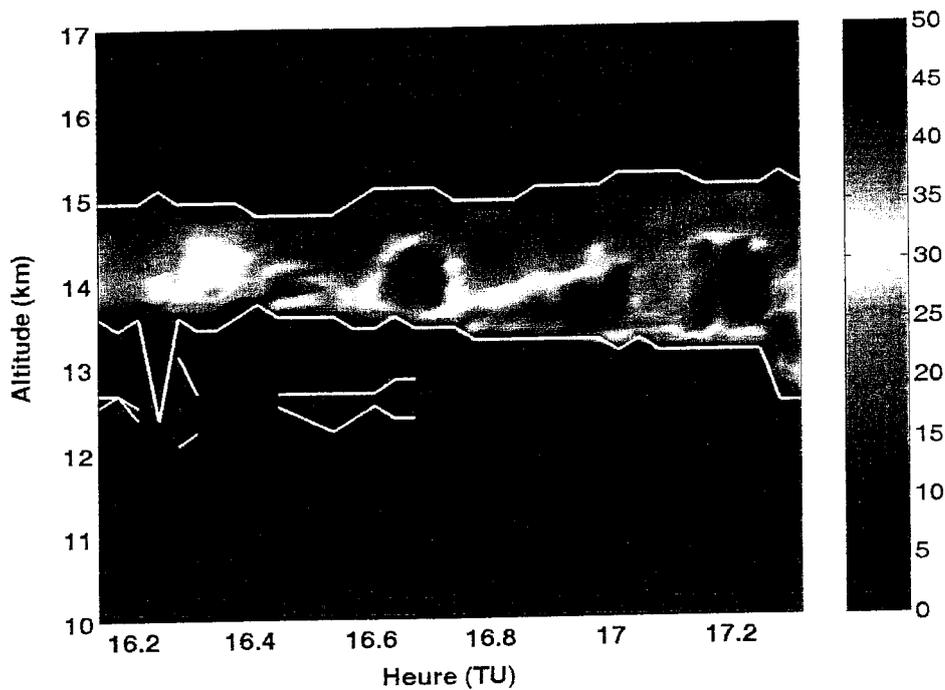


Figure III.5 Rapport de diffusion, déterminé à partir du signal de rétrodiffusion lidar Rayleigh/Mie, pour le cas OPAR du 26 Janvier 2000, en fonction du temps et de l'altitude. Les traits blancs correspondent aux bases et sommets détectés.

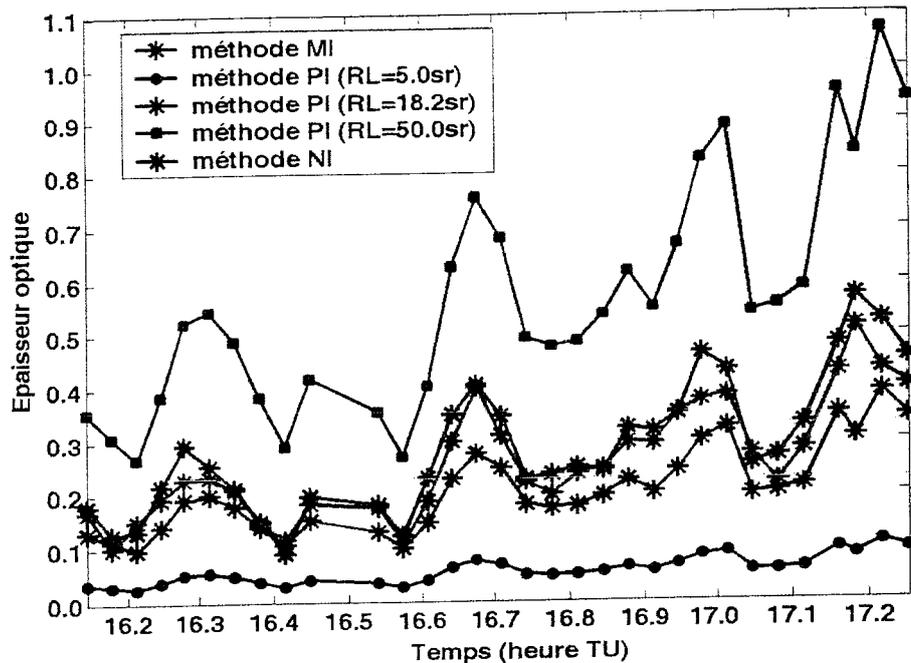


Figure III.6. Evolution temporelle de l'épaisseur optique pour le cas de cirrus OPAR du 26 Janvier 2000. La méthode MI est en rouge et la méthode NI en bleu. Les traits noirs correspondent à la méthode PI. Les points, astérisques et carrés correspondent respectivement aux valeurs de rapport lidar de 5 sr, 18.2 sr et 50 sr.

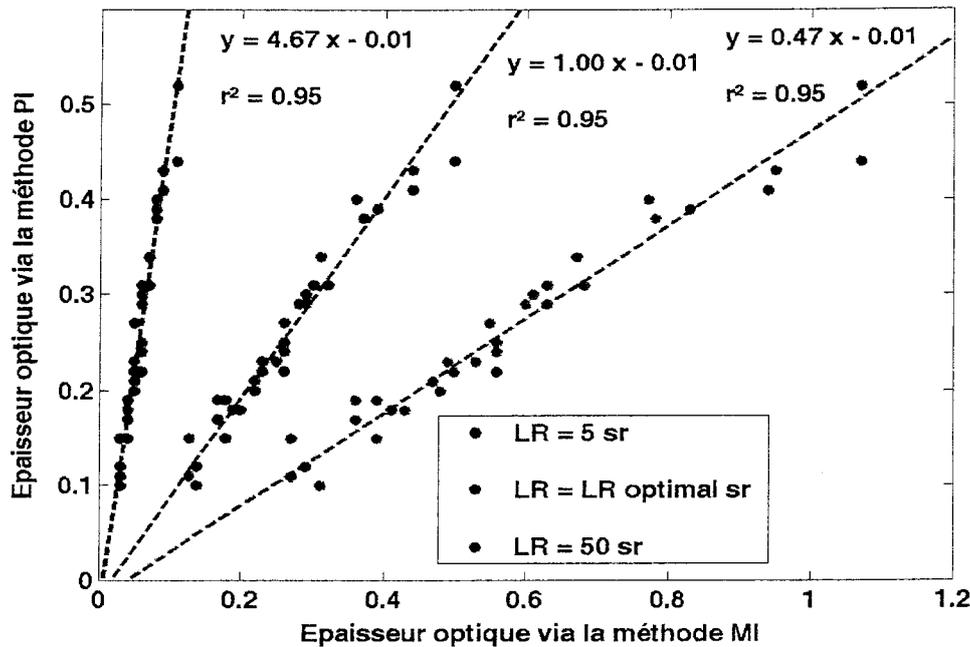


Figure III.7. Comparaison des épaisseurs optiques, dérivées des méthodes MI et PI, pour le cas OPAR du 26 Janvier 2000. Les points de couleurs bleus et verts correspondent respectivement aux valeurs de rapport lidar effectif utilisé, dans la méthode PI, de 5 et 50 sr. Les points de couleurs noirs correspondent aux valeurs d'épaisseurs optiques calculées à partir de la valeur de rapport lidar effectif optimal de 23 sr obtenue avec la combinaison MI/PI. Les traits pointillés sont les régressions linéaires.

La figure III.7 montre la comparaison des épaisseurs optiques entre les méthodes MI et PI pour les 3 valeurs de rapport lidar effectif. A partir de cette comparaison, un rapport lidar effectif optimal peut être calculé :

$$LR^{opt} = a \times LR_{eff} \quad \text{Eq. III.9}$$

où a est le coefficient de la régression linéaire entre les méthodes MI et PI pour un LR_{eff} donné. LR^{opt} et LR_{eff} sont respectivement le rapport lidar effectif optimal et le rapport lidar effectif correspondant au coefficient a . Pour le cas du 26 Janvier 2000, LR^{opt} est proche de 23 sr et le coefficient de corrélation r^2 est de 0.95.

Un rapport lidar effectif optimal peut aussi être déterminé pour chaque profil. En effet, chaque valeur d'épaisseur optique est utilisée dans l'équation III.7 afin de déterminer un rapport lidar optimal pour chaque profil. La valeur moyenne et l'écart type des ces valeurs de rapports lidars optimum sont pour le cas OPAR du 26 Janvier 2000 de 23 ± 2 sr, alors que les valeurs minimale et maximale sont respectivement 17 et 29 sr.

Le rapport lidar effectif déterminé à partir de la méthode NI est de 23 ± 3 sr, avec respectivement un minimum et un maximum de 16 et 27 sr.

Le faible écart type dérivé des 2 méthodes et le fort coefficient de corrélation permettent de faire l'hypothèse d'un rapport lidar effectif constant dans le temps pour ce cas.

L'épaisseur optique a aussi été déterminée par les inversions de Klett KI_f et KI_b . Les résultats sont présentés sur la figure III.8. Les paramètres d'entrée de l'inversion lidar sont : i) une valeur du coefficient d'extinction de référence prise à l'extérieur du cirrus et égale au coefficient d'extinction moléculaire et ii) le rapport lidar effectif optimal déduit de la combinaison des méthodes MI/PI. Les épaisseurs optiques obtenues à partir de KI_f et KI_b sont en accord avec celle de la méthode MI. Les différences d'épaisseur optique entre les méthodes MI et KI_b après 17h00 TU peuvent être dues à une mauvaise optimisation de la valeur du coefficient d'extinction moléculaire de référence. L'inversion prograde étant moins stable que l'inversion rétrograde, les différences d'épaisseur optiques entre les méthodes MI et KI_f entre 16h42 TU et 17h00 TU peuvent être associées à une mauvaise optimisation de la valeur du coefficient d'extinction moléculaire de référence et/ou de la valeur du rapport lidar.

La technique habituelle pour restituer l'épaisseur optique et le rapport lidar effectif avec les inversions de Klett prograde et rétrograde est de procéder par itération soit sur le rapport lidar effectif, soit sur le coefficient d'extinction de référence. Pour le cas OPAR du 26 Janvier 2000, la combinaison des méthodes MI/PI donne une bonne estimation du rapport lidar effectif puisque les inversions de Klett prograde et rétrograde concordent avec les résultats des méthodes MI et NI et aussi parce que le rapport lidar effectif déterminé avec la méthode NI est la même.

Pour ce cas OPAR, nous avons aussi déterminé les profils d'extinction et de rétrodiffusion à partir des méthodes KI_f , KI_b et NI, ainsi que les profils de rapport lidar à partir de la méthode NI. Comme nous l'avons vu dans la section III.3.2.4, la rétrodiffusion Raman N_2 est faible comparée à la rétrodiffusion Rayleigh/Mie. Une intégration spatio-temporelle est nécessaire pour diminuer l'incertitude sur les profils. Ces intégrations doivent satisfaire à la condition de stationnarité du signal pour que les profils dérivés aient un sens physique. Quatre zones ont été choisies et sont numérotées de 1 à 4 sur la figure III.9. Les signaux Raman N_2 et Rayleigh/Mie ont été moyennés temporellement sur ces zones. Pour les inversions de Klett KI_f et KI_b , nous avons choisi une altitude de référence 300m (i.e. 2 fois la résolution verticale du lidar de l'OPAR) en dessous et au dessus des altitudes de base et de sommet détectées pour chacune des zones de 1 à 4, afin d'être à l'extérieur du nuage. La

valeur du coefficient d'extinction de référence à cette altitude de référence est donc prise égale au coefficient d'extinction moléculaire. Les valeurs de rapport lidar effectif utilisées pour les inversions de Klett sont indiquées sur la figure III.10. Ces valeurs de rapport lidar correspondent aux moyennes sur chaque zone des valeurs de rapport lidar effectif obtenues par la combinaison MI/PI sur chaque profil. Par comparaison, les valeurs de rapport lidar effectif obtenues par la méthode NI sont aussi indiquées. L'écart maximum sur le rapport lidar effectif entre les méthodes NI et MI/PI est de 7% sur la zone 1.

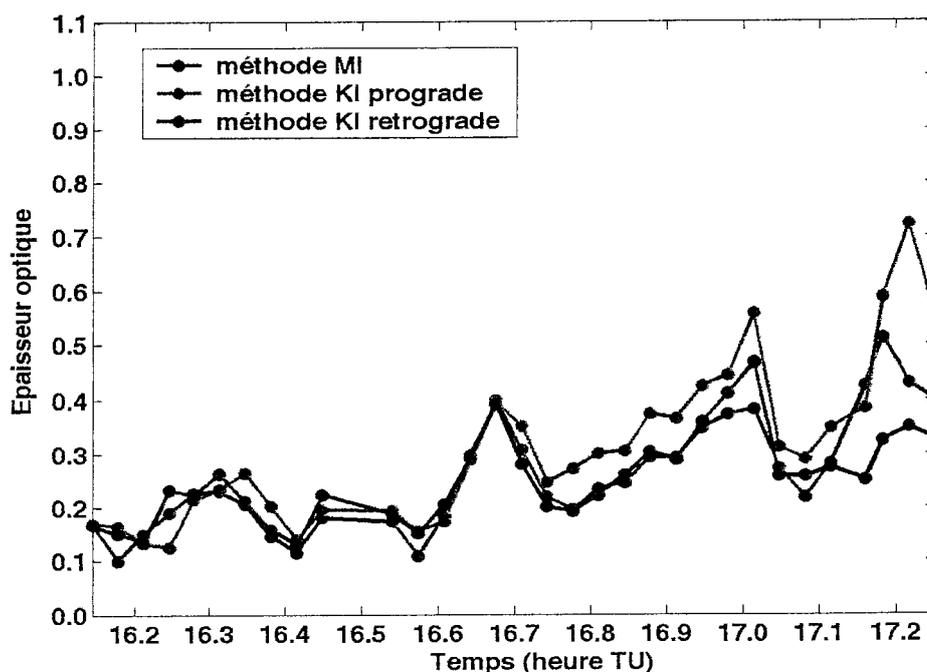


Figure III.8. Evolution temporelle de l'épaisseur optique pour le cas de cirrus OPAR du 26 Janvier 2000. La méthode MI est en rouge, la méthode KI prograde en vert et la méthode KI rétrograde en bleu.

L'incertitude statistique sur les profils obtenus avec la méthode NI est déterminée à partir des lois de propagation de l'erreur en faisant l'hypothèse d'une statistique de Poisson sur les signaux lidar. L'erreur relative est de l'ordre de 10% sur les profils de rétrodiffusion, alors qu'elle est de l'ordre de 20 à 30% sur les profils d'extinction. Les profils de rapport lidar montrent une variabilité spatiale et temporelle assez importante. Le rapport lidar pour ce cas de cirrus varie de 10 sr à la base du nuage à presque 100sr au sommet du nuage.

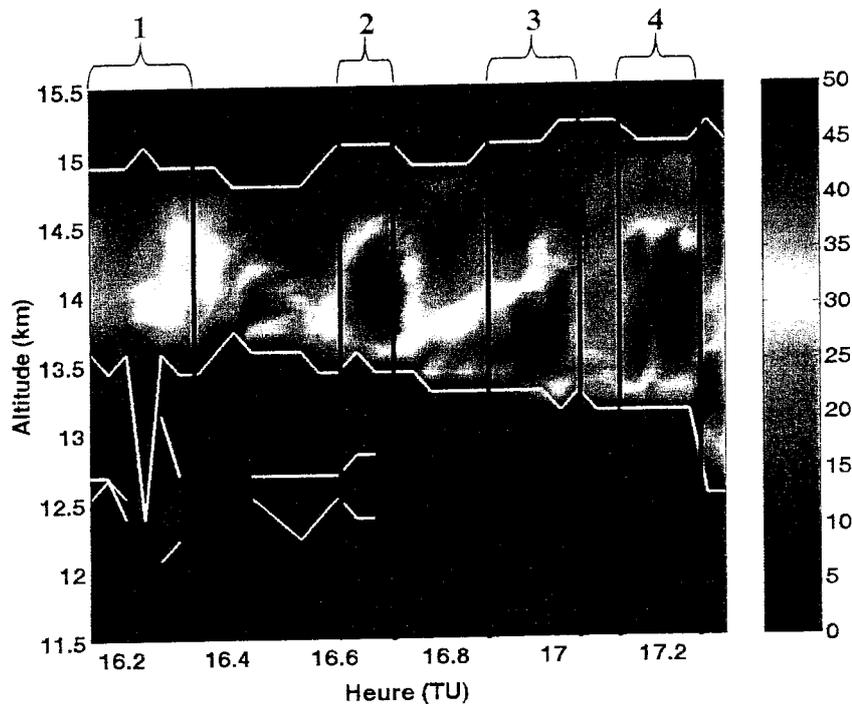


Figure III.9. Cette figure est la même que la figure III.5. Les zones 1, 2, 3 et 4 correspondent aux zones où le signal lidar a été moyenné pour le calcul des profils d'extinction, de rétrodiffusion et de rapport lidar.

Nous pouvons voir que pour les 4 zones, les profils de rétrodiffusion KI_f (en rouge) et KI_b (en vert) coïncident avec ceux de la méthode NI (en bleu). Par contre, les profils d'extinction KI_b et KI_f diffèrent de ceux obtenus avec la méthode NI. L'hypothèse d'un rapport lidar constant suivant l'altitude n'est donc pas valable. L'erreur relative sur l'épaisseur optique entre les méthodes KI_f , KI_b et NI est au maximum de 22% sur la zone 1 et 2. Nous retrouvons bien les résultats de Ansmann et al. (1992b) qui montraient que s'il existe une dépendance en altitude du rapport lidar, le profil d'extinction Klett pouvait être différent du profil d'extinction Raman, mais que néanmoins les résultats concernant les profils de rétrodiffusion et l'épaisseur optique sont satisfaisants. Les différences concernant les profils de rétrodiffusion peuvent être dues à la valeur du coefficient de référence dans l'inversion de Klett.

III.4.2. Présentation des résultats sur le cas de référence SARTA du 29 Octobre 2002

Le cas du 29 Octobre 2002 du SARTA a été observé pendant 6h30 à partir de 7h40 TU (cf. figure III.11). L'altitude de la base du nuage est très variable, alors que le sommet se situe juste en dessous du niveau 12 km. Le cas du SARTA montre des structures très hétérogènes.

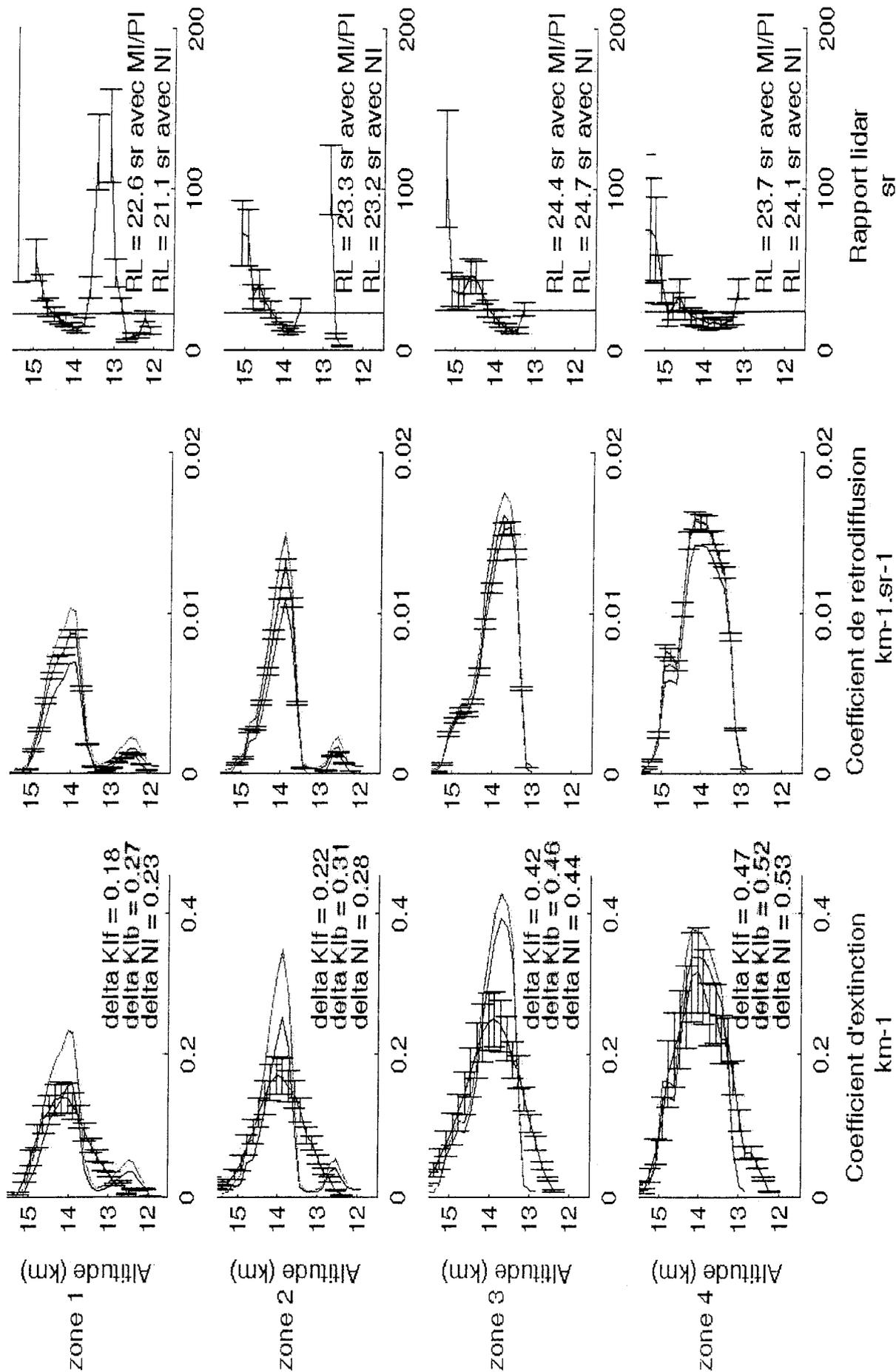


Figure III.10. Comparaison des profils d'extinction et de rétrodiffusion obtenus à partir des méthodes KI prograde (en rouge), KI rétrograde (en vert) et NI (en bleu). La dernière colonne correspond au profil de rapport lidar obtenu avec la méthode NI. Le trait noir correspond à la valeur du rapport lidar effectif utilisée dans l'inversion de Klett. Les 4 lignes correspondent aux 4 zones 1, 2, 3 et 4 de la figure III.9.

De plus, ce dernier cas présente une première partie, entre 7h39 et 9h06, optiquement plus dense que le reste du nuage puisque le signal lidar au-dessus de cette zone est moins intense. Le seuil de détection est aussi différent sur cette zone, puisqu'en moyenne le t_{sr} sur les 2 premières heures de l'acquisition lidar est de 2.7 alors que sur les autres profils, il est de 1.7. Cette plus forte valeur de t_{sr} indique une variabilité plus forte et un rapport signal sur bruit plus faible et comme nous l'avons vu en section III.3.1, ceci entraîne une détection de sommet plus basse (cf. figure III.11).

La figure III.12 montre la comparaison des épaisseurs optiques obtenues avec les méthodes MI et PI pour le cas de référence SIRTA du 29 Octobre 2002. La valeur du rapport lidar effectif dans la méthode PI est égale à 10 sr. La régression linéaire pour toutes les valeurs d'épaisseur optiques est de 0.53. Cette valeur est plus faible que celle obtenue pour le cas de référence OPAR. Cette plus grande dispersion peut être due à : i) une variabilité naturelle du rapport lidar effectif et/ou ii) une incertitude plus grande pour les épaisseurs optiques obtenues avec la méthode MI.

Comme le cas SIRTA présente une première partie entre 7h39 TU et 9h06 TU optiquement plus dense, la régression linéaire a été effectuée uniquement sur les valeurs d'épaisseurs optiques entre 9h06 TU et 14h09 TU. Le coefficient de corrélation est alors de 0.78. La combinaison des méthodes MI/PI permet de déterminer un rapport lidar effectif optimal proche de 10 sr. Il semblerait donc que le faible coefficient de corrélation obtenu à partir de toutes les valeurs d'épaisseurs optiques soit dû à une diminution du rapport signal sur bruit au dessus de la première partie du cirrus et non pas à une variabilité naturelle du rapport lidar effectif.

Les résultats des inversions prograde et rétrograde sont donnés sur la figure III.13. L'inversion rétrograde concorde avec les résultats de la méthode MI, alors que l'inversion prograde diverge. Le coefficient d'extinction de référence et/ou le rapport lidar effectif optimal ne doivent pas être suffisamment rigoureux pour l'inversion prograde. Néanmoins, pour l'inversion rétrograde, les résultats utilisant le rapport lidar effectif via la combinaison MI/PI coïncident avec les résultats de la méthode MI, mis à part sur la première partie du cirrus pour les raisons que nous avons vu précédemment.

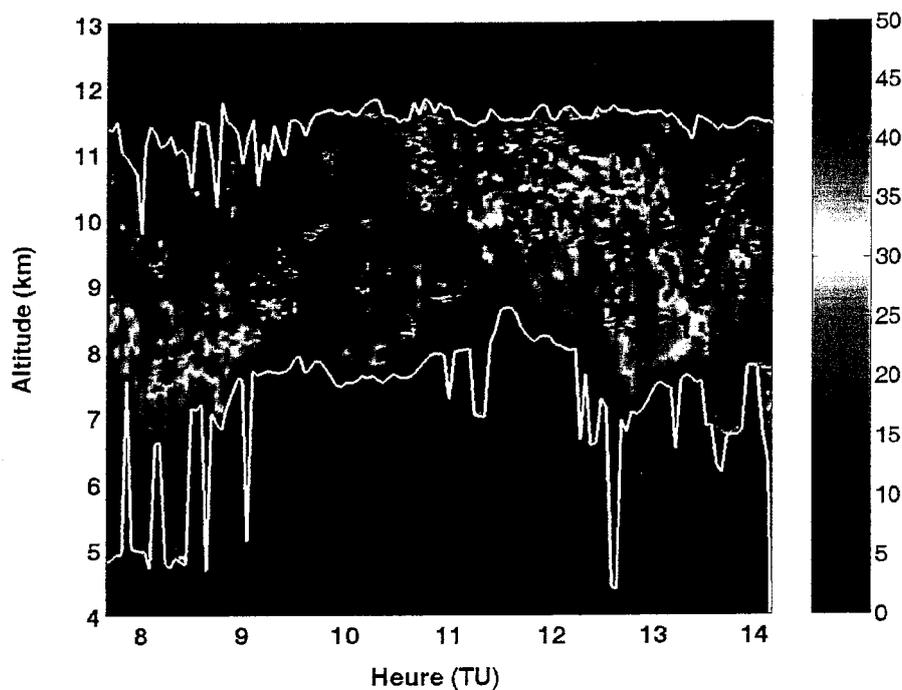


Figure III.11. Rapport de diffusion, déterminé à partir du signal de rétrodiffusion lidar Rayleigh/Mie, pour le cas SIRTA du 29 Octobre 2002, en fonction du temps et de l'altitude.

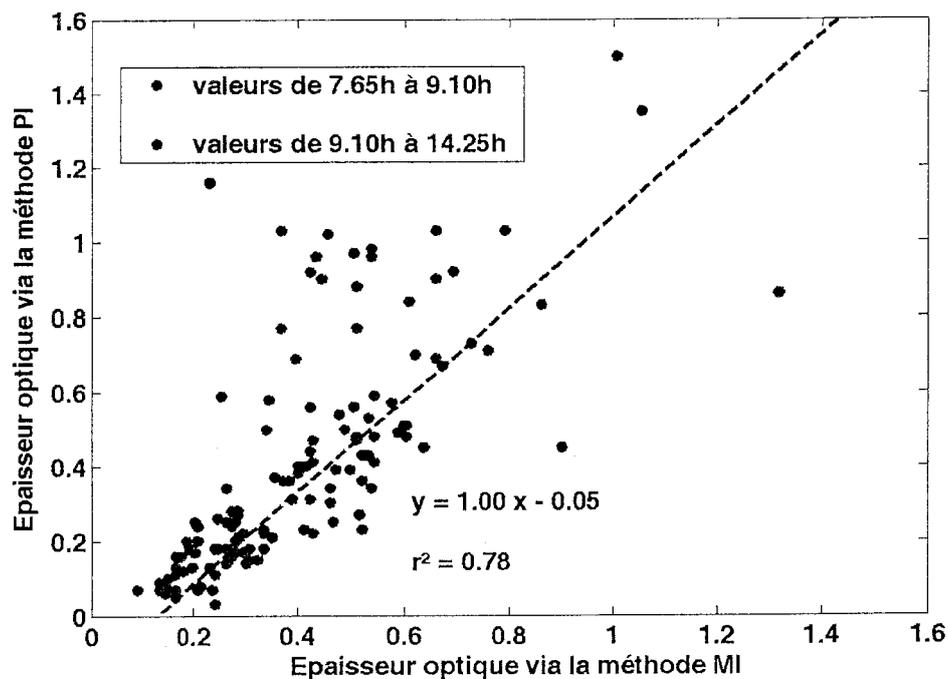


Figure III.12. Comparaison des épaisseurs optiques, dérivées des méthodes MI et PI, pour le cas SIRTA du 29 Octobre 2002. Les points rouges correspondent uniquement aux valeurs d'épaisseurs optiques comprises entre 9h06 TU et 14h09 TU. Le trait pointillé correspond à la régression linéaire faite sur les points rouges.

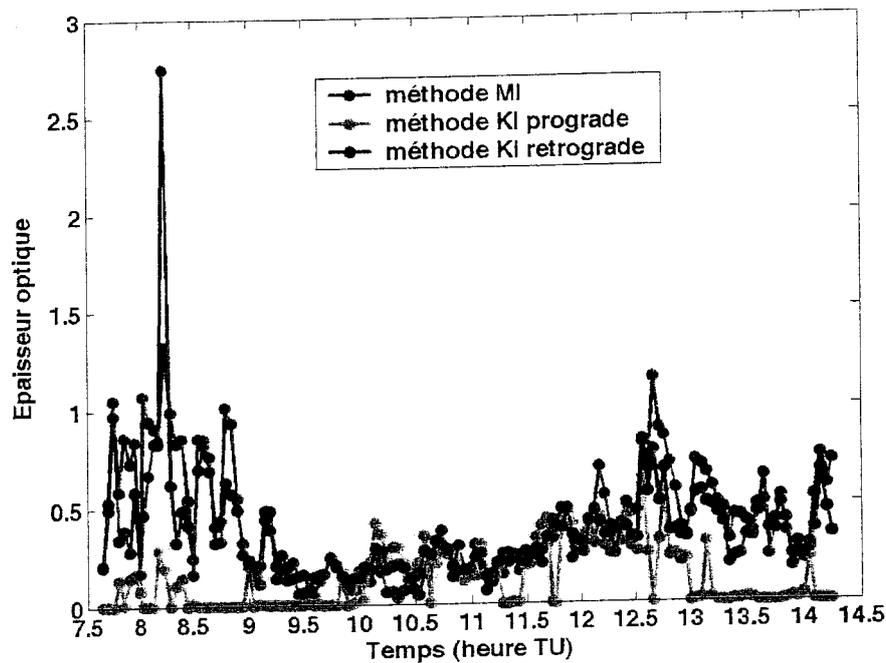


Figure III.13. Evolution temporelle de l'épaisseur optique pour le cas de cirrus SIRTA du 29 Octobre 2002. La méthode MI est en rouge, la méthode KI prograde en vert et la méthode KI rétrograde en bleu.

III.4.3. Résultats généraux sur la combinaison des méthodes MI et PI

A partir de la base de donnée de l'OPAR et du SIRTA d'autres cas de cirrus ont été sélectionnés : le 8 Septembre 1999, le 26 Janvier 2000, le 11 Février 2000, le 27 Mars 2001 pour l'OPAR, le 21 Janvier 2002, le 7 Mai 2002 et le 29 Octobre 2002 pour le SIRTA. Les mesures lidar durent de 1 à 8 heures. Les cirrus sont observés la quasi-totalité du temps de l'acquisition lidar.

Cirrus	Cas OPAR				Cas SIRTA		
	99/09/08	00/01/26	00/02/11	01/03/27	02/01/21	02/03/07	02/10/29
r^2	0.97	0.95	0.85	0.84	0.84	0.70	0.78
LR_{eff}^{opt} (sr)	26	23	23	27	14	6	10
$\sigma_{LR_{eff}^{opt}}$ (sr)	11	3	4	5	5	5	5

Tableau III.3. Coefficients de corrélation, r^2 , et rapport lidar effectif optimal, déterminés à partir des comparaisons des méthodes MI et PI, pour chaque cas de cirrus.

Nous avons appliqué la combinaison des méthodes MI/PI sur l'ensemble des différents cas. Le tableau III.3 présente les coefficients de corrélation et les valeurs de rapport lidar effectif optimal pour chaque cas de cirrus OPAR et SIRTA. Le rapport lidar effectif optimal varie entre 23 et 27 sr pour les 4 cas OPAR et entre 6 et 14 pour les 3 cas SIRTA. La diffusion multiple n'étant pas prise en compte et n'étant pas la même sur les 2 jeux de données utilisés, les écarts de valeurs de rapport lidar effectif entre les cas tropiques et les cas des latitudes moyennes peuvent être plus ou moins nuancés et ne peuvent être généralisés au regard des quelques cas traités. Cependant, les différences observées mettent en évidence des dissimilitudes certaines sur les propriétés microphysiques entre les cirrus des latitudes moyennes et tropicales.

Les restitutions d'épaisseurs optiques de la méthode MI peuvent fournir des valeurs impossibles (négatives). 36 valeurs négatives ont été trouvées sur les 241 profils lidar des 4 cas OPAR. Sur ces 36 profils, l'épaisseur optique médiane déterminée avec la méthode PI est de 0.01. Cela montre que la méthode MI peut échouer pour de faibles épaisseurs optiques. Afin de comparer les méthodes MI et PI, les 36 valeurs négatives ont été rejetées et un histogramme (statistiques calculées sur 15 valeurs successives d'épaisseurs optiques via la méthode PI) de la médiane de la différence relative entre les épaisseurs optiques des méthodes MI et PI a été construit.

Les résultats des comparaisons d'épaisseur optique obtenus avec les méthodes MI et PI sont présentés sur les figures III.14 et III.15 pour les 4 cas de cirrus OPAR et les 3 cas de cirrus SIRTA respectivement. La différence relative en épaisseur optique entre les méthodes MI et PI pour les cas OPAR (cf. figure III.14) augmente à mesure que l'épaisseur optique obtenue avec la méthode PI diminue. Pour des épaisseurs optiques supérieures à 0.2, la différence relative en épaisseur optique entre les méthodes MI et PI reste inférieure à 10%. Alors que quand l'épaisseur optique obtenue avec la méthode PI diminue de 0.2 à 0, la différence relative augmente de 10% à 40%.

D'une manière générale, la comparaison entre les épaisseurs optiques obtenues avec les méthodes MI et PI pour les 3 cas de cirrus du SIRTA (cf. figure III.15) montre une différence relative supérieure par rapport aux 4 cas de l'OPAR. La diminution de la différence relative en fonction de l'épaisseur optique via la méthode PI n'est pas observée. La détermination de l'épaisseur optique à partir des données du SIRTA est sensible aux zones propres de normalisation pour des épaisseurs optiques moyennes.

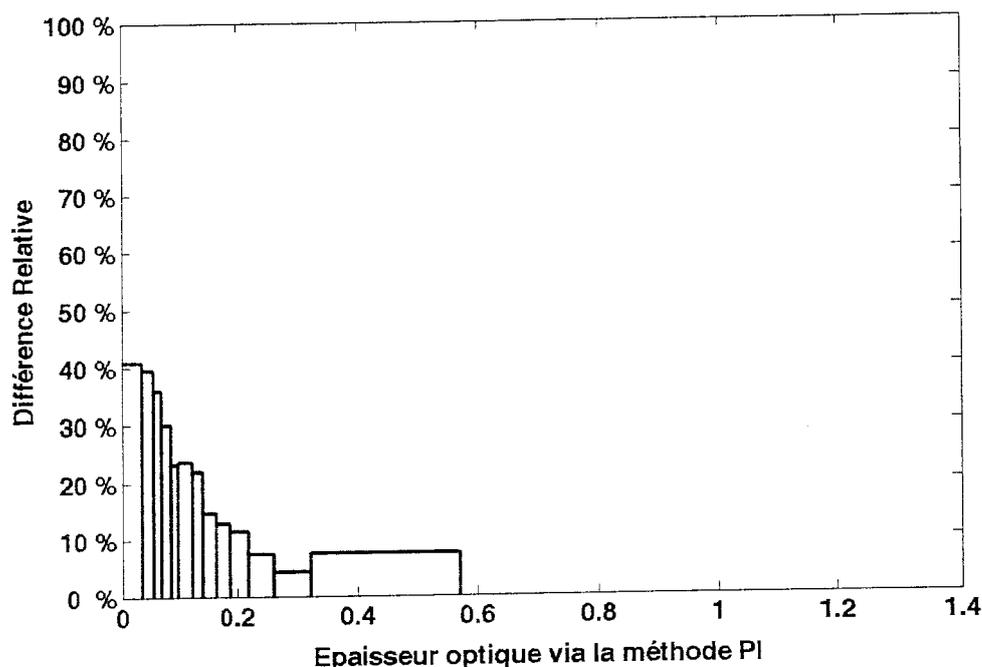


Figure III.14. Histogramme de la différence relative en épaisseur optique entre les méthodes MI et PI pour les cas de cirrus OPAR. Les statistiques sont construites sur 4 cas de cirrus. Chaque classe contient 15 valeurs d'épaisseurs optiques. La dernière classe entre 0.33 et 0.57 contient 19 valeurs au lieu de 15.

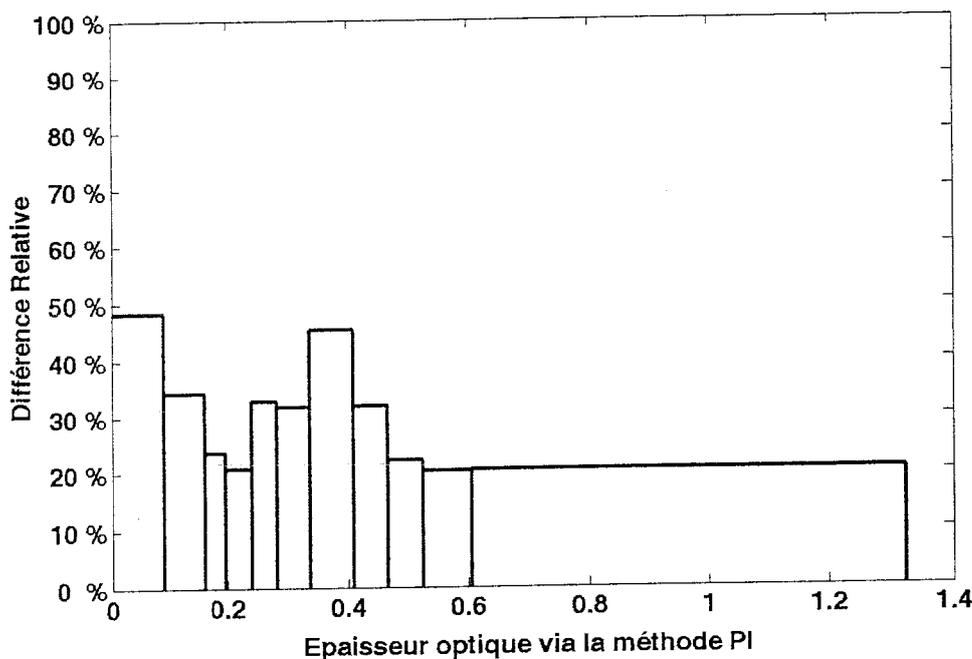


Figure III.15. Histogramme de la différence relative en épaisseur optique entre les méthodes MI et PI pour les cas de cirrus SIRTA. Les statistiques sont construites sur 3 cas de cirrus. Chaque classe contient 15 valeurs d'épaisseurs optiques. La dernière classe entre 0.61 et 1.32 contient 21 valeurs au lieu de 15.

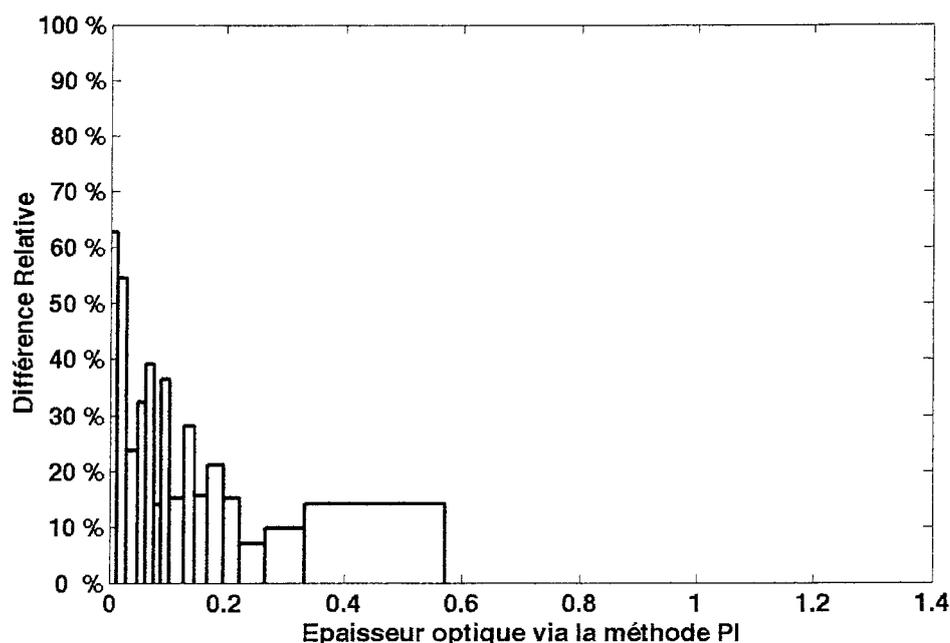


Figure III.16. Histogramme de la différence relative en épaisseur optique entre les méthodes NI et PI pour les cas de cirrus OPAR. Les statistiques sont construites sur 4 cas de cirrus. Chaque classe contient 15 valeurs d'épaisseurs optiques. La dernière classe entre 0.33 et 0.57 contient 16 valeurs au lieu de 15.

Les épaisseurs optiques obtenues à partir des méthodes PI et NI sont aussi comparées. La figure III.16 montre la différence relative en épaisseur optique entre les méthodes PI et NI en fonction de l'épaisseur optique obtenue avec la méthode PI. 9 valeurs négatives obtenues avec la méthode NI ont été rejetées. La médiane de ces 9 valeurs est 0.005 (méthode PI). Nous pouvons distinguer 2 parties sur la figure III.16 : i) pour des épaisseurs optiques supérieures à 0.23, la différence relative augmente de 8% à 15% et ii) pour des épaisseurs optiques inférieures à 0.025 la différence relative augmente de 20% à 50%. Comme nous l'avons vu précédemment, pour les grandes épaisseurs optiques, le rapport signal sur bruit du signal Raman N₂ diminue rapidement. L'incertitude de l'épaisseur optique devient donc de plus en plus grande. Quand l'épaisseur optique est faible, le rapport signal sur bruit est plus fort, mais la méthode NI tend vers sa limite. L'utilisation de la méthode NI pour déterminer l'épaisseur optique est donc confinée dans un certain intervalle d'épaisseur optique dépendant du système lidar (puissance d'émission lidar, surface de détection et protocole de mesure).

III.4.4. Conclusion sur la restitution de l'épaisseur optique

La figure III.17 montre le rapport lidar effectif obtenu à partir du signal Raman N_2 en fonction de l'épaisseur optique obtenue avec la méthode PI. Le rapport lidar effectif ne montre pas de dépendance en fonction de l'épaisseur optique. Pour les 4 cas de cirrus OPAR traités, le rapport lidar varie de 20 sr à 25 sr quand il est déterminé avec le signal Raman N_2 et varie de 23 sr à 27 sr quand il est déterminé avec la combinaison des méthodes MI/PI. La valeur du rapport lidar effectif utilisée dans la méthode PI est justifiée et donc aussi l'épaisseur optique via la méthode PI.

Nous pouvons donc associer les observations faites sur les figures III.14 et III.15, à savoir une erreur relative entre les restitutions des méthodes MI et PI qui augmente à mesure que l'épaisseur optique via la méthode PI diminue, à une incertitude plus forte sur l'épaisseur optique via la méthode MI. La validité du rapport lidar effectif optimal déterminée avec la combinaison des méthodes MI/PI étant vérifiée avec la méthode NI, la méthode PI semble donc être plus adaptée que la méthode MI pour la détermination des faibles épaisseurs optiques.

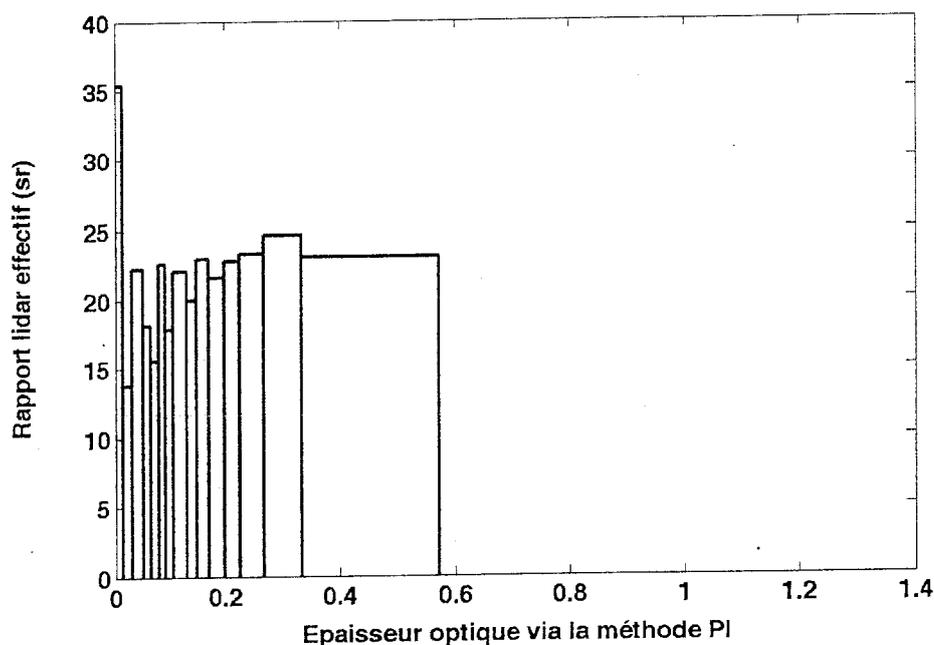


Figure III.17. Rapport lidar effectif déterminé à partir du signal Raman N_2 en fonction de l'épaisseur optique obtenue avec la méthode PI sur les 4 cas de cirrus OPAR. Chaque classe contient 15 valeurs d'épaisseurs optiques. La dernière classe entre 0.33 et 0.57 contient 16 valeurs au lieu de 15.

III.5. Impact du profil d'extinction sur la restitution du taux d'échauffement et du forçage radiatif

Pour estimer les taux d'échauffements de l'atmosphère et/ou les forçages radiatifs, l'emploi d'un modèle de transfert radiatif est nécessaire. Un tel modèle permet de simuler les processus de transfert de rayonnement dans l'atmosphère et d'estimer par exemple l'impact d'un cirrus sur l'atmosphère. Nous avons utilisé un code à haute résolution spectrale (Dubuisson et al. 1996). Le code de transfert radiatif est détaillé en Annexe C.

A partir du signal lidar à 532 nm, le cirrus est caractérisé à partir de l'épaisseur optique et du profil d'extinction. Or nous avons vu à la section III.4.1 que le profil d'extinction pouvait être déterminée à partir du signal Raman N₂ ou du signal Rayleigh/Mie. Nous présentons dans cette partie une étude de sensibilité des taux d'échauffement et des forçages radiatifs aux profils d'extinction. Trois profils d'extinction sont utilisés : i) le profil d'extinction NI, le profil d'extinction KI_b et un profil d'extinction constant dans le nuage. Pour ce dernier profil, la base et le sommet du nuage utilisés sont ceux issus du seuil t_{sr} et l'épaisseur optique total est celui issu de la méthode MI/PI. Le profil NI est celui qui restitue correctement la distribution verticale de l'extinction. Nous comparerons donc les taux d'échauffement et les forçages des profils d'extinction KI_b et constant avec ceux des profils NI.

Les propriétés optiques et microphysiques manquantes, servant au calcul de transfert radiatif, sont déterminées à partir d'un modèle de cirrus "froid" (Baum et al. 2000), ayant un diamètre effectif de cristaux de 8.9 μm.

Les tests de sensibilité ont été effectués sur les 4 zones du cas OPAR de Janvier 2000 présenté dans la section III.4.1 (cf. figure III.10). Ce cas de cirrus été observé la nuit, par conséquent l'angle solaire zénithal est négatif³⁵. Nous avons donc pris arbitrairement un angle solaire de 90° par rapport à l'horizontal afin de pouvoir aussi estimer la sensibilité aux profils d'extinction des taux d'échauffement et des forçages dans le visible.

³⁵ L'angle zénithal solaire est défini par rapport à l'horizon. 0° au lever et au coucher du soleil et 90° au zénith.

Les résultats sont sensiblement équivalents sur les 4 zones. Nous ne présentons donc les restitutions que pour une seule zone. Les profils d'extinction Raman N_2 , KI_b et constant, pour la zone 4 sont donnés sur la figure III.18. Nous pouvons remarquer que la base et le sommet du cirrus pour ce profil sont différents sur les profils Raman N_2 et sur les profils KI_b et constant. En effet, nous avons vu qu'à la section III.3.1, la méthode de seuil utilisé dans cette étude sous estimait l'épaisseur géométrique du nuage. La base et le sommet pour le profil d'extinction constant sont les mêmes que pour le profil KI_b . La valeur d'épaisseur optique utilisée pour déterminer la valeur de la marche du profil d'extinction constant est la valeur issue de la combinaison MI/PI, qui pour ce cas est de 0.52. L'épaisseur optique déterminée avec la méthode NI est sensiblement identique avec 0.53. Sur la figure III.18, la forme des profils NI et KI_b sont sensiblement identiques mis à part que le profil KI_b sous estime l'extinction à la base et au sommet du nuage et qu'au niveau du pic d'extinction, il y a une surestimation de l'extinction.

Les résultats donnés sur la figure III.19 montrent principalement deux choses :

- A l'extérieur du nuage, le profil d'extinction a peu d'impact sur les taux d'échauffement dans le visible et l'infrarouge. En terme de forçage, dans le visible, pour une épaisseur optique d'environ 0.5, le cirrus refroidit l'atmosphère en dessous de la base et la réchauffe au dessus du sommet. Dans l'infrarouge, c'est l'inverse : réchauffement en dessous de la base et refroidissement au dessus du sommet. De manière global sur le spectre, le cirrus provoque un réchauffement dans la troposphère et refroidissement dans la stratosphère.
- A l'intérieur du nuage, les restitutions de taux d'échauffement et de forçages radiatifs sont sensibles au profil d'extinction utilisé. Le rayonnement réchauffe la couche de cirrus, plus dans l'infrarouge que dans le visible. Dans le visible, les différences sont de l'ordre de $0.5^\circ\text{C}/\text{jour}$ et dans l'infrarouge les différences peuvent aller jusqu'à $2^\circ\text{C}/\text{jour}$. La restitution verticale est meilleure pour le profil d'extinction KI_b , puisque contrairement au profil constant, le pic de taux d'échauffement ou de forçage se situe à la même altitude que pour le profil NI.

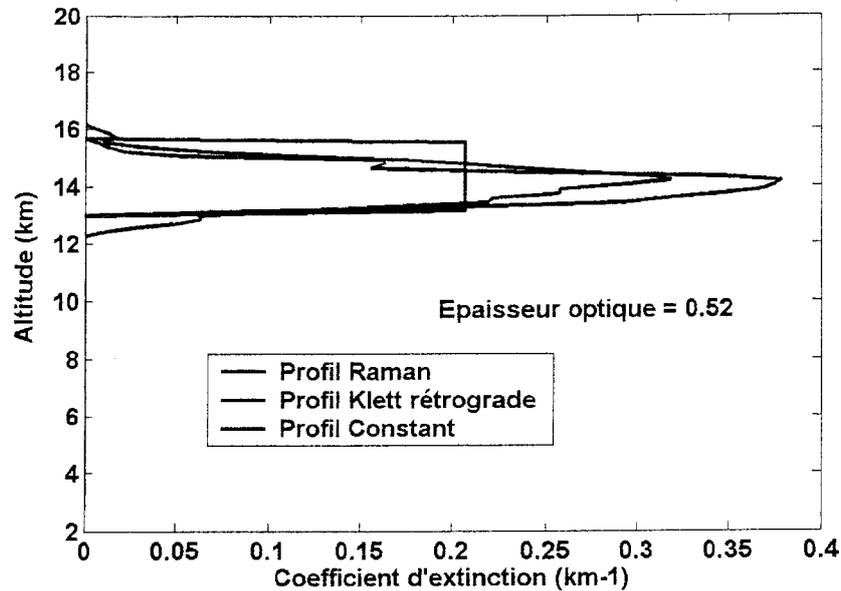


Figure III.18. Profils d'extinction Raman, Klett rétrograde et constant (respectivement en noir, rouge et bleu), pour la zone 4 du cas OPAR du 26 Janvier 2000 (cf. figure III.10).

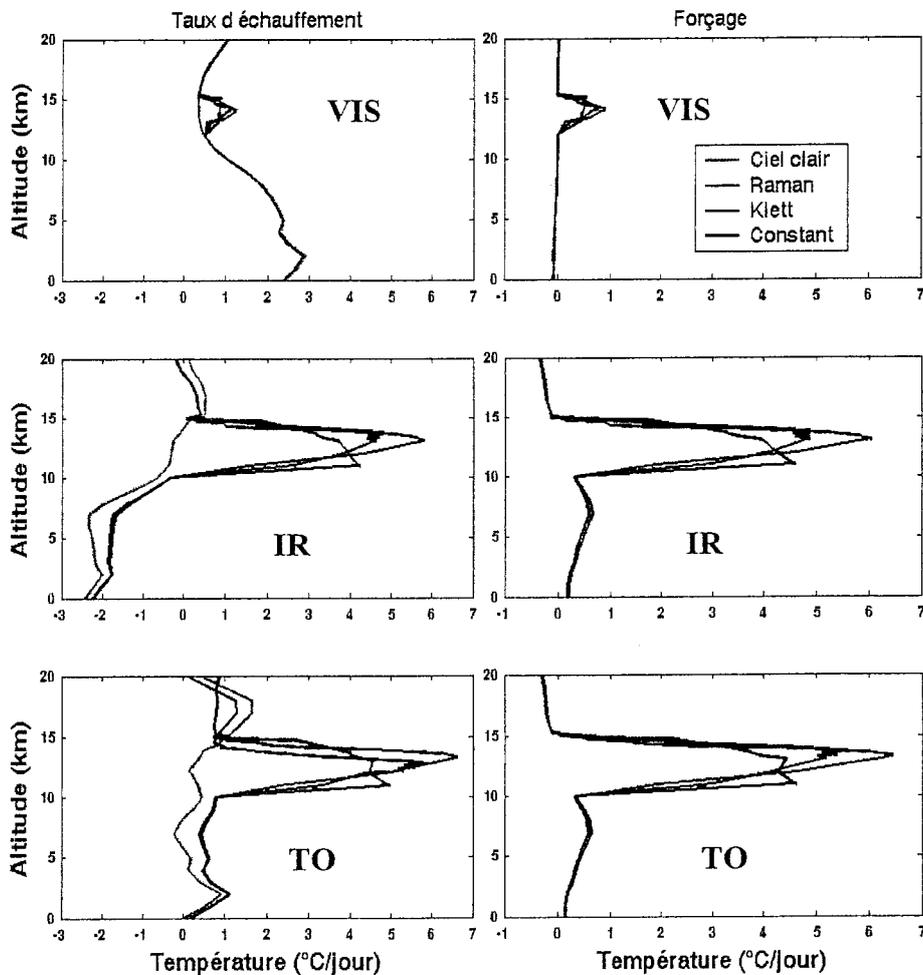


Figure III.19. Profils de taux d'échauffement (colonne de gauche) et de forçage (colonne de droite) pour les profils d'extinction Raman N2 (en rouge), K1b (en vert) et constant (en noir). La courbe verte représente le taux d'échauffement en ciel clair. Les lignes 1, 2 et 3 correspondent respectivement aux composantes visible (VIS), infrarouge (IR) et totale (TOT).

En conclusion de cette étude de sensibilité, si on se place d'un point de vue "bilan radiatif", la connaissance de la base, du sommet et de l'épaisseur optique suffisent à correctement estimer l'impact radiatif des cirrus. Si on se place d'un point de vue étude de l'"impact du rayonnement" sur le cirrus et son évolution, il est préférable d'avoir la distribution verticale de l'extinction de manière à mieux comprendre les interactions possibles entre le rayonnement et l'évolution des cirrus.

III.6. Résumé et conclusion du chapitre III

Dans cette étude, il a été mis en évidence que la détermination de l'épaisseur optique à partir de données lidar est sensible à la fois de la méthode utilisée et à la qualité des données. Pour des épaisseurs optiques inférieures à 0.2, l'erreur sur les restitutions en épaisseurs optiques des méthodes MI, NI et KI peut être significative. Cette erreur est plus grande pour les mesures de jour (i.e. rapport signal sur bruit plus faible).

Les résultats présentés dans ce chapitre III révèlent l'intérêt de combiner les méthodes MI et PI afin d'obtenir des restitutions plus fiables sur des épaisseurs optiques faibles. La combinaison MI/PI permet aussi de restituer une information supplémentaire qui est le rapport lidar effectif, fonction de la microphysique du cirrus. Les coefficients de corrélation déterminés entre les restitutions d'épaisseurs optiques des méthodes MI et PI sont importants. Ceci justifie le choix d'un rapport lidar effectif constant dans le temps dans la détermination de l'épaisseur optique avec la méthode PI.

Enfin, le rapport lidar effectif déterminé avec la combinaison des méthodes MI/PI a été évalué dans les inversions de Klett prograde et rétrograde afin d'estimer l'impact de la forme du profil d'extinction sur les restitutions de taux d'échauffement et de forçage radiatif. L'étude de sensibilité a montré qu'en terme de bilan radiatif, la forme du profil d'extinction importe peu, mais qu'en terme d'interprétation de l'interaction rayonnement – microphysique la forme du profil d'extinction est importante.

Chapitre IV. La variabilité saisonnière des cirrus observés au dessus de la Réunion : Climatologie

Le travail présenté dans ce chapitre a fait l'objet d'une publication dans *Geophysical Research Letters* (Cadet et al. 2003, Ref. Annexe D.2).

IV.1. Introduction

L'amélioration des modèles à grande échelle nécessite des informations de plus en plus précises sur le long terme et à l'échelle globale. Les climatologies sont donc une étape importante dans l'élaboration de modèle à grande échelle [Penner et al. 1999].

La définition du mot "climatologie" est l'étude des climats et la recherche de phénomènes et de causes, en un ou plusieurs lieux. Dans ce manuscrit, les termes "climatologie de cirrus" font référence à une étude statistique sur les caractéristiques dérivées des cirrus. Comme dans toutes études statistiques menées sur un échantillon, se pose la question de sa représentativité par rapport à la "population". C'est pourquoi nous présentons la base de données utilisée avec la climatologie. La méthode d'analyse est aussi décrite, car il existe un réel risque pour que les propriétés dérivées dans les climatologies soient spécifiques à l'instrument de mesure et/ou à l'algorithme utilisé (cf. chapitre III). Par exemple, les climatologies de cirrus établies à partir de mesures satellites passives actuelles ont tendance à sous-estimer la fréquence d'occurrence des cirrus. Wylie et Menzel (1999) reportent une

fréquence d'occurrence de 25-30 % sur les observations de GEOS/VAS³⁶ au dessus du continent Américain. HIRS³⁷, un instrument similaire sur le satellite de la NOAA³⁸ permet de détecter 43 % de couverture de cirrus à l'échelle globale (Wylie et al. 1994, Wylie et Menzel 1999). Les mesures au limb de SAGE³⁹ ayant une sensibilité plus forte, montrent une occurrence de 50 à 70 % (Wang et al. 1996). Ces chiffres restent néanmoins inférieurs à la compilation des observations météorologiques établies par Warren et al. (1988) qui donne une fréquence d'occurrence de 75 % au dessus de l'Inde. Les fréquences d'occurrence de cirrus observées dépendent de la sensibilité et du champ de vue des instruments de mesure. Wylie et Wang (1997) ont montré que plus de cirrus sont détectés quand la sensibilité des instruments s'améliore et que la couverture nuageuse augmente avec l'élargissement du champ de vue des instruments.

Les cirrus sub-visibles (SVC) sont définis comme des nuages de haute altitude composés principalement de cristaux de glace (WMO 1975) dont la particularité radiative est d'avoir une épaisseur optique inférieure à 0.03 (Sassen et Cho, 1992). Ces cirrus optiquement fins semblent jouer un rôle important dans le réchauffement global de la planète. La quantification de cet effet de serre est une tâche difficile (Heymsfield 1986, Platt et al. 1987, Sassen et al. 1989, 1992, Liou et al. 1986, Winker et Trepte 1998), mais les estimations de forçage radiatif dans les tropiques indiquent que les SVC peuvent produire un réchauffement net de l'atmosphère de + 5W.m². Par comparaison, l'amplitude de ce forçage est similaire, mais de signe contraire, au forçage direct des aérosols anthropiques dans la troposphère (McCormick et al. 1995). Or comme nous l'avons vu dans les chapitres précédents, les cirrus fins ne sont généralement pas pris en compte dans les modèles de circulation générale ou dans les modèles d'évolution du climat. Aux vues des effets des SVC sur le bilan radiatif, il est important de pouvoir avoir une classification des cirrus entre cirrus visibles et sub-visibles au niveau global et régional.

Des mesures lidar quasi systématiques sont faites à la station de l'OPAR depuis 1996. Cette station d'observation, localisée dans l'océan Indien juste au dessus du tropique du Capricorne, offre l'opportunité de faire des mesures dans l'hémisphère sud où peu de mesures

³⁶ GEOS/VAS : Geostationary Operational Environmental Satellite / Visual spin scan radiometer Atmospheric Sounder

³⁷ HIRS : High Resolution Infrared Radiometer Sounder

³⁸ NOAA : National Oceanic and Atmospheric Administration

³⁹ SAGE : Stratospheric Aerosol and Gas Experiment

ou de campagnes sont faites (cf. section II.3.2). La base de données conséquente sur la période 1996/2001 offre l'occasion d'établir une climatologie régionale des cirrus subtropicaux au dessus de l'OPAR.

IV.2. Description de la base de données lidar Rayleigh/Mie de l'OPAR

IV.2.1. Protocoles d'acquisition lidar à l'OPAR

La station lidar de l'OPAR est une des stations lidar du réseau NDSC. Comme son nom l'indique ce réseau a pour but de fournir des mesures en stratosphère afin de comprendre l'état et les changements physico-chimiques dans cette partie de l'atmosphère. L'infrastructure lidar de l'OPAR a donc été développée dans ce sens (cf section III.2 pour les configurations techniques du système lidar de l'OPAR). Une des caractéristiques d'un système lidar NDSC de la Réunion est que les mesures s'effectuent exclusivement de nuit afin d'obtenir une bonne qualité de signal (i.e. rapport signal sur bruit élevé). Cette condition est nécessaire pour sonder la stratosphère. De plus, depuis 1996, année à partir de laquelle les mesures lidar sont quasi-systématiques à l'OPAR (Bencherif 1996), les séquences de tirs lidar ne sont réalisées que quand le ciel est dégagé de tous nuages bas et/ou épais, de manière à éviter tout risque lié aux averses.

La climatologie issue de cette base de données est donc une climatologie déduite d'observations lidar de nuit et en l'absence de nuages bas et/ou précipitants.

IV.2.2. Bilan des mesures

La base de donnée correspond à la période allant de Janvier 1996 à Décembre 2001. Elle représente 533 séries d'observations, équivalentes à 1643 heures de mesures. Une séquence de tir lidar dure en moyenne 3 heures et l'on peut considérer qu'il y a eu 7.5 séquences de tir lidar par mois en moyenne depuis 1996. Le bilan des mesures lidar, par mois et par année, est résumé dans le tableau IV.1 et la distribution mensuelle du nombre de nuits d'acquisition lidar sur la période 1996-2001 est représentée sur la figure IV.1. Les données utilisées dans cette climatologie de cirrus sont des données acquises dans le cadre des mesures du réseau NDSC.

Les mesures acquises au cours de campagnes ou encore celles pour lesquelles des changements de protocole d'acquisition interviennent ne font pas parti de la base de données utilisée. De plus, certaines séquences lidar ont été rejetées parce que l'altitude de l'obturation du lidar est supérieure au critère de sélection de -38°C (cf. section III.3.1).

L'heure moyenne de l'observation lidar est centrée sur 18h heure TU (22h heure locale). Comme le montre la figure IV.1, il existe 2 périodes où les mesures sont plus fréquentes : de Mars à Juin et d'Octobre à Novembre. La raison à cela est que pendant ces périodes, il y a moins ou pas de nuages bas et/ou denses associés à la convection profonde et donc moins de risques de pluie. La distribution mensuelle des mesures est affectée par le facteur intempérie uniquement pendant l'été austral, de Décembre à Février. L'absence de mesure durant les mois de Juillet, Août et Septembre est due à une réduction de personnel pendant cette période.

Mois \ Année	1996	1997	1998	1999	2000	2001	Totaux	%
Janvier	1	10	0	12	10	5	38	7.1
Février	1	12	5	4	2	3	27	5.1
Mars	5	12	9	10	9	5	50	9.4
Avril	2	6	13	15	13	2	51	9.6
Mai	6	8	13	11	13	6	57	10.7
Juin	5	14	17	15	16	6	73	13.7
Juillet	5	6	6	5	5	0	27	5.1
Août	2	10	9	4	6	0	31	5.8
Septembre	7	9	4	7	1	0	28	5.3
Octobre	6	4	14	14	8	6	52	9.8
Novembre	1	9	8	16	9	15	58	10.9
Décembre	5	10	6	11	8	1	41	7.7
Totaux	46	110	104	125	100	48	533	
%	8.6	20.6	19.5	23.5	18.8	9.0		

Tableau IV.1. Bilan du nombre d'acquisition lidar par mois et par année sur la période 1996/2001.

IV.3. Méthodologie

La détection et la recherche des contours nuageux se font avec la méthode décrite à la section III.3.1. Pour le calcul de l'épaisseur optique nous avons utilisé la méthode PI (cf. section III.3.2.2) de manière à automatiser le calcul. La valeur du rapport lidar effectif choisie est de 18.2 sr (Platt et Diley 1984).

Nous avons, dans cette climatologie, différencié les cirrus visibles des cirrus sub-visibles en utilisant la valeur 0.03 proposée par Sassen et Cho (1992). Cette valeur seuil en épaisseur optique a été déterminée à 694 nm. Nous travaillons à 532 nm et compte tenu que l'écart entre les deux longueurs d'ondes est faible, la valeur de 0.03 a été conservée.

IV.4. Climatologie des cirrus au-dessus de l'OPAR

IV.4.1. Fréquence mensuelle des cirrus

La variation mensuelle du pourcentage de cirrus détecté à partir des données lidar sur la période 1996/2001 est présentée sur la figure IV.1. Le pourcentage correspond au temps de cirrus détecté par rapport au temps total de mesure lidar mensuel cumulé sur la période 1996/2001.

La présence des cirrus, en trait rouge sur la figure IV.1 est maximale en Décembre. Elle représente plus de 20% du temps total de mesure sur ce mois. Cette occurrence est nulle en Juillet/Août où aucun cirrus n'a été détecté sur les 175 heures de mesures cumulées pendant ces deux mois sur les six ans. Pour autant, durant le mois de Juillet 2002, un événement climatique atypique pour cette saison, fortes pluies et températures supérieures aux normales saisonnières, a permis d'observer un cas de cirrus de visu (cf. figure IV.2).

Sur toute la base de données lidar étudiée, 83 cas de cirrus ont été détectés. Ces 83 cas de cirrus observés représentent 7% des 1643 heures de mesures acquises sur la période 1996/2001. Ce pourcentage a été déterminé avec les critères de détection t_{sr} et de sélection en température -38°C (cf. section III.3.1). Nous avons modifié le calcul de t_{sr} de manière à diminuer le seuil. Aucun cas de cirrus supplémentaire n'a été détecté et le pourcentage reste inchangé.

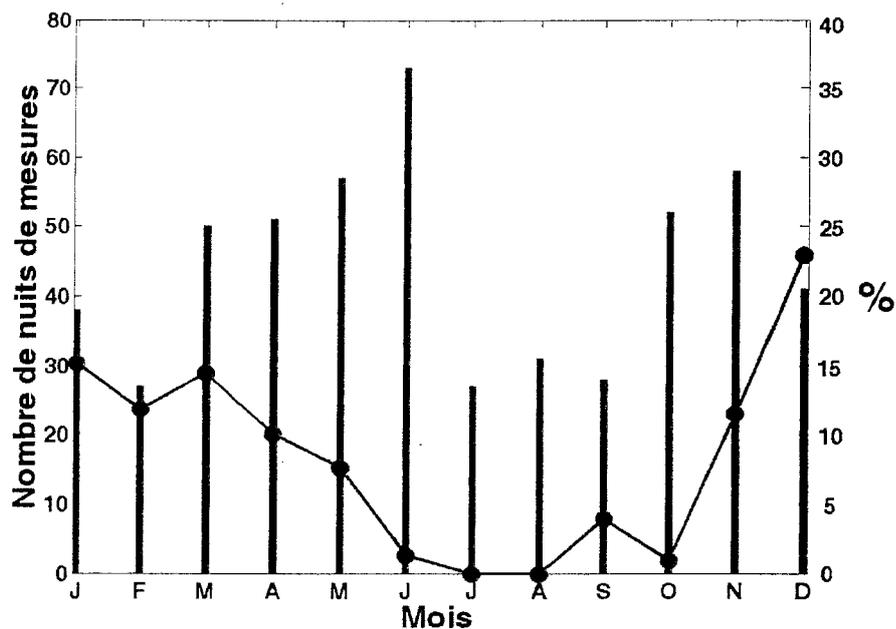


Figure IV.1. Variation mensuelle du pourcentage de cirrus détecté à partir des données lidar, par rapport au temps de mesure mensuel cumulé sur la période 1996/2001 en fonction du mois (rouge). Les barres bleues correspondent à l'histogramme de la distribution mensuelle du nombre de nuit de mesure.

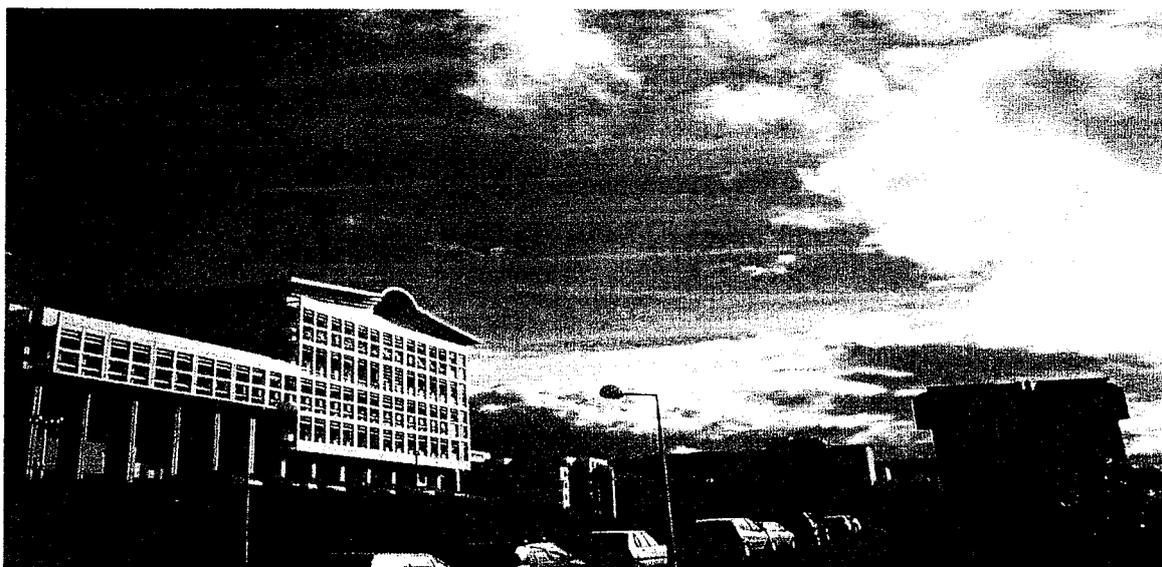


Figure IV.2. Photo d'un cirrus prise le mardi 16 juillet 2002 à 15h à l'université de la Réunion.

Sur la figure IV.1, nous pouvons séparer deux périodes par rapport à la présence de cirrus au-dessus de la Réunion. Pendant l'hiver austral (de Mai à Septembre), la fréquence des cirrus observé est inférieure à 5% alors que pendant l'été austral (de Novembre à Mars) la fréquence atteint pratiquement les 20%. Il existe donc une variation saisonnière dans l'occurrence des cirrus au dessus de l'OPAR.

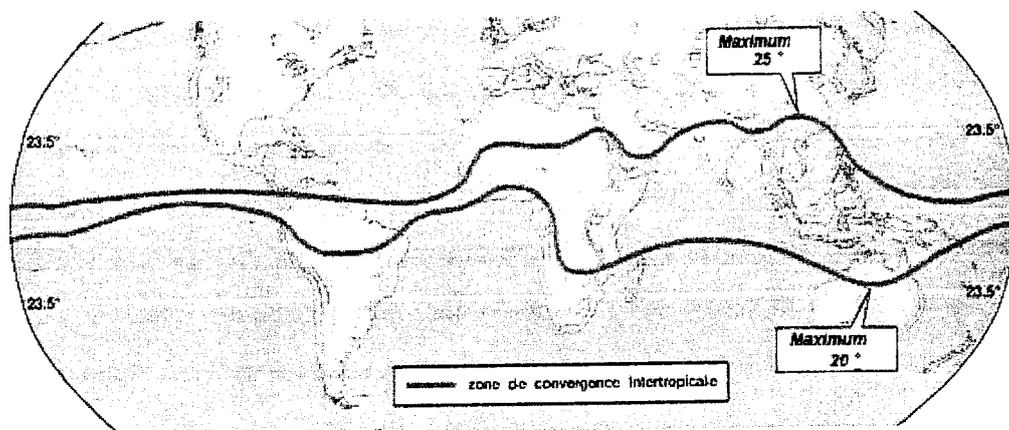


Figure IV.3. Représentation schématique de la ZCIT.

Le contexte climatique de la Réunion est typiquement celui d'un climat océanique, dominé par la circulation de la cellule sud de Hadley (Baldy et al. 1996). Deux saisons sont clairement marquées suivant la position de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) par rapport à l'île de la Réunion (cf. figure IV.3). L'hiver austral correspond à une position de la ZCIT qui impose une forte influence de la circulation de Hadley et Walker. Cette circulation génère un vent d'est aux altitudes inférieures à 3 km et un vent d'ouest au dessus. Cette inversion de vent limite les échanges verticaux. L'humidité relative reste donc inférieure à 10% dans la troposphère libre. (cf. figure IV.4). Pendant l'été austral, la ZCIT se rapproche de la Réunion et les vents d'est et d'ouest s'affaiblissent. L'inversion de vent disparaît quasiment entièrement pendant cette période. La vapeur d'eau, issue de la couche limite marine (évaporation de la surface des océans), est transportée dans la haute troposphère par la convection profonde. Ce contexte climatique (position de la ZCIT par rapport à la Réunion plus transport de la vapeur d'eau dans les hautes couches de l'atmosphère) explique la présence et la persistance des cirrus au dessus de l'OPAR pendant l'été austral. La comparaison des figures IV.1 et IV.4 montre bien la corrélation entre les variations mensuelles de l'humidité relative dans l'atmosphère et la présence/persistance des cirrus au dessus de la Réunion.

Ce résultat est en accord avec les travaux précédents de S. Roumeau. (2001) (cf. figure IV.5). En effet, Roumeau a établi une statistique de l'occurrence des cirrus au dessus de l'OPAR à partir de la base de données lidar de 1996 à 1999. La méthode de détection utilisée est une méthode utilisant un seuil de détection fixe. Elle a consisté à calculer le rapport de diffusion en divisant le signal lidar rétrodiffusé par une fonction exponentielle représentative de l'extinction moléculaire. En définissant un seuil de détection fixe, tout excès après cette normalisation a été interprété comme de la diffusion par les aérosols et/ou cirrus. Nous observons sur notre climatologie la même signature saisonnière que celle établie par Roumeau. Toutefois, les fréquences d'occurrence de cirrus que nous avons calculé sont 2 fois plus faibles. Plusieurs raisons peuvent expliquer cela : premièrement, Roumeau a utilisé un seuil de détection fixe alors que nous utilisons un seuil dynamique qui prend en compte le rapport signal sur bruit du signal lidar. En moyenne, sur la période 1996/2001, la valeur du seuil t_{sr} que nous avons utilisé est de 1.9. Cette valeur est la somme de la moyenne du rapport de diffusion entre 23 et 25 km qui vaut 1 et de trois fois l'écart type du rapport de diffusion pour ce même intervalle qui vaut 3×0.3 . La valeur seuil de Roumeau était de 1.3 et est donc inférieure à 1.9. Ceci pourrait donc entraîner une détection en nombre de cirrus plus importante. Deuxièmement, nous avons choisi d'utiliser un critère supplémentaire excluant les cas où le sommet du nuage détecté est inférieur au niveau -38°C . Nous avons aussi testé ce critère de sélection en choisissant un niveau de température identique à celui de Golfarb et al. (2001) de -25°C . Dans ce cas de figure viennent s'ajouter 10 autres cas de cirrus, ce qui impliquerait une augmentation dans le pourcentage de cirrus détecté. Enfin, il n'y a pas de concordance temporelle entre le moment de l'observation lidar et le niveau -38°C en altitude. Il se pourrait donc que des cas de cirrus aient été rejetés ou acceptés suite à une mauvaise correspondance du niveau -38°C entre le jour de l'observation et la moyenne mensuelle utilisée.

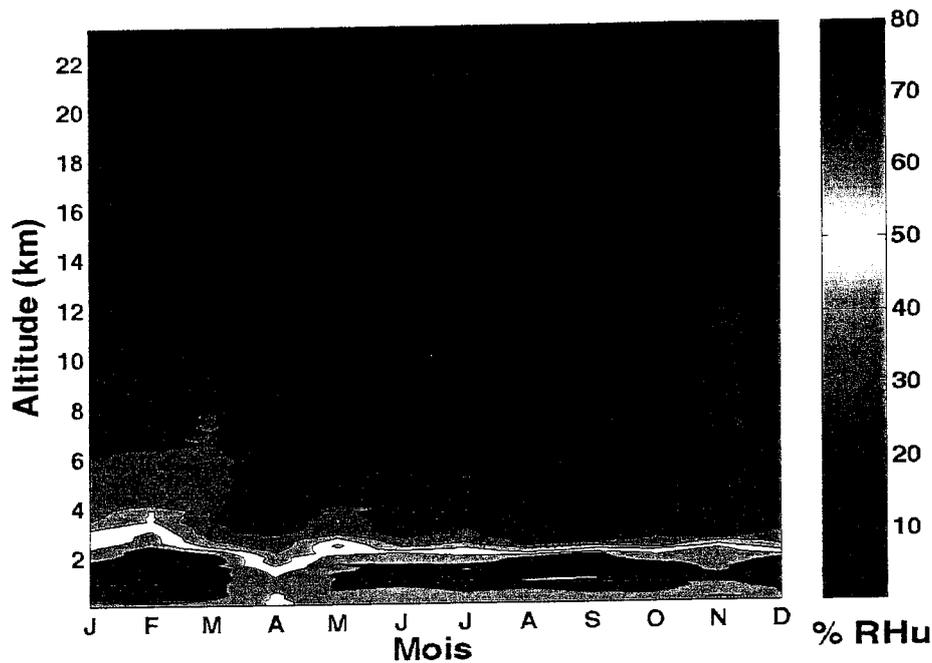


Figure IV.4. Variation mensuelle de l'humidité relative moyenne par rapport à l'eau entre 0 et 24 km, au-dessus de la Réunion, déterminée à partir des données de radiosondages sur la période 1996/2001. D'après M. Bessafi (communication personnelle).

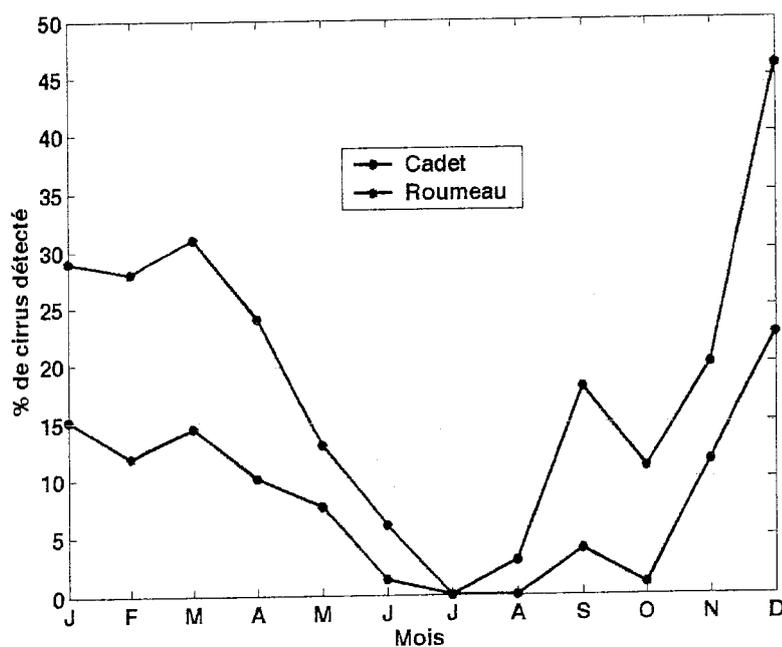


Figure IV.5. Variation de la fréquence mensuelle des cirrus à la Réunion (%) établie à partir des données lidar sur la période 1996-2001 en rouge (Cadet) et pour la période 1996-1999 en bleu (Roumeau).

IV.4.2. Hauteur et épaisseur géométrique des cirrus

La variation mensuelle de la hauteur moyenne du milieu du nuage ainsi que l'écart type associé est donnée sur la figure IV.6.

L'altitude moyenne du milieu du nuage varie entre 11 km et 14 km et l'altitude moyenne des 83 cas de cirrus détectés est de 12.9 ± 1.5 km. Elle est maximale en Janvier avec un pic d'altitude à 14 km. Il n'y a pas de différence notable entre l'altitude des VC et des SVC. L'épaisseur géométrique moyenne des 83 cas de cirrus observés est de 0.75 ± 0.50 km. Elle est de 0.4 ± 0.4 km pour les SVC qui sont trois fois et demi plus fins que le VC, 1.4 ± 0.7 km.

Selon la définition de la caractérisation des cirrus multicouches (cf. section III.3.1), sur les 7% de cirrus observés, 81% sont des cirrus mono-couches, 16% des bi-couches et 3% des tri-couches. Les cirrus qui sont observés au dessus de l'OPAR sont donc des cirrus ayant une structure géométrique homogène et peu stratifié.

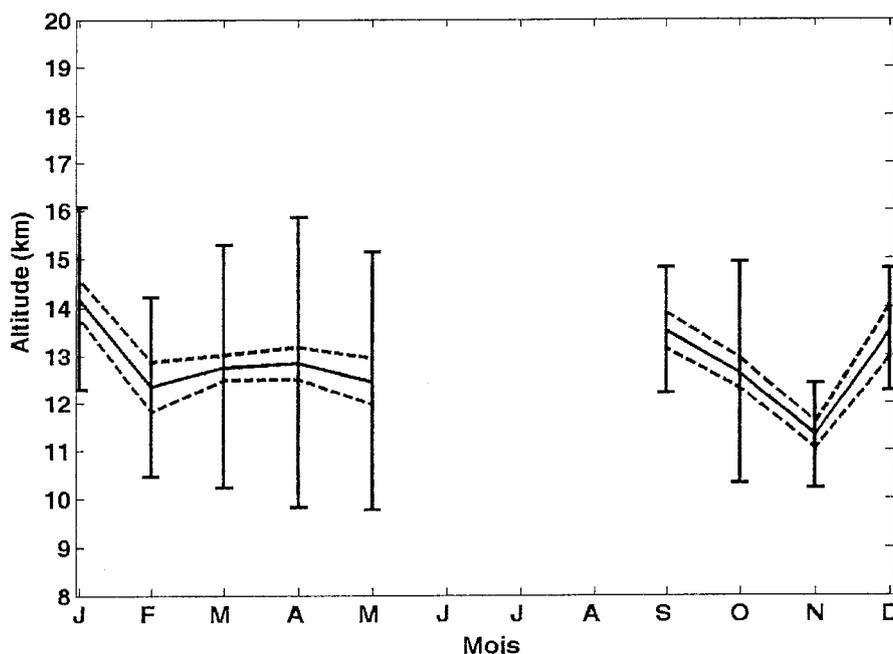


Figure IV.6. Variation mensuelle de l'altitude moyenne du milieu du cirrus et de l'écart type standard. Les lignes pointillées rouges correspondent aux altitudes moyennes de bases et de sommets des cirrus

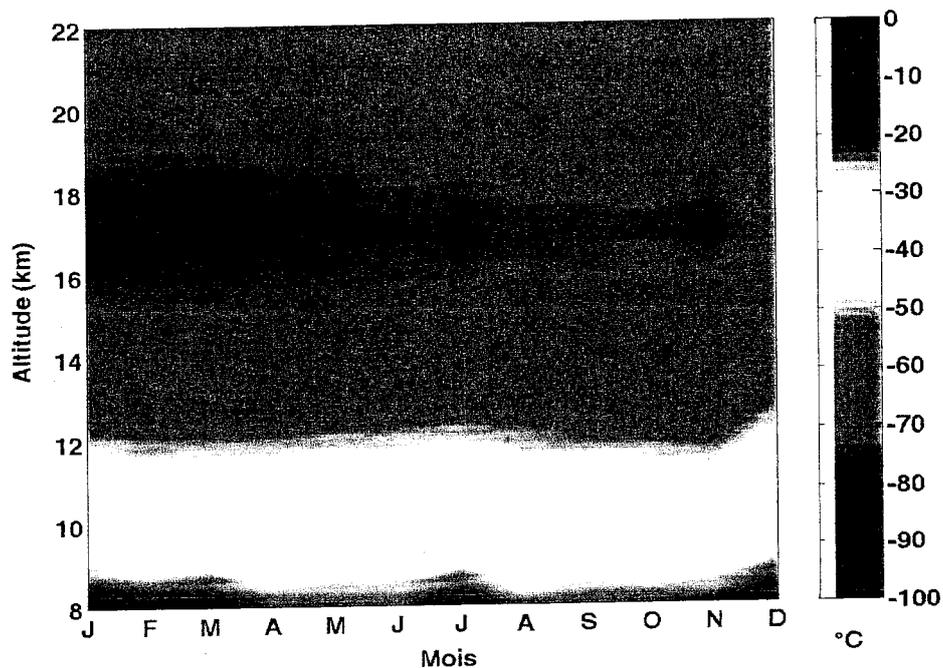


Figure IV.7. Evolution mensuelle de la température moyenne entre 8 et 22 km, au-dessus de la Réunion, déterminée à partir des données de radiosondages sur la période 1996/2001. D'après M. Bessafi (communication personnelle).

La variation mensuelle moyenne du profil de température entre 8 et 22 km, établie à partir des données de radiosondages, sur la période 1996/2001, est donnée sur la figure IV.7. Le point le plus froid pouvant être utilisé dans les tropiques comme traceur de la tropopause, celle-ci se situe aux alentours de 17 km au-dessus de la Réunion avec une température moyenne de -80°C . Nous pouvons remarquer une température plus froide de la tropopause pendant l'été austral due à la convection profonde qui pénètre plus dans les hautes couches de la troposphère pendant cette période (Gettelman et al. 2002). La figure IV.7 montre que les cirrus observés se trouvent à des niveaux de températures compris entre -50°C et -70°C .

IV.4.3. Occurrence des cirrus visibles et sub-visibles

La variation mensuelle du pourcentage de VC et SVC détectés est donnée sur la figure IV.8. Le pourcentage de VC et SVC sur un cas de cirrus est calculé en fonction du temps où le cirrus est dit VC ou SVC par rapport au temps total d'observation.

Le cycle saisonnier de l'occurrence des VC et SVC sont identiques. Peu ou pas de VC et/ou SVC sont observés pendant l'hiver austral alors que le pic de présence de cirrus pendant

l'été austral peut atteindre 15%. Sur la base de données utilisées, les cirrus sont présents 7% du temps et sur ces 7%, 65% sont des SVC. Ce dernier pourcentage doit être associé avec la valeur du rapport lidar choisi de 18.2 sr et ainsi qu'à l'hypothèse de diffusion multiple. Ces 2 facteurs sont les principales sources d'incertitude dans le calcul de l'épaisseur optique. Si l'on fait varier le rapport lidar entre 5 et 50 sr comme dans la section III.3.2.2, le pourcentage de SVC passe de 85% à 45%. L'occurrence des VC/SVC peut donc changer d'un facteur 2.

Durant le mois de Février, la fréquence des VC (7%) est supérieure à celle de SVC (5%), alors que pendant les autres mois celle des SVC est plus importante. Or, le mois de Février est le mois où la ZCIT est au plus proche de la Réunion (Getteman et al. 2002). La position et donc l'intensité relative de la ZCIT par rapport à la Réunion favoriseraient la présence de cirrus plus denses.

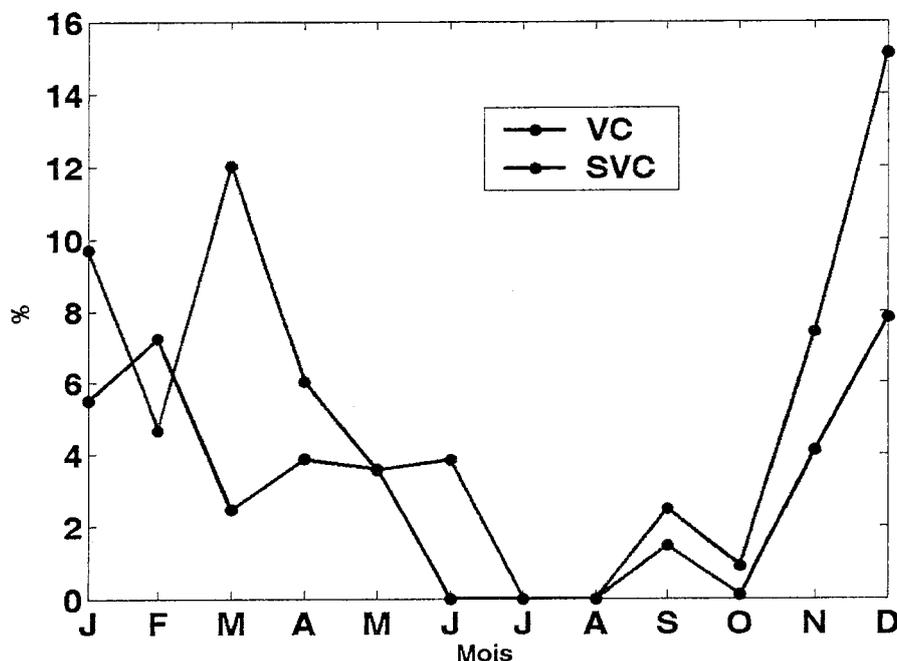


Figure IV.8. Evolution mensuelle du pourcentage de VC et SVC détecté à partir des données lidar, par rapport au temps de mesure mensuel cumulé sur la période 1996/2001.

La figure IV.9 montre l'histogramme de l'épaisseur optique calculée avec un rapport lidar de 18.2 sr. Les classes B, C, et D sont les plus fréquentes (i.e. épaisseur optique comprise entre 0.003 et 0.1). La probabilité pour observer un cirrus dont l'épaisseur optique comprise entre 0.003 et 0.1 est de 71 %.

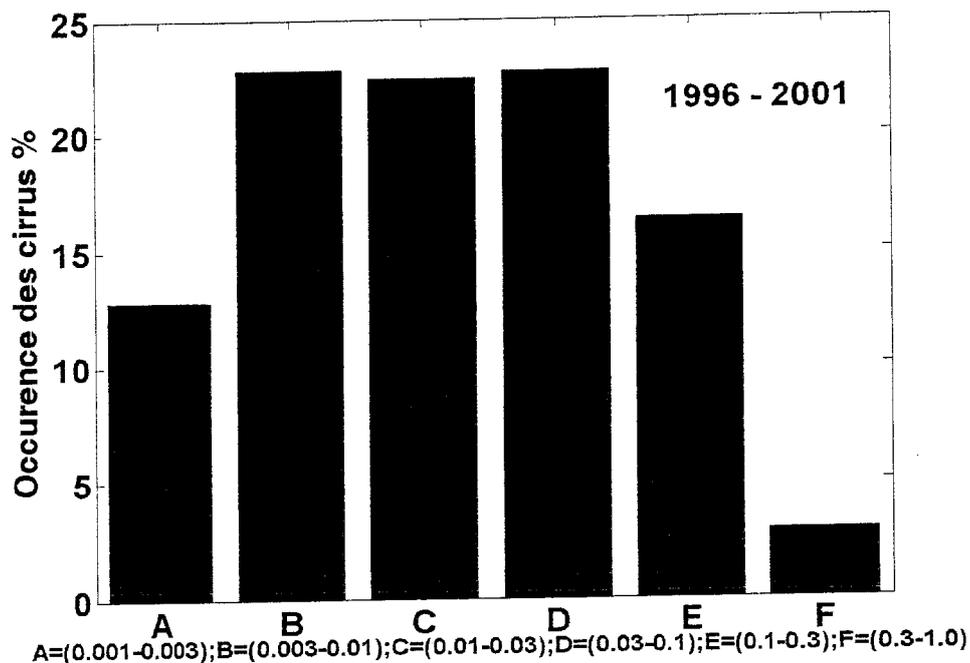


Figure IV.9. Histogramme de l'épaisseur optique des cirrus. Les lettres A, B, C, D, E et F correspondent aux intervalles d'épaisseur optique. Les catégories A, B et C correspondent aux SVC.

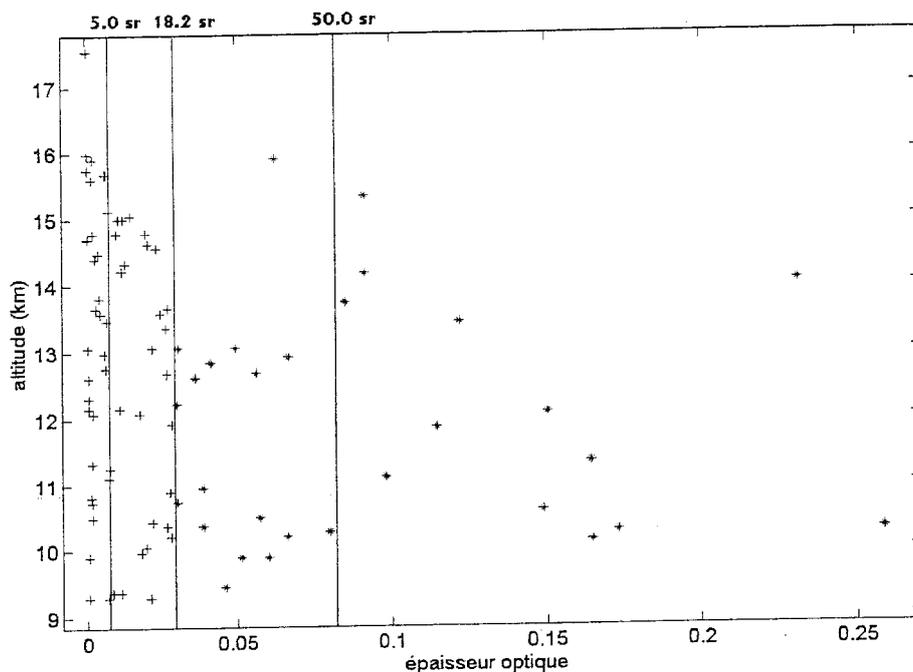


Figure IV.10. Epaisseur optique moyenne des cirrus détectés en fonction de l'altitude moyenne du cirrus. Les traits verticaux correspondent aux valeurs d'épaisseurs optiques suivantes : 0.008, 0.030 (seuil entre VC et SVC) et 0.082. Les croix vertes et bleues correspondent aux VC et SVC en prenant la valeur de 18.2 sr comme valeur de rapport lidar.

La répartition en altitude des VC et SVC en fonction de l'épaisseur optique moyenne du cirrus est montrée sur la figure IV.10. L'épaisseur optique moyenne d'un cirrus est la moyenne de l'épaisseur optique du cirrus calculée avec un rapport lidar de 18.2 sr. La séparation des couleurs bleues et vertes (aussi symbolisé par le trait vertical annoté 18.2 sr) correspond respectivement aux SVC et VC. Nous pouvons voir qu'il n'existe pas de relation particulière entre l'altitude et l'épaisseur optique moyenne des cirrus. Les traits verticaux, annotés 5 et 50 sr, correspondent respectivement aux valeurs d'épaisseurs optiques 0.008 et 0.082. Cet intervalle marque l'incertitude en épaisseur optique pour une valeur d'épaisseur de 0.03 calculée avec un rapport lidar effectif de 18.2 sr.

IV.5. Comparaison à d'autres climatologies de cirrus

Différentes climatologies de cirrus de latitude moyenne ou tropicale ont été établies à partir de mesures locales ou globales, actives ou passives. Selon le type d'observation, les climatologies sont réalisées à l'échelle régionale ou à l'échelle globale. Nous présentons dans cette partie, différentes climatologies de cirrus en les comparant à la climatologie établie à l'OPAR entre 1996 et 2001.

IV.5.1. Climatologies régionales de cirrus

IV.5.1.1. Introduction

Différentes climatologies régionales de cirrus ont été établies ces dernières années à partir de divers instruments de télédétection et à partir de bases de données plus ou moins longues : Sassen et Campbell (2001) pour les cirrus des latitudes moyennes, Platt et al. (1998) pour les cirrus tropicaux, pour ne citer qu'eux.

Nous avons choisi de présenter deux climatologies de cirrus qui présentent chacune un intérêt particulier. La climatologie établie à l'OHP⁴⁰, situé à 44°N, a été déduite à partir de données lidar et avec la méthode de détection et de sélection décrite en section IV.3. Cela nous permet donc de comparer les climatologies de l'OHP et de l'OPAR, sans qu'il y ai de

⁴⁰ OHP : Observatoire de Haute Provence

biais associée aux méthodes de détection et de caractérisation. L'autre climatologie de cirrus que nous présentons a été établie à la station météorologique de Camagüey à Cuba, située à 21°N. Cette station et celle de l'OPAR sont donc placées à égale distance de part et d'autre de l'équateur. Nous pourrions ainsi voir s'il existe des caractéristiques similaires dans les climatologies faites à Cuba et à l'OPAR.

IV.5.1.2. Climatologie établie à l'OHP

Goldfarb et al. (2001) ont établi une climatologie de cirrus des latitudes moyennes au dessus de l'OHP (44°N, 6°E) sur la période 1997-1999. La méthode de détection et de caractérisation des cirrus à partir des profils lidar Rayleigh/Mie à 532 nm est la même que celle que nous avons utilisée à l'OPAR. Cette climatologie est aussi une climatologie issue de mesures lidar de nuit.

La figure IV.11 montre l'histogramme de l'occurrence des cirrus ainsi que le nombre total de séquences de mesures lidar en fonction du mois. Sur la période 1997-1999, 384 séries d'observations lidar ont été enregistrées. Nous pouvons voir que les cirrus sont présents sur la moitié des observations lidar (54%). Les fréquences selon les saisons sont 57, 42, 60 et 57 % respectivement pour le printemps, l'été, l'automne et l'hiver. L'épaisseur géométrique des VC est de 1.4 ± 1.3 km centrés à 10.4 ± 1.5 km, alors que les SVC sont plus fins (0.8 ± 0.7 km) pour une altitude identique (10.4 ± 1.5 km). Les SVC sont présents sur 23 % des observations de cirrus et la classe 0.03 – 0.1 en épaisseur optique est la plus importante (20 %).

La différence la plus marquée entre les climatologies de l'OPAR et de l'OHP concerne les fréquences mensuelles. En effet, aux latitudes moyennes, les cirrus sont présents sur 54% des observations (cf. figure IV.11) et aucune corrélation en fonction des saisons ne se dégage, alors que les cirrus sub-tropicaux sont présents sur 7% des observations et présentent un cycle saisonnier. Les cirrus sub-tropicaux sont 2.5 km plus hauts que ceux observés à l'OHP. Cependant, l'épaisseur géométrique des cirrus (VC et SVC) entre ces deux climatologies est identique. La proportion entre VC/SVC est différente : 35/65% pour l'OPAR et 57/43% pour l'OHP. Néanmoins il est à noter que le rapport lidar utilisé est le même dans les deux méthodes. Or, nous avons vu dans le chapitre III (cf. section III.4.3), que sur les cas de cirrus traités des latitudes moyennes nous avons un rapport lidar effectif de 10 sr et que sur les cas

de cirrus traités des tropiques nous avons un rapport lidar effectif de 23 sr. Une ré-analyse des bases de données avec un ajustement des rapports lidar effectifs diminuerait les écarts de proportion VC/SVC entre les 2 climatologies.

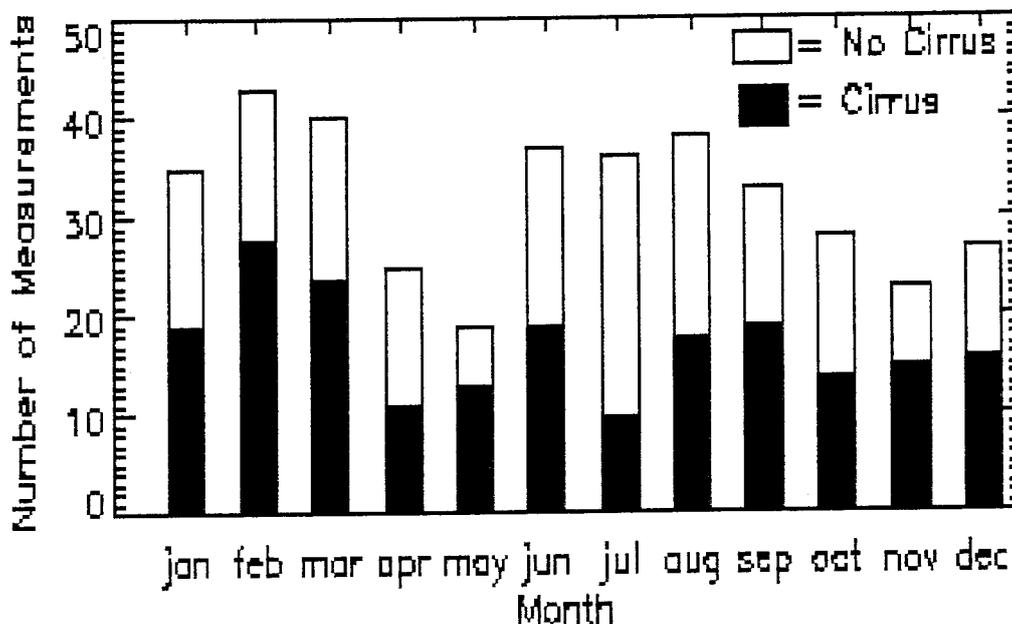


Figure IV.11. Histogramme de l'occurrence des cirrus et du nombre total de nuits de mesures lidar entre 1997 - 1999 en fonction du mois sur le site de l'OHP.

IV.5.1.3. Climatologie établie à Camagüey

Une statistique de l'occurrence des cirrus à partir d'observations au sol à la station Météorologique de Camagüey CUBA (21.2°N, 77.5°W) sur la période 1971-2002 a été établie par Barja (2001). Les observations météorologiques de couverture nuageuse à la station de Camagüey sont faites de visu. Par conséquent les SVC qui ont une épaisseur optique très faible ne peuvent pas être vus. Les observations ont lieu tous les jours à 3 heures d'intervalle et aucune distinction entre les différents types de cirrus n'est faite. L'observation de cirrus au-dessus de nuages de basses couches n'est donc pas reportée. L'occurrence des cirrus au dessus de la station de Camagüey est représentée sur la figure IV.12. La présence de cirrus est maximale en Juillet, Août et Septembre. Pendant ces trois mois les cirrus sont présents sur plus de 40 % des observations visuelles alors que pendant les mois de Janvier, Février et Mars, elle est minimale et n'excède pas les 15 %.

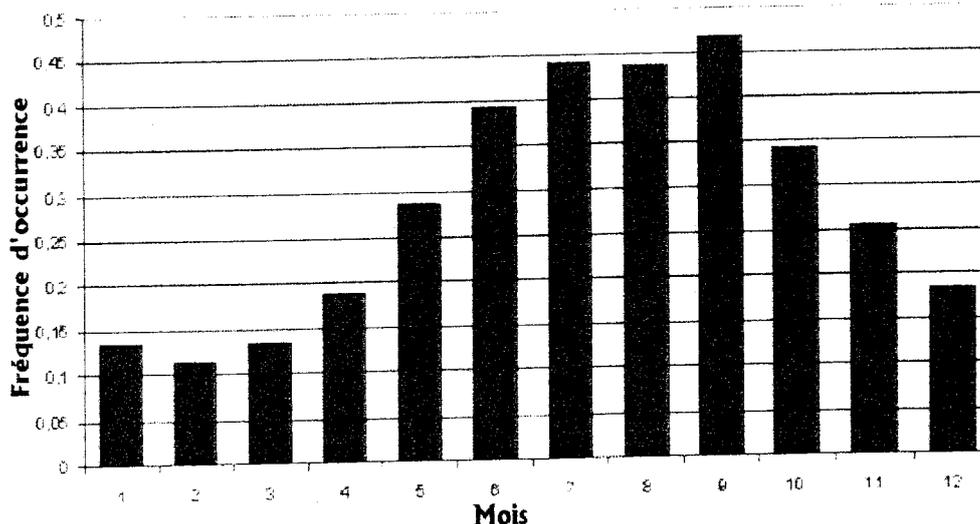


Figure IV.12. Histogramme de l'occurrence des cirrus observés à la station Météorologique de Camagüey sur la période 1971-2002 en fonction du mois.

La climatologie faite à CUBA n'a pas été établie avec des données lidar mais avec des observations de visu. Comparativement à la climatologie établie à l'OPAR, l'occurrence des cirrus est maximale pendant l'été, période où la convection profonde est la plus intense et la plus proche de la latitude d'observation. On retrouve la même corrélation entre l'occurrence des cirrus et les variations saisonnières.

IV.5.1.4. Conclusion sur les climatologies régionales

Nous pouvons remarquer que selon la latitude d'observation, les fréquences d'occurrence présentent ou non un cycle mensuel. Cette différence entre la station de l'OHP et les stations de l'OPAR et de Camagüey peut être reliée à des mécanismes de formation différents entre cirrus des latitudes moyennes et cirrus tropicaux. De plus, les cirrus sont plus fréquents à l'OHP comparativement à Camagüey et à l'OPAR.

IV.5.2. Climatologies globales de cirrus

IV.5.2.1. Introduction

De la même manière que pour les climatologies de cirrus régionales, plusieurs climatologies de cirrus à l'échelle globale ont été établies ces dernières années. Les fréquences

d'occurrence établies à partir des mesures satellitaires passives dépendent de la sensibilité et du champ de vue des instruments (cf. section IV.1). Plus la sensibilité augmente et plus le champ de vue est large, plus la fréquence d'occurrence des cirrus est importante et plus la couverture nuageuse est grande. Nous avons donc choisi de présenter 2 climatologies de cirrus à l'échelle globale issue 2 instruments ayant une sensibilité et un champ de vue différent. L'instrument HIRS a une sensibilité en terme de détection de cirrus et un champ de vue plus faible par rapport à l'instrument SAGE.

IV.5.2.2. Climatologie établie à partir de HIRS

Wylie et Menzel (1999) ont mené une étude statistique sur la compilation des mesures HIRS embarqué sur les satellites NOAA 10, 11, 12 et 14, de 1989 à 1997. La méthode employée pour extraire l'altitude et l'épaisseur optique des nuages est basée sur la technique d'absorption différentielle dans plusieurs canaux sensibles à l'infrarouge. Ces différents canaux sont placés dans la bande d'absorption du CO₂ entre 13 et 15 μm . Les canaux spectraux sont placés de telle manière à ce que chaque canal soit sensible au rayonnement infrarouge provenant de différent niveau de la troposphère. Les longueurs d'ondes proches de 15 μm (proche du centre de la bande d'absorption du CO₂) sont sensibles aux nuages hauts alors que les longueurs d'ondes excentrées sont sensibles aussi aux nuages de moyenne altitude. Les restitutions sont dérivées à partir d'un code de transfert radiatif utilisant le rapport entre les différences de radiances entre ciel clair et ciel nuageux pour 2 longueurs proches. Cette technique permet de détecter des cirrus fins dont l'épaisseur optique visible est supérieure à 0.1. Les SVC ne sont pas détectés.

Le tableau IV.2 résume les statistiques sur les observations HIRS entre 1989 et 1997. Nous pouvons voir que les cirrus (épaisseurs optiques comprises entre 0.1 et 1.4), dont l'altitude est supérieure à 6 km, sont autant présents l'été que l'hiver avec une occurrence de 15%. D'une manière générale sur une année, les nuages avec une épaisseur optique $>$ à 0.1 recouvrent 69% de la surface du globe comprise entre 65°N et 65°S et les cirrus sont observés sur 43% des observations HIRS.

La figure IV.13 montre une distribution globale des nuages au dessus de 6 km dérivée des mesures HIRS. Ces nuages englobent les cirrus mais aussi d'autres nuages dont le sommet

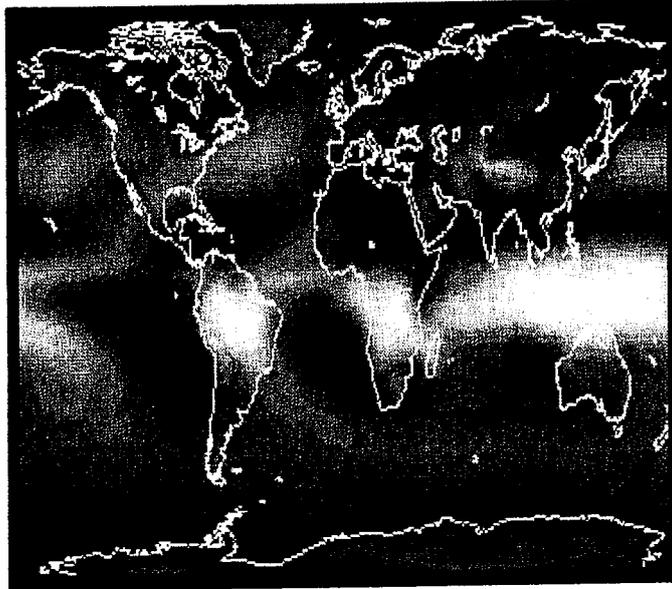
est plus haut que 6km. Ces nuages apparaissent plus fréquemment dans la bande de convergence intertropicale, autant au dessus des océans que des terres émergées. Les cirrus sont présents généralement quand l'un des ces 3 types de mécanismes de formations existe : i) convection générant des cumulonimbus, ii) front baroclinien, iii) ascendance orographique. La bande blanche de haute fréquence d'occurrence des nuages sur la figure IV.14 se déplace du nord au sud en fonction des mouvements saisonniers de la ZCIT.

Saison	Eté boréal				Hiver boréal			
	Tous nuages	Nuages fins	Nuages épais	Nuages opaques	Tous nuages	Nuages fins	Nuages épais	Nuages opaques
> 6 km	34 %	15 %	14 %	5 %	34 %	15 %	15 %	4 %
3-6 km	26 %	11 %	9 %	6 %	32 %	11 %	11 %	10 %
< 3 km	45 %	0 %	0 %	45 %	47 %	0 %	0 %	47 %
Tous	73 %	22 %	20 %	31 %	76 %	23 %	21 %	32 %

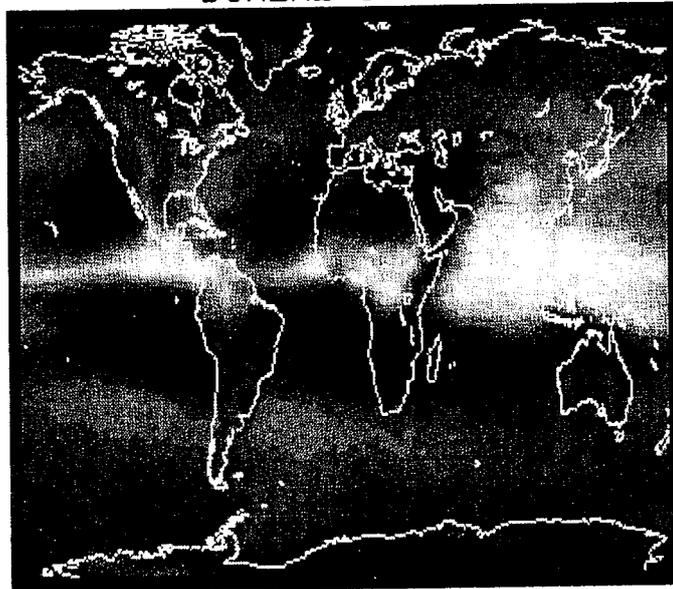
Tableau IV.2. Occurrence des nuages entre les latitudes 65°N et 65°S en été et hiver boréal sur la période Juin 1989 / Février 1997, obtenue à partir des données HIRS. Les nuages fins et opaques correspondent respectivement à une épaisseur optique <1.4 et >6.

La figure IV.14 montre la distribution zonale de la fréquence d'occurrence des nuages hauts (i.e. altitude > à 6 km). Ces nuages comprennent autant les nuages fins que les nuages opaques (respectivement 30% et 5% des observations HIRS). La fréquence d'occurrence est maximale dans les tropiques, au niveau de la bande de convergence intertropicale. La variation saisonnière de la ZCIT est aussi visible sur cette figure. La présence des nuages au-dessus des terres émergées augmente fortement pendant l'été austral.

FREQUENCY OF CLOUDS ABOVE 6 KM
BOREAL WINTER



BOREAL SUMMER



FREQUENCY OF CLOUDS



FIG. 3. The frequency of high (above 6 km) cloud detection in a HIRS FOV from 1989 to 1997.

Figure IV.13. Fréquence d'occurrence des nuages au dessus de 6 km détectée par HIRS de 1989 à 1997. L'été boréal correspond aux mois de Décembre, Janvier et Février et l'hiver boréal correspond aux mois de Juin, Juillet et Août.

limite de détection supérieure de SAGE II, l'intensité du signal transmis dépasse le seuil de sensibilité du détecteur et ces nuages sont classés dans la catégorie nuages opaques. La figure IV.16 montre aussi la classification établie par Sassen et Cho (1992) en terme d'épaisseur optique établie à 0.7 μm . Dans la classification nuageuse de SAGE II, la classe "nuages opaques" correspond à tous les nuages d'épaisseur optiques supérieures à 0.02 et la classe "nuages mesurables" correspond en moyenne aux SVC.

La figure IV.16 donne la distribution zonale moyenne de la fréquence d'occurrence des SVC obtenue par SAGE II. Nous observons sur cette figure que l'occurrence des SVC est plus forte entre les tropiques, avec un pic à 45% à l'équateur, qu'aux latitudes moyennes avec 20%. L'occurrence des SVC entre les altitudes 10 et 17 km est de 10 % en moyenne à la latitude 21°S, ce qui est en accord avec les résultats obtenus à l'OPAR de 7%.

La figure IV.17 montre la variation saisonnière de la distribution zonale moyenne de la fréquence d'occurrence des SVC et des nuages opaques. Nous retrouvons ici la variation saisonnière observée sur les résultats de l'OPAR, à savoir une fréquence d'occurrence forte pendant l'été austral, Décembre, Janvier et Février, et faible en hiver austral, Juin, Juillet et Août.

Les résultats présentés pour la climatologie des cirrus au dessus de l'OPAR sont en accord avec ceux de Wang et al. (1996).

IV.5.2.4. Conclusion sur les climatologies globales

Les climatologies issues de la télédétection passive par satellite présentées corréler la variation saisonnière de l'occurrence des cirrus avec la variation saisonnière du déplacement zonal de la ZCIT. Le déplacement de la ZCIT, lié à l'intensité relative des zones de convection profonde par rapport à la Réunion, explique la fréquence d'occurrence des cirrus relevée dans la climatologie de l'OPAR.

Nous pouvons toutefois noter des différences au niveau des fréquences d'occurrence des cirrus entre les 2 instruments satellitaires ainsi qu'avec la fréquence d'occurrence annuelle de cirrus relevée à la Réunion. Ces différences sont dues à la sensibilité des instruments de télédétection passives pour les satellites et à la distribution mensuelle des mesures pour la station lidar de l'OPAR.

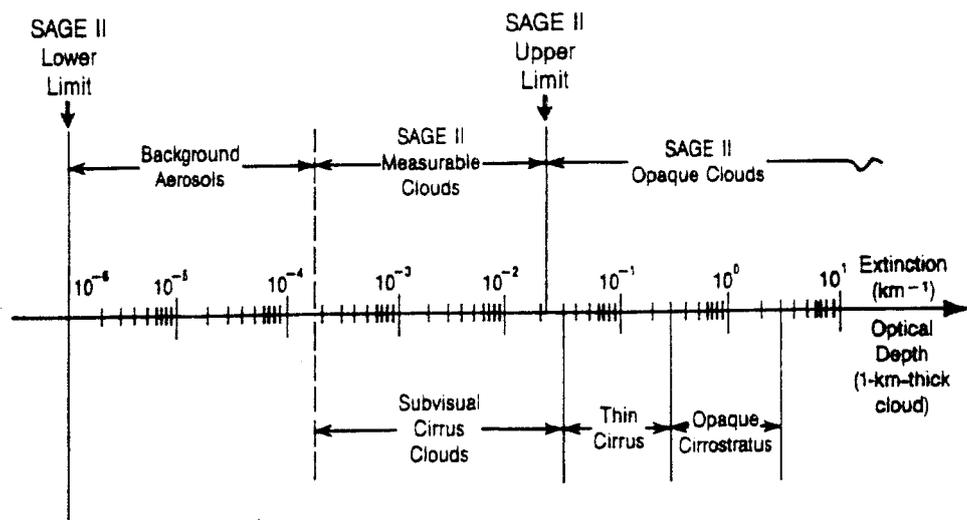


Figure IV.15. Echelle de correspondance entre l'extinction à $1 \mu\text{m}$ des mesures de SAGE II avec la classification des nuages sub-visibles et opaques

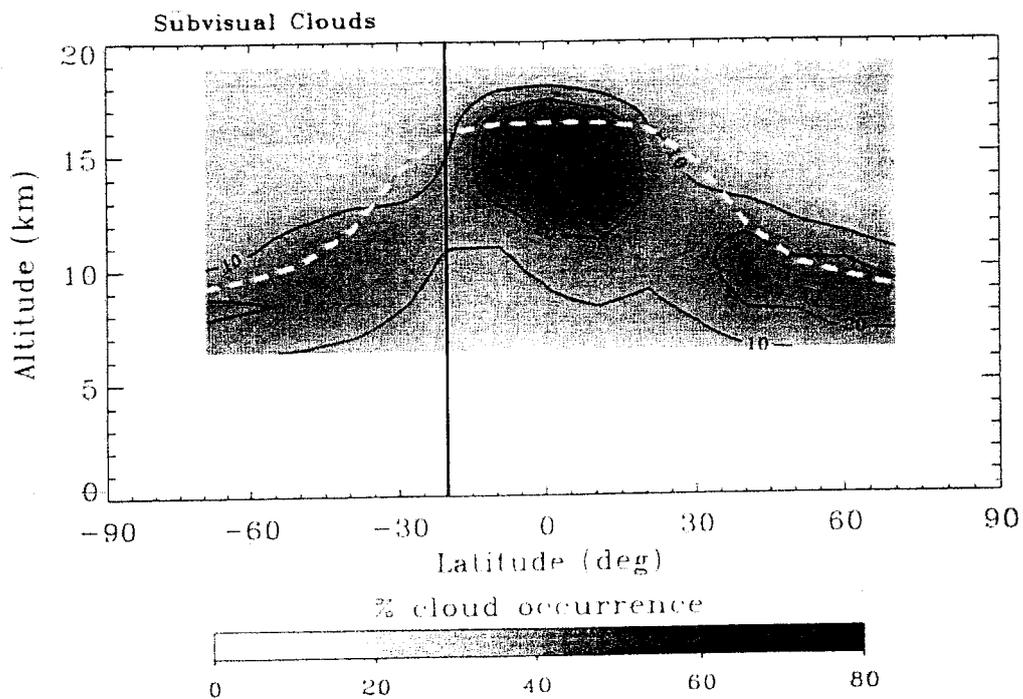


Figure IV.16. Distribution zonale moyenne sur 6 ans de la fréquence d'occurrence des SVC par SAGE II. Le trait pointillé correspond à la tropopause et le trait plein à la latitude de la Réunion, 21°S .

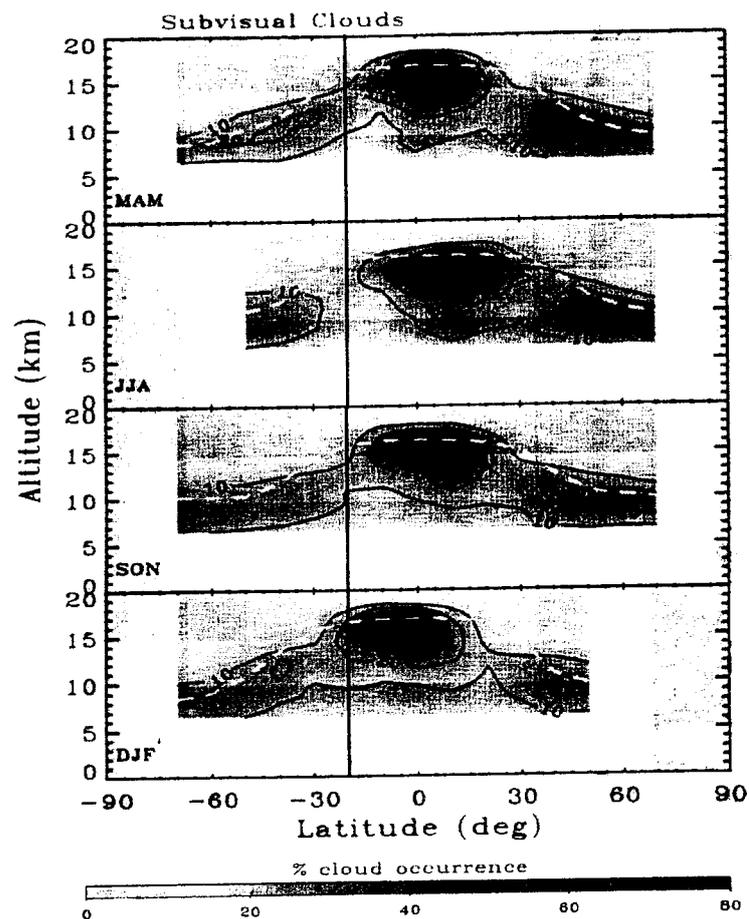


Figure IV.17. Variation saisonnière de la distribution zonale moyenne sur 6 ans de la fréquence d'occurrence des SVC par SAGE II. Le trait pointillé correspond à la tropopause et le trait plein à la latitude de la Réunion, 21°S.

Pour finir, nous pouvons voir sur les figures IV.16 et IV.17, qu'il y a plus de cirrus dans l'hémisphère Nord que dans l'hémisphère Sud et qu'à la latitude de l'OHP (44°N), l'occurrence des cirrus est plus forte que pour la latitude de l'OPAR (21°S). De la même manière, la fréquence des cirrus est plus importante à la latitude de Camagüey qu'à la latitude de la Réunion.

IV.6. Résumé et conclusion du chapitre IV

Dans cette étude, la base de données lidar Rayleigh/Mie à 532 nm de l'OPAR, sur la période 1996-2001, a été exploitée afin d'en déduire une climatologie des cirrus subtropicaux. Cette climatologie montre une variation saisonnière de l'occurrence des cirrus, avec une fréquence maximale pendant l'été austral, corrélé avec l'intensité et la position relative de

la ZCIT par rapport à la Réunion. Cette variation saisonnière dépend de la latitude d'observation.

La fréquence annuelle de cirrus au-dessus de la Réunion de 7% coïncide avec celle obtenue à partir des observations SAGE II de 10%. La base de données lidar de l'OPAR utilisée ne contient que des mesures lidar de nuit, par conséquent l'occurrence annuelle obtenue à la Réunion peut être modulée.

Les cirrus sub-visibles sont observés plus fréquemment que les cirrus visibles (65% contre 35%). Ce résultat est à associer à la méthode de détermination de l'épaisseur optique utilisée (méthode PI) et correspond au choix d'un rapport lidar effectif de 18.2 sr. Les résultats du chapitre III ont montré que sur les 4 cas de cirrus OPAR traités, la combinaison des méthodes MI/PI a donné un rapport lidar effectif de 23 sr en moyenne, ce qui permet de conforter le choix de 18.2 sr. De plus, la corrélation entre les méthodes MI et PI était proche de 1 sur les 4 cas OPAR traités, ce qui justifie le choix de la méthode PI. De plus, cette méthode est plus simple à mettre en œuvre quand il s'agit de traiter de grandes bases de données.

Chapitre V. La variabilité diurne des cirrus observés au dessus de la Réunion : Etude de cas

V.1. Introduction

Les mécanismes de formation, d'évolution de la structure et de dissipation des cirrus sont connectés à l'état dynamique de l'atmosphère (cisaillement de vent, turbulence, mouvements verticaux, température, humidité, ...) et associés à la quantité et à la distribution de vapeur d'eau. En retour, la présence des cirrus joue un rôle important sur la distribution verticale de la vapeur d'eau (présence de cristaux de glace, propriétés microphysiques, vitesse de sédimentation). Ils interviennent donc dans le transport de la vapeur d'eau dans l'atmosphère. Il est donc nécessaire d'identifier ces mécanismes pour comprendre et estimer leurs impacts sur la circulation de l'atmosphère et dans les bilans d'énergie.

En terme de bilan radiatif, l'effet net des cirrus (refroidissement ou réchauffement) n'est pas évident à évaluer parce que ni les propriétés microphysiques, ni les propriétés optiques ne sont paramétrées de manière suffisamment réaliste dans les modèles de grande échelle. La raison pour laquelle ils sont mal caractérisés est que plusieurs processus (rayonnement, distribution en vapeur d'eau et en aérosols, ondes de gravité, interaction avec les courants jets...) interviennent et interagissent à différentes échelles dans leur formation, leur cycle de vie et leur dissipation. Le maintien des cirrus résulte, d'équilibres fins entre différents processus et interactions entre eux et dépend du contexte météorologique et des processus de rétroactions.

Un des points clé concernant l'évaluation de l'impact des cirrus sur la température de l'atmosphère concerne donc l'étude de leur cycle de vie et des processus et mécanismes qui contribuent à l'évolution de leur structure (Chylek et Dobbie 1995, Smith et Jonas 1996, 1997, Boehm et al. 1999, Gu et Liou 2000).

Cette étude permet par ailleurs de soulever une interrogation concernant les propriétés des cirrus déterminées dans la climatologie présentée au chapitre précédent : Est ce que ces propriétés déterminées à une période fixe de la journée permettent d'estimer leur propriétés moyennes et leurs impacts ? En effet, la climatologie des cirrus au dessus de la Réunion montre la variabilité saisonnière à partir des données lidar de l'OPAR. Or, cette base de données lidar regroupe uniquement des mesures de nuit. Ces séries de mesures ont une durée moyenne de 3h00 et sont centrées sur 22h00 heure locale.

Dans ce chapitre, nous abordons la variabilité diurne des cirrus et leur impact radiatif. Pour cela, plusieurs séries de mesures lidar ont été spécifiquement conduites à l'OPAR pendant l'été austral 2003/2004 dans le but d'observer et de caractériser l'évolution (ou non) des cirrus tropicaux pendant la nuit et le lever du soleil. Le système lidar a été adapté pour réaliser des mesures de jour. La première partie de ce chapitre décrit donc brièvement les modifications que j'ai apportées au système lidar de l'OPAR. Ensuite, les caractéristiques du cirrus observé sont exposées. Afin d'interpréter la variabilité observée, la situation synoptique est analysée et des simulations idéalisées avec le modèle Mésos-NH sont présentées.

V.2. Evolution du système instrumental lidar de l'OPAR pour la mesure de jour et bilan des mesures

V.2.1. Evolution du système lidar de l'OPAR pour la mesure de jour

La station lidar de l'OPAR fait partie du réseau NDSC qui a pour objectif l'observation et la détection des changements climatiques de la stratosphère. Les mesures lidar Rayleigh/Mie et Raman à l'OPAR sont effectuées exclusivement la nuit afin d'obtenir un

rapport signal sur bruit élevé (cf. section III.2 et IV.2.1). Le protocole de mesure et la configuration instrumentale optimale, que l'on appellera "mode NDSC", ont donc été définis dans ce sens. J'ai donc fait des mesures lidar tests afin de déterminer un mode pour lequel des mesures de nuit et de jour puissent être faites sans avoir à modifier la configuration lidar au cours de la mesure. La différence primordiale entre des mesures lidar de jour et des mesures lidar de nuit est que le bruit de fond de ciel est beaucoup plus important la journée. Ceci réduit la portée du sondage lidar. Nous rappelons que le bruit de fond de ciel correspond au signal enregistré en l'absence de retour de photons provenant de la source laser. Deux solutions ont été envisagées afin de réduire le bruit de fond de ciel : 1) diminuer la sensibilité des détecteurs et/ou 2) diminuer l'intensité reçue. J'ai choisi la deuxième solution, puisque de cette manière, je gardais le maximum de sensibilité sur les détecteurs pour la nuit, tout en réduisant le bruit de fond de ciel à un niveau acceptable pour la journée. En mode NDSC, les tests ont permis de montrer que le signal lidar enregistré la journée est environ 10 fois plus intense que la nuit. Une combinaison de filtres optiques ne laissant passer qu'une partie du signal rétrodiffusé a donc été placée sur le chemin optique retour des photons afin de diminuer l'intensité du signal perçu. Ce mode est noté "mode BC". La figure V.1 présente l'évolution temporelle du bruit de fond de ciel (en bleu) en fonction de l'angle zénithal solaire (en vert).

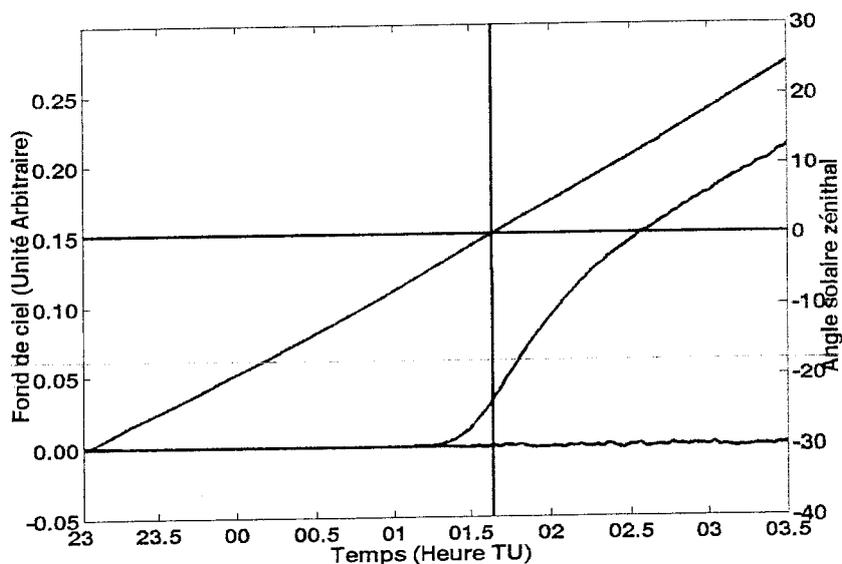


Figure V.1. Evolution temporelle du bruit de fond de ciel (en bleu avant correction et en rouge après correction) pour le 24 Décembre 2004 en fonction de l'angle zénithal solaire (en vert).

Le bruit de fond de ciel (en bleu) est nul jusqu'à 1h00 TU (c.a.d. nuit noir). Avant le lever du soleil à 1h40 TU (i.e. 05h40 en heure locale), le bruit de fond de ciel commence à augmenter. La courbe en rouge correspond à la variabilité du signal lidar sur les dernières portes après correction du bruit de fond de ciel. Les mesures de jour montre une variabilité plus importante, indiquant un rapport signal sur bruit plus faible.

V.2.2. Bilan des mesures

En mode BC, j'ai effectué 14 séries de mesure entre le 17 Décembre 2003 et le 07 Janvier 2004, ce qui représente un total de 106 heures d'observations. Le tableau IV.1 liste les dates, les heures (TU) ainsi que les temps de mesures pour chaque observations lidar.

Des cirrus ont été observés sur 5 des 14 séries de mesures.

Date et heure de début de mesure	Date et heure de fin de mesure	Temps de mesure (mn)	Observation particulière
17 Déc à 23h30	18 Déc à 02h57	207	Cirrus
18 Déc à 23h17	19 Déc à 06h30	433	Cirrus
19 Déc à 23h10	20 Déc à 05h27	377	Cirrus + nuages bas
21 Déc à 18h40	22 Déc à 01h20	460	Ciel clair
22 Déc à 17h55	23 Déc à 00h57	532	Ciel clair
23 Déc à 23h00	24 Déc à 03h47	287	Ciel clair
25 Déc à 16h43	26 Déc à 03h21	698	Ciel clair
26 Déc à 19h44	27 Déc à 02h08	439	Ciel clair
30 Déc à 17h49	31 Déc à 03h48	659	Ciel clair
01 Janv à 01h10	01 Janv à 04h47	357	Ciel clair
01 Janv à 19h13	02 Janv à 05h08	657	Cirrus
04 Janv à 18h04	04 Janv à 06h11	787	Nuages bas
06 Janv à 00h26	06 Janv à 01h15	101	Ciel clair
06 Janv à 23h14	07 Janv à 04h17	303	Cirrus

Tableau V.1. Récapitulatif des séries de mesure lidar en mode BC pour la saison austral 2003/2004 (Rappel : heure locale = heure TU +4).

V.3. Description du cas d'étude du 01/02 Janvier 2004

Nous avons choisi de présenter le cas du 01/02 Janvier 2004, parce que le cirrus se maintient pendant toute la durée de l'acquisition lidar. Ce cas nous permet d'étudier l'évolution du cirrus pendant la nuit et le lever du soleil.

V.3.1. La séquence lidar

La figure V.2 présente l'observation lidar de la nuit du 1^{er} au 2 Janvier 2004 de 19h13 TU à 05h08 TU. L'heure du lever du soleil à cette date était à 01h40 TU (i.e. 05h40 heure locale). Un cirrus monocouche est observé pendant la totalité de l'acquisition lidar. La base varie entre 12.7 km et 14.2 km avec une moyenne à 13.6 km. Le sommet varie entre 13.9 km et 15.8 km avec une moyenne à 14.8 km. Enfin l'épaisseur géométrique varie de 150 m à 3 km avec une moyenne de 1.2 km. La courbe rouge représente l'angle zénithal solaire. Sur la figure V.2, l'intensité de la rétrodiffusion lidar diminue pendant la nuit, de 19h13 à 00h30, et l'altitude et l'épaisseur géométrique du cirrus diminue. Puis au lever du soleil à 01h40, 2 séquences présentant une rétrodiffusion lidar importante ont été enregistrées. Enfin, on peut remarquer que l'épaisseur géométrique du cirrus reste relativement constante depuis le lever du soleil jusqu'à la fin de la mesure lidar et l'altitude du cirrus augmente légèrement.

V.3.2. La variation de l'épaisseur optique

La figure V.3 présente la comparaison des épaisseurs optiques déterminées avec les méthodes MI et PI (cf. section III.3.2.1 et II.3.2.2). Le coefficient de corrélation déterminé à partir de cette comparaison est de 0.97, ce qui permet de faire l'hypothèse d'un rapport lidar effectif constant dans le temps. Le rapport lidar effectif optimal déterminé à partir de la pente est de 25 sr. Cette valeur est dans la fourchette des valeurs de rapport lidar effectifs déterminés à la section III.4.4 (entre 20 et 27 sr) pour les 4 cas de cirrus OPAR.

L'épaisseur optique, déterminée avec la combinaison des méthodes MI/PI et avec les méthodes KI_f et KI_b , est présenté sur la figure V.4. L'épaisseur optique est de 0.7 au début de l'observation lidar et diminue jusqu'à quasiment 0 vers 00h30, où elle augmente.

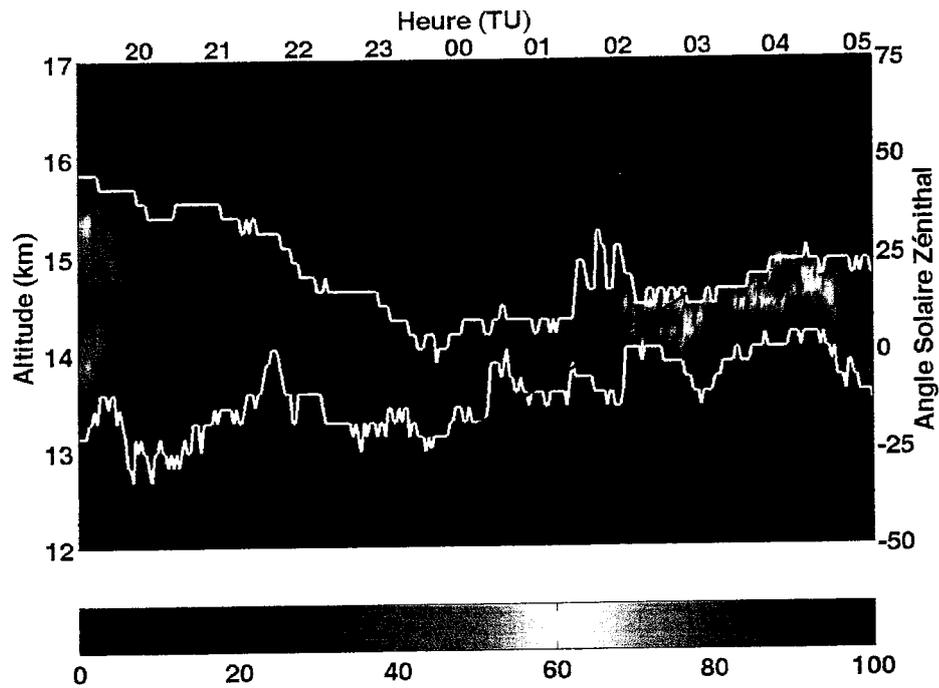


Figure V.2. Rapport de diffusion, déterminé à partir du signal de rétrodiffusion lidar Rayleigh/Mie, pour le cas OPAR du 1/2 Janvier 2004, en fonction du temps et de l'altitude. Les traits blancs correspondent aux bases et sommets détectés et le trait rouge à l'angle zénithal solaire.

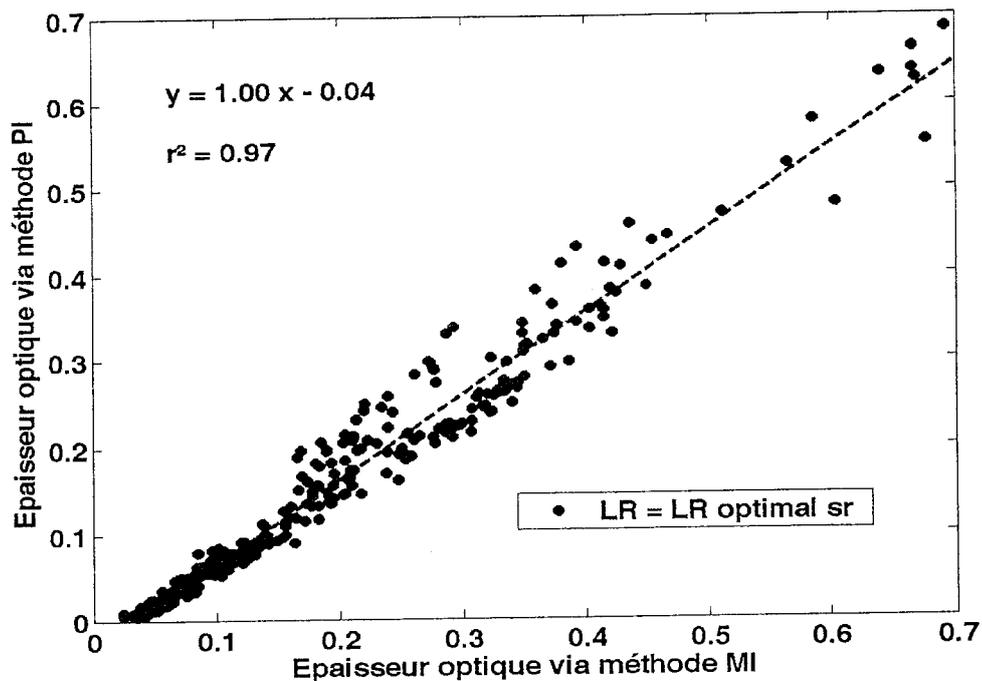


Figure V.3. Comparaison des épaisseurs optiques, dérivées des méthodes MI et PI, pour le cas OPAR du 1/2 Janvier 2004. Les points de couleurs noirs correspondent aux valeurs d'épaisseurs optiques calculées à partir de la valeur de rapport lidar effectif optimal de 25 sr obtenue avec la combinaison MI/PI. Le trait pointillé montre la régression linéaire.

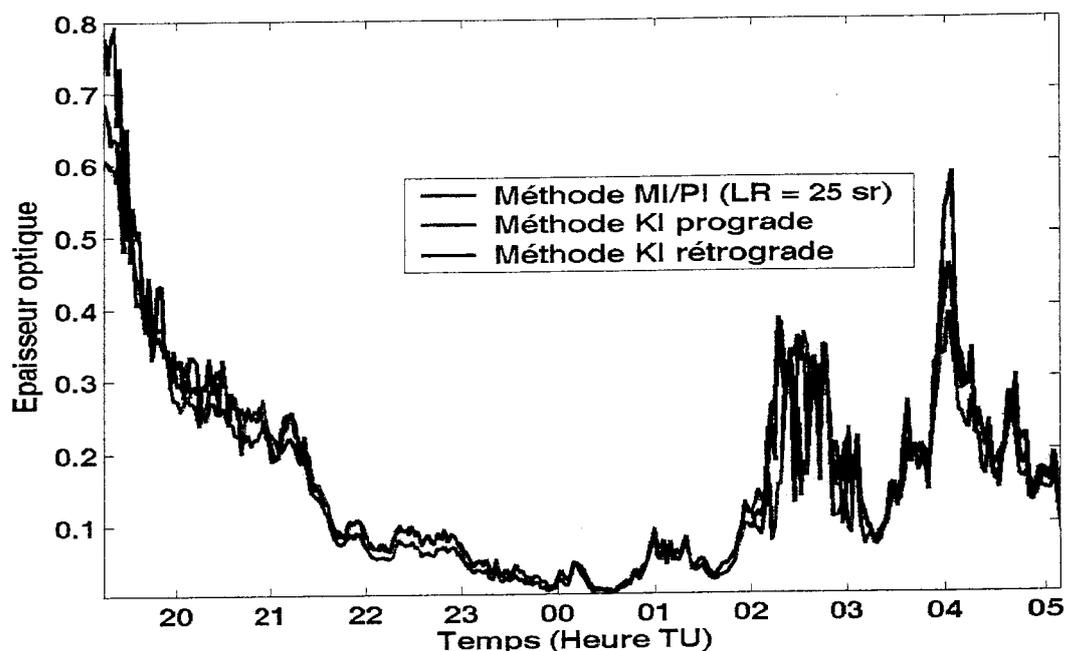


Figure V.4. Evolution temporelle de l'épaisseur optique pour le cas de cirrus OPAR du 1/2 Janvier 2004. La méthode MI/PI est en bleu, la méthode KI prograde en rouge et la méthode KI rétrograde en noir.

Entre 02h00 et 05h00, nous pouvons remarquer comme sur la figure présentant la séquence lidar (cf. figure V.4), 2 zones ayant une épaisseur optique plus forte. Le cirrus observé est un cirrus visible, puisque l'épaisseur optique est en moyenne supérieure au seuil entre VC et SVC de 0.03.

Les restitutions des inversions de Klett prograde et rétrograde coïncident avec celles de la combinaison des méthodes MI/PI (cf. figure V.4). La valeur moyenne du rapport lidar effectif optimal de 25 sr est bien appropriée pour ce cas et les observations sont adéquates pour que la restitution de l'épaisseur optique soit fiable.

V.3.3. Le forçage radiatif

Les profils d'extinction Klett rétrograde ont été utilisés afin d'estimer le forçage radiatif⁴¹ du cirrus observé. Les mêmes hypothèses de propriétés microphysiques et optiques que pour l'étude de sensibilité aux profils d'extinction ont été prises, à savoir principalement

⁴¹ Le forçage radiatif du cirrus est la différence des taux d'échauffement avec le cirrus et en ciel clair. Il correspond à l'impact radiatif du cirrus sur la température de l'atmosphère.

un rayon effectif de cristaux de $8.9 \mu\text{m}$ et les propriétés d'un modèle de cirrus froid (Baum et al. 2000).

Nous rappelons que les résultats de l'étude de sensibilité présentée à la section III.5 ont montré qu'avec les profils KI_b , la restitution verticale du forçage était similaire à celle déduite du profil Raman N_2 . Néanmoins, ce forçage peut être surestimé au centre du nuage de l'ordre de 2 à 3 °C/Jour.

Les résultats sont donnés sur la figure V.5 pour le forçage radiatif dans l'infrarouge et sur la figure V.6 pour le forçage radiatif total. Dans l'infrarouge, le cirrus bloque une partie du rayonnement tellurique, provoquant ainsi un réchauffement de l'atmosphère entre 0 et 1°C/Jour en dessous du nuage. Le réchauffement du au cirrus est plus important quand l'épaisseur optique est plus grande. Le cirrus provoque de ce fait un refroidissement de la stratosphère.

En additionnant le forçage radiatif dans le visible, nous obtenons la figure V.6. L'effet de serre du cirrus est, pour ce cas de cirrus, plus important que l'effet d'albédo, puisqu'au dessus du cirrus l'atmosphère est plus froide qu'en ciel clair. Pendant la nuit, le cirrus provoque un réchauffement de la troposphère. A l'aube, on observe une période pendant laquelle le cirrus a un impact négatif sur le chauffage des basses couches de l'atmosphère. A 02h00 TU, cet impact s'étend sur 8 km à partir de la surface. A mesure que le soleil se lève, cet impact diminue et s'annule vers 04h30. A l'aube, le soleil est rasant et l'albédo du nuage est important. Une partie importante du rayonnement solaire est réfléchi et ne pénètre pas dans les basses couches de l'atmosphère. A mesure que l'angle zénithal solaire augmente, le forçage du cirrus dans le visible diminue et on retrouve le forçage positif du cirrus dans l'infrarouge. La courbe bleue sur la figure V.6 montre le forçage radiatif du cirrus au niveau du sol. Le forçage est positif et diminue pendant la nuit à mesure que l'épaisseur optique diminue et au lever du soleil, le forçage est négatif et augmente pendant la matinée.

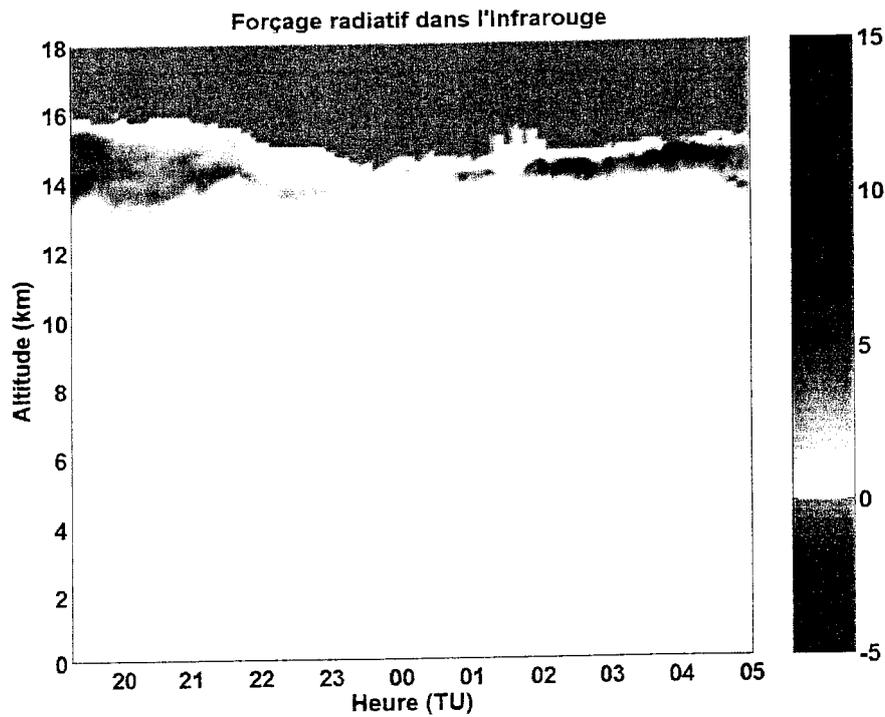


Figure V.5. Evolution temporelle du forçage radiatif (en °C/Jour) du cirrus observé du 1^{er} au 2 Janvier 2004 dans l'infrarouge.

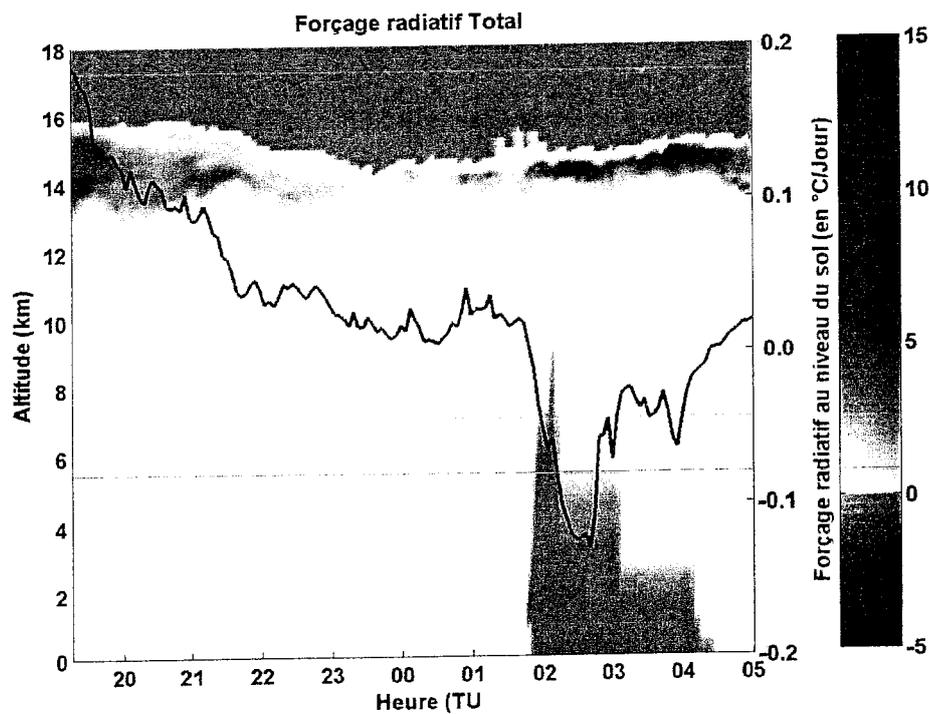


Figure V.6. Evolution temporelle du forçage radiatif total (en °C/Jour) du cirrus observé du 1^{er} au 2 Janvier 2004 et du forçage radiatif au niveau du sol (courbe bleue).

V.3.4. Hypothèses sur l'évolution de la variabilité observée la nuit et au lever du soleil

Les figures V.2 et V.4 montrent que le cirrus semble se dissiper pendant la nuit puisqu'on enregistre une diminution de l'intensité rétrodiffusée et de l'épaisseur optique. Au lever du soleil, l'intensité du signal rétrodiffusé et l'épaisseur optique augmentent. Au moins deux hypothèses, pouvant être combinées, peuvent être avancées pour expliquer les observations présentées sur les figures V.2 et V.4 :

- Variabilité spatiale : dans une première hypothèse, on peut considérer que le cirrus n'évolue pas et que c'est son advection au dessus du site de la Réunion qui dévoile sa structure spatiale et son inhomogénéité
- Variabilité temporelle : dans une deuxième hypothèse, on considère que le cirrus est spatialement homogène. C'est son évolution au cours du temps qui est observée sur les profils lidar. Cette évolution peut être gouvernée soit par des forçages de grandes échelles (ondes planétaires), soit par des forçages locaux (rayonnement), soit par des processus microphysiques.

Pour apporter des éléments pour comprendre la variabilité observée, nous présentons dans les parties V.4 et V.5 respectivement, la situation synoptique du cas du 01/02 Janvier 2004 et les résultats de la modélisation académique d'un cirrus et de l'influence du rayonnement sur son évolution.

V.4. La situation synoptique

V.4.1. La couverture nuageuse

La figure V.7 présente la couverture nuageuse dans la zone Océan Indien le 1^{er} Janvier 2004 à 21h30 TU observée par l'imageur MODIS⁴². Trois canaux ont été utilisés pour composer cette image. Ils sont centrés sur 8.5, 11 et 12 μm . Le cercle rouge indique l'île de la Réunion. Les nuages apparaissent en blanc sur cette composition. Plus ils sont hauts et

⁴² MODIS : Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

épais, plus ils apparaissent brillants. Les cirrus apparaissent en transparence. On peut observer une bande de cirrus au Nord de la Réunion.

La zone Océan Indien est sous l'influence d'une dépression tropicale, baptisée DARIUS le 29 Décembre 2003 (10.2°S, 64.4°E). La trajectoire de DARIUS est montrée sur la figure V.8. Le cyclone suit une trajectoire Sud-Ouest en direction de la Réunion et passe au plus près des côtes Est Réunionnaises la nuit du 2 au 3 Janvier 2004 à 300km. Pendant l'acquisition lidar, DARIUS se situait au Nord-Est de la Réunion à 600 km.

V.4.2. Les rétrotrajectoires

Des calculs de rétrotrajectoires ont été effectués à partir du modèle HY-SPLIT⁴³ (Draxler 1992, <http://www.arl.noaa.gov/ready/open/hysplit4.html>), afin d'indiquer les positions antérieures des masses d'air sondées par le lidar le 1^{er} et 2 Janvier 2004.

Les calculs ont été effectués sur 72 heures à des niveaux correspondant aux altitudes moyennes de la base et du sommet du cirrus. Les masses d'air au dessus de la Réunion lors de l'acquisition du 1^{er} au 2 Janvier 2004 proviennent de la partie sud du continent Africain (figure V.9). Elles ont une trajectoire rectiligne en direction de la Réunion avant de subir l'influence du cyclone DARIUS, indiqué par la cassure (passage de SE vers NO) sur les rétrotrajectoires.

V.4.3. Les champs météorologiques

Les figures V.10 présentent l'humidité relative par rapport à l'eau au niveau 150hPa (environ 13 km) dans la zone Océan Indien, ainsi que les champs de vent à différentes heures obtenues à partir des données du Centre Européen ECMWF⁴⁴. Sur les cartes du 1^{er} Janvier 2004 à 18h00 TU et du 2 Janvier 2004 à 00h00 TU, la zone du cyclone DARIUS présente une humidité relative par rapport à l'eau de l'ordre de 70%. Au Nord-Ouest de la Réunion, on peut noter une zone de forte humidité relative associé à la présence du cirrus. Sur les cartes du 2 Janvier 2004 à 06h00 TU et 12h00 TU, on repère la bande nuageuse visible sur l'image MODIS (cf. figure V.7).

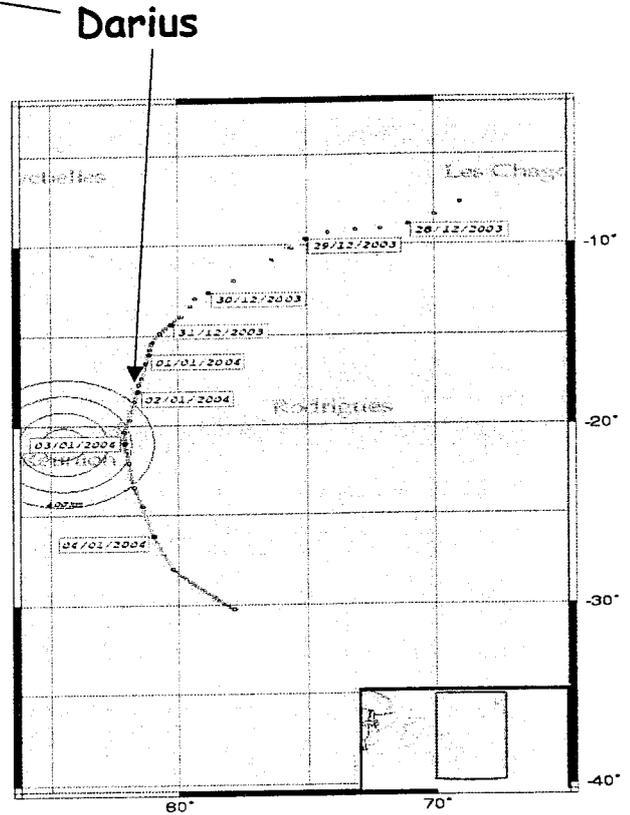
⁴³ HY-SPLIT : Hybrid single-particle Lagrangian integrated trajectories

⁴⁴ ECMWF : European Centre for Medium-Range Weather Forecasts



Figure V.7. Image composite de MODIS (canaux à 8.5, 11 et 12 μm) lors de son passage au dessus de la Réunion le 1^{er} Janvier 2004 à 21h30 TU.

Figure V.8. Trajectoire du cyclone DARIUS du 27/12/2003 à 12h00 TU au 04/01/2004 à 12h00 TU.



Backward trajectories ending at 05 UTC 02 Jan 04
FNL Meteorological Data

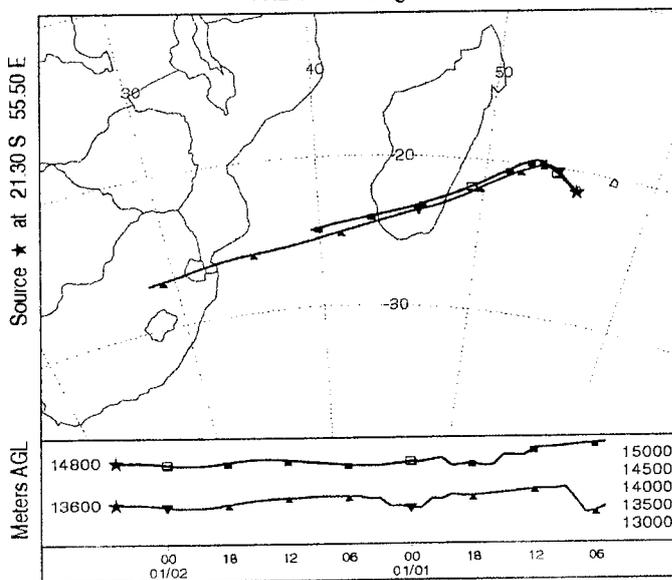


Figure V.9 Rétrotrajectoires des masses d'air à 13.6 km (altitude moyenne de la base du cirrus) et 14.8 km (altitude moyenne du sommet du cirrus), arrivant le 2 Janvier 2004 à 05h00 TU au dessus de la Réunion.

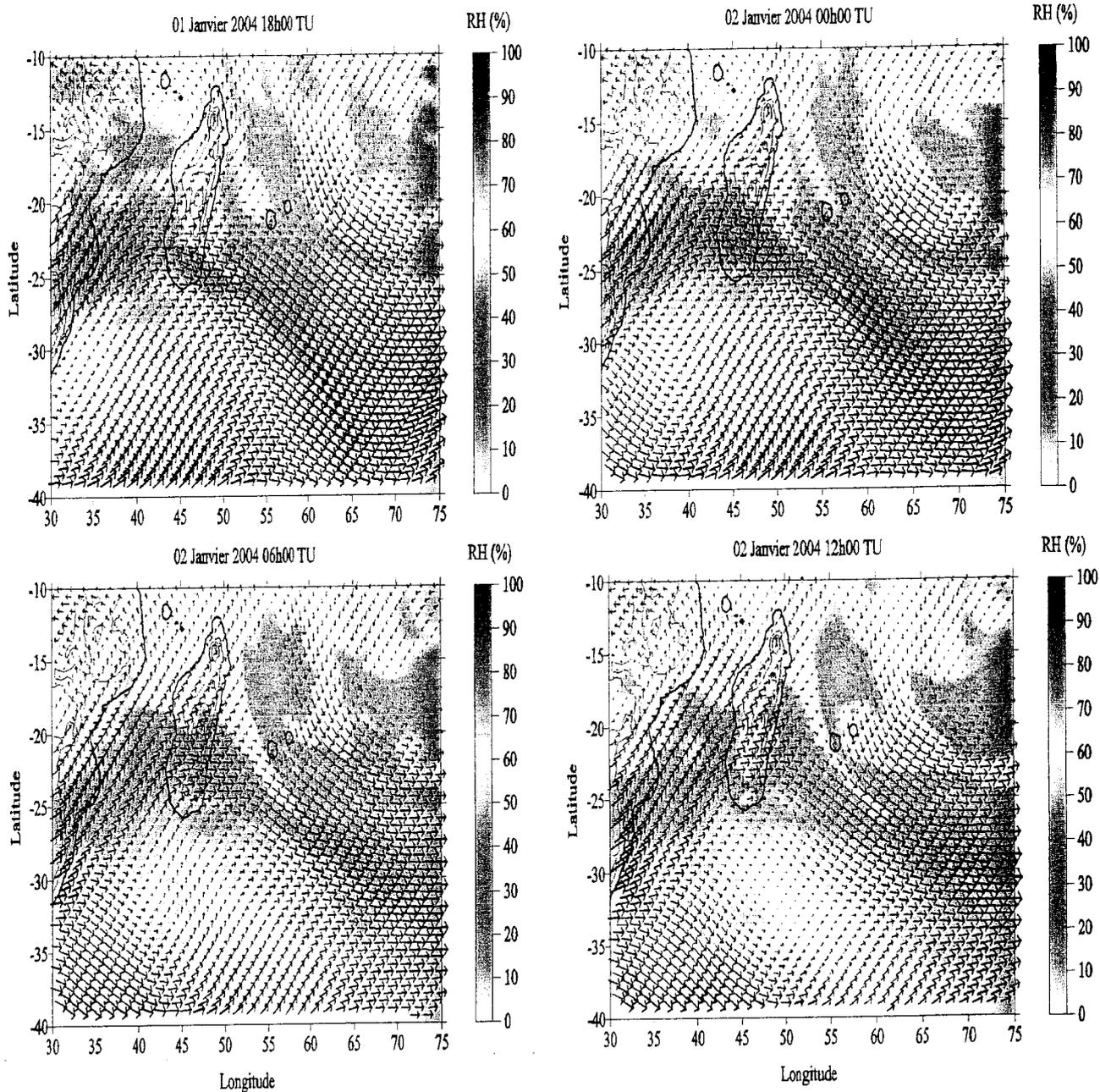


Figure V.10. Champs de vent et coupes horizontales de l'humidité relative par rapport à l'eau liquide à 150hPa (environ 13km) pour le 01 Janvier 2004 à 18h00 TU (en haut à gauche), pour le 02 janvier 2004 à 00h00 TU (en haut à droite), pour le 02 Janvier 2004 à 06h00 TU (en bas à gauche) et pour le 02 janvier 2004 à 12h00 TU (en bas à droite).

V.4.4. Conclusion sur la situation synoptique

Les analyses des images MODIS et des rétrotrajectoires montrent que l'évolution temporelle du cirrus observée à la Réunion peut être due à la présence du cyclone DARIUS et à l'advection de la couverture nuageuse. L'hypothèse d' "advection" est donc plausible et la variabilité du cirrus observée peut être due au déplacement d'un cirrus hétérogène.

V.5. Le cycle de vie

L'utilisation de la modélisation dans cette partie a pour but de simuler un cas idéalisé simple de cirrus, afin de mettre en évidence l'influence du rayonnement et des processus microphysique sur son évolution. Nous avons utilisé le modèle Méso-NH et effectué une étude de sensibilité aux propriétés radiatives des particules et à la vitesse de sédimentation des cristaux sur l'évolution d'un cirrus.

V.5.1. Le modèle méso-échelle : Méso-NH

Le modèle méso-échelle Méso-NH est un modèle développé par le Centre National de Recherche en Météorologie et le Laboratoire d'Aérodynamique de Toulouse (Lafre et al. 1998). Le but premier du développement de Méso-NH a été de traiter explicitement la convection humide : nuages chauds de couche limite et systèmes convectifs précipitants. Le modèle permet de simuler des phénomènes météorologiques à l'échelle synoptique : de quelques centaines de mètres à quelques centaines de kilomètres. Il comporte un schéma dynamique non hydrostatique. La turbulence, l'advection, le rayonnement et la microphysique sont prises en compte. Le schéma microphysique est du type bulk (cf. section II.4.3). Méso-NH pronostique les contenus en eau pour 5 types d'hydrométéores (2 liquides et 3 glacés).

Une première évaluation du modèle Méso-NH pour la modélisation spécifique de cirrus a été conduite à l'occasion de l'exercice d'intercomparaison de modèles du GEWEX Cloud System Studies (Starr et al. 2000, GCSS) (cf. section II.5). Il a été montré dans cet exercice que d'une part le modèle Méso-NH surestime le contenu en glace et que d'autre part le modèle n'arrive pas à dissiper le nuage (cf. figure II.10). Il a clairement été mis en évidence

l'absence de puits de glace dans le modèle, probablement due à une vitesse de chute des particules trop faible.

V.5.2. Sensibilité aux paramètres clés

Le schéma microphysique développé dans Méso-NH (Caniaux 1994, Pinty et al. 1998), décrit cinq espèces d'hydrométéores : deux en phase liquide (les gouttelettes d'eau et nuageuse) et trois en phase glace (la glace primaire, les agrégats et le grésil (i.e. glace précipitante)). Les espèces sont caractérisées par des distributions en taille prescrites dans le modèle. Pour chaque espèce, des paramètres de forme a et b relient la masse d'une particule à sa dimension (cf. Eq. V.1) et des paramètres c et d relient la vitesse de sédimentation des particules à leur taille (cf. Eq. V.2) :

$$m = aD^b \quad \text{Eq. V.1} \qquad v = cD^d \quad \text{Eq. V.2}$$

La valeur des paramètres a , b , c et d dépend de la forme de chaque espèce et est déterminée à partir d'études théoriques et de mesures in situ. Nous avons choisi arbitrairement la forme colonne pour décrire la phase glace. Les paramètres c et d sont tels que la vitesse de sédimentation est de 2 mm/s pour une particule d'environ 10 μm . A priori, une vitesse de sédimentation de l'ordre du mm/s est trop faible. Nous avons testé différentes vitesses de chute de particules plus importantes : de 10 et 20 cm/s, pour des particules de l'ordre de 10 μm . Pour cela, le paramètre c a été multiplié respectivement par 50 et 100.

Le schéma de rayonnement dans Méso-NH prend en compte le visible et l'infrarouge pour des colonnes d'air indépendantes. Le schéma de rayonnement a été développé pour des nuages chauds. Dans le visible, deux intervalles spectraux sont considérés 0.20-0.68 μm et 0.68-4.00 μm et dans l'infrarouge, six bandes spectrales de 0 à 1450 cm^{-1} sont considérées (Morcrette 1991).

Dans l'infrarouge, une paramétrisation du type Ebert et Curry (1992) (noté EC) est utilisé pour relier les propriétés optiques du nuage et ses caractéristiques microphysiques. L'épaisseur optique est calculée à partir du contenu en glace intégré et du rayon effectif :

$$\delta_{ir} = \beta K_i IWP \quad \text{Eq. V.3}$$

$$\text{avec : } K_i = \alpha_i + \gamma_i / r_e \quad \text{Eq. V.4}$$

où, δ_{ir} est l'épaisseur optique dans l'infrarouge, IWP le contenu en glace intégré, r_e le rayon effectif et β le facteur de diffusivité égal à 1.66. Les termes α_i et γ_i sont des coefficients de paramétrisation fonction de la longueur d'onde.

Dans le modèle Méso-NH, le terme K_i dans l'équation V.4 est le coefficient d'absorption massique de la glace et vaut 0.113 m²/kg, ce qui correspond pour la paramétrisation EC à un $r_e = 17.5 \mu\text{m}$.

Dans le visible, l'épaisseur optique est calculée à partir du contenu en glace intégré selon la paramétrisation Sun et Shine (1985) (noté SS) :

$$\delta_{vis} = F \times \frac{IWP}{(0.0306 + 0.2548 \times IWP)} \quad \text{Eq. V.5}$$

où, δ_{vis} est l'épaisseur optique dans le visible, IWP le contenu en glace intégré et F est un facteur de correction qui dépend de la température et qui intervient pour des particules de taille inférieure à 20 μm .

Dans la paramétrisation SS, le rayon effectif n'intervient pas de manière explicite. Nous avons modifié les propriétés optiques des particules dans le schéma de rayonnement de Méso-NH, de telle manière que dans l'infrarouge et dans le visible, l'épaisseur optique soit calculée selon la paramétrisation EC. Dans le visible, la paramétrisation EC donne l'épaisseur optique suivante :

$$\delta_{vis} = IWP \times \left(a_i + \frac{b_i}{r_e} \right) \quad \text{Eq. V.6}$$

où, a_i et b_i sont des coefficients de paramétrisation fonction de la longueur d'onde.

Le rayon effectif utilisée dans la paramétrisation est le même que celui utilisé pour les calculs de transfert radiatif utilisant un modèle de cirrus froid. Le rayon effectif vaut 8.9 μm (cf. section III.5 et Annexe C.).

Les paramétrisations pour l'épaisseur optique deviennent :

$$\delta_{ir} = 220 \times IWP \quad \text{et} \quad \delta_{vis} = 270 \times IWP$$

V.5.3. Le protocole de simulation

L'ensemble des simulations qui ont été effectuées est basé sur le protocole de simulation défini dans le cadre de l'exercice d'intercomparaison du GEWEX (Starr et al. 2000). Les profils utilisés pour initialiser les simulations idéalisées sont issus des profils de température et d'humidité du GEWEX. Ces profils ont été modifiés afin d'adapter les simulations au cas de cirrus observé : nuage entre 14 et 16 km et tropopause à 17 km. Ces profils sont donnés sur la figure V.11.

L'instant $t = 0$ de la simulation correspond pour toutes les simulations à l'heure du début de l'observation lidar. Nous avons contraint le modèle pour qu'à cet instant, l'épaisseur optique du cirrus soit celle mesurée au début de la mesure lidar (c.a.d. 0.7) et les altitudes de base et de sommet correspondent aux limites du cirrus au début des observations.

Le modèle est libre : aucun forçage des échelles supérieures n'est imposé.

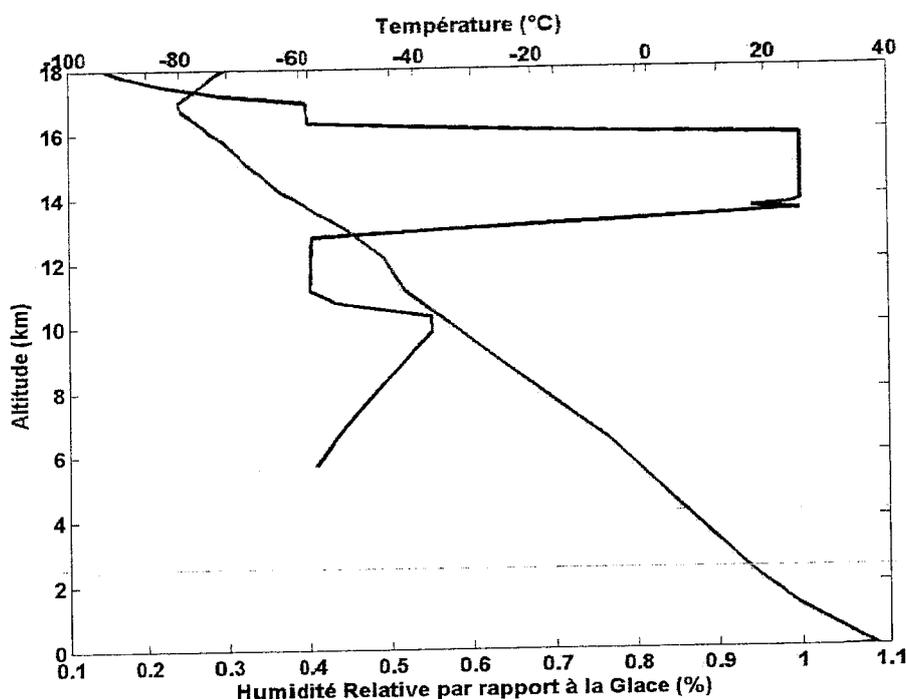


Figure V.11. Evolution temporelle de l'épaisseur optique visible calculée dans Méso-NH pour les 12 simulations. Les traits pointillés correspondent aux simulations 1D et les traits pleins aux

Nous avons effectué des simulations en une et deux dimensions. En 1D, nous pouvons suivre l'effet direct du rayonnement sur la colonne atmosphérique et donc sur le cirrus. En 2D, l'impact de l'effet du rayonnement est pris en compte sur le domaine de simulation et peut interagir avec la dynamique.

Le domaine de simulation 2D s'étend horizontalement sur 25,6 km avec une résolution de 100 m. En 1D et 2D, la résolution verticale est de 50 m dans le nuage et s'étend jusqu'à 20 km d'altitude avec 74 niveaux. Une zone tampon de 2 km a été appliquée au sommet du domaine pour atténuer la propagation de la réflexion des ondes. Les conditions aux bords du domaine sont cycliques. Pour créer de la turbulence et de la dynamique en 2D, une perturbation artificielle (en moyenne nulle) sur la température de $\pm 0.01^\circ\text{K}$ est appliquée entre 14 et 16 km d'altitude. La résolution temporelle du modèle est de 10 s et le rayonnement est actualisé toutes les 60 s.

Six simulations ont été effectuées avec Méso-NH en 1D et 2D :

1. Simulation de référence avec la version de base de Méso-NH, notée VDB
2. Simulation avec une vitesse de sédimentation multiplié par un facteur 50, notée VIT*50
3. Simulation avec une vitesse de sédimentation multiplié par un facteur 100, notée VIT*100
4. Simulation avec le schéma de rayonnement d'Ebert et Curry, notée EC
5. Simulation avec le schéma de rayonnement d'Ebert et Curry et une vitesse de sédimentation multipliée par 50, notée EC VIT*50
6. Simulation avec le schéma de rayonnement d'Ebert et Curry et une vitesse de sédimentation multipliée par 100, notée EC VIT*100

V.5.4. Résultats des simulations : descriptions et interprétations

L'évolution du cirrus dans chaque simulation est décrit par rapport à l'évolution temporelle de l'épaisseur optique, afin de pouvoir la comparer aux observations. En 1D, l'épaisseur optique correspond à l'épaisseur optique de la colonne atmosphérique. En 2D, le

profil moyen de contenu en glace est déterminé avant de calculer l'épaisseur optique. Les résultats des simulations sont synthétisés sur la figure V.12. Les observations sont en noir, les simulations 1D en traits pointillés et les simulations 2D en traits pleins.

L'épaisseur optique simulé avec la version VDB, en 1D, diminue pendant la nuit. Au lever du soleil, cette décroissance est accélérée.

La modification de la vitesse de chute des particules (pointillé vert et jaune) a pour effet de faire sédimenter les cristaux plus rapidement, les entraînant dans une zone sous-saturée où ils s'évaporent. On observe alors une décroissance de l'épaisseur optique plus importante que dans la simulation VDB. Pour une vitesse de sédimentation multipliée par 100, la décroissance est proche de celle observée.

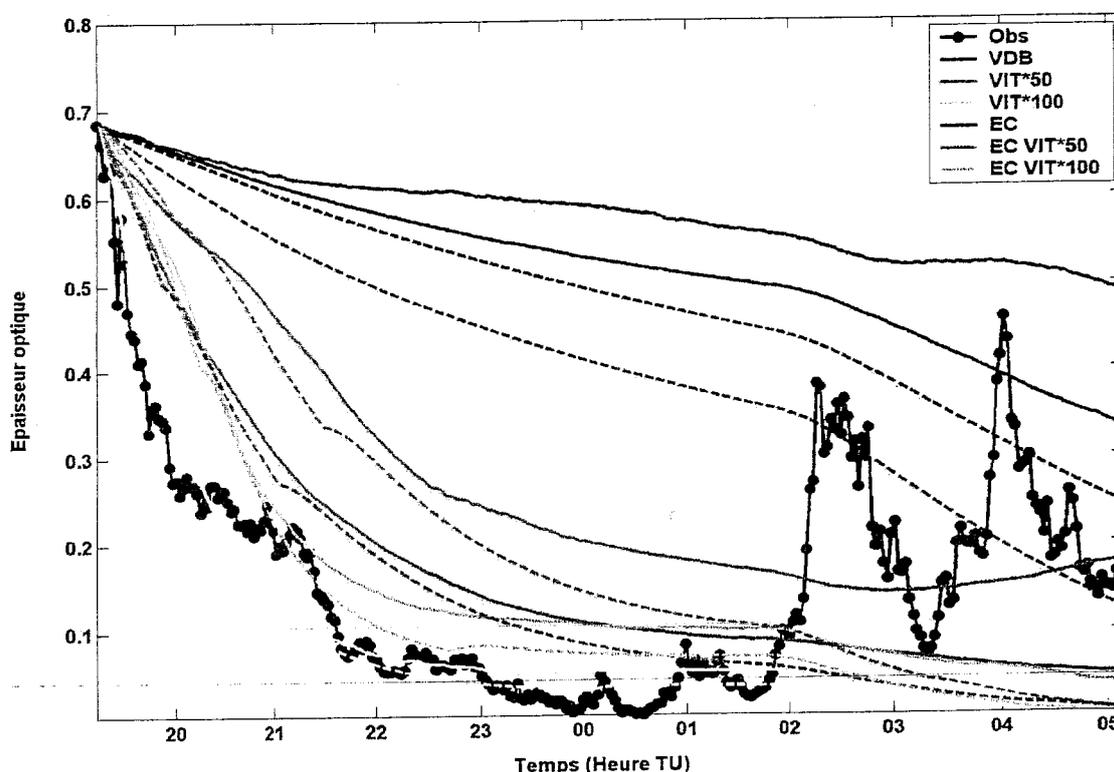


Figure V.12. Evolution temporelle de l'épaisseur optique visible calculée dans Méso-NH pour les 12 simulations. Les traits pointillés correspondent aux simulations 1D et les traits pleins aux simulations 2D. L'épaisseur optique du cas du 01/02 Janvier 2004 est représentée en trait noir. Le lever du soleil est à 01h40 TU (05h40 en heure locale).

En 1D, pour une même vitesse de sédimentation, quand le schéma de rayonnement est modifié, les simulations montrent que :

- 1) en comparant VDB à EC (passage de pointillé bleu à pointillé rose), le rayonnement a pour effet d'accélérer l'évaporation du cirrus. Dans ces simulations, les vitesses de chutes des particules sont très faibles. Le cirrus ne se dissipe alors pas par sédimentation, mais sous l'effet du rayonnement infrarouge et visible qui réchauffent la couche de cirrus. Le taux d'échauffement est positif et est plus important dans le cas où le rayonnement est modifié. Le choix d'un rayon effectif de $8.9 \mu\text{m}$ donne ici un poids plus important à l'effet du rayonnement sur la dissipation du cirrus.
- 2) en comparant VIT*50 à EC VIT*50 (passage de pointillé vert à pointillé bleu ciel) et VIT*100 à EC VIT*100 (passage de pointillé jaune à pointillé gris), le rayonnement a moins d'impact sur la dissipation du cirrus, pour des vitesses de sédimentation plus importantes. Pour des vitesses de sédimentation élevées, le cirrus se dissipe principalement par sédimentation des particules. Au début, le forçage radiatif positif du cirrus est important et le taux d'échauffement dans l'infrarouge est positif. Le cirrus s'évapore aussi sous l'influence du rayonnement au début de la simulation. A mesure que le cirrus sédimente, le forçage positif du cirrus diminue et le taux d'échauffement devient négatif. Le cirrus est alors maintenu par l'influence du rayonnement. Ce maintien est d'autant plus important que l'effet du rayonnement est important.

En 2D, l'effet de la vitesse de sédimentation est la même qu'en 1D, à savoir une décroissance plus importante à mesure que la vitesse de chute augmente.

Les modifications apportées sur la vitesse de sédimentation servent à créer un puits de glace dans le modèle, puisque la vitesse de sédimentation joue un rôle sur la répartition verticale du nuage. Pour obtenir une décroissance en épaisseur optique du même ordre de grandeur que sur les observations du cas du 01/02 Janvier 2004, une modification de la vitesse de sédimentation est nécessaire (multiplication par un facteur 50 ou 100).

Pour une même configuration de simulation (i.e. même schéma de rayonnement et même vitesse de sédimentation), les épaisseurs optiques des simulations effectuées en 2D sont plus fortes que celles en 1D (passage de traits pointillés à traits pleins pour une même couleur).

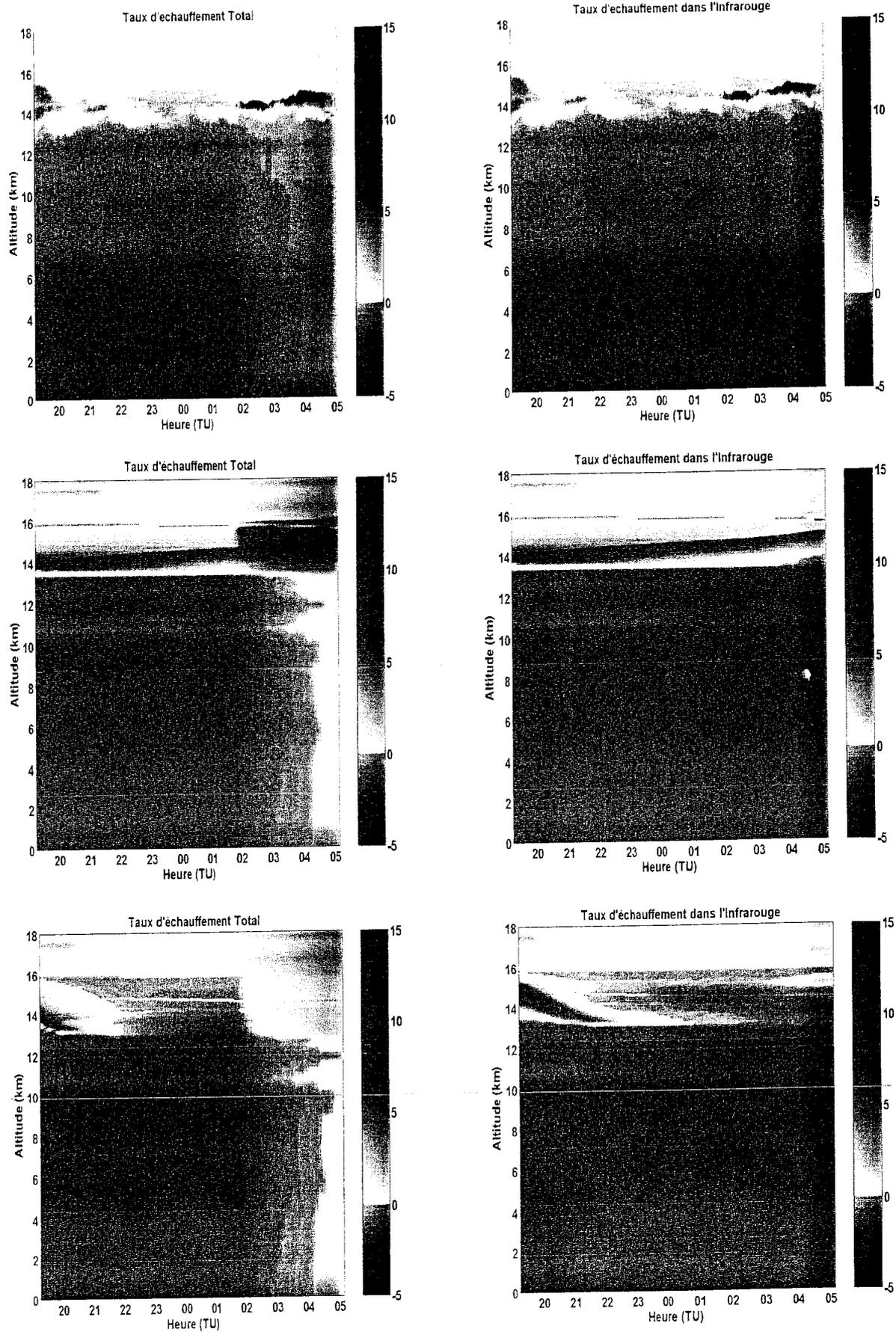


Figure V.13. Evolution temporelle du taux d'échauffement total (en °C/Jour) à gauche et infrarouge à droite pour le cas de cirrus du 01/02 Janvier 2004 en haut, pour le cas VDB au milieu et pour le cas EC VIT*50 en bas.

V.6. Résumé et conclusion du chapitre V

L'étude de cas présenté dans ce chapitre montre l'évolution un cirrus entre le 1^{er} Janvier 2004 à 19h13 TU et le 02 Janvier 2004 à 05h08 TU. A partir du début des observations (23h13 heure locale), le cirrus se dissipe fortement et devient optiquement très fin au bout de 5 heures. Le cirrus se maintient avec une épaisseur optique faible avant de se renforcer juste après le lever du soleil.

L'analyse des champs synoptiques et des images satellites démontrent que ce cirrus est probablement influencé par la proximité du cyclone DARIUS. La variabilité de l'épaisseur optique peut être une conséquence de l'advection du nuage et/ou du forçage provoqué par des ondes engendrées par le système dépressionnaire.

Cette variabilité pourrait aussi être associé à l'évolution propre du cycle de vie du cirrus. Pour tester cette hypothèse, nous avons effectué des simulations à partir du modèle Méso-NH. Nous avons montré la forte sensibilité de l'évolution du nuage aux paramétrisations microphysique (vitesse de sédimentation) et radiatives, sans parvenir à une réactivation très prononcée du cirrus au lever du soleil.

Nous avons vu qu'un des paramètres clés dans la paramétrisation des propriétés optiques en fonction des propriétés microphysique est le rayon effectif. Dans les estimations de forçage radiatifs effectués sur le cas de cirrus observé et sur les simulations, ce rayon effectif est constant. Or la réponse du cirrus et l'impact sur son évolution face au rayonnement dépend beaucoup de ce paramètre. Le travail de thèse d'Odile Thouron (2003) actuellement poursuivi par Sophie Prud'homme consiste à développer un nouveau schéma microphysique adapté à la simulation des cirrus à méso-échelle. Ce nouveau schéma permettra de mieux décrire les classes de particules (taille, forme et nombre de particules). La prise en compte de ses nouvelles informations dans le schéma de rayonnement, permettra d'une part de mieux contraindre le modèle pour des simulations de cirrus et d'autre part de mieux isoler et décrire les impacts respectifs des différents processus qui interviennent dans l'évolution du cirrus.

Chapitre VI. Conclusions et perspectives

Les travaux de recherche effectués pendant ces trois années de thèse a permis une exploitation spécifique pour l'étude des cirrus tropicaux de la base de données et de l'instrumentation lidar de l'Observatoire de Physique de l'Atmosphère de la Réunion. Les techniques de base d'exploitation d'observations lidar Rayleigh/Mie et Raman ont été utilisés et adaptés. Leur confrontation a permis de décrire les limites de chacune d'entre elles. Nous avons pu démontrer la richesse de coupler plusieurs techniques pour améliorer les restitutions. Ce travail était d'autant plus important qu'il est rapidement apparu que les cirrus observés au dessus de la Réunion était particulièrement fin. Cet outil de diagnostic, adapté au traitement de grande base de données et aux études de cas, permet d'une part de mieux caractériser les fines épaisseurs optiques fréquemment observées pour les cirrus tropicaux et d'autre part de fournir une information supplémentaire et complémentaire sur les propriétés microphysiques du cirrus. En effet, le rapport lidar effectif est un paramètre microphysique qui dépend de la taille, de la forme et de l'orientation des particules. Ce premier travail préparatoire a fait l'objet d'une publication à Applied Optics (Cadet et al. 2004).

Une première application de cet algorithme a porté sur l'exploitation de la base de donnée lidar de 1996 à 2001. Cette analyse a permis de mettre en évidence le cycle saisonnier d'occurrence des cirrus au dessus de la Réunion. Cette variabilité, cohérente avec les observations satellitales, est fortement corrélée à la variabilité saisonnière de l'humidité relative dans la troposphère. La climatologie déduite des mesures lidar de nuit montre une prépondérance de cirrus sub-visibles. Elle se différencie des climatologies de cirrus aux latitudes moyennes où des nuages plus épais sont souvent observés, et un cycle saisonnier beaucoup moins prononcé. Cette climatologie de cirrus a été publiée dans Geophysical Research Letters (cadet et al. 2003).

La deuxième application porte sur une étude de cas qui a permis de suivre l'évolution d'un cirrus mono-couche, pendant l'été austral 2003/2004, sur une grande partie de la nuit et pendant le lever du soleil. Pour cette étude, nous avons adapté le système lidar Rayleigh/Mie de l'OPAR pour des mesures de jour. Nous avons couplé l'exploitation des restitutions de l'épaisseur optique lidar à des simulations à méso-échelle à partir du modèle Meso-NH. Cette étude a permis de montrer que les processus radiatifs et microphysiques interviennent et interagissent dans l'évolution du cirrus et dans sa durée de vie. Néanmoins, les mécanismes ne sont pas clairement définis et il est difficile avec uniquement ce type de mesure de découpler l'évolution propre du cirrus du forçage météorologique grande échelle.

Les mesures systématiques qui ont servi pour l'étude climatologique des cirrus ont été effectuées en début de nuit. L'étude de cas a montré la variabilité nocturne et en début de journée d'un cirrus. D'autres études de cas, à d'autres périodes de la journée, doivent être réalisées pour appréhender le cycle de vie des cirrus et compléter la climatologie. Ce type d'étude, en contraignant les paramétrisations dans les modèles, devraient aussi permettre de mieux comprendre les interactions entre nuages et rayonnement. L'étude de ces interactions, très sensibles pour la durée de vie de ce type de nuage, devrait améliorer les estimations de leur forçage radiatif, de leurs impacts sur la chimie de la haute troposphère ou encore sur les échanges troposphère/stratosphère.

Pour optimiser ce type d'études, des moyens supplémentaires (aéroportées ou spatiaux) seraient très utiles pour séparer la contribution de l'advection et de l'évolution propre du nuage enregistrées sur les observations lidar de surface. Il est aussi important d'avoir des observations complémentaires pour contrôler le forçage des échelles supérieures. Ce type d'observations lidar, couplées sur différents vecteurs, seront mises en place lors de campagnes de mesures telles que les campagnes de validation du satellite CALIPSO ou durant la campagne intensive AMMA.

Ces campagnes de mesures permettront d'améliorer la compréhension et la modélisation des processus dans les modèles sur des cas bien documentés et permettront aussi de valider les méthodes de restitution des caractéristiques des cirrus depuis l'espace. Les progrès effectués sur quelques cas pourront alors être généralisés grâce à l'apport de la répétitivité et de la couverture géographique des prochains moyens spatiaux.

Annexe A. Le lidar

A.1. Principe général

Le terme LIDAR est l'acronyme pour Ligth Detection And Ranging et désigne un instrument de télédétection active (Collis 1966). Son principe de fonctionnement est équivalent à celui du radar. La technique lidar consiste à émettre dans l'atmosphère de la lumière sous forme de paquet d'impulsion laser de courte durée et à une certaine longueur d'onde. L'interaction de l'onde laser avec les différents constituants atmosphériques (gaz, particules, nuages, ...), par des processus d'absorption et de diffusion, permet à une partie de la lumière d'être renvoyée vers l'instrument. C'est ce qu'on appelle le processus de rétrodiffusion. La lumière rétrodiffusée est reçue par un ou plusieurs télescopes et est convertie en signaux électriques. A partir de l'intensité du signal électrique, il est possible de déduire diverses propriétés de l'atmosphère. La figure A.1 décrit le principe de fonctionnement d'un lidar à rétrodiffusion.

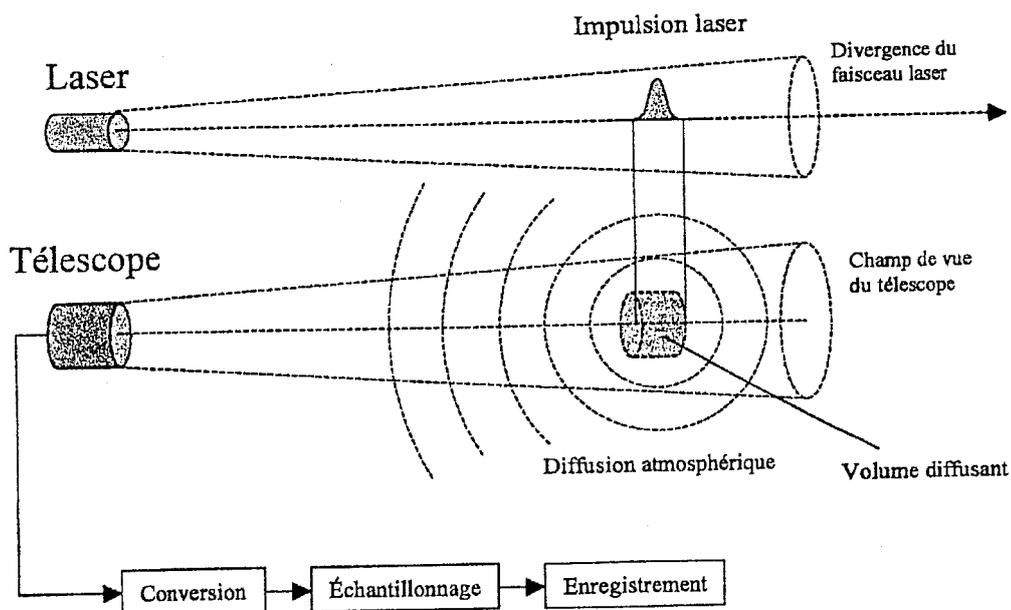


Figure A.1. Schéma du principe de fonctionnement d'un lidar à rétrodiffusion.

Il existe plusieurs types de lidar. Ils se différencient selon le type d'interaction de l'onde avec les particules et/ou les molécules atmosphériques : lidar Rayleigh/Mie, lidar Ozone, lidar Raman, lidar Vapeur d'eau... Chaque lidar permet de déduire un ou plusieurs paramètres atmosphériques comme la température, la concentration d'ozone, la densité de l'air ou encore l'intensité et la direction du vent... Le lidar à rétrodiffusion peut être ainsi utilisé pour sonder l'atmosphère et permettre l'étude des aérosols et des nuages.

D'une manière générale, la lumière laser émise par le lidar peut être diffusée par les constituants atmosphériques de deux manières différentes : soit par diffusion élastique, soit par diffusion inélastique. Dans le cas de la diffusion élastique, la longueur d'onde de réception est la même que celle de l'émission laser initiale. Dans le cas de la diffusion inélastique, la lumière laser est absorbée par le constituant avant d'être réémise avec une longueur d'onde différente.

Une impulsion laser de puissance $P_0(\lambda)$ à la longueur d'onde λ est émise par la source lidar à l'instant t_0 . Après interaction de la lumière avec les constituants atmosphériques à l'altitude z , une partie de cette lumière est rétrodiffusée et enregistrée à l'instant $t = t_0 + \Delta t$. Cette intensité rétrodiffusée est notée $P(z, \lambda)$. L'intervalle de temps Δt entre l'émission et la réception correspond au trajet aller-retour de l'onde laser : $z = \frac{c\Delta t}{2}$, où c est la vitesse de la lumière. Pour chaque impulsion laser, le récepteur enregistre une série temporelle d'intensités rétrodiffusées, appelée profil lidar, qui est fonction de l'altitude sondée. L'équation correspondant au profil lidar s'écrit (Collis et Russel, 1976) :

$$P(z, \lambda) = P_0(\lambda) C \frac{O(z)}{z^2} \beta_t(z, \lambda) e^{\left(-2 \int_0^z \alpha_t(r, \lambda) dr\right)} \quad \text{Eq. A.1}$$

- C est une constante propre au système lidar, caractérisant les éléments optiques et électroniques que composent la chaîne de réception et de traitement du signal rétrodiffusé. Cette constante est indépendante des paramètres atmosphériques.

- $O(z)$ est la fonction de recouvrement.
- $\beta_t(z, \lambda)$ est le coefficient de rétrodiffusion total.
- $\alpha_t(z, \lambda)$ est le coefficient d'extinction total.

$\beta_i(z, \lambda)$ et $\alpha_i(z, \lambda)$ sont les propriétés des constituants atmosphériques à l'altitude z et à la longueur d'onde λ et sont les propriétés que l'on cherche à évaluer. Ces termes sont reliés par le rapport lidar $LR(z, \lambda)$:

$$LR(z, \lambda) = \frac{\alpha(z, \lambda)}{\beta(z, \lambda)} \quad \text{Eq. A.2}$$

Le coefficient d'extinction décrit la probabilité qu'une particule donnée diffuse un faisceau laser incident et le rapport lidar représente la capacité d'une particule à diffuser vers l'arrière. Le coefficient de rétrodiffusion représente la probabilité qu'une particule donnée rétrodiffuse un faisceau de lumière incident.

A.2. Composantes atmosphériques

Les coefficients de rétrodiffusion et d'extinction sont des termes composites :

$$\beta_i(z, \lambda) = \beta_m(z, \lambda) + \beta_p(z, \lambda) \quad \text{Eq. A.3}$$

$$\alpha_i(z, \lambda) = \alpha_m(z, \lambda) + \alpha_p(z, \lambda) \quad \text{Eq. A.4}$$

où les indices m et p représentent respectivement les contributions des molécules atmosphériques et des particules.

Toujours d'après Collis et Russel (1976), les paramètres $\beta_m(z, \lambda)$ et $\alpha_m(z, \lambda)$ pour un mélange de gaz atmosphériques peuvent être déterminés avec les équations suivantes:

$$\beta_m(z, \lambda) = N(z)\sigma_m(\lambda, \pi) = \frac{P(z)}{kT(z)}\sigma_m(\lambda, \pi) \quad \text{Eq. A.5}$$

avec :

$$\sigma_m(\lambda, \pi) = 5.45 \left(\frac{\lambda(\text{en } \mu\text{m})}{0.55} \right)^{-4.08} \cdot 10^{-32} \quad \text{Eq. A.6}$$

De plus :

$$LR_m(z, \lambda) = \frac{\alpha_m(z, \lambda)}{\beta_m(z, \lambda)} = \frac{8\pi}{3} \quad \text{Eq. A.7}$$

Les profils verticaux de pression et de température, donnés soit par les radiosondages soit par les modèles, permettent de déterminer la contribution moléculaire dans le signal rétrodiffusé.

A.3. La diffusion multiple

Dans la définition de l'équation lidar Eq.A.1, nous avons fait l'hypothèse de la diffusion simple : les photons effectuent un aller-retour direct entre la source laser et le récepteur. Cette hypothèse permet d'avoir une relation linéaire entre le temps de parcours des photons et l'altitude des constituants atmosphériques. Cependant, en pratique, un photon peut subir plusieurs diffusions vers l'avant avant d'être rétrodiffusé (cf. figure A.2). Ce phénomène est appelé diffusion multiple. Il est fonction de l'instrumentation lidar mais aussi des constituants atmosphériques. En effet, plus le champ de vue du télescope est grand et plus celui est capable de récolter des photons ayant subi plusieurs diffusions. La diffusion multiple est aussi plus importante à mesure que l'épaisseur optique d'une couche atmosphérique est grande. Plus la concentration des particules est importante, plus le photon a de chance d'être diffusé plusieurs fois. L'effet de la diffusion multiple devient non négligeable dans le cas d'instruments satellites.

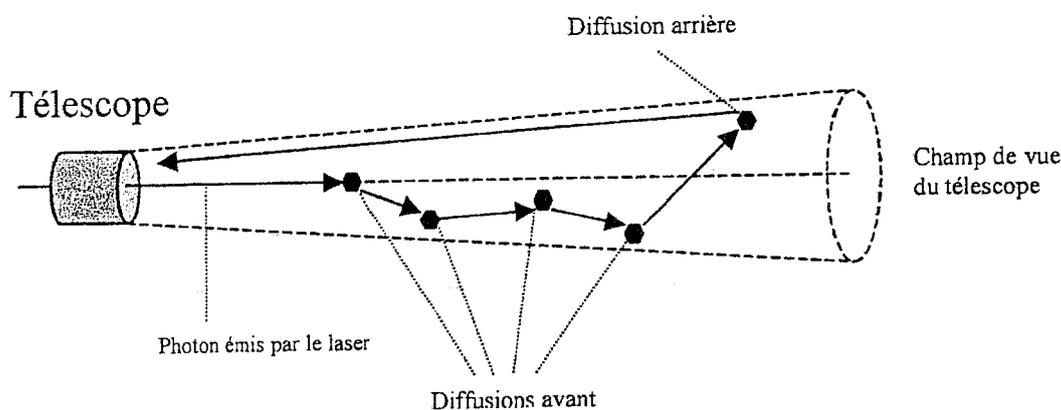


Figure A.2. Exemple de la diffusion multiple.

A.4. Définitions de quelques termes

Le terme $e^{\left(-2\int_0^z \alpha_t(r, \lambda) dr\right)}$ dans l'équation lidar Eq.A.1 représente l'atténuation du faisceau laser sur le trajet aller-retour. On note l'épaisseur optique, moléculaire ou particulaire, entre les altitudes 0 et z , à la longueur d'onde λ :

$$\tau_{m,p} = \int_0^z \alpha_{m,p}(r, \lambda) dr \quad \text{Eq. A.8}$$

Le rapport de diffusion est défini de la manière suivante :

$$R(z, \lambda) = \frac{\beta_t(z, \lambda)}{\beta_m(z, \lambda)} = 1 + \frac{\beta_p(z, \lambda)}{\beta_m(z, \lambda)} \quad \text{Eq. A.9}$$

Le rapport lidar, moléculaire ou particulaire, est :

$$LR_{m,p}(z, \lambda) = \frac{\alpha_{m,p}(z, \lambda)}{\beta_{m,p}(z, \lambda)} \quad \text{Eq. A.10}$$

avec :

$$LR_m = \frac{8\pi}{3} \quad \text{Eq. A.11}$$

La fonction de phase de rétrodiffusion, moléculaire ou particulaire, est :

$$k_{m,p}(z, \lambda) = \frac{\beta_{m,p}(z, \lambda)}{\alpha_{m,p}(z, \lambda)} = \frac{1}{LR_{m,p}(z)} \quad \text{Eq. A.12}$$

Le rapport lidar efficace particulaire est :

$$LR_{eff}(\lambda) = \frac{\tau_p}{\int_0^z \beta_p(r, \lambda) dr} \quad \text{Eq. A.13}$$

Annexe B. L'inversion Lidar

B.1. Fernald – Klett inversion

L'équation lidar de diffusion élastique à la longueur d'onde λ_i s'écrit :

$$P(z, \lambda_i) = P_0(\lambda_i) C \frac{\beta_{total}(z, \lambda_i)}{z^2} e^{\left(-2 \int_0^z \alpha_{total}(r, \lambda_i) dr\right)} \quad \text{Eq. B.1}$$

L'équation B.1 peut se décomposer en la somme des contributions moléculaires d'une part et des contributions particulières d'autre part :

$$P(z, \lambda_i) = P_0(\lambda_i) C \frac{\beta_m(z, \lambda_i)}{z^2} e^{\left(-2 \int_0^z \alpha_m(r, \lambda_i) dr\right)} + P_0(\lambda_i) C \frac{\beta_p(z, \lambda_i)}{z^2} e^{\left(-2 \int_0^z \alpha_p(r, \lambda_i) dr\right)} \quad \text{Eq. B.2}$$

En assumant que les composantes moléculaires peuvent être calculées (cf Annexe A.2.), l'équation B.2 peut se réécrire :

$$P'(z, \lambda_i) = P_0(\lambda_i) C \frac{\beta_p(z, \lambda_i)}{z^2} e^{\left(-2 \int_0^z \alpha_p(r, \lambda_i) dr\right)} \quad \text{Eq. B.3}$$

Ne subsistent que les deux inconnus, $\beta_p(z, \lambda_i)$ et $\alpha_p(z, \lambda_i)$ qui ne sont reliés que par une seule équation. Ce problème peut être résolu en faisant l'hypothèse d'une deuxième relation (a priori inconnu) entre ces deux variables. L'hypothèse repose sur l'équation B.4 du rapport lidar :

$$LR_p(z, \lambda_i) = \frac{\alpha_p(z, \lambda_i)}{\beta_p(z, \lambda_i)} \quad \text{Eq. B.4}$$

où on fait l'hypothèse que le rapport lidar est indépendant de l'altitude. En 1979, Fernald réalise alors que l'équation lidar B.3 est une équation de type Bernoulli du premier ordre :

$$\frac{dP'(z, \lambda_i)}{dz} = \frac{1}{LR_p(\lambda_i) \alpha_p(z, \lambda_i)} \frac{d\alpha_p(z, \lambda_i)}{dz} - 2\alpha_p(z, \lambda_i) \quad \text{Eq. B.5}$$

La solution s'écrit donc :

$$\alpha_p(z, \lambda_i) = \frac{\exp\left[LR_p \left(P'(z, \lambda_i) - P'(z_0, \lambda_i)\right)\right]}{\alpha_p(z_0, \lambda_i)^{-1} - 2LR_p \int_{z_0}^z \exp\left[LR_p \left(P'(r, \lambda_i) - P'(z_0, \lambda_i)\right)\right] dr} \quad \text{Eq. B.6}$$

Cette solution est la solution prograde puisqu'elle utilise une altitude de calibration z_0 telle que les coefficients d'extinction $\alpha_p(z, \lambda_i)$ sont calculés pour des altitudes $z > z_0$. En général l'altitude de référence z_0 est choisi de telle sorte que : $\alpha_p(z_0, \lambda_i) \approx \alpha_m(z_0, \lambda_i)$ et que $\beta_p(z_0, \lambda_i) \approx \beta_m(z_0, \lambda_i)$.

En 1981, Klett montre que la solution B.6 est instable pour de fortes extinctions et qu'elle diverge à mesure que z augmente. Klett propose alors une solution rétrograde, où l'altitude de calibration est prise telle que $z < z_r$. La solution devient alors :

$$\alpha_p(z, \lambda_i) = \frac{\exp\left[LR_p \left(P'(z, \lambda_i) - P'(z_r, \lambda_i)\right)\right]}{\alpha_p(z_r, \lambda_i)^{-1} + 2LR_p \int_z^{z_r} \exp\left[LR_p \left(P'(r, \lambda_i) - P'(z_r, \lambda_i)\right)\right] dr} \quad \text{Eq. B.7}$$

La réorganisation des bornes d'intégration et le changement de signe au dénominateur font que la solution rétrograde est plus stable.

B.2. Lidar Raman N_2

L'équation lidar liée à la diffusion inélastique diffère de l'équation lidar liée à la diffusion élastique. En effet, contrairement à la diffusion élastique, l'émission et la réception du signal ne se font pas à la même longueur d'onde, λ_i et λ_r respectivement. Les molécules de diazote absorbent l'onde incidente à la longueur d'onde λ_i et par effet Raman réémette à la longueur d'onde λ_r . L'équation Raman N_2 s'écrit alors :

$$P(z, \lambda_i, \lambda_r) = C \frac{P_0(\lambda_i)}{z^2} \beta_{N_2}(z, \lambda_r) e^{\left(-\int_0^z \{\alpha_{total}(r, \lambda_i) + \alpha_{total}(r, \lambda_r)\} dr\right)} \quad \text{Eq. B.8}$$

où $\alpha_{total}(z, \lambda_i)$ et $\alpha_{total}(z, \lambda_r)$ sont les coefficients d'extinction total (moléculaire + particulaire) aux longueurs d'ondes λ_i et λ_r respectivement. $\beta_{N_2}(z, \lambda_r)$ est le coefficient de

rétrodiffusion des molécules de diazote et peut être calculé d'après les équations de l'annexe A.2. L'équation B.8 peut se réécrire :

$$\alpha_{total}(z, \lambda_i) + \alpha_{total}(z, \lambda_r) = \frac{d}{dz} \left[\ln \left(\frac{N(z)}{z^2 P(z, \lambda_r)} \right) \right] \quad \text{Eq. B.9}$$

et en séparant les composantes moléculaires, des composantes particulières on obtient :

$$\alpha_p(z, \lambda_i) + \alpha_p(z, \lambda_r) = \frac{d}{dz} \left[\ln \left(\frac{N(z)}{z^2 P(z, \lambda_r)} \right) \right] - \alpha_m(z, \lambda_i) - \alpha_m(z, \lambda_r) \quad \text{Eq. B.10}$$

En faisant l'hypothèse d'une dépendance en longueur d'onde de la forme :

$$\frac{\alpha_p(z, \lambda_i)}{\alpha_p(z, \lambda_r)} = \frac{\lambda_i}{\lambda_r} \quad \text{Eq. B.11}$$

La solution devient :

$$\alpha_p(z, \lambda_i) = \frac{\frac{d}{dz} \left[\ln \left(\frac{N(z)}{z^2 P(z, \lambda_r)} \right) \right] - \alpha_m(z, \lambda_i) - \alpha_m(z, \lambda_r)}{1 + \frac{\lambda_i}{\lambda_r}} \quad \text{Eq. B.12}$$

Annexe C. Le code de transfert radiatif

Le code de transfert radiatif utilisé pour le calcul des flux et des taux d'échauffement est un code à haute résolution spectrale développé par Dubuisson et al. (1996). L'absorption gazeuse est calculée par un modèle de type Raie-Par-Raie, avec une résolution spectrale de 0.0001 cm^{-1} dans le thermique et de 0.01 cm^{-1} dans le solaire. Une résolution verticale de 150 m dans le nuage a été utilisée pour les calculs (résolution verticale du lidar de l'OPAR). La grille verticale comporte 68 niveaux pour notre étude. Le profil d'atmosphère utilisée (pression, température, humidité) est extrait de l'analyse de ECMWF à minuit la nuit de l'observation. Ces profils ont été rééchantillonnés sur 68 niveaux. Pour l'ozone, le profil d'atmosphère standard tropical de McClatchey et al. (1972) a été utilisé.

Les raies et continuum d'absorption des principaux gaz (H_2O , CO_2 , O_3 , CO , CH_4 , N_2O , O_2 , N_2) sont prises en compte à partir de la base de données spectroscopique HITRAN 2000. Elles varient en fonction de la pression, de la température et de la longueur d'onde.

L'équation de transfert radiatif (émission, diffusion, absorption et les interactions) est résolue à l'aide de la méthode des "Ordonnées Discrètes" (Stamnes et al. 1988) à chaque pas spectral du modèle Raie-Par-Raie. Les flux calculés sont ensuite intégrés sur tout le spectre.

Les taux d'échauffement sont déterminés dans le visible et l'infrarouge d'après la relation :

$$\frac{d\theta_{vis,ir,tot}^{net}}{dz} = K \times \frac{dF_{vis,ir,tot}^{net}}{dP} \quad \text{Eq. C.1}$$

où, $\frac{d\theta}{dz}$ est le taux d'échauffement, P la pression, z l'altitude. $F_{vis,ir,tot}^{net}$ est le flux net déterminé en définissant les flux montants comme négatifs et les flux descendant comme positifs. Le coefficient K permet de déterminer les taux d'échauffement en $^{\circ}\text{C}/\text{Jour}$.

Annexe D. Articles

D.1. Improved cirrus clouds optical properties retrievals by combining different lidar methods

Cet article résume l'étude présentée dans le chapitre III concernant la comparaison et la combinaison des méthodes de restitution de l'épaisseur optique à partir de données lidar provenant de différents systèmes. L'article a été publié dans Applied Optics en Novembre 2004.

Improved retrievals of cirrus cloud optical properties using a combination of lidar methods

Bertrand Cadet¹, Vincent Giraud², Martial Haeffelin³, Philippe Keckhut⁴, Anne
Rechou¹, Serge Baldy¹

¹ CNRS/Laboratoire de Physique de l'Atmosphère, Faculté des Sciences et Technologies, Université de la Réunion, 15 Av. René Cassin, 97715, BP 7151, St Denis, La Réunion Cedex 9, France

² CNRS/Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Université de Lille, USTL, Cité Scientifique, 59655, Villeneuve d'Ascq Cedex, France

³ Laboratoire de Météorologie Dynamique, Institut Pierre Simon Laplace, Ecole Polytechnique, 91128, Palaiseau Cedex, France

⁴ CNRS/Service d'Aéronomie, Réduit de Verrières, BP 3, Route des Gatines, 91371, Verrières le Buisson Cedex, France

Abstract

This work focuses on the improvement of cirrus cloud optical properties retrieval by combining different lidar methods. Cloud optical depth is retrieved independently using (1) the molecular backscattering profile below and above the cloud (molecular integration method, MI) and (2) the backscattering profile inside the cloud with an a priori effective lidar ratio (particle integration method, PI). When the MI method is reliable, the combine MI/PI method allows us to retrieve an optimal effective lidar ratio. We compare these results to Raman lidar retrievals. The derived optimal

effective lidar ratio is then used to retrieve with the PI method for situations where the MI method cannot be applied.

Key Words

Cirrus, lidar, optical properties, remote sensing.

1. Introduction

Cirrus clouds have been identified as one of the most uncertain component in atmospheric research. Studies devoted to this subject continue to receive considerable attention from the scientific community. It is well known that the impact of cirrus clouds modulates the Earth's climate through direct and indirect radiative forcing ¹⁻⁵. Indeed, depending on their radiative properties, cirrus clouds tend to cool or heat the Earth ⁶. In order to better understand cirrus clouds, we must observe and characterize their properties. In-situ observation of such clouds is a challenging experiment as they are located at high altitude ⁷. Space-born passive remote sensing is also difficult as their optical depth can exhibit several orders of magnitude and because their radiative effect can be weak. Their characterization is moreover problematic as cirrus clouds can be classified in different types depending on either their microphysical or macrophysical properties.

Active remote sensing methods, based on lidar, can detect high and thin cirrus clouds with a good spatial and temporal resolution ⁸⁻⁹, and so is an attractive tool for observing cirrus clouds. This observation technique has been tested ¹⁰, and implemented on the future CALIPSO spatial mission¹¹ which will provide a global set of data on aerosol and cloud. Several methods have been developed to evaluate cirrus cloud optical depth from lidar measurements.

The aim of this work is to evaluate the benefits of different approaches and give further information and recommendations to design an "optimal" retrieval method, adapted to diverse instrumental configurations and cloud conditions, and also to show the interest of combining several techniques to improve retrievals of cirrus optical properties. The retrievals methods have been tested on two different lidar systems.

Section 2 presents the difference between the two lidar systems and sites. The optical thickness retrieval methods are briefly presented in section 3. In the fourth, the retrieval methods are combined and applied to the different data sets. In the last section we conclude on recommendations for an automated retrieval method.

2. Description of lidar sites and systems

Two dataset from two different sites using different lidar systems are used in this study. One dataset used is based on lidar measurement dedicated to stratospheric studies and located at the "Observatoire de Physique de l'Atmosphere de la Reunion" (OPAR) at 55.5°E, 21°S. The other dataset is based on a lidar designed for tropospheric investigations which operates at the "Site Instrumental de Recherche par Teledetection Atmospherique" (SIRTA) at 48°N, 2°E ¹².

Table 1 lists the characteristics of both sites and the principal parameters of the 532 nm Rayleigh/Mie lidar systems. Both systems use Nd-Yag lasers. The emitting power of the OPAR stratospheric lidar is 30W. This station belongs to the Network for the Detection of Stratospheric Change. The SIRTA lidar system was conceived for tropospheric measurements; its emitting power is 3W. The receiver diameter and the field of view which impacts on the multiple backscattering effects are larger for the SIRTA station. Similarly, as the distance from the goal is smaller for tropospheric

measurements, the constraint of the lidar divergence is less crucial for the tropospheric lidar station. Operating procedures are also different as the SARTA site operates by day with smaller integration time compared to the OPAR site, which operates by night. As a consequence, there is more background noise in SARTA observations.

Raman data is also used in this study. Only the OPAR site presents a channel for the inelastic Raman Nitrogen. This channel has been operational at the OPAR station since 1999.

3. Data processing methods

The optical depth is one of the cirrus radiative properties usually determined from lidar signals¹³⁻¹⁴. The cirrus cloud optical depth, noted τ_c , is defined, with single scattering assumption, by

$$\tau_c = \int_{z_{base}}^{z_{top}} \alpha_c(z') dz', \quad (1)$$

where $\alpha_c(z)$ denotes the particle volume extinction coefficient at the altitude z , z_{base} and z_{top} are the base and the top of the cloud, respectively.

The next paragraphs develop the principles and algorithms of the optical depth retrieval methods.

3.1. Molecular Integration Method: Attenuation measurement

This first method, noted MI for Molecular Integration, evaluates the power attenuation between the observed lidar return above the cloud top and the theoretical molecular lidar return in the absence of cloud. This is the usual technique applied to

estimate the optical thickness from elastic lidar signals¹⁴. Figure 1 shows a two-minute average backscattering lidar profile (solid line), with arbitrary unit, taken from the 26 January 2000 OPAR cirrus case. This case is further described in Section 4. The short dashed curve in Figure 1 corresponds to the simulated molecular profile. It is calculated using an air density profile obtained by using the M-SIS90 model¹⁵⁻¹⁷. The first step to determine τ_c by this technique is to normalize the lidar signal on the molecular signal in a particle-free region just below the cloud base. For the OPAR lidar profile in Figure 1, the normalization zone was chosen between 9.2 and 10.8 km, while the cloud base is at 11.5 km. The last step before evaluating the optical depth is to find another particle-free region above the cloud top on which to evaluate the attenuation between the lidar and the molecular signal.

The main advantage of this method is that it does not require any cirrus cloud microphysical hypothesis.

However, this method depends strongly on the quality of the particle-free normalization zone below the cloud base. If this zone does not exist, the optical depth cannot be retrieved by the MI method¹⁸. For small optical depth the retrieval is sensitive to the position and size of the normalization window. For thick cirrus cloud, the signal to noise ratio can be low above the cloud top, the retrieval becomes sensitive to the position and the size of the particle-free window above the cloud top.

3.2. Particular Integration Method: Integration with an a priori effective lidar ratio.

This second optical depth retrieval method, noted PI for Particular Integration, also uses the Rayleigh/Mie lidar signal as well. It is based on the following relations:

$$LR(z) = \frac{\alpha_c(z)}{\beta_c(z)} \quad (2)$$

where $LR(z)$ is the lidar ratio, $\beta_c(z)$ is the particle volume backscattering coefficient, and $\alpha_c(z)$ is the particle volume extinction coefficient as a function of the altitude z . By combining equation (1) and (2), τ_c can be rewritten as

$$\tau_c = \int_{z_{base}}^{z_{top}} LR(z') \beta_c(z') dz' \quad (3)$$

τ_c can also be determined using the following equation:

$$\tau_c = LR_{eff} \int_{z_{base}}^{z_{top}} \beta_c(z') dz' \quad (4)$$

where LR_{eff} is an equivalent lidar ratio, called effective lidar ratio. z_{base} and z_{top} are determined using the method described in Goldfarb et al ¹⁹. To retrieve τ_c with this method, we need to know the particle volume backscattering coefficient, $\beta_c(z)$. For this, we first calculate the backscattering ratio, $R(z)$, defined as

$$R(z) = 1 + \frac{\beta_c(z)}{\beta_m(z)} \quad (5)$$

where $\beta_m(z)$ is the molecular volume backscattering coefficient. As shown in Figure 1, the lidar signal is fitted with a polynomial of order four (long dashed curve). The ratio of the lidar signal to the polynomial fit gives the backscattering ratio $R(z)$. Knowing $\beta_m(z)$ and $R(z)$, $\beta_c(z)$ is determined from equation (5). τ_c is then calculated as

$$\tau_c = LR_{eff} \int_{z_{base}}^{z_{top}} (R(z) - 1) \beta_{nr}(z') dz'. \quad (6)$$

This method is less sensitive to the signal-to-noise ratio than the MI method. As the PI method does not need to be normalized in a particle-free region, it is more easily automated. Several authors have used this method to process large data sets

18-19

However, this method requires the use of an a priori effective lidar ratio. The effective lidar ratio depends strongly on the cloud microphysics. Three different values are tested: 5, 18.2²¹ and 50 sr to determine τ_c . The 5 and 50 sr values are considered as extreme effective lidar ratio values²²⁻²³. Note that the lidar ratio variability range is greater than that of the effective lidar ratio. The lidar ratio varies between 5 to 15 sr for relatively small solid needles, plates and columns²⁴⁻²⁶ and can be as high as 150 sr for hollow crystals²⁷⁻²⁸.

3.3. Klett Inversion Method

The Klett single-component²⁹ solution and the Fernald two-component³⁰ solutions, noted KI, are widely used to invert elastic lidar data. The calculation involves an iterative process for deriving an optimal lidar ratio for which the KI forward (KI_f) and KI backward (KI_b) volume extinction coefficient profiles coincide. This method requires two critical input parameters: (i) a reference value for the extinction (or backscatter) coefficient and (ii) a range independent value of the lidar ratio. In face of the uncertainties concerning the boundary condition, the backward solution form has been shown to be more robust compared to the forward solution form. Elouragini and Flamant³³ proposed a method combining the backward solution

form with the MI method. The extinction coefficient value at the reference altitude is tuned until the optical depth coincides with the MI optical depth.

It has been shown that the Klett solution of the extinction profile can be highly erroneous if the lidar ratio varies along the vertical measurement range. For profiles with constant lidar ratio, the Klett method can provide reliable information about cloud optical depth and the mean cloud lidar ratio³².

3.4. Nitrogen Integration Method: Raman optical depth determination

This fourth method, noted NI method for Nitrogen Integration, is based on the Raman inelastic lidar signal. The Raman lidar backscattering signal is only sensitive to the particle attenuation properties while the Rayleigh/Mie elastic backscattering lidar signal depends on both the particle attenuation and backscattering properties³²⁻³³. In this study, the optical depth is determined by integrating the volume extinction coefficient profile between the base and top of the cloud. The lidar ratio profile and the effective lidar ratio value are determined by combining elastic/inelastic lidar signals.

The advantage of this technique is that the backscattering Raman signal is independent of the cloud particles scattering properties. The drawback of the NI method lies in the return signal weakness. Indeed, the Raman Nitrogen lidar signal strength is a factor 20 (rotational Raman lines) to 500 (vibrational-rotational Raman lines) weaker than the one of Rayleigh/Mie signals³⁴. So temporal and spatial averaging is necessary to improve the accuracy. Ansmann et al.³³, showed that by doubling the smoothing window, the error bar on the optical depth determination decreases by 2^{3/2}. However, spatial and temporal signal averaging can introduce significant systematic bias in the mean extinction properties and in the optical depth.

The Raman signal is integrated over 2 minutes and the spatial resolution is 150 m as for Rayleigh/Mie calculations.

Raman channel is use to compare results from other methods on the OPAR cases.

4. Results

In order to illustrate the different retrieval methods, the optical depth results are demonstrated over one cirrus cloud event for each site: the 26 January 2000 case for the OPAR site and the 29 October 2002 case for the SIRTA site. Figures 2a and 2b show the evolution of the lidar backscattering ratio with time determined from the PI method. For the OPAR case, the cirrus, observed for one hour starting at 16.14 UT (universal time), is quite homogenous. On average, cloud base and top are localized at 13 and 15 km, respectively. For the SIRTA case, the observation of the cirrus started at 07.65 UT on 29 October 2002, and the measurement lasted 6h30. Cloud base varies between 6 and 8 km, and cloud top is continuously situated below 12 km. The geometrical thickness is larger than for the OPAR case. This cirrus case shows heterogeneous structure with a first part, between 7.65 UT and 9.10 UT, optically thicker than the rest of the cloud where the lidar cannot cross through the cirrus.

4.1. OPAR reference case results

Figure 3 shows the evolution of the optical depth determined from the MI method (dash line) and from the NI method (circle mark line). For this OPAR case the cloud is surrounded by particle-free air, so that the length and the position of the normalization windows induces no major error in the MI retrieval method. The lidar emission power is strong enough to cross through the cirrus cloud, so that the signal-

to-noise ratio is high above the cloud top. The attenuation above the cloud top is well marked. Therefore, the MI retrieval is accurate and agrees well with NI method retrieval. For this OPAR case, the minimum optical depth given by the MI method is 0.10, the maximum is 0.52 and the mean and standard deviation are 0.26 ± 0.11 . This case is considered as a visible cirrus when taking the *Sassen and Cho*³⁵ 0.03 threshold value between visible and sub-visible cirrus. Figure 3 also shows results from the PI method for three effective lidar ratios. The optical depth results determined from the PI method are of the same order MI and NI retrievals and show the same temporal variations. The optical depth retrievals based on the PI method vary between 0.03 and 1.07 depending on the effective lidar ratio value hypothesis. The use of the 18.2 sr value gives optical depths close to those derived from the MI or NI methods.

Figure 4 shows comparisons between MI and PI optical thickness retrievals for three distinct effective lidar ratios. From this curve, an optimal effective lidar ratio can be determined as

$$LR_{eff}^{opt} = a \times LR_{eff} \quad , \quad (10)$$

where a is the slope coefficient of the linear regression and LR_{eff}^{opt} and LR_{eff} are the optimal effective lidar ratio and the effective lidar ratio, respectively. The optimal effective lidar ratio derived from the MI/PI regression shown in Figure 4 is 23 sr. The correlation coefficient is 0.95.

We also derive the effective lidar ratio by combining MI and PI retrievals for each profile. The mean value and standard deviation for the 26 January 2000 case are 23 ± 2 sr, while the min and max values are 17 and 29 sr, respectively.

Using the NI method we obtain LR_{eff}^{opt} of 23 ± 3 sr, with min and max values of 16 and 27 sr. respectively.

The small standard deviations derived from two methods and the large correlation coefficient confirm the hypothesis that the effective lidar ratio can be assumed to be constant in time for this case.

We also determined the optical depth by using KI_f , KI_b methods. Results are given in Figure 5. The input parameters for the Klett forward and backward inversion are (i) a reference extinction coefficient value outside the cloud equal to the molecular value and (ii) the mean effective lidar ratio given by the MI/PI combination. Results from Klett forward and backward inversions agree quite well with MI results. Differences between MI and KI_b results after 17.00 UT could be due to a non-optimized extinction coefficient reference value. Differences between MI and KI_f results from 16.75 UT to 17.00 UT can be associated with a non-optimized extinction coefficient reference value and effective lidar ratio as the Klett forward solution form is more unstable. The usual technique to retrieve an optical thickness and/or an effective lidar ratio with Klett forward and backward solution forms is to proceed by iteration tuning either the lidar ratio²⁰ or the reference extinction coefficient³². Here the combined MI and PI method gives a good estimate of the effective lidar ratio since the KI optical depth method agree well with MI and NI results.

4.2. SARTA reference case results

Figure 6 shows the comparison between MI and PI methods optical depth results for the 29 October 2002 cirrus case. The linear regression for all the optical depth values provides a correlation coefficient of 0.53, which is less than the OPAR case. The greater dispersion can be due to (i) the natural variability of the effective

lidar ratio or (ii) the uncertainty in the optical depth retrieval from the MI method because of the lower signal quality above the cloud top. This SIRTA cirrus case presents a first part from 7.65 UT to 9.10 UT which is optically thicker as explained above. A linear regression derived on optical depth values from 9.10 UT to 14.25 UT (thus excluding the first optically dense part of the cloud), yields a correlation coefficient of 0.78. The optimal effective lidar ratio determined from the combined MI/PI method is close to 10 sr. Results from the Klett forward and backward inversion are given in Figure 7. KI_b results agree relatively well with MI results while the KI_f inversion diverges. The reference extinction coefficient and/or the lidar ratio are not sufficiently accurate for the forward solution form. However, KI_b retrievals that use LR_{eff}^{opt} derived from the combined MI/PI methods agree with MI retrievals.

4.3. General results on MI and PI combination

A sub-tropical cirrus cloud climatology deduced from the OPAR lidar data set shows that sub-visible cirrus clouds are present 65% of the time³⁶. This percentage has been obtained using an effective lidar ratio equal to 18.2 sr. From the same database, we select four cases: 8 September 1999, 26 January 2000, 11 February 2000 and 27 March 2001. Measurements lasted for 1 to 8 hours for each case. Cirrus clouds are observed for almost the entire sampling time. In the same way, we select three cases from the SIRTA data base: 21 January 2002, 07 May 2002 and 29 October 2002.

We apply the combined MI/PI methods to all OPAR and SIRTA cirrus cases presented here. Table 2 lists the correlation coefficient and the optimal effective lidar ratio for each OPAR and SIRTA cirrus cases. For the OPAR cases, the LR_{eff}^{opt} range from 23 to 27 sr and between 6 and 14 sr for the SIRTA cases. The lidar ratio is

related to the cloud microphysics and is independent of the lidar system. We note a difference in the effective lidar ratio between these sub-tropical and these mid-latitude cirrus cases. However, such a study is beyond the scope of this paper.

Results on comparison between MI and PI optical depth retrievals are plotted in Figures 8a and 8b for the OPAR and SARTA cases, respectively. The MI method retrieves negative optical depths for 36 out of a total 241 OPAR profiles. For these 36 profiles, the median optical depth from the PI method is 0.01. It shows that the MI method can fail for smaller optical depth. After rejecting negative values, optical thicknesses from the PI method are classified in ascending order. Bin of 15 values are made to compute the statistics. The bar values correspond to the median of the relative difference between the two methods.

As seen in Figure 8a, the relative difference between MI and PI optical depth retrievals decreases with increasing PI optical depth. For optical depths greater than 0.2, the relative difference between MI and PI methods stays below 10 %. When PI optical depth decreases from 0.2 to 0, the difference increases from 10 % to 40 %.

In a general sense, the comparison between MI and PI optical depth for the SARTA data set shows a relative difference greater than for OPAR (cf. Figure 8b). The decreasing tendency against increasing PI optical depth is not observed. Optical depth retrievals from SARTA data are sensitive to the selection of the normalization window for intermediate optical depth.

The NI optical depth retrievals are compared to PI results. Figure 9 shows the relative difference between PI and NI optical depth retrievals as a function of PI optical depth. 9 profiles were rejected due to negative NI optical depth retrievals. The median optical thickness of these profiles is 0.005. We can distinguish two parts in Figure 9: (i) for PI optical depths greater than 0.23 the relative difference increases

with increasing optical depth from 8 % to 15 %; (ii) for optical depth smaller than 0.025 the relative difference increases from 20 % to more than 50 %. For large optical depths, as the signal to noise ratio is getting lower, the Raman signal becomes weaker so that the optical depth is even more difficult to evaluate. When the optical depth is small, the signal-to-noise ratio is larger, but the Raman technique reaches its limit. So the use of the Raman lidar signal to evaluate the optical depth is confined to a certain range depending on the lidar system (emission power and reception surface).

Figure 10 shows the effective lidar ratio, as determined from the Raman signal, as a function of PI optical thickness. The effective lidar ratio does not show a dependence on the optical depth. For the four OPAR cases, the effective lidar ratio ranges between 20 and 25 sr when determined with the Raman lidar signal and between 23 and 27 sr when determined with the MI/PI combination. The effective lidar ratio used in the PI method is then confirmed and the accuracy of PI optical depth method in the same time.

To explain observations made in Figures 8a and 8b, the validity of the optimal effective lidar ratio determined with MI/PI combination was investigated with the Raman lidar for the OPAR cases. PI method seems to be more reliable than MI method for small optical depth while MI method is not well adapted.

5. Conclusion

This study shows that retrievals of optical thickness using lidar data depend on both the applied method and the data itself. Our results illustrate the benefits of the combination of MI and PI methods for accurate determination of small optical depths. When measuring optical depths smaller than 0.2, MI and NI methods can lead to

significant error. This error is even greater when daytime measurements are used, due to higher signal-to-noise ratio. We derive correlation coefficients close to one between MI and PI methods, which means that an effective lidar ratio constant in time can be used in the optical depth determination. This result must be confirmed with other cases. Nevertheless, we find that PI method is well suited to derive the optical depth on a routine basis.

In order to apply the PI method routinely, the effective lidar ratio should be derived from the MI/PI combination on profiles where the accuracy of the MI optical depth retrievals is sufficient. We then increase the optical depth retrievals and access to more information about cirrus clouds properties with the effective lidar ratio determination.

As differences have been observed between sub-tropical and mid-latitude cirrus clouds concerning the effective lidar ratio, the next work will be to reprocess the OPAR and the SIRTA data base with the method presented in this study to make comparable climatology.

Acknowledgement

This work is supported by the "Laboratoire de Physique de l'Atmosphère" of Reunion Island University and is funded by the INSU/ PATOM .B. Cadet is supported by a doctoral grant from the "La Région Réunion". The authors would like to thank the OPAR and SIRTA technical teams for their assistance and providing the data used in this study. We also thank the constructive remarks of the anonymous reviewers.

References

1. K. N. Liou, "Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: A global perspective", *Mon. Weather Rev.*, **114**, 1167-1199 (1986)
2. G. L. Stephens, S. C. Tsay, P. W. Stackhouse, and P. J. Flatau, "The relevance of the microphysical and radiative properties of cirrus clouds to climate and climate feedback", *J. Atmos. Sci.*, **47**, 1742-1753 (1990)
3. B. A. Baum, D. P. Kratz, P. Yang, S. C. Ou, Y. X. Hu, P. F. Soulen, and S. C. Tsay, "Remote sensing of cloud properties using MODIS airborne simulator imagery during SUCCESS. Part 1 Data and models", *J. Geophys. Res.*, **105**, 11 767-11 780 (2000)
4. R. S. Lindzen, M. -D. Chou. And A. Y. Hou, "Does the earth have an adaptive infrared iris?", *Bull. Am. Meteor Soc.*, **82**, 417-432 (2001)
5. B. Lin, B. Wielicki, L. Chambers, Y. Hu, andL. -M. Xu, "The iris hypothesis: A negative or positive cloud feedback?", *J. of Climate*, **15**, 3-7 (2001)
6. V. Ramanathan, and W. Collins, "Thermodynamics regulation of ocean warming by cirrus clouds deduced from observations of the 1987 El-Niño", *Nature*, **351**, 27-32 (1991)
7. D. R. Dowling, and L. F. Radke, "A summary of the physical properties of cirrus cloud", *J. Appl. Meteor.*, **29**, 970-978 (1990)
8. D. M. Winker, and C. R. Trepte, "Laminar cirrus observed near the tropical tropopause by LITE", *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3351-3354 (1998)
9. J. B. Nee, C. N. Len, W. N. Chen, and C. I. Lin, "Lidar observation of the cirrus cloud in the tropopause at Chung-Li (25°N, 121°E)", *J. Atmos. Sci.*, **55**, 2249-2257 (1998)

10. R. H. Couch, C. W. Rowland, K. S. Ellis, M. P. Blythe, C. R. Regan, M. R. Koch, C. W. Antill, W. L. Kitchen, J. W. Cox, J. F. DeLorme, S. K. Crockett, R. W. Remus, J. C. Casas, and W. H. Hunt, "Lidar In-space Technology Experiment (LITE): NASA's first in-space lidar system for atmospheric research", *Opt. Eng.*, **30**, 88-95 (1991)
11. D. M. Winker, J. Pelon, and M. P. McCormick, "The CALIPSO mission: Spaceborne lidar for observation of aerosols and clouds," SPIE Asia-Pacific Symposium on Remote Sensing of the Atmosphere, Environment and Space, Hangzhou, China, 23-27 October 2002. (2002)
12. M. Haeffelin, C. Boitel, D. Bouniol, H. Chepfer, M. Chiriaco, A. Delaval, P. Drobinski, C. Goukenleuque, M. Grall, A. Hodzic, F. Hourdin, F. Lapouge, A. Mathieu, Y. Morille, C. Naud, V. Noël, J. Pelon, A. Protat, B. Romand, and R. Vautard: "SIRTA, a ground-based atmospheric observatory for clouds, aerosols and water vapor." Notes des activités instrumentales IPSL, n° 37, september 2003, ISSN 1626-8334, available from <http://www.ipsl.jussieu.fr/documentation/NAI/Notes.htm>
13. W. E. Evans, "Remote probing of high cloud cover via satellite-borne lidar". Final Rept., Contract NAS-49 (27), NASA, Washington, D. C. (1965)
14. C. M. R. Platt, "Lidar and radiometric observations of cirrus clouds", *J. Atmos. Sci.*, **30**, 1191-1204 (1973)
15. K. Labitzke, J. J. Barnett, and B. Edwards (eds.), Handbook MAP 16, SCOSTEP, University of Illinois, Urbana (1985)
16. A. E. Hedin, Extension of the MSIS Thermospheric Model into the Middle and Lower Atmosphere, *J. Geophys. Res.*, **96**, 1159 (1991)
17. <http://nssdc.gsfc.nasa.gov/space/model/models/msis.html>

18. S. Elouragini, and P. H. Flamant, "Iterative method to determine an averaged lidar ratio and the range resolved extinction in cirrus", *Appl. Opt.*, **35**, 1512-1518 (1996)
19. L. Goldfarb, P. Keckhut, M. -L. Chanin, and A. Hauchecorne, "Cirrus climatological results from lidar measurements at OHP (44°N, 6°E)", *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1687-1690 (2001)
20. A. Ansmann, J. Bosenberg, G. Brogniez, S. Elouragini, P. H. Flamant, K. Klapheck, H. Linn, L. Menenger, W. Michaelis, M. Riebesell, C. Snneff, P. H. Thro, U. Wandinger, and C. Weitkamp, "Lidar network observations of cirrus morphological and scattering properties during the International Cirrus Experiment 1989: the 18 October 1989 case study and statistical analysis", *J. Appl. Meteor.*, **32**, 1608-1622 (1993)
21. C. M. R. Platt, and A. C. Diley, "Determination of the cirrus particle single-scattering phase function from lidar and solar radiometric data", *Appl. Opt.*, **23**, 380-386 (1984)
22. U. Wandinger, "Multiple-scattering influence on extinction- and backscatter-coefficient measurements with Raman and high-spectral-resolution lidars", *Appl. Opt.*, **37**, 47-427 (1998)
23. W. -N. Chen, C. -W Chiang, and J. -B Nee, "Lidar ratio and depolarization ratio for cirrus clouds", *Appl. Opt.*, **41**, 6470-6476 (2002)
24. Y. Takano, and K. N. Liou, "Solar radiative transfert in cirrus clouds. Part I: single scattering and optical properties of hexagonal ice crystals", *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3-19 (1989)
25. A. Macke, "Scattering of light by polyhedral ice crystals", *Appl. Opt.*, **32**, 2780-2788 (1993)

26. A. Macke, J. Müller, and E. Raschke, "Single scattering properties of atmospheric ice crystals", *J. Atmos. Sci.*, **53**, 2813-2825 (1996)
27. K. N. Liou, and Y. Takano, "Light scattering by nonspherical particles: Remote sensing and climatic implications", *Atmos. Res.*, **31**, 271-298 (1994)
28. Y. Takano, and K. N. Liou, "Radiative transfert in cirrus clouds. Part III: light scattering by irregular ice crystals", *J. Atmos. Sci.*, **52**, 818-837 (1995)
29. J. D. Klett, "Stable analytical inversion solution for processing lidar returns", *Appl. Opt.*, **20**, 211-220 (1981)
30. F.G. Fernald, "Analysis of atmospheric lidar observations: some comments", *Appl. Opt.*, **23**, 652-653 (1984)
31. S. Elouragini, and P. H. Flamant, "Iterative method to determine an averaged backscatter-to-extinction ratio in cirrus clouds", *Appl. Opt.*, **35**, 1512-1518 (1996)
32. A Ansmann, U. Wandinger, M. Riebesell, C. Weitkamp, and W. Michaelis, "Independent measurement of extinction and backscatter profiles in cirrus-clouds by using a combined Raman elastic-backscatter lidar", *Appl. Opt.*, **31**, 7113-7131 (1992)
33. A. Ansmann, M. Riebesell, U. Wandinger, C. Weitkamp, E. Voss, W. Lahmann, and W. Michaelis, "Combined Raman Elastic-Backscatter LIDAR for Vertical Profiling of Moisture, Aerosol Extinction, Backscatter, and LIDAR Ratio", *Appl. Phys B*, **55**, 18-28 (1990)
34. D. K. Lynch, K. Sassen, D. O'C. Starr, and G. Stephens, "Cirrus", New-York: Oxford University Press, 198 (2002)
35. K. Sassen, and G. S. Cho, "Subvisual-thin cirrus lidar dataset for satellite verification and climatological research", *J. Atmos. Meteorol.*, **31**, 1275-1285 (1992)

36. B. Cadet, L. Goldfarb, D. Faduilhe, S. Baldy, V. Giraud, P. Keckhut, and A. Rechou, "A sub-tropical cirrus clouds climatology from Reunion Island (21°S, 55°E) lidar data set", *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi:10.1029/2002GL016342 (2003)

Table 1. Lidar site characteristics of the two ground-based lidar systems.

	OPAR	SIRTA
Latitude / Longitude	21.0 °S, 55.5 °E	48.7 °N, 2.2 °E
Altitude	80 m	156 m
Environment	Oceanic	Continental suburban
Lidar type and wavelength	Nd-Yag / 532 nm	Nd-Yag / 532 nm
Energy per pulse	1.00 J	0.15 J
Pulse duration	7 ns	11 ns
Time integration	120 s	10 s
Divergence	0.05 mrad	0.3 mrad
Frequency	30 Hz	20 Hz
Receiver diameter	20 cm	60 cm
Field of view	0.6 mrad	2 mrad
Vertical resolution	150 m	15 m
Operation mode	Night	Day

Table 2. Correlation coefficient, r^2 , optimal effective lidar ratio (LR_{eff}^{opt}) determined from the MI and PI combined optical depth methods and standard deviation ($\sigma_{LR_{eff}^{opt}}$) determined from the MI and PI combined optical depth methods on each profiles, for each OPAR and SIRTA cirrus cases.

cirrus case date	OPAR cases				SIRTA cases		
	99/09/08	00/01/26	00/02/11	01/03/27	02/01/21	02/03/07	02/10/29
r^2	0.97	0.95	0.85	0.84	0.84	0.70	0.78
LR_{eff}^{opt} (sr)	26	23	23	27	14	6	10
$\sigma_{LR_{eff}^{opt}}$ (sr)	11	3	4	5	5	5	5

Figure captions

Fig. 1. Vertical profile extracted from the observation period reported in Figure 2(a). The solid black line corresponds to the lidar signal, the short dashed line to the simulated molecular signal and the long dashed line to the polynomial fit of the lidar signal.

Fig. 2. 2D plot of backscattering ratio determined from backscatter lidar measurements as a function of time and altitude (a) 26 January 2000 OPAR case and (b) 29 October 2002 SIRTA case. Measurements are two minute averages.

Fig. 3. Optical depth as a function of time for the 26 January 2000 OPAR case. MI Method (dash line), NI method (circle marked line), PI method for effective lidar ratios of 5, 18.2 and 50 sr (diamond, triangle and square marked lines respectively).

Fig. 4. Comparison of optical depth retrievals from MI and PI methods on the 26 January 2000 OPAR case. Diamond, square and triangle marks correspond to effective lidar ratios of 5, 23 and 50 sr, respectively. Regression coefficients for the 3 optical depth series are shown.

Fig 5. Optical depth as a function of time for the 26 January 2000 OPAR case. MI Method (dash line), KI_r and KI_b methods (triangle and circle marked line, respectively).

Fig. 6. Comparison of optical depth retrievals from MI and PI methods on the 29 October 2002 SIRTA case. Diamond marks correspond to all the optical depth values and square marks correspond to optical depth values from 9.10 UT to 14.25 UT. The effective lidar ratio used is 10 sr. Regression coefficients for the square marks are shown.

Fig 7. Optical depth as a function of time for the 29 October 2002 SIRTA case. MI Method (dash line), KI_f and KI_b methods (triangle and circle marked line, respectively).

Fig. 8. Relative difference of optical depth MI and PI retrievals as a function of PI optical depth. Statistics built on (a) 4 OPAR cases and (b) 3 SIRTA cases. Each bin contains 15 optical depth values. The last bin between 0.33 and 0.57 contains 19 values in the OPAR analysis. The last bin between 0.61 and 1.32 contains 21 values instead of 15 in the SIRTA analysis.

Fig. 9. Same as Figure 8.a. for relative difference between PI and NI methods for OPAR cases. The last bin between 0.33 and 0.57 contains 16 values instead of 15.

Fig. 10. Effective lidar ratio determined from Raman signal as a function of PI optical depth. Each bin contains 15 effective lidar ratio values. The last bin between 0.33 and 0.57 contains 16 values instead of 15.

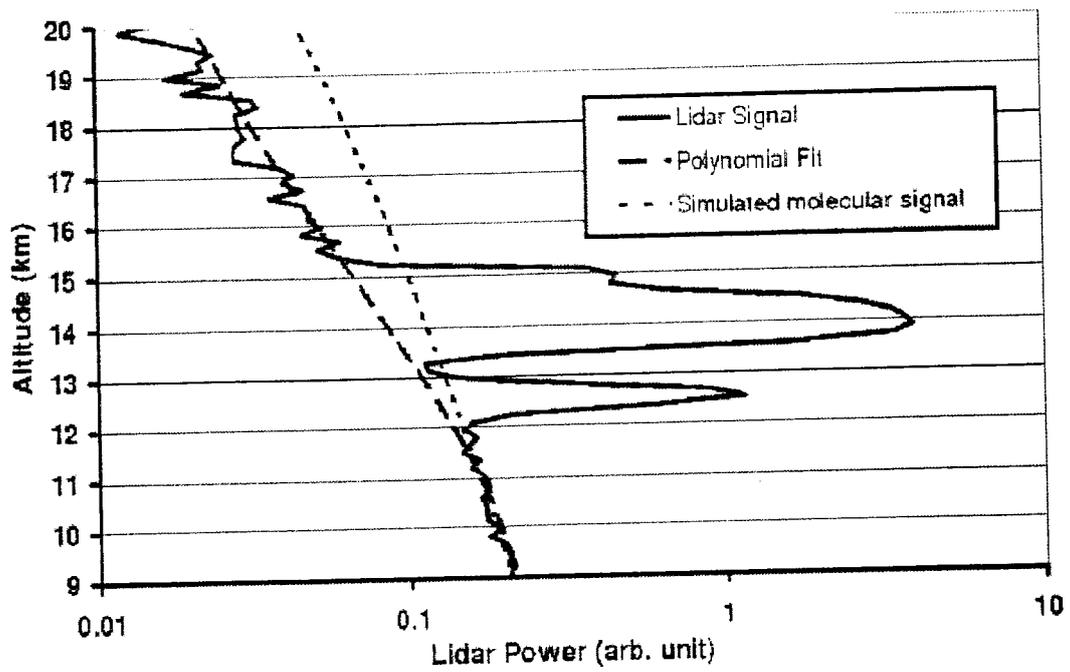


Figure 1.

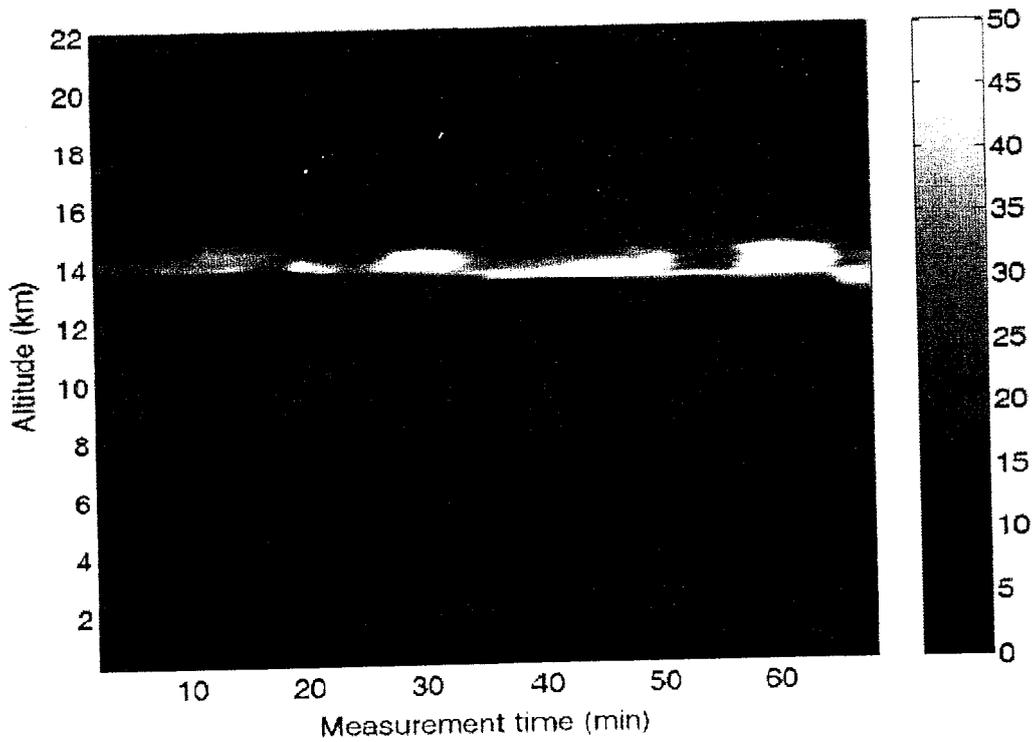


Figure 2a.

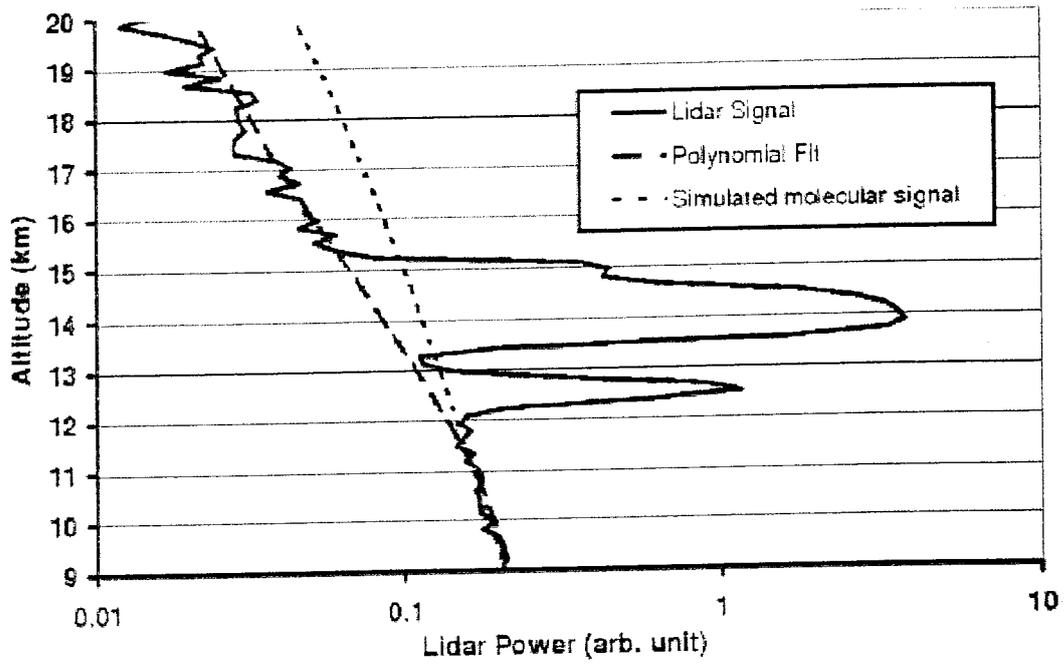


Figure 1.

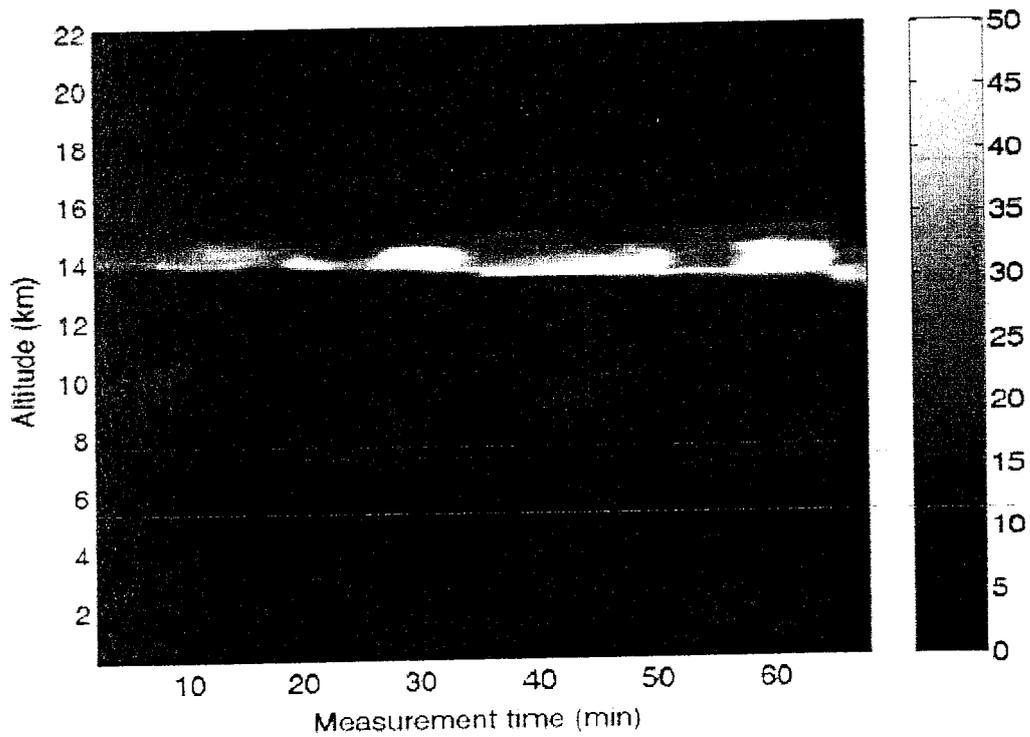


Figure 2a.

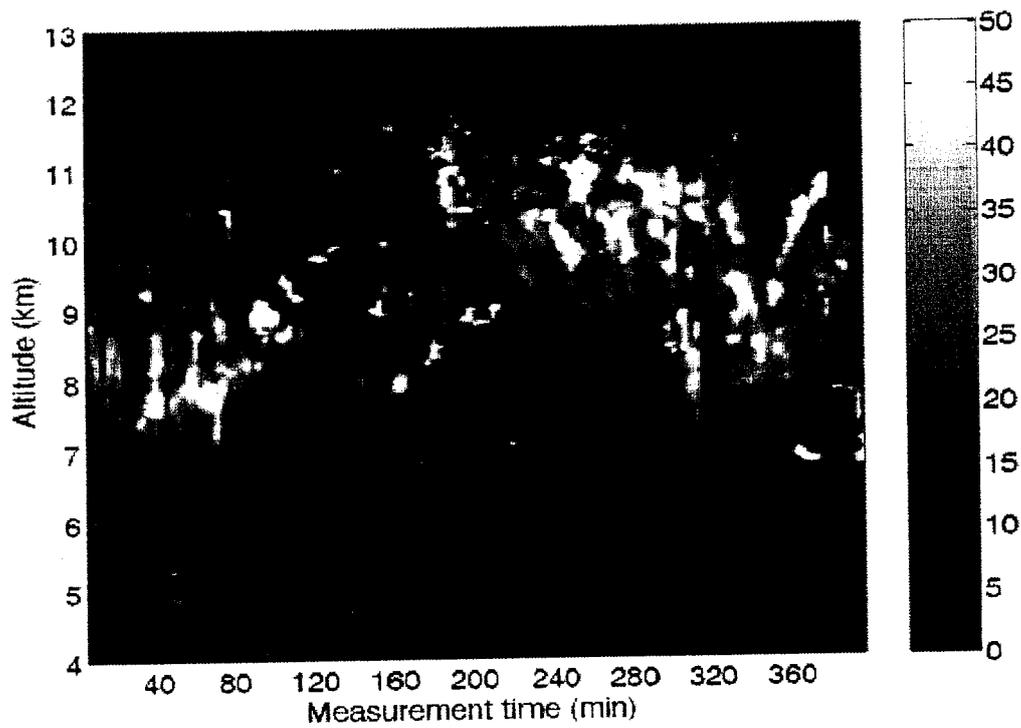


Figure 2b.

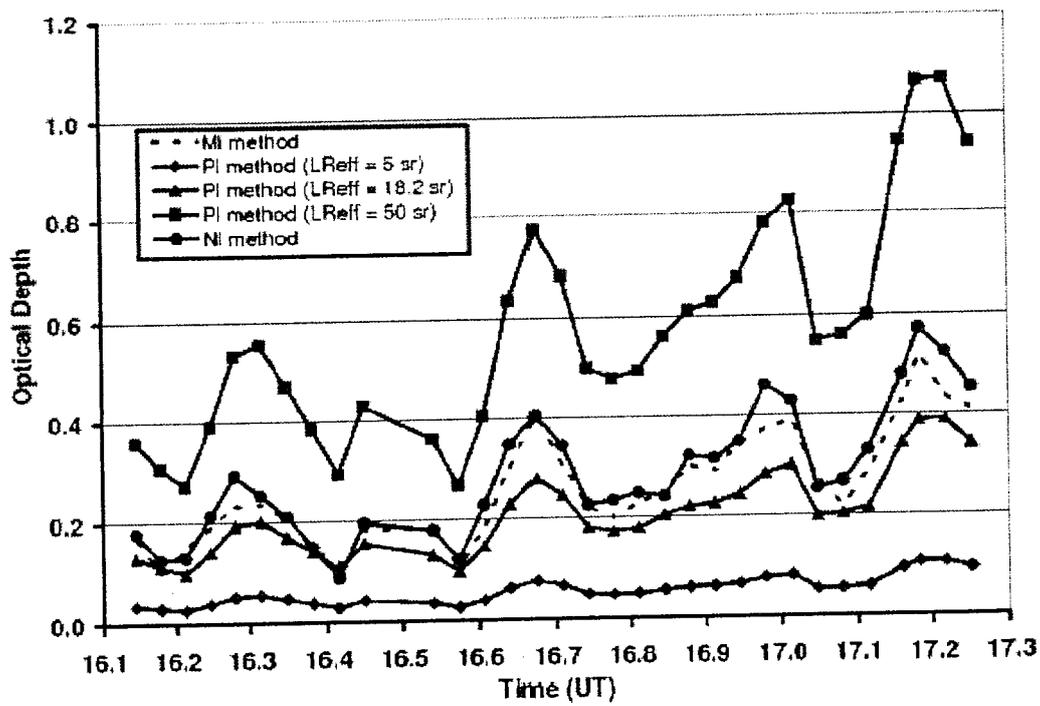


Figure 3.

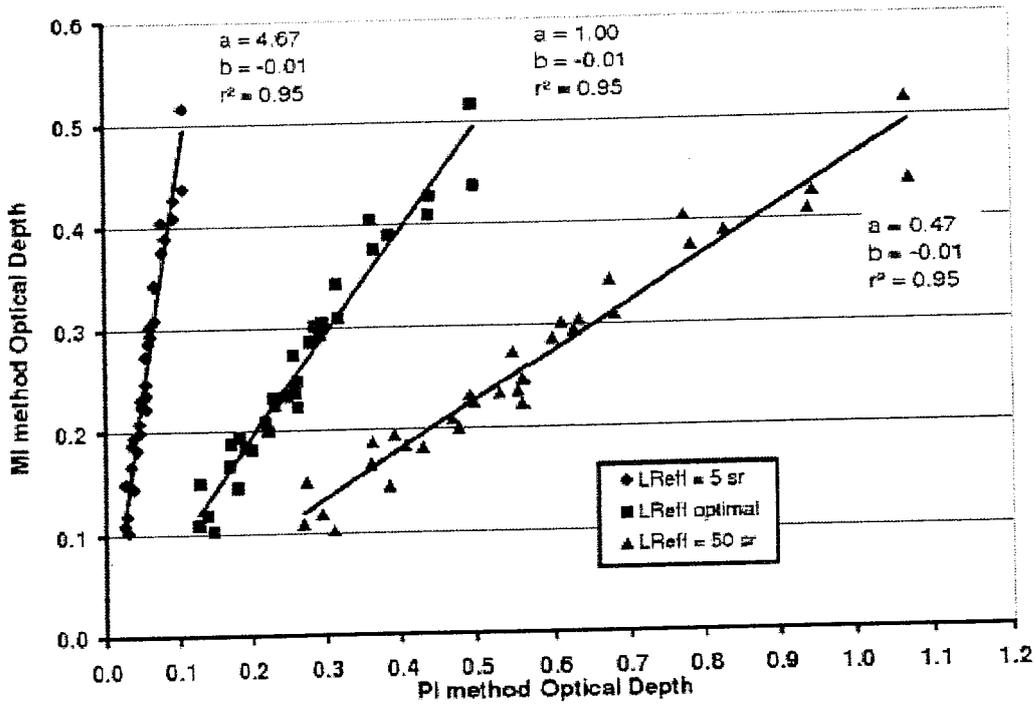


Figure 4.

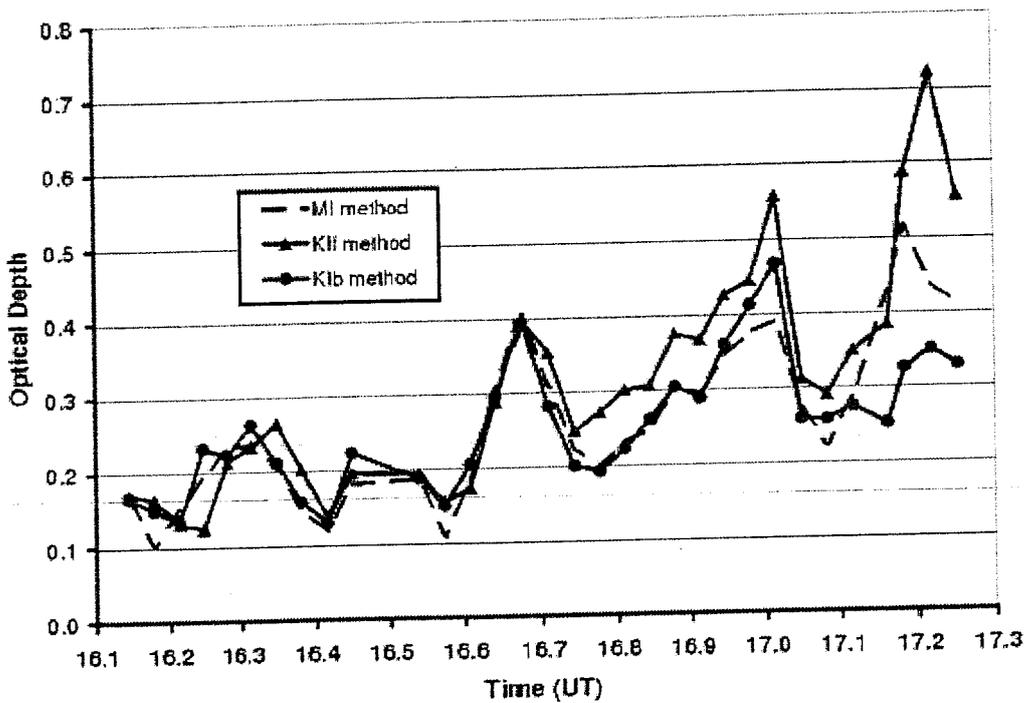


Figure 5.

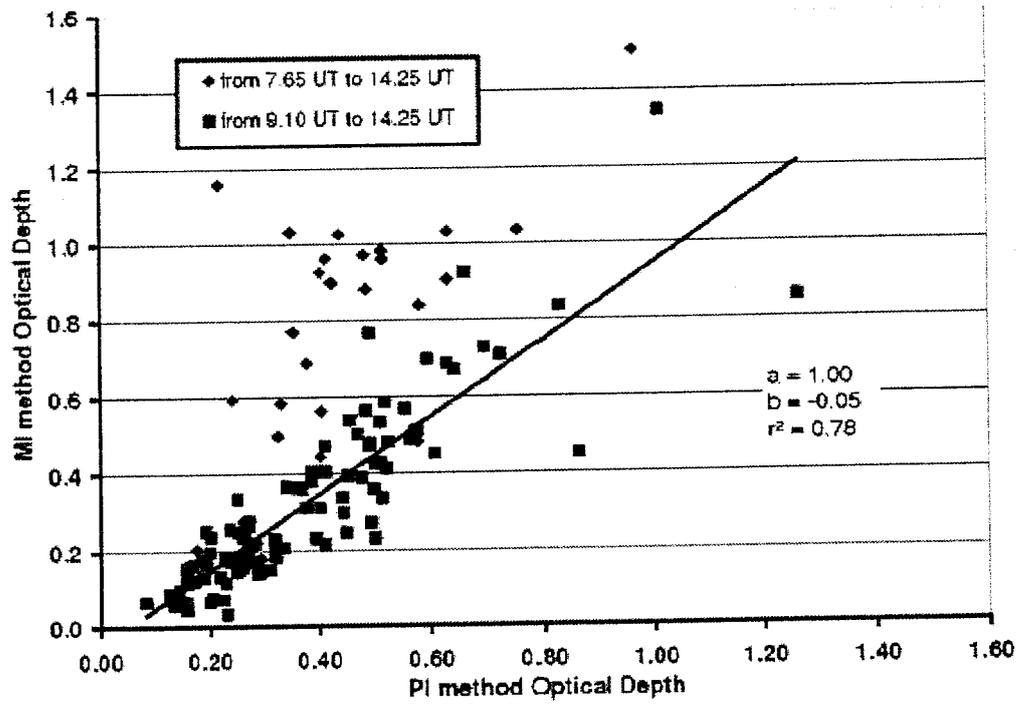


Figure 6.

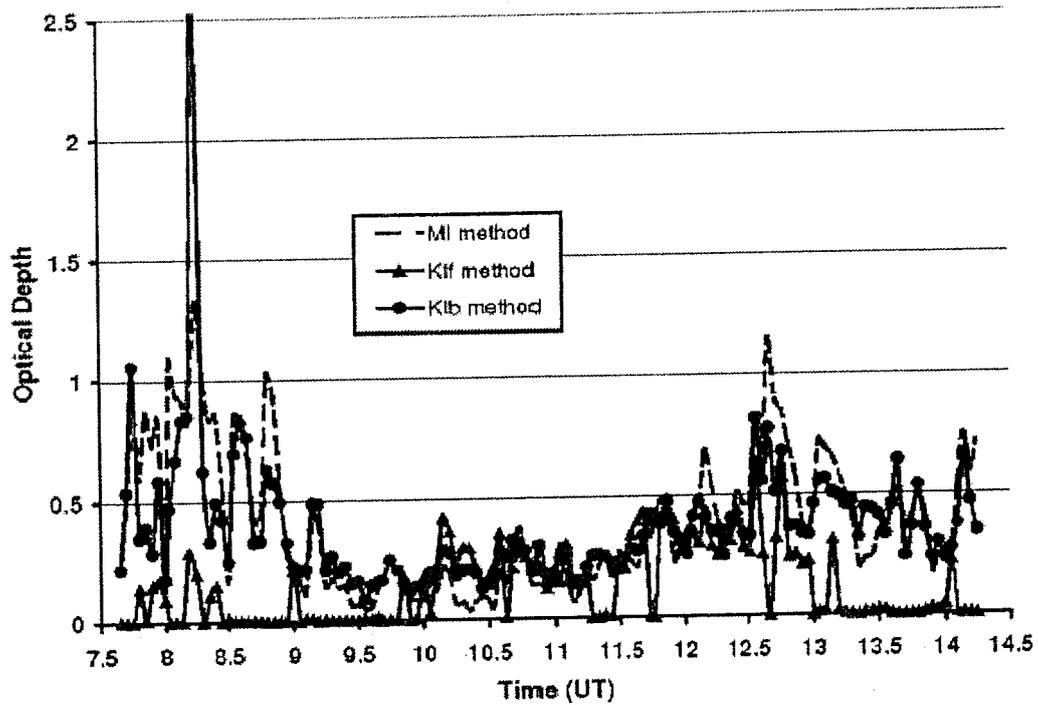


Figure 7.

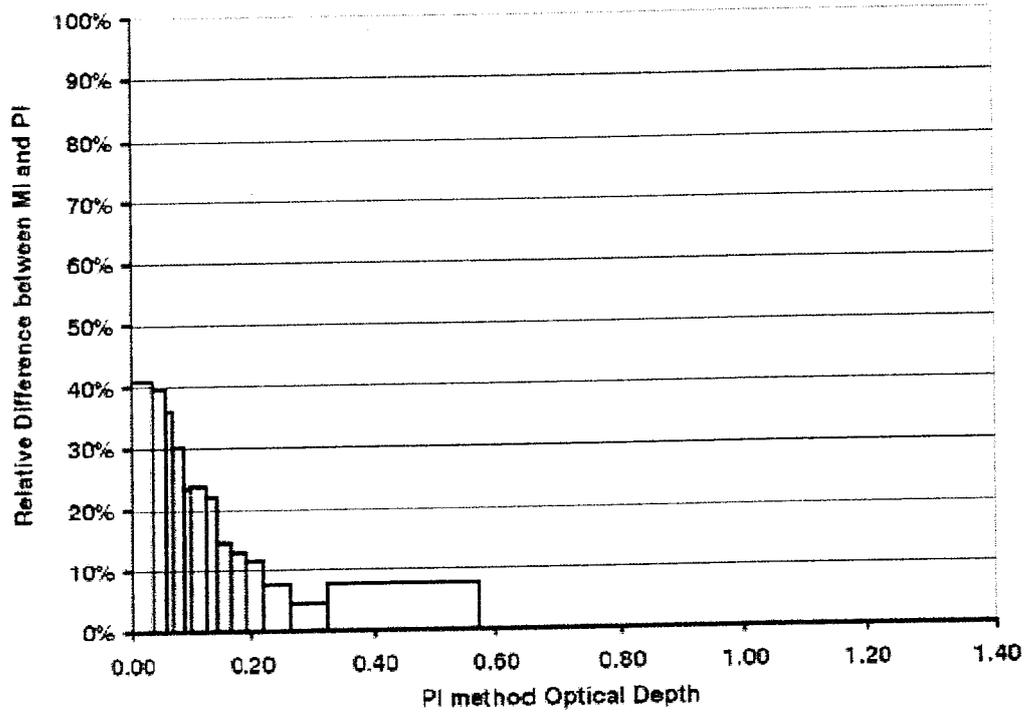


Figure 8a.

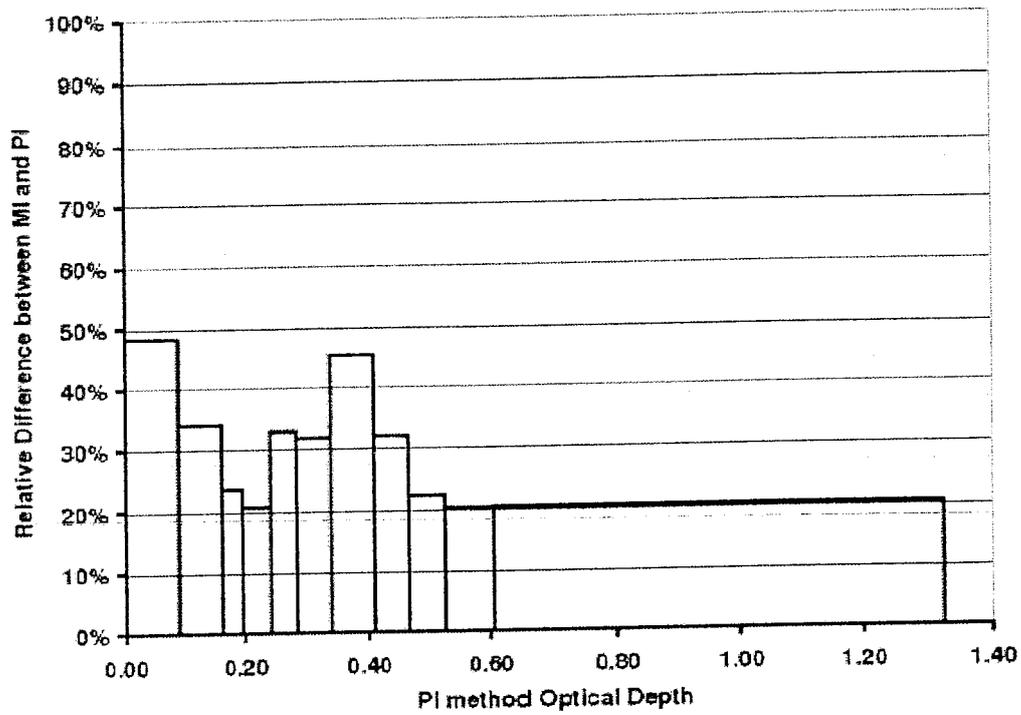


Figure 8b.

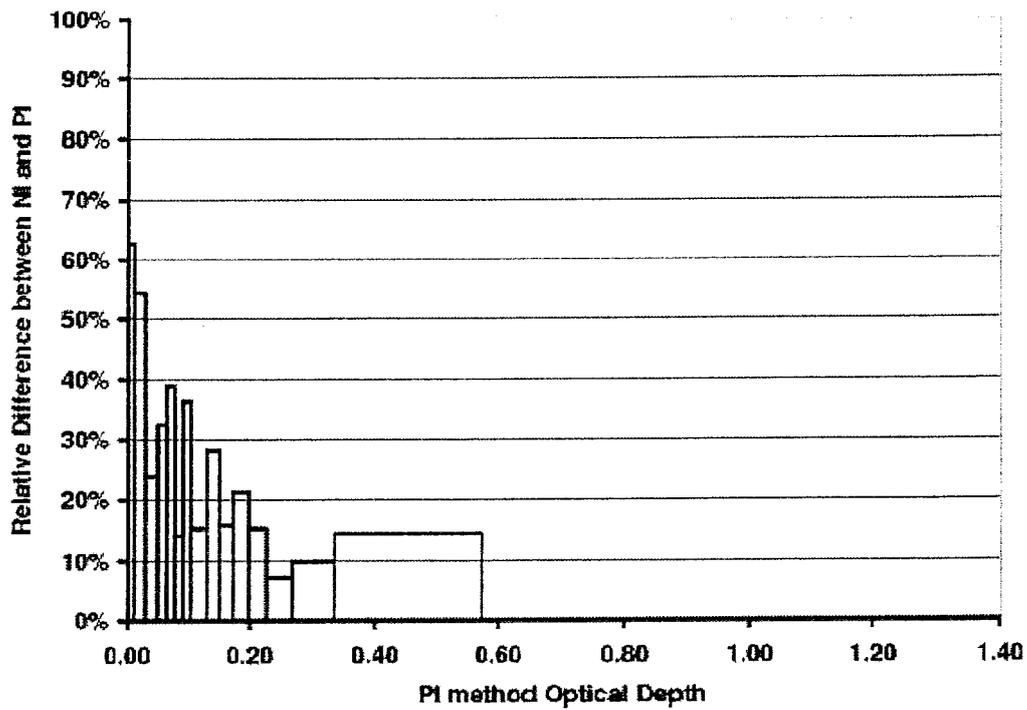


Figure 9.

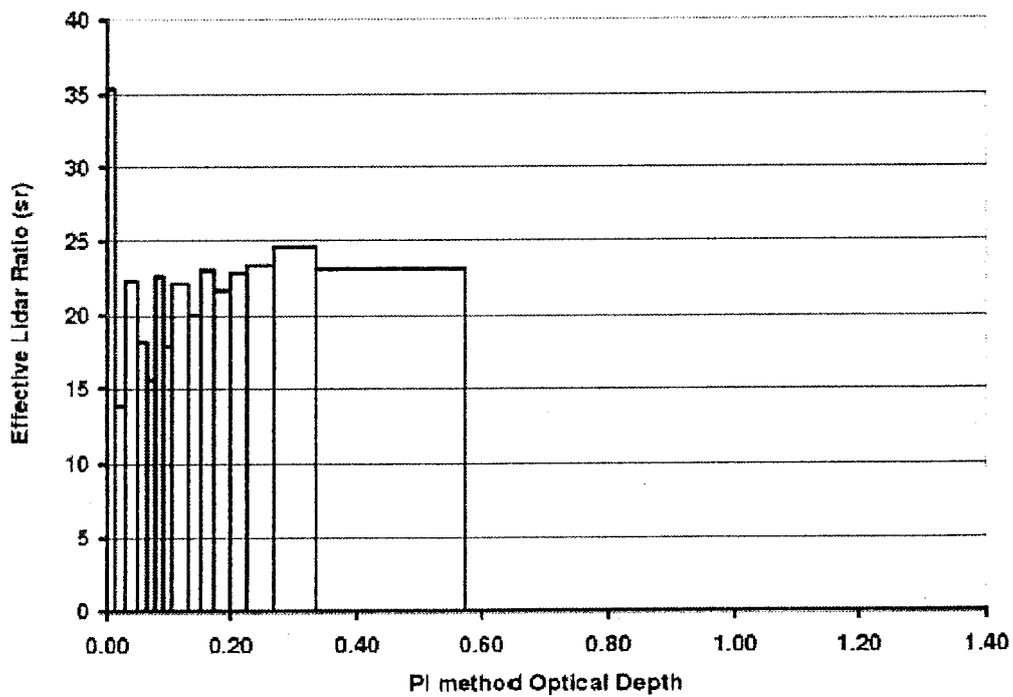


Figure 10.

D.2. A sub-tropical cirrus clouds climatology from Reunion Island (21°S, 55°E) lidar data set

Cet article résume l'étude présentée dans le chapitre IV concernant la climatology des cirrus sub-tropicaux établie à partir des données lidar Rayleigh/Mie de la station de l'OPAR. L'article a été publié dans Geophysical Research Letters en Février 2003.

A sub-tropical cirrus clouds climatology from Reunion Island (21°S, 55°E) lidar data set

B. Cadet,¹ L. Goldfarb,² D. Faduillhe,¹ S. Baldy,¹ V. Giraud,³ P. Keckhut,² and A. Réchou¹

Received 26 September 2002; revised 5 November 2002; accepted 14 November 2002; published XX Month 2003.

[1] The aim of this work is to document cirrus characteristics using ground-based measurements. A climatology of sub-tropical cirrus clouds is presented from the analysis of the Rayleigh-Mie lidar data collected at the "Observatoire de Physique de l'Atmosphère de la Réunion" (OPAR) over the period 1996–2001. The lidar laser operates at 532 nm. This climatology is based on the analysis of upward laser beam over 533 nights corresponding to 1643 hours of lidar probing. In this sub-tropical zone, two main seasons prevail for cirrus clouds occurrence: an austral winter, from May to October, and an austral summer, from November to April. As expected, cirrus are present more frequently during the austral summer, 13% of measurements, than during the austral winter, 1%. Subvisible cirrus clouds, characterised by an optical thickness below 0.03, compose a significant fraction, 65%, of the total cirrus observations.

INDEX TERMS: 1610 Global Change: Atmosphere (0315, 0325); 3309 Meteorology and Atmospheric Dynamics: Climatology (1620); 3374 Meteorology and Atmospheric Dynamics: Tropical meteorology; **KEYWORDS:** tropical cirrus, climatology, lidar. **Citation:** Cadet, B., L. Goldfarb, D. Faduillhe, S. Baldy, V. Giraud, P. Keckhut, and A. Réchou, A sub-tropical cirrus clouds climatology from Reunion Island (21°S, 55°E) lidar data set, *Geophys. Res. Lett.*, 30(0), XXXX, doi:10.1029/2002GL016342, 2003.

1. Introduction

[2] High-altitude clouds, like cirrus, have been identified as one important regulator of the radiance balance of the earth-atmosphere system [Twomey, 1991]. Through radiative effects, these clouds are likely to modulate climate system on all scales [Ramanathan and Collins, 1991; Fu et al., 1995]. Sassen and Cho [1992] have proposed 0.03 threshold value for optical thickness at 694 nm to separate cirrus clouds in two types: visible cirrus (VC) and subvisible cirrus (SVC). Wang et al. [1996] showed that the radiative effects of SVC could be greater than 0.5 W.m⁻² in the tropics. Cirrus clouds properties are quite important for climate models [Penner et al., 1999], particularly in the tropics where they have an occurrence frequency of ~20% [Lion, 1986]. From the Stratospheric Aerosol and Gas Experiment (SAGE) II observations, Wang et al. [1994] reported optically thin cirrus near the tropopause more than 50% of the total observational time. However, satellite cloud climatology derived from passive radiative measure-

ments may underestimate the actual cirrus occurrence frequency. For example, Bylie and Wang [1997] showed that more cirrus were consistently detected when a more sensitive sensor with a larger field of view was used.

[3] Over the past two decades, laser and therefore lidar instrumentation has improved tremendously. Because of the precise ranging capabilities (good spatial and temporal resolution), the lidar technique is an attractive tool in observing cirrus clouds [Evans et al., 1996; Platt et al., 1987; Sassen et al., 1990]. Its main limitation of ground based lidar measurements is that no information can be obtained when thick (i.e., opaque) low clouds occur.

[4] The OPAR is located in the Indian Ocean just above the tropic of Capricorn; it makes quasi-continuous measurements in the southern hemisphere where there is a dearth of cirrus measurements. We present in this study a sub-tropical cirrus climatology based on 6 years set lidar data recorded at the OPAR which constitutes the most temporally extensive lidar data base in the southern tropics.

[5] After a brief description of the OPAR lidar system and a short presentation of the data analysis method, we present two typical case studies. Our results are discussed with respect to the dominate air motions in this region.

2. Instrumentation and Data Analysis

[6] The Rayleigh-Mie lidar system has been operating at the OPAR (21°S, 55.5°E) since May 1994. A chronological description of the improvements made to this system have been detailed by Baray et al. [1999]. The Rayleigh-Mie lidar, in its present configuration, uses a Nd:Yag laser emitting at 532 nm and 1064 nm at 1 J and 1.75 J per pulse respectively. The light pulse duration is 7 ns and the repetition rate is 30 Hz. Backscattered photons are collected by three different systems of telescopes, allowing coverage of a wide vertical range, i.e., 1–90 km for non-polarized light and 1–30 km for polarized detection. The present work is based on the analysis of the 532 nm non-polarized backscatter signal with a vertical resolution of 150 m. The photons are collected by a 20 cm diameter telescope. Lidar data are recorded during nighttime, when no deep low altitudes clouds are present. A two-minutes integration time is used.

[7] We used a cirrus detection method similar to that described by Goldfarb et al. [2001] (GOL) for the northern hemisphere medium-latitudes site of Observatoire de Haute Provence (OHP) to facilitate future comparisons between sub-tropical and medium-latitudes cirrus climatologies.

[8] To determine the threshold for cirrus detection, first, the raw signal is corrected for the background and the altitude square dependence. Then, the Scattering Ratio (SR) is calculated by dividing the signal corrected for the

¹CNRS/Laboratoire de Physique de l'Atmosphère, La Réunion, France.

²CNRS/Service d'aéronomie, Verrières-le-Buisson, France.

³Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Villeneuve d'Ascq, France.

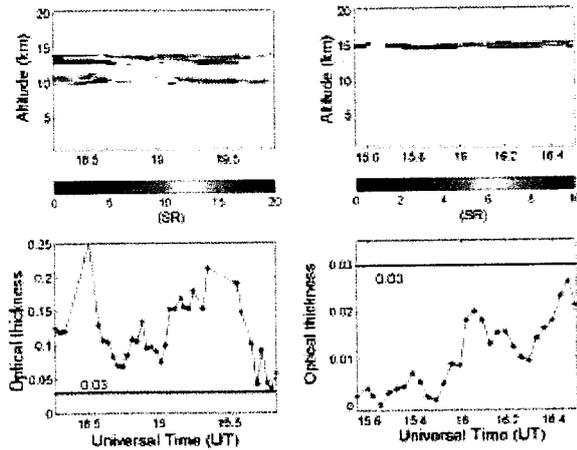


Figure 1. Case studies of multi-layer (a) and mono-layer (b) cirrus corresponding to 03/01/2001 and 09/09/98 respectively. The upper figures show, the SR as functions of time and altitude. SR values below cirrus detection threshold (t_{SR} , see text paragraph n°2 for definition) are not represented. The lower graphs show optical thickness as function of time. The horizontal line on the graphs represents the threshold value (0.03) between sub-visible cirrus and visible cirrus.

Mie + Rayleigh component by the corrected raw signal of Rayleigh contribution obtained by a forth degree polynomial fit. The result is:

$$SR = 1 + \beta_{Cirrus} / \beta_{Rayleigh} \quad (1)$$

where $\beta_{Rayleigh}$ and β_{Cirrus} are Rayleigh and Mie back-scattering coefficients respectively.

[9] For the optical depth calculation, we used the next formula:

$$\tau_{Cirrus} = \int_{z_{base}}^{z_{top}} \alpha(z) dz = (LR) \sigma_{Rayleigh} \int_{z_{base}}^{z_{top}} n_{air}(z) (SR(z) - 1) dz \quad (2)$$

where α is the extinction coefficient, LR is the Lidar Ratio defined as: $LR = \alpha / \beta_{Cirrus}$ and n_{air} is the air density computed by the MSIS-E-90 atmosphere model [http://nssdc.gsfc.nasa.gov/space/model/models/msis.html].

[10] Cirrus occurrence frequency is obtained as the ratio of cirrus detection time versus the total measurement time.

[11] Cirrus detection is based on two simultaneous criteria being met: (1) the Scattering Ratio (SR) being greater than a threshold value (t_{SR}) defined as the sum of the nightly SR mean for the 23–25 km layer plus three times the SR standard deviation for this altitude range and (2) the cloud top layer is situated above (i.e., colder than) the altitude corresponding to -38°C altitude [Sassen and Campbell, 2001]. Temperatures were determined by radiosondes measurements launched from St Denis de la Réunion. Typically, the analogous altitude of the -38°C level is around 10 km. The reference layer (23–25 km) is higher and thicker (2 km) than the one used for OHP,

since the tropopause is higher in the tropics (around 17 km, versus 12 km at OHP) and the OHP lidar vertical resolution is half the one used here.

[12] We use the same value for the lidar ratio (LR): 18.2 sr, value proposed by Platt and Diley [1984] to calculate the optical depth.

[13] Figures 1a and 1b show two nights where cirrus were detected. Cirrus are occasionally observed during the entire sampling time. In Plate 1a, a bi-layer cirrus cloud is observed. The lower layer is situated at 11 km and the upper at 14 km. Our criterion for distinct cirrus layers is a 300 m vertical separation (two times the native lidar vertical resolution). The total optical thickness varies from 0.03 to 0.25. In Plate 1b, a mono-layer cirrus is observed for entire observation time, located at 15 km. The maximum optical thickness is 0.025. These two illustrations show that partitioning clouds between two classes in using the threshold of the optical thickness is somewhat insufficient however it gives a useful preliminary distribution of cirrus characteristics.

3. Results

[14] During 1996–2001 period, the lidar system recorded 533 measurement nights representing a total of 1643 observation hours. On average, a measurement night corresponds to 3 hours, centred at 18 h (UT) for 76% of the measurements, and there are about 7.5 measurements nights per month since 1996. However, as seen in Figure 2, there are more nightly measurements during two periods: March to June and October to November. The reason for this is that there are fewer or no low level or deep convection clouds during these periods. The measurement distribution is affected by low cloud and deep convection only during the austral summer. The few data during July, August and October due to the reduction of personnel during these periods.

[15] Cirrus clouds occurrence is correlated with seasons (see Figure 2). The frequency peaks in December, with

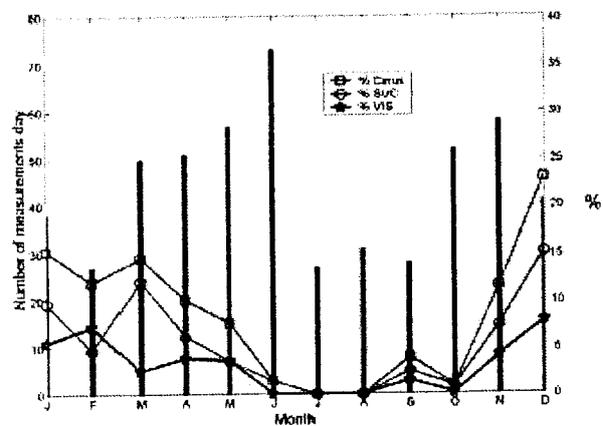


Figure 2. Cirrus occurrence frequency derived from lidar data over the 1996–2001 period. Total cirrus occurrence percentage (red), SVC percentage (green) and VC percentage (blue) as function of month. Vertical bars show the number of measurements.

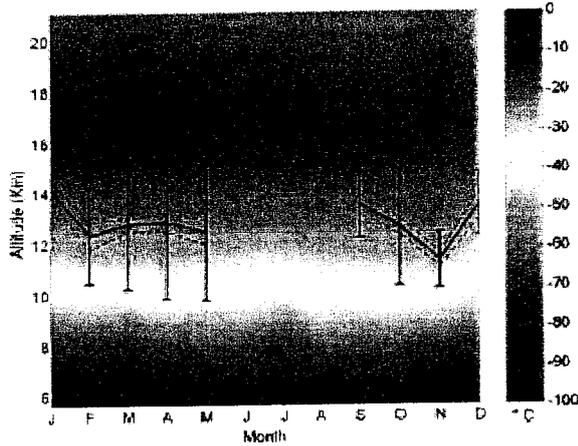


Figure 3. Evolution of the mean monthly temperature at the OPAR over the 1996-2001 period determined by radiosondes and mean monthly base, mid-cloud and top cirrus altitude with standard deviation for mid-cloud altitude.

cirrus present more than 20% of the observational time; the minimum frequency is observed in July and August when no cirrus cloud are present during the 175 hours of measurements over the entire 6 year period. During the austral winter, cirrus frequency is less than 5% in contrast with the austral summer where the frequency is reaches 20%. This result is agreement to the results obtained by Roumeau [2001].

[16] The mean monthly mid-cloud cirrus altitude and 1 sigma intervals are represented in Figure 3. This altitude varies from 11 km to 14 km and reaches its maximum in January. Both SVC and VC show similar seasonal variations. The discrepancy between VC and SVC of mean monthly average altitude lays within the limits of the standard deviation of the mid-cloud mean altitude (12.9 ± 1.5 km). Not surprisingly, SVC are thinner (0.4 ± 0.4 km) than VC (1.4 ± 0.7 km). For the total observation period, cirrus clouds occurred without any other cloud system layer, 7% of the time. Of this 7%, 65% of the cirrus clouds were SVC. This percentage have to be associated with the value of LR equal to 18.2 sr, and the neglect of multiple scattering, which are the two principal sources of uncertainties to derive the optical depth in this study. In practice, the contribution of multiple scattering depends on the lidar measurement configuration and cloud optical depth but also on particle shape and size as the phase function will significantly differ from one type of crystal to another [Chepfer *et al.*, 1999]. Single wavelength lidar optical depth retrieval involves large uncertainty and SVC occurrence could hence be changed by a factor of two, as in GOL. For example, when we allow the LR to vary from 5 to 50 sr, the SVC percentage changes from 85 to 45% respectively.

[17] Yet, during February, where ITCZ is the closest, the frequency of VC (8%) is higher than SVC frequency (5%), for other months, SVC are more frequent than VC. Figure 4 shows the frequency of occurrence distribution of the optical depth. Categories B.C and D are the most frequent (optical thickness between 0.003–0.1).

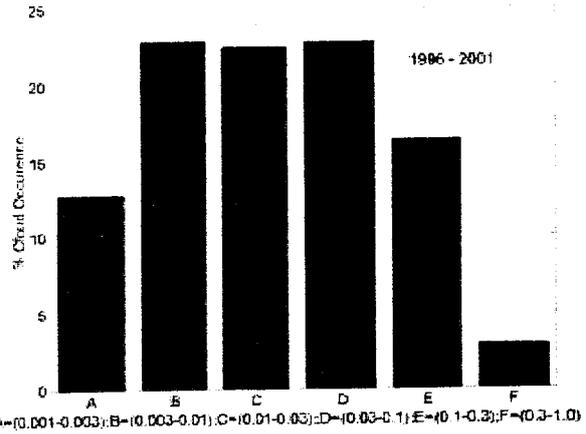


Figure 4. Histogram of cirrus optical thickness binned on log scale for the 1996-2001 period. Lettering along the abscissa corresponds to optical thickness intervals, which are given above. Categories A–C comprise the SVC component.

[18] Of the 7% total cirrus occurrence, 81% are mono-layer, 16% bi-layer and 3% are tri-layer clouds.

4. Discussion and Conclusion

[19] The climatic context of the OPAR is typical of an oceanic site dominated by the southern Hadley cell circulation [Baldy *et al.*, 1996]. Two typical seasons can be distinguished depending on the position of the Inter Tropical Convergence Zone (ITCZ) with respect to the island. The austral winter (JJA) corresponds to a distant position of the ITCZ and a strong influence of the Hadley plus Walker cell that generates steady easterly trade winds at low altitudes (<3 km) and westerly trades above the trade wind inversion. The wind inversion blocks vertical exchange and thus, the relative humidity remains below 10% in the free troposphere most of the austral winter (Figure 5). During

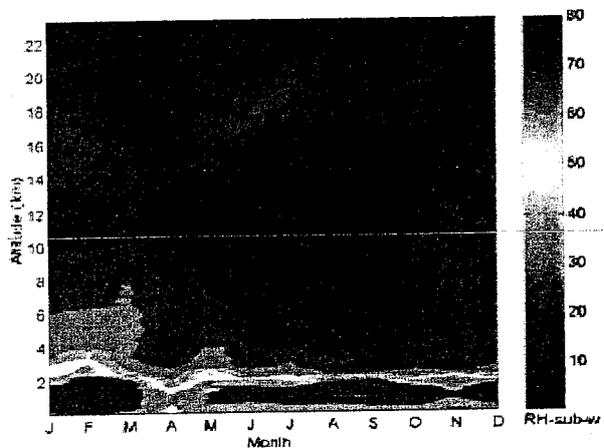


Figure 5. Evolution of the averaged monthly relative humidity (%) with respect to liquid water at the OPAR determined by radiosondes over 1996-2001 period.

austral summer (DJF), the ITCZ approaches the island and thus the trade wind influence is weak. The trade wind inversion is almost entirely vanishes during the summer. Water vapor from the Marine Boundary Layer is vented to the upper troposphere by intensive deep convection (and vice-versa in winter). The comparison of Figures 2 and 5 highlights the correlation between annual variation of water vapor in the atmosphere and cirrus clouds occurrence frequencies.

[20] Figure 3 shows a climatology of the atmosphere temperature over the OPAR. The Cold Point Temperature (CPT) can be used in the tropics to locate the tropopause. It is located around 17 km. Since convection penetrates more frequently at the upper levels [Gettelman et al., 2002], the CPT is colder during the austral summer.

[21] We note the distinctive cirrus climatologies from OHP and OPAR. The difference in occurrence frequency is the most apparent difference. Mid-latitude cirrus are observed in 54% of the cases (GOL) all the year, while sub-tropical cirrus are present 7% of the time of observation and are depend on the season. Sub-tropical cirrus cloud heights occur 2.5 km higher than those at OHP. The proportion between SVC and VC are also different. However, the geometrical thickness of SVC and VC at the two stations are nearly the same.

[22] The frequency of cirrus occurrence is greatest during the austral summer at the OPAR. When no other tropospheric cloud system occurred, cirrus clouds with optical depth less than 0.03 dominates (65% of the cirrus clouds observed).

[23] This climatology is a first step to document cirrus by ground-based measurements in the important tropical zone. Detailed vertical and horizontal structures of cirrus clouds, including multi-layer analysis, particle size and shape, scale variability and heterogeneous chemical processes, are expected to be obtained from lidar systems able to penetrate thick cirrus. This system emits at two or more wavelengths and includes depolarization and Raman sub-systems. The Raman lidar provides precise information about the phase function of retro-diffusion (i.e. the inverse lidar ratio), then comparison with other climatology will be possible [Sassen and Benson, 2001]. As suggested by the two examples shown here (Figure 1), additional information will be a great help in portioning next climatology regarding the cirrus types formation.

[24] **Acknowledgments.** This work was supported by the "Laboratoire de Physique de l'Atmosphère" of Reunion Island University. The authors thank M. Bessafi, for his help on radiosonde climatology and the technical team for their assistance. This work was funded by the INSU/PATOM and PNCA. B. Cadet is supported by a doctoral grant from the Region La Reunion.

References

- Baldy, S., G. Ancellet, M. Bessafi, A. Badr, and D. Lan Sun Lunk, Field observations of the vertical distribution of tropospheric ozone at the island of Reunion (southern tropics), *J. Geophys. Res.*, **101**, 23,835–23,849, 1996.
- Baray, J. L., J. Leveau, J. Porteneuve, G. Ancellet, P. Keckhut, F. Posny, and S. Baldy, Description and evaluation of the tropospheric ozone lidar implemented on an existing lidar in the southern subtropics, *Appl. Opt.*, **33**, 6808–6817, 1999.
- Chepfer, H., J. Pelon, G. Brogniez, C. Flamant, V. Trouillet, and P. H. Flamant, Impact of cirrus cloud ice crystal shape and size on multiple scattering effects: Application to spaceborne and airborne backscatter lidar measurement during LITE mission and E LITE campaign, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2203–2206, 1999.
- Evans, W. E., E. J. Weigman, W. Vizec, and M. G. H. Lidja, Performance specifications for meteorological satellite lidar, NASA Report CR-760871, NTIS N66-2997, 174, 1996.
- Fu, Q., S. K. Krueger, and K. N. Liou, Interactions between radiation and convection in simulated tropical cloud clusters, *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1310–1328, 1995.
- Gettelman, A., M. L. Salby, and F. Sassi, The distribution and influence of convection in the tropical tropopause region, *J. Geophys. Res.*, **4080**, doi:10.1029/2001JD001048, 2002.
- Goldfarb, L., P. Keckhut, M.-L. Chanin, and A. Hauchecorne, Cirrus climatological results from lidar measurements at OHP (44°N, 6°E), *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1687–1690, 2001.
- Liou, K. N., Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: A global perspective, *Mon. Weather Rev.*, **114**, 1167–1199, 1986.
- Penner, J. E., D. H. Lister, D. J. Griggs, D. J. Dokken, and M. McFarland, *Aviation and the Global Atmosphere. Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge Univ. Press, New York, 1999.
- Platt, C. M. R., and A. C. Diley, Determination of the cirrus particle single-scattering phase function from lidar and solar radiometric data, *Appl. Opt.*, **23**, 380–386, 1984.
- Platt, C. M. R., J. C. Scott, and A. C. Diley, Remote sounding of high clouds, part VI, Optical properties of midlatitude and tropical cirrus, *J. Atmos. Sci.*, **44**, 729–747, 1987.
- Ramanathan, V., and W. Collins, Thermodynamic regulation of ocean warming by cirrus clouds deduced from observations of the 1987 El-Niño, *Nature*, **351**, 27–32, 1991.
- Roumeau, S., Les réactions hétérogènes dans la troposphère tropicale: Effet des aérosols carbonés et des cirrus sur l'ozone. Ph.D. thesis, Lab. de Phys. de l'Atmos., La Réunion, France, 2001.
- Sassen, K., and S. Benson, A midlatitude cirrus cloud climatology from the Facility for Atmospheric Remote Sensing, part II, Microphysical properties derived from lidar depolarization, *J. Atmos. Sci.*, **58**, 2103–2112, 2001.
- Sassen, K., and J. R. Campbell, A midlatitude cirrus cloud climatology from the Facility for Atmospheric Remote Sensing, part I, Macrophysical and synoptic properties, *J. Atmos. Sci.*, **58**, 481–496, 2001.
- Sassen, K., and G. S. Cho, Subvisual-thin cirrus lidar dataset for satellite verification and climatological research, *J. Atmos. Meteorol.*, **31**, 1275–1285, 1992.
- Sassen, K., C. J. Grund, J. D. Spithime, J. M. Alvarez, and M. J. Hardesty, The 27–28 October 1986 FIRE IFO cirrus case study: A five lidar overview of cloud structure and evolution, *Mon. Weather Rev.*, **118**, 2288–2312, 1990.
- Twomey, S., Aerosols, clouds and radiation, *Atmos. Environ.*, **25**, 2435–2442, 1991.
- Wang, P. H., M. P. McCormick, L. R. Pook, W. P. Chu, K. Yuc, G. S. Kent, and K. M. Skeens, Tropical high cloud characteristics derived from SAGE II extinction measurements, *Atmos. Res.*, **34**, 53–83, 1994.
- Wang, P. H., P. Minnis, M. P. McCormick, G. S. Kent, and K. M. Skeens, A 6-year climatology of cloud occurrences frequency from Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II observations (1985–1990), *J. Geophys. Res.*, **101**, 29,407–29,429, 1996.
- Wylie, D. P., and P. H. Wang, Comparison of cloud frequency data from the High-resolution Infrared Radiometer Sounder and the Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II, *J. Geophys. Res.*, **102**, 29,893–29,900, 1997.
- S. Baldy, B. Cadet, D. Fadulhe, and A. Rêchon, CNRS/Laboratoire de Physique de l'Atmosphère, La Réunion 97400, France. (bcadet@unireunion.fr)
- V. Giraud, Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Villeneuve d'Ascq 59600, France.
- L. Goldfarb and P. Keckhut, CNRS/Service d'aéronomie, Verrières-le-Buisson 91371, France.

Bibliographie

- Abercomby, R., Suggestions for an international nomenclature of clouds, *Quart. J. of the Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 13, p154-p166, 1887.
- Ackerman, T.P., K. Liou, F.P.J. Valero, and L. Pfister, Heating rates in tropical anvils, *J. Atmos. Sci.*, 45, 1606-1623., 1988.
- Ansmann, A., J. Bosenberg, G. Brogniez, S. Elouragini, P.H. Flamant, K. Klapheck, H. Linn, L. Menenger, W. Michaelis, M. Riebesell, C. Snneff, P.H. Thro, U. Wandinger, and C. Weitkamp, Lidar network observations of cirrus morphological and scattering properties during the International Cirrus Experiment 1989: the 18 October 1989 case study and statistical analysis, *J. Appl. Meteor.*, 32, 1608-1622, 1993.
- Ansmann, A., U. Wadinger, M. Riesbell, C. Wietkamp, and W.W. Michaelis, Independent measurement of extinction and backscatter profiles in cirrus clouds using a combined Raman and elastic-backscatter lidar, *Appl. Opt.*, 31, 7113-7131, 1992b.
- Asano, S., A. Uchiyama, A. Yamazaki, J.-F. Gayet, and M. Tanizono, Two case studies of continental type water and maritime mixed-phased stratocumuli over the sea. Part II: Absorption and solar radiation, *J. Geophys. Res.*, Vol. 107, No. D21, 4570, doi: 10.1029/2001JD1108, 2002.
- Bailey, M., and J. Hallett, Nucleation, growth and habit distributions of cirrus type crystals under controlled laboratory conditions, 13th International conference on clouds and precipitations, Desert Research Institute, Reno, NV, J. Hallett and G.A. Isaac(eds), p 629-632., 2000.
- Baldy, S., G. Ancellet, M. Bessafi, A. Badr, and D. Lan Sun Lunk, Field observations of the vertical distribution of tropospheric ozone at the island of Reunion (southern tropics), *J. Geophys. Res.*, 101, 23, pp.835-23,849, 1996.
- Baray, J.L., J. Leveau, J. Porteneuve, G. Ancellet, P. Keckhut, F. Posny, and S. Baldy, Description and evaluation of the tropospheric ozone lidar implemented on an existing lidar in the southern subtropics, *Appl. Opt.*, 33, 6808- 6817, 1999.
- Barja, B., Cirrus clouds at Camagüey, Cuba, 21th International Laser Radar Conference, 2001.
- Barnes, A.A. Observations of ice particles in clear air, *J. Rech. Atmos.*, 14(3-4), 311-315, 1980.

Barnes, A.A., The cirrus and sub-visible cirrus background, AFGL-TR-82-0193, Hanscomb Air Force Base, MA., 1982.

Baum, B. A., D.P. Kratz, P. Yang, S.C. Ou, Y. Hu, P.F. Soulen, and S.C. Tsay, Remote sensing of cloud properties using MODIS Airborne Simulator imagery during SUCCESS. I. Data and models, *J. Geophys. Res.*, 105, 11,767-11,780, 2000.

Bencherif, H., Observations de l'activité dynamique dans la moyenne atmosphère, par sondage LIDAR, au-dessus du site de l'île de la Réunion, Ph.D. Thesis. Lab. de Phys. de l'Atmos. La Réunion, France, 1996.

Boehm, M., and J. Verlinde, Stratospheric influence on upper tropospheric tropical cirrus, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 3209-3212, 2000.

Boehm, M., J. Verlinde, and T.P. Ackerman, On the maintenance of high tropical cirrus, *J. Geophys. Res.*, 104, 24 423-24 433, 1999.

Boehm, M.T., and S. Lee, The implications of tropical Rossby waves for tropical tropopause cirrus formation and for the equatorial upwelling of the Brewer-Dobson circulation, *J. Atmos. Sci.*, 60, 247-261, 2003.

Cadet, B., L. Goldfarb, D. Faduilhe, S. Baldy, V. Giraud, P. Keckhut, and A. Réchou, A sub-tropical cirrus clouds climatology from Reunion Island (21°S, 55°E) lidar data set, *Geo. Res. Lett.*, 30(3): 4. doi: 10.1029/2002GL016342. issn: 0094-8276., 2003.

Cadet, B., V. Giraud, Improved retrievals of cirrus cloud optical depth properties using a combination of lidar methods, *pre*, Nov. 2004.

Caniaux, G., J.-L. Redelsperger and J.-P. Lafore, A numerical study of the stratiform region of a fast-moving squall line. Part I. General description, and water and heat budgets. *J. Atmos. Sci.*, 51, 2046-2074, 1994.

Chen, W.-N., C.-W. Chiang, and J.-B. Nee, Lidar ratio and depolarization ratio for cirrus clouds, *Appl. Opt.*, 41, 6470-6476, 2002.

Churchill, D.D., and R.A. Houze, Jr., Radiatively driven stratosphere-troposphere interactions near the tops of tropical cloud clusters. Preprints, Seventh Conference on Atmospheric Radiation, San Francisco, Am. Meteor. Soc., J125-J128, 1990.

Chylek, P., and J.S. Dobbie, Radiative properties of finite inhomogeneous cirrus cloud, Monte Carlo Simulations, *J. Atmos. Sci.*, 52, 3512-3522, 1995.

Collis, R.T.H., Lidar: a new atmospheric probe, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 92, p. 220, 1966.

Del Genio, A.D., M.-S. Yao, W. Kovari, and K.K.-W. Lo, A prognostic cloud water parameterization for global climate models, *J. Climate*, 9, 270-304, doi:10.1175/1520-0442, 1996.

Downling, D.D., and L.F. Radke, A summary of the physical properties of cirrus clouds, *J. of Appl. Meteor.*, 29:970-978, 1990.

Draxler, R.R., Hybrid single-particle Lagrangian integrated trajectories (HY-SPLIT): Version 3.0 -- User's guide and model description. NOAA Tech. Memo. ERL ARL-195, 26 pp. and Appendices. [Available from National Technical Information Service, 5285 Port Royal Road, Springfield, VA 22161.], 1992.

Dubuisson, P, J.-C. Buriez, and Y. Fouquart, High spectral resolution solar radiative transfer in absorbing and scattering media: application to the Satellite Simulation, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*. 55: 103-126, 1996.

Ebert, E. E., and J. A. Curry, A parametrization of ice cloud optical properties for climate models, *J. Geos. Res.*, 97(D4):3831-3836, 1992.

Elouragini, S., and P.H. Flamant, Iterative method to determine an averaged backscatter-to-extinction ratio in cirrus clouds, *Appl. Opt.*, 35, 1512-1518, 1996.

Evans, W.E., E.J. Weigman, W. Viezee, and M.G.H. Ligda, Performance specifications for meteorological satellite lidar, NASA Report CR-760871, NTIS N66-2997, 174, 1996.

Fernald, F.G., Analysis of atmospheric lidar observations: some comments, *App. Opt.*, 23, 652, 1984.

Folland, C.K., T.N. Palmer, and D.E. Parker, Sahel rainfall and worldwide sea temperature 1901-1985, *Nature*, Vol. 320, p602-p607, 1986.

Fontaine, B., and S. Janicot, Sea surface temperature fields associated with West African rainfall anomaly types, *J. Climate*, Vol. 9, p2935-p2940, 1996.

Fowler, L.D., D.A. Randall, and S.A. Rutledge, Liquid and ice cloud microphysics in the CSU general circulation model. Part 1: Model description and simulated microphysical processes, *J. Climate*, 9, 489-529, 1996.

Gettelman, A., M. L. Salby, and F. Sassi, Distribution and influence of convection in the tropical tropopause region, *J. Geophys. Res.*, 107(D10), 4080, doi:10.1029/2001JD001048, 2002.

Gierens, K., U. Schumann, M. Helten, H. Smit, and A. Marengo, A distribution law for relative humidity in the upper troposphere and lower stratosphere derived from three years of MOZAIC measurements, *Ann. Geophys.*, Vol. 17, p1218-p1226, 1999b.

Goldfarb, L., P. Keckhut, M.-L. Chanin, and A. Hauchecorne, Cirrus climatological results from lidar measurements at OHP (44°N, 6°E), *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1687-1690, 2001.

Griffith, K.T., S.K. Cox, and R.G. Knollenberg, Infrared radiative properties of tropical cirrus clouds inferred from aircraft measurements, *J. Atmos. Sci.*, 37, 1077-1087, 1980.

Gu, Y., and K.-N. Liou, Interaction of radiation, microphysics and turbulence in the evolution of cirrus clouds, *J. Atmos. Sci.*, 57, 2463-2479, 2000.

Haeffelin, M., C. Boitel, D. Bouniol, H. Chepfer, M. Chiriaco, A. Delaval, P. Drobinski, C. Goukenleuque, M. Grall, A. Hodzic, F. Hourdin, F. Lapouge, A. Mathieu, Y. Morille, C. Naud, V. Noël, J. Pelon, A. Protat, B. Romand, and R. Vautard: "SIRTA, a ground-based atmospheric observatory for clouds, aerosols and water vapor." Notes des activités instrumentales IPSL, n° 37, September 2003, ISSN 1626-8334, available from <http://www.ipsl.jussieu.fr/documentation/NAI/Notes.htm>

Harrison, E.F., P. Minnis, B.R. Barkstrom, V. Ramanathan, R.D. Cess, and G. Gibson, Seasonal variation of cloud radiative forcing derived from the Earth Radiation Budget Experiment, *J. Geophys. Res.*, 95:18687-18703, 1990

Haywood, J., and O. Boucher, Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review, *Reviews of Geophysics*, 38, 513-543, 2000.

Hedin, A.E., Extension of the MSIS Thermospheric Model into the Middle and Lower Atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 96, 1159, 1991.

Heymsfield, A. J., Cirrus uncinus generating cells and the evolution of cirriform clouds, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 32, p799-p808, 1975.

Heymsfield, A.J. and G.M. McFarquhar, High Albedos of Cirrus in the Tropical Pacific Warm Pool - Microphysical Interpretations from CEPEX and from Kwajalein, Marshall Islands, *J. Atmos. Sci.*, 53, 2424-2451, 1996.

Heymsfield, A.J., A. Bansemmer, P.R. Field, S.L. Durden, J. Stith, J.E. Dye, W. Hall, and T. Grainger, Observations and parameterizations of particle size distributions in deep tropical cirrus and stratiform precipitating clouds: Results from in situ observations in TRMM field campaigns, *J. Atmos. Sci.*, 59, 3457-3491, 2002.

Heymsfield, A.J., and R.M. Sabin R. M., Cirrus crystal nucleation by homogeneous freezing of solution droplets, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 46, p2252-p2264, 1989.

Heymsfield, A.J., Ice particles observed in a cirriform cloud at -83°C and implications for polar stratospheric clouds, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 43, p851-p855, 1986.

Heymsfield, A.J., L.M. Miloshevich, C. Twohy, G. Sachse, and S. Oltmans, Upper tropospheric relative humidity observations and implications for cirrus nucleation, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 25, p1343-p1346, 1998b.

Hildebrandson, H., A. Riggenbach, and L. Teisserenc de Bort, *Atlas International des Nuages*, Paris, 1896.

Hildebrandson, H., Remarks concerning the nomenclature of clouds for ordinary use, *Quart. J. of the Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 13, London, p140-p146, 1887.

Hildebrandson, H., Sur la classification des nuages employée à l'Observatoire Météorologique d'Upsala, Suisse, p9, 1879.

Hogan, R.J., Illingworth, A.J., and H. Sauvageot, Measuring crystal size in cirrus using 35 and 94 GHz radars, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 17, 27-37, 2000.

Howard, L., On the modification of clouds, and on the principles of their production, suspension and destruction. *Philosophical Magazine*, J. Taylor, London. [Réédité dans *Neudrucke von Schriften und Karten über Meteorology und Erdmagnetismus*, Tome III, Berlin, 1894, p. 6].

IPCC, *Climate Change 2001 : The Scientific Basis*. Cambridge University Press, 2001.

Jensen, E.J., and O.B. Toon, Ice nucleation in the upper troposphere: Sensitivity to aerosol number density, temperature, and cooling rate, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 21, p2019-p2022, 1994.

Jensen, E.J., O.B. Toon, H.B. Selkirk, J.D. Spinhirne, and M.R. Schoberl, On the formation and persistence of subvisible cirrus clouds near the tropical tropopause, *J. Geophys. Res.*, 101(D16), 21,361-21,375, 1996.

Kandel, R., M. Viollier, P. Raberanto, J.-P. Duvel, L.A. Pakhomov, V.A. Golovko, A.P. Trishchenko, J. Mueller, E. Raschke, R. Stuhlmann, and the International ScaRaB Scientific Working Group (ISSWG), The ScaRaB Earth radiation budget dataset, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79:765-783, 1998.

Keckhut, P., F.J. Schmidlin, A. Hauchecorne, and M.L. Chanin, Trend estimates from US rocketsondes at low latitude stations (8°S-34°N), taking into account instrumental changes and natural variability, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 61, 447-459, 1999.

Khain, A., M. Ovtchinnikov, M. Pinsky, A. Pokrovsky, and H. Krugliak, Notes on the state-of-the-art numerical modeling of cloud microphysics, *Atmos. Res.*, 55, 159-224, 2000.

Klett, J.D., Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratio, *Appl. Opt.*, 24, p.1638, 1985.

Klett, J.D., Stable analytical inversion solution for processing lidar returns, *Appl. Opt.* 20, p.211, 1981.

Knollenberg, R.G., A.J. Dascher, and D. Huffman, Measurements of the aerosol and ice crystal populations in tropical stratospheric cumulonimbus anvils, *Geophys. Res. Lett.*, 9, 613-616, 1982.

Knollenberg, R.G., K. Kelly, and J.C. Wilson, Measurements of high number densities of ice crystals in the tops of tropical cumulonimbus, *J. Geophys. Res.*, 98, 8639-8664, 1993.

Kondratyev, K.Y., *Radiative Heat Exchange in the Atmosphere*, Pergamon, New York, 1965.

Koop, T.H.P.Ng., B. Luo, A. Tsias, and T. Peter, Water activity as the determinant for homogeneous ice nucleation in aqueous solutions, *Nature*, 406, p611-615, 2000.

Labitzke, K., J.J. Barnett, and B. Edwards (eds.), *Handbook MAP 16, SCOSTEP*, University of Illinois, Urbana, 1985.

Lafore, J.-P., Stein J., Asencio N., Bougeault P., Ducrocq V., Duron J., Fischer C., Hérelil P., Mascart P., Masson V., Pinty J.-P., Redelsperger J.-L., Richard E., and Vilà-Guerau de Arellano J., The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I: adiabatic formulation and control simulations. Scientific objectives and experimental design, *Ann. Geophys.*, 16, 90-109, 1998.

Lamarck, J.B., Sur la forme des nuages. Dans l'Annuaire Météorologique pour l'an XI de la République Française, Paris, No. 3, p149-p164, 1802.

Lamb, P.J., West African water variations between recent contrasting Subsaharan droughts, *Tellus*, A35, p198-p212, 1983.

Le Barbé, L., T. Lebel, and D. Tapsoba, Rainfall variability in west Africa during the years 1950-90, *J. of Climate*, Vol. 15, No. 2, 2002.

Liao, X., W.B. Rossow, and D. Rind, Comparison between SAGE II and ISCCP high-level clouds 1. Global and zonal mean cloud amounts, *J. Geophys. Res.*, 100, 1121-1135, 1995.

Lindzen, R.S., M.-D. Chou, and A. Hou, Does the Earth have an adaptive infrared Iris ?, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 82, p417-p432, 2001.

Liou, K.N., and Y. Takano, Light scattering by nonspherical particles: Remote sensing and climatic implications, *Atmos. Res.*, 31, 271-298, 1994.

Liou, K.N., Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: A global perspective., *Mon. Weather Rev.*, Vol. 114, p1167-p1199, 1986.

Liou, K.N., Radiation and clouds process in the atmosphere, Oxford University Press, 1992.

Luo, Z. and W. B. Rossow, Characterizing tropical cirrus lifecycle, evolution and interaction with upper tropospheric water vapor using lagrangian trajectory analysis of satellite observations. *J. Climate*. In press, 2004.

Lynch, D., K. Sassen, D.O'C. Starr, and G. Stephens, *Cirrus*, Oxford University Press, 2002.

Macke, A., J. Müller, and E. Raschke, Single scattering properties of atmospheric ice crystals, *J. Atmos. Sci.*, 53, 2813-2825, 1996.

Macke, A., Scattering of light by polyhedral ice crystals, *Appl. Opt.*, 32, 2780-2788, 1993.

Manabe, S., and F. Moller, On the radiative equilibrium and heat balance of the atmosphere, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 89, p503-p532, 1961.

McClatchey, R.A., R.W. Fenn, J.E.A. Shelby, F.E. Voltz, and J.S. Garing, Optical properties of the atmosphere, p98, Rep. AF-CRF-72-0497, Hanscom Air Force Base, Bedford, Mass., 1972.

McCormick, M.P., L.W. Thomason, and C.R. Trepte, Atmospheric effects of the Mt. Pinatubo eruption, *Nature*, 373, 399-404, 1995.

McFarquhar, G.M., and A. Heymsfield, Microphysical characteristics of three anvils sampled during the Central Equatorial Pacific Experiment, *J. Atmos. Sci.*, 53, 2401-2423, 1996.

McFarquhar, G.M., and A.J. Heymsfield, Parameterization of tropical cirrus ice crystal size distributions and implications for radiative transfer: Results from CEPEX. *J Atmos. Sci.*, 54, 2187-2200, 1997.

Minnis, P., L. Nguyen, D.P. Duda, and R. Palikonda, Spreading of isolated contrails during the 2001 air traffic shutdown, in 10th Conference on aviation, range and aerospace meteorology, Portland, Oregon, 2002.

Mishchenko, M.I., W.B. Rossow, A. Macke, and A.A. Lacis, Sensitivity of cirrus cloud albedo, bidirectional reflectance and optical thickness retrieval accuracy to ice particle shape. *J. Geophys. Res.*, 101, 16 973-16 985, 1996

Monier, M., Développement d'un modèle de cirrus à microphysique détaillée, thèse, Lab. de Météor. Dyn., France, 2003.

Morcrette, J.-J., Radiation and cloud radiative properties in the European center for medium range weather forecasting system, *J. Geophys. Res.*, 96, 9121-0132, 1991.

Nicholson, S.E., Rainfall and atmospheric circulation during drought periods and wetter years in West Africa, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 109, p2191-p2208, 1981.

Ovarlez, J., J.-F. Gayet, K. Gierens, J. Ström, H. Ovarlez, F. Auriol, R. Bussen, U. Schumann, Water vapor measurements inside cirrus clouds in Northern and Southern hemispheres during INCA, *Geophys. Res. Lett.*, 29 (16): 10.1029/2001GL014440, 2002.

Pal, S.R., W. Steinbrecht, and A.I. Carswell, Automated method for lidar determination of cloud base height and vertical extent. *Appl. Opt.*, 34, 2388-2399, 1992.

Penner, J.E., D.H. Lister, D.J. Griggs, D.J. Dokken, and M. McFarland, *Aviation and the Global Atmosphere: Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge Univ. Press, New-York, 1999.

Pinty, J.-P. and P. Jabouille, A mixed-phase cloud parameterization for use in mesoscale non-hydrostatic model: simulations of a squall line and of orographic precipitations. *Proc. Conf. of Cloud Physics*, Everett, WA, USA, Amer. Meteor. Soc., Aug. 1999, 217 – 220, 1998.

Platt, C.M., S.A. Young, A.I. Carswell, S.R. Pal, M.P. McCormick, D.M. Winker, M. DelGuasta, L. Stefanutti, W.L. Eberhard, M. Hardesty, P.H. Flamant, R. Valentin, B. Forgan, G.G. Gimmetstad, H. Jäger, S.S. Khmelevtsov, I. Kolev, B. Kaprieolev, Da-ren Lu, K. Sassen, V.S. Shamanaev, O. Uchino, Y. Mizuno, U. Wandinger, C. Weitkamp, A. Ansmann, and C. Wooldridge, The Experimental Cloud Lidar Pilot Study (ECLIPS) for Cloud—Radiation Research. *Bulletin of the American Meteorological Society*: Vol. 75, No. 9, pp. 1635–1654, 1994.

Platt, C.M.R., and A.C. Diley, Determination of the cirrus particle single-scattering phase function from lidar and solar radiometric data, *Appl. Opt.*, 23, 380-396, 1984.

Platt, C.M.R., J.C. Scott, and A. Diley, Remote sounding of high clouds, part VI, Optical properties of midlatitude and tropical cirrus, *J. Atmos. Sci.*, 44, 729-747, 1987.

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 Source : *Journal of the atmospheric sciences*, *J. Atmos. Sci.*, vol. 55 , no 11 , pp. 1977-1996, 1998.

Platt, C.M.R., The effect of cirrus of varying optical depth on the extraterrestrial net radiative flux, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 107, 671-678, 1981.

Pueschel, R.F., D.A. Allen, C. Black, S. Faisant, G.V. Ferry, J. Hallett, A. Heymsfield, S.D. Howard, C.E. Sorensen and S. Verma, Condensed Water in Tropical Cyclone "Oliver", 8 February 1993, *J. Res. Atmos.* 38 (1995): 297-313, 1995.

Ramanathan, V., and W. Collins, Thermodynamic regulation of ocean warming by cirrus clouds deduced from observations of the 1987 El Niño, *Nature*, Vol. 351, p27-p32, 1991.

Rasch, P.J., J.E. Kristjánsson, A Comparison of the CCM3 Model Climate Using Diagnosed and Predicted Condensate Parameterizations, *J. of Climate*, vol. 11, no. 7, pp. 1587-1614, 1998.

Roumeau, S., Les réactions hétérogènes dans la troposphère tropicale : Effet des aérosols carbonés et des cirrus sur l'ozone, thèse, Lab. De Phys. de l'Atmos., La Réunion, France, 2001.

Sassen, K., Contrail-cirrus and their potential for regional climate change, *BAMS*, 78, p 1885-1903, 1997.

Sassen, K., and B.S. Cho, Subvisual-thin cirrus lidar dataset for satellite verification and climatological research, *J. Appl. Met.*, Vol. 31, p1275-p1285, 1992.

Sassen, K., and G.C. Dodd, Haze particle nucleation simulations on cirrus clouds, and applications for numerical and lidar studies, *J. Atmos. Sci.*, 46, p3005-3014, 1989.

Sassen, K., and J.M.R. Campbell, A midlatitude cirrus Cloud Climatology from the Facility for atmospheric remote sensing. Part I : Macrophysical and synoptic properties, *J. Atmos. Sci.*, vol. 58 , no.5 , p.481-496, 2001.

Sassen, K., and M.K. Griffin, and G.C. Dodd, Optical scattering and microphysical properties of subvisual cirrus clouds, and climatic implications, *J. Appl. Met.*, Vol. 28, p91-p98, 1989.

Sassen, K., C.J. Grund, J.D. Spinhirne, J.M. Alvarez, and M.J. Hardesty, The 27-28 October 1986 FIRE IFO cirrus case study: A five lidar over view of cloud structure and evolution, *Mon. Weather Rev.*, 118, 2288-2312, 1990.

Sassen, K., D.O'C. Starr, and T. Uttal, Mesoscale and microscale structure of cirrus clouds: Three case studies, *J. Appl. Sci.*, Vol. 46, p371-p396, 1989.

Smith, S.A., and P.R. Jonas, Observations of turbulence in cirrus clouds, *Atmos. Res.*, 43, 1-29, 1996.

Smith, S.A., and P.R. Jonas, Wavelet analysis of turbulence in cirrus clouds, *Ann. Geophysicae.*, 15, 1447-1456, 1997.

Stamnes, K, S. Tsay, W. Wiscombe, and K. Jayaweera, Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media, *Appl. Opt.*, 27: 2502-2509, 1988.

Starr, D.O'C., A. Benedetti, M. Boehm, P.R.A. Brown, K.M. Gierens, E. Girard, V. Giraud, C. Jakob, E. Jensen, V. Khvorostyanov, M. Koehler, A. Lare, R.-F. Lin, K. Maruyama, M. Montero, W.-K. Tao, Y. Wang, and D. Wilson, Comparison of cirrus cloud models: a project of the GEWEX cloud System study (GCSS) working group on cirrus cloud system, 13th International Conf. on Clouds and Precipitation, August 14-18, Reno, Nevada, 2000.

Stephens, G. L., and P. J. Webster, Clouds and climate: sensitivity of simple systems, *J. Atmos. Sci.*, 38, 235-247, 1981.

Stephens, G.L., S.C. Tsay, P.W. Stackhouse, and P.J. Flatau, The relevance of the microphysical and radiative properties of cirrus clouds to climate and climate feedback, *J. Atmos. Sci.*, 47, 1742-1753, 1990.

Stith, J.L., J.E. Dye, A. Bansemer, A.J. Heymsfield, C.A. Grainger, W.A. Petersen, and R. Cifelli, Microphysical observations of tropical clouds, *J. Appl. Meteor.*, 41, 97-117, 2002.

Strauss, B., R. Meerkoetter, B. Wissinger, P. Wendling, and M. Hess, On the regional climatic impact of contrails: microphysical and radiative properties of contrails and cirrus. *Annales Geophys.*, 15, 1457-1467, 1997.

Sun, Z., and K. Shine, Parametrization of ice radiative properties and its application to the potential climatic importance of mixed-phase clouds, Vol. 8, 1874-1888, 1995.

Tabazadeh, A. S.T. Martin, and J.S. Lin, The effect of particle size and nitric acid uptake on the homogeneous freezing of aqueous sulfuric acid particles, *Geoph. Res. Lett.*, 27, p1111-1114, 2000.

Tabazadheh, A., O. B. Toon, S.L. Clegg, and P. Hamill, A new parametrization of H₂SO₄/H₂O aerosol composition: Atmospheric implications, *Geoph. Res. Lett.*, 24, p1931-1934, 1997.

Takahashi, T., and K. Kuhara, Precipitation Mechanism of cumulonimbus clouds at Pohnpei, Micronesia, *J. Meteor. Soc. Japan*, 71, 21-31, 1993.

Takano, Y. and K. N. Liou, Radiative transfert in cirrus clouds. Part III: light scattering by irregular ice crystals, *J. Atmos. Sci.*, 52, 818-837, 1995.

Takano, Y. and K. N. Liou, Solar radiative transfert in cirrus clouds. Part I: single scattering and optical properties of hexagonal ice crystals, *J. Atmos. Sci.*, 46, 3-19, 1989.

Thouron, O., Développement d'un schéma microphysique adapté à la simulation des cirrus à méso-échelle. Etude de l'apport du lidar et du radar pour sa validation, Lab. d'Opt. Atmos., Lille, France, 2003.

Travis, D.J., A.M. Carleton and R.G. Lauritsen, Jet aircraft contrails : surface temperatures variations during the aircraft groundings of sept. 11-13, in 10th Conference on aviation, range and aerospace meteorology, Portland, Oregon, 2002.

Utse E. and Russell P.B., Lidar observations of tropical high altitude cirrus clouds, In Proceeding of the IAMAP Symposium on Radiation in the Atmosphere, Garmisch-Partenkirchen, Science Press, p242-p244, 1977.

Walko R.L., W.R. Cotton, M.P. Meyers and J.Y. Harrington, New RAMS cloud microphysics parametrization. Part I : the single-moment scheme. Atmos. Res., 38, 29-62, 1995.

Wandinger, U., Multiple-scattering influence on extinction- and backscatter-coefficient measurements with Raman and high-spectral-resolution lidars, Appl. Opt., 37, 47-427, 1998.

Wang, P.H., M.P. McCormick, P. Minnis, G.S. Kent, and K.M. Skeens, A 6-year climatology of cloud occurrence frequency from SAGE II observations (1985-1990), J. Geophys. Res., 110, 29407-29429, 1996.

Warren, S.G., C.J. Hahn, J. London, R.M. Chervin, and R.L. Jenne, Global distribution of total cloud cover and cloud type amounts over oceans. NCAR/TN-317+STR. National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, 1988.

Winker, D.M., and C.R. Trepte, Laminar cirrus observed near the tropical tropopause by LITE, Geophys. Res. Lett., 25, 3351-3354, 1998.

World Meteorological Organization (WMO), International Clouds Atlas, Vol. I, Manual on the Observation of Clouds and Other Meteors. WMO, Geneva, 1975 [1995].

Wylie, D.P., and P. Wang, Comparison of cloud frequency data from HIRS and SAGE II, J. Geophys. Res., 102, 29893-29900, 1997.

Wylie, D.P., and W.P. Menzel, Eight years of high cloud statistics using HIRS, J. Climate, 12, 170-184, 1999.

Wylie, D.P., W.P. Menzel, H.M. Woolf, and K.I. Strabala, Four years of global cirrus cloud statistics using HIRS, J. Climate, 7, 1972-1986, 1994.

Zerefos, C., K. Eleftheratos, D. Balis, P. Zanis, C. Meleti, G. Tselioudis and K. Kourtidis, Effects of natural perturbations on cirrus clouds, EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, 07-11 April 2003.

Liste des Acronymes

AMMA	Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine
ARM	Atmospheric Radiation Measurement
CALIPSO	Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite
Observation	
Cc	Cirrocumulus
CEPEX	Central Equatorial Pacific Experiment
CERES	Cloud and the Earth's Radiant Energy System
Ci	Cirrus
CLOUDNET	Development of a European pilot network of station for
observing cloud profile	
CLOUDSAT	Cloud Satellite
CRYSTAL-FACE	Cirrus Regional Study of Tropical Anvils and Cirrus Layers –
Florida Area Experiment	
Cs	Cirrostratus
EARLINET	European Aerosol Reseach Lidar Network
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EOS-PM	Earth Observation System
ERBE	Earth Radiation Budget Experiment
GCM	Global Circulation Model
GCSS	GEWEX Cloud System Studies
GEOS/VAS	Geostationary Operational Environmental Satellite / Visual spin
scan radiometer Atmospheric Sounder	
GEWEX	Global Energy and Water Cycle Experiment
HIRS	High Resolution Infrared Radiometer Sounder
HY-SPLIT	Hybrid single-particle Lagrangian integrated trajectories
IIR	Imageur Infrarouge
INCA	Interhemispheric differences in Cirrus properties from
Anthropogenic emission	
INDOEX	Indian Ocean Experiment
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IR	Infrarouge

ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
KI	Klett Integration
KWAJEX	Kwajalein Experiment
LIDAR	Light Detection and Ranging
LOA	Laboratoire d'Optique Atmosphérique
LPA	Laboratoire de Physique de l'Atmosphère
MI	Molecular Integration
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MONUMEEP-CIRRUS	Modelisation/Observation des Nuages à Multi-Echelles pour l'Etude de Processus dans les Cirrus
NDSC	Network for the Detection of Stratospheric Change
NI	Nitrogen Integration
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
OHP	Observatoire de Haute Provence
OPAR	Observatoire de Physique de l'Atmosphère de la Réunion
PARASOL	Polarisation et Anisotropie des Réflectances au sommet de l'Atmosphère, couplées avec un Satellite d'Observation emportant un lidar
PI	Particular Integration
POLDER	Polarization and Directionality of the Earth Reflectances
RADAR	Radio Detecting and Raging
SA	Service d'Aéronomie
SAGE	Stratospheric Aerosol and Gas Experiment
ScaRaB	Scanner for Radiation Budget
SIRTA	Site Instrumentale de Recherche par Télédétection
Atmosphérique	
SVC	Sub-Visible Cirrus
TELFUN	Texas Florida Under Flights
TOGA-COARE	Tropical Ocean Global Atmospheres/Coupled Ocean
Atmosphere Response Experiment	
TOT	Total
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
TU	Temps Universel
VC	Visible Cirrus
VIS	Visible

WMO
ZCIT

World Meteorological Organization
Zone de Convergence Inter-Tropicale

Liste des Figures

Figure II.1. Tableau de la classification ISCCP des nuages en fonction de la pression et de l'épaisseur optique.....	16
Figure II.2. Couverture annuelle moyenne globale des cirrus (en %) dérivée des données ISCCP pour la période 1984-1998.....	17
Figure II.3. Coefficient de corrélation entre l'occurrence des cirrus et la vitesse verticale à 500 mb.	17
Figure II.4. Taux de croissance et forme des particules en fonction de la température et de la sursaturation.....	22
Figure II.5. Exemples de distribution en taille des cristaux de glace, observés dans différents types de cirrus (i.e. cirrus uncinus (Ci), cirrostratus (Cs), Cirrus froid, cirrus chaud et cirrus tropical).	23
Figure II.6. Répartition géographique des campagnes de mesures in situ permettant l'étude des cirrus tropicaux (entre 30°N et 30°S).....	24
Figure II.7. Exemples de tailles et de formes de cristaux de glace en fonction de l'altitude et de la température relevées pendant une des campagnes de mesure TRMM (Heymsfield et al., 2002).....	26
Figure II.8. Nombre de cristaux à l'équilibre pour le cas froid (à gauche) et le cas chaud (à droite), pour 3 vitesses de soulèvement de la parcelle d'air et pour les 3 paramétrisations de nucléation homogène.....	27
Figure II.9. Evolution temporelle de la réflectivité radar à a) 94GHz, b) 35GHz, c) du diamètre équivalent des cristaux et d) du contenu en glace.	30
Figure II.10. Evolution temporelle du contenu en glace (IWP g.m ²) pour le cirrus froid en haut et pour le cirrus chaud en bas. La courbe noire marquée correspond à la quantité d'eau disponible dans le modèle et la courbe verte correspond au modèle Méso-NH (détaillé au chapitre V).	32
Figure II.11. Schématisation des interactions entre observateurs et modélisateurs des différentes échelles.	34
Figure III.1. Profil lidar extrait des observations du 26 Janvier 2000 à l'OPAR. Le profil lidar Rayleigh/Mie à 532 nm est en bleu, le profil lidar moléculaire théorique en noir et le lissage polynomiale d'ordre quatre en rouge.	41
Figure III.2. Profil lidar extrait des observations du 29 Octobre 2002 au SIRTa. Les couleurs sont identiques à celles de la figure III.1.	41
Figure III.3. Logarithme du rapport de diffusion (en bleu) pour le profil lidar de la figure III.1. Les traits horizontaux verts démarquent la zone de calcul du seuil t_{sr} (23 et 25 km). Le trait vertical noir correspond à un rapport de diffusion égal à 1 et le trait vertical rouge correspond au seuil $t_{sr} = 2.21$ calculé pour ce profil. Les altitudes de base et sommet pour ce profil sont indiquées.	44
Figure III.4. Profils verticaux extraits des observations du 26 Janvier 2000 à l'OPAR. Le profil lidar Rayleigh/Mie à 532 nm est en bleu et le profil lidar Raman N ₂ est en vert.....	51

Figure III.5 Rapport de diffusion, déterminé à partir du signal de rétrodiffusion lidar Rayleigh/Mie, pour le cas OPAR du 26 Janvier 2000, en fonction du temps et de l'altitude. Les traits blancs correspondent aux bases et sommets détectés.....	53
Figure III.6. Evolution temporelle de l'épaisseur optique pour le cas de cirrus OPAR du 26 Janvier 2000. La méthode MI est en rouge et la méthode NI en bleue. Les traits noirs correspondent à la méthode PI. Les points, astérisques et carrés correspondent respectivement aux valeurs de rapport lidar de 5 sr, 18.2 sr et 50 sr.....	53
Figure III.7. Comparaison des épaisseurs optiques, dérivées des méthodes MI et PI, pour le cas OPAR du 26 Janvier 2000. Les points de couleurs bleus et verts correspondent respectivement aux valeurs de rapport lidar effectif utilisé, dans la méthode PI, de 5 et 50 sr. Les points de couleurs noirs correspondent aux valeurs d'épaisseurs optiques calculées à partir de la valeur de rapport lidar effectif optimal de 23 sr obtenue avec la combinaison MI/PI. Les traits pointillés sont les régressions linéaires.	54
Figure III.8. Evolution temporelle de l'épaisseur optique pour le cas de cirrus OPAR du 26 Janvier 2000. La méthode MI est en rouge, la méthode KI prograde en vert et la méthode KI rétrograde en bleu.	56
Figure III.9. Cette figure est la même que la figure III.5. Les zones 1, 2, 3 et 4 correspondent aux zones où le signal lidar a été moyenné pour le calcul des profils d'extinction, de rétrodiffusion et de rapport lidar.	57
Figure III.11. Rapport de diffusion, déterminé à partir du signal de rétrodiffusion lidar Rayleigh/Mie, pour le cas SIRTA du 29 Octobre 2002, en fonction du temps et de l'altitude.	60
Figure III.12. Comparaison des épaisseurs optiques, dérivées des méthodes MI et PI, pour le cas SIRTA du 29 Octobre 2002. Les points rouges correspondent uniquement aux valeurs d'épaisseurs optiques comprises entre 9h06 TU et 14h09 TU. Le trait pointillé correspond à la régression linéaire faite sur les points rouges.....	60
Figure III.13. Evolution temporelle de l'épaisseur optique pour le cas de cirrus SIRTA du 29 Octobre 2002. La méthode MI est en rouge, la méthode KI prograde en vert et la méthode KI rétrograde en bleu.	61
Figure III.14. Histogramme de la différence relative en épaisseur optique entre les méthodes MI et PI pour les cas de cirrus OPAR. Les statistiques sont construites sur 4 cas de cirrus. Chaque classe contient 15 valeurs d'épaisseurs optiques. La dernière classe entre 0.33 et 0.57 contient 19 valeurs au lieu de 15.....	63
Figure III.15. Histogramme de la différence relative en épaisseur optique entre les méthodes MI et PI pour les cas de cirrus SIRTA. Les statistiques sont construites sur 3 cas de cirrus. Chaque classe contient 15 valeurs d'épaisseurs optiques. La dernière classe entre 0.61 et 1.32 contient 21 valeurs au lieu de 15.....	63
Figure III.16. Histogramme de la différence relative en épaisseur optique entre les méthodes NI et PI pour les cas de cirrus OPAR. Les statistiques sont construites sur 4 cas de cirrus. Chaque classe contient	

15 valeurs d'épaisseurs optiques. La dernière classe entre 0.33 et 0.57 contient 16 valeurs au lieu de 15.....	64
Figure III.17. Rapport lidar effectif déterminé à partir du signal Raman N ₂ en fonction de l'épaisseur optique obtenue avec la méthode PI sur les 4 cas de cirrus OPAR. Chaque classe contient 15 valeurs d'épaisseurs optiques. La dernière classe entre 0.33 et 0.57 contient 16 valeurs au lieu de 15.	65
Figure III.18. Profils d'extinction Raman, Klett rétrograde et constant (respectivement en noir, rouge et bleu), pour la zone 4 du cas OPAR du 26 Janvier 2000 (cf. figure III.10).....	68
Figure III.19. Profils de taux d'échauffement (colonne de gauche) et de forçage (colonne de droite) pour les profils d'extinction Raman N ₂ (en rouge), KIb (en vert) et constant (en noir). La courbe verte représente le taux d'échauffement en ciel clair. Les lignes 1, 2 et 3 correspondent respectivement aux composantes visible (VIS), infrarouge (IR) et totale (TOT).	68
Figure IV.1. Variation mensuelle du pourcentage de cirrus détecté à partir des données lidar, par rapport au temps de mesure mensuel cumulé sur la période 1996/2001 en fonction du mois (rouge). Les barres bleues correspondent à l'histogramme de la distribution mensuelle du nombre de nuit de mesure.	76
Figure IV.2. Photo d'un cirrus prise le mardi 16 juillet 2002 à 15h à l'université de la Réunion.	76
Figure IV.3. Représentation schématique de la ZCIT.....	77
Figure IV.4. Variation mensuelle de l'humidité relative moyenne par rapport à l'eau entre 0 et 24 km, au-dessus de la Réunion, déterminée à partir des données de radiosondages sur la période 1996/2001. D'après M. Bessafi (communication personnelle).....	79
Figure IV.5. Variation de la fréquence mensuelle des cirrus à la Réunion (%) établie à partir des données lidar sur la période 1996-2001 en rouge (Cadet) et pour la période 1996-1999 en bleu (Roumeau)..	79
Figure IV.6. Variation mensuelle de l'altitude moyenne du milieu du cirrus et de l'écart type standard. Les lignes pointillées rouges correspondent aux altitudes moyennes de bases et de sommets des cirrus ..	80
Figure IV.7. Evolution mensuelle de la température moyenne entre 8 et 22 km, au-dessus de la Réunion, déterminée à partir des données de radiosondages sur la période 1996/2001. D'après M. Bessafi (communication personnelle).	81
Figure IV.8. Evolution mensuelle du pourcentage de VC et SVC détecté à partir des données lidar, par rapport au temps de mesure mensuel cumulé sur la période 1996/2001.	82
Figure IV.9. Histogramme de l'épaisseur optique des cirrus. Les lettres A, B, C, D, E et F correspondent aux intervalles d'épaisseur optique. Les catégories A, B et C correspondent aux SVC.....	83
Figure IV.10. Epaisseur optique moyenne des cirrus détectés en fonction de l'altitude moyenne du cirrus. Les traits verticaux correspondent aux valeurs d'épaisseurs optiques suivantes : 0.008, 0.030 (seuil entre VC et SVC) et 0.082. Les croix vertes et bleues correspondent aux VC et SVC en prenant la valeur de 18.2 sr comme valeur de rapport lidar.	83
Figure IV.11. Histogramme de l'occurrence des cirrus et du nombre total de nuits de mesures lidar entre 1997 - 1999 en fonction du mois sur le site de l'OHP.	86

Figure IV.12. Histogramme de l'occurrence des cirrus observés à la station Météorologique de Camagüey sur la période 1971-2002 en fonction du mois.....	87
Figure IV.13. Fréquence d'occurrence des nuages au dessus de 6 km détectée par HIRS de 1989 à 1997. L'été boréal correspond aux mois de Décembre, Janvier et Février et l'hiver boréal correspond aux mois de Juin, Juillet et Août.	90
Figure IV.14. Distribution zonale de la fréquence d'occurrence des nuages hauts (>6km) au-dessus des mers et des terres émergées en fonction des saisons sur la période 1989/1993.....	91
Figure IV.15. Echelle de correspondance entre l'extinction à 1 μm des mesures de SAGE II avec la classification des nuages sub-visibles et opaques	93
Figure IV.16. Distribution zonale moyenne sur 6 ans de la fréquence d'occurrence des SVC par SAGE II. Le trait pointillé correspond à la tropopause et le trait plein à la latitude de la Réunion, 21°S.....	93
Figure IV.17. Variation saisonnière de la distribution zonale moyenne sur 6 ans de la fréquence d'occurrence des SVC par SAGE II. Le trait pointillé correspond à la tropopause et le trait plein à la latitude de la Réunion, 21°S.....	94
Figure V.1. Evolution temporelle du bruit de fond de ciel (en bleu avant correction et en rouge après correction) pour le 24 Décembre 2004 en fonction de l'angle zénithal solaire (en vert).....	99
Figure V.2. Rapport de diffusion, déterminé à partir du signal de rétrodiffusion lidar Rayleigh/Mie, pour le cas OPAR du 1/2 Janvier 2004, en fonction du temps et de l'altitude. Les traits blancs correspondent aux bases et sommets détectés et le trait rouge à l'angle zénithal solaire.....	102
Figure V.3. Comparaison des épaisseurs optiques, dérivées des méthodes MI et PI, pour le cas OPAR du 1/2 Janvier 2004. Les points de couleurs noirs correspondent aux valeurs d'épaisseurs optiques calculées à partir de la valeur de rapport lidar effectif optimal de 25 sr obtenue avec la combinaison MI/PI. Le trait pointillé montre la régression linéaire.....	102
Figure V.4. Evolution temporelle de l'épaisseur optique pour le cas de cirrus OPAR du 1/2 Janvier 2004. La méthode MI/PI est en bleu, la méthode KI prograde en rouge et la méthode KI rétrograde en noir.....	103
Figure V.5. Evolution temporelle du forçage radiatif (en °C/Jour) du cirrus observé du 1 ^{er} au 2 Janvier 2004 dans l'infrarouge.	105
Figure V.6. Evolution temporelle du forçage radiatif total (en °C/Jour) du cirrus observé du 1 ^{er} au 2 Janvier 2004 et du forçage radiatif au niveau du sol (courbe bleue).	105
Figure V.10. Champs de vent et coupes horizontales de l'humidité relative par rapport à l'eau liquide à 150hPa (environ 13km) pour le 01 Janvier 2004 à 18h00 TU (en haut à gauche), pour le 02 janvier 2004 à 00h00 TU (en haut à droite), pour le 02 Janvier 2004 à 06h00 TU (en bas à gauche) et pour le 02 janvier 2004 à 12h00 TU (en bas à droite).....	109
Figure V.11. Evolution temporelle de l'épaisseur optique visible calculée dans Méso-NH pour les 12 simulations. Les traits pointillés correspondent aux simulations 1D et les traits pleins aux	113

Figure V.12. Evolution temporelle de l'épaisseur optique visible calculée dans Méso-NH pour les 12 simulations. Les traits pointillés correspondent aux simulations 1D et les traits pleins aux simulations 2D. L'épaisseur optique du cas du 01/02 Janvier 2004 est représentée en trait noir. Le lever du soleil est à 01h40 TU (05h40 en heure locale).....115

Figure V.13. Evolution temporelle du taux d'échauffement total (en °C/Jour) à gauche et infrarouge à droite pour le cas de cirrus du 01/02 Janvier 2004 en haut, pour le cas VDB au milieu et pour le cas EC VIT*50 en bas.117

Liste des Tableaux

Tableau II.1. Classification des nuages hauts.	14
Tableau II.2. Bilan radiatif net moyen au sommet de l'atmosphère et contenu global en eau et glace des nuages pour une simulation des cirrus par 3 GCM.....	20
Tableau II.3. Taille des cristaux de glace reportés par divers instruments pendant les campagnes de mesures in situ.	26
Tableau III.1. Caractéristiques des sites de mesures et des systèmes lidar de l'OPAR et du SIRTA.....	39
Tableau III.2. Tableau résumant les altitudes de référence pour le calcul du seuil de détection entre l'observatoire de l'OPAR et du SIRTA.	45
Tableau III.3. Coefficients de corrélation, r^2 , et rapport lidar effectif optimal, déterminés à partir des comparaisons des méthodes MI et PI, pour chaque cas de cirrus.....	61
Tableau IV.1. Bilan du nombre d'acquisition lidar par mois et par année sur la période 1996/2001.	74
Tableau IV.2. Occurrence des nuages entre les latitudes 65°N et 65°S en été et hiver boréal sur la période Juin 1989 / Février 1997, obtenue à partir des données HIRS. Les nuages fins et opaques correspondent respectivement à une épaisseur optique <1.4 et >6.	89
Tableau V.1. Récapitulatif des séries de mesure lidar en mode BC pour la saison austral 2003/2004 (Rappel : heure locale = heure TU +4).	100

Etude des cirrus dans la zone tropicale sud de l'Océan Indien à partir des données lidar de la Réunion : «analyse comparative des méthodes de restitution et étude de la variabilité saisonnière et diurne»

Résumé : Les nuages et leurs interactions avec le rayonnement constituent une des principales sources d'incertitude dans les projections relatives au climat. Parmi eux, les cirrus tropicaux ont une importance particulière puisqu'ils peuvent contribuer, selon leurs propriétés optiques, au réchauffement comme au refroidissement de la Planète, entraînant des processus de rétroactions complexes. Il est donc essentiel d'en étudier leurs caractéristiques et de comprendre les mécanismes qui influent sur leur cycle de vie. C'est dans cet objectif que s'inscrit cette thèse puisqu'elle a consisté en l'exploitation spécifique pour l'étude des cirrus tropicaux de la base de données lidar de l'OPAR. La confrontation et la combinaison de méthodes de restitution ont permis d'améliorer la détermination de l'épaisseur optique. L'outil développé, adapté au traitement de grande base de données ainsi qu'à l'étude de cas, permet d'obtenir le rapport lidar effectif. Ce paramètre optique dépend de la taille, de la forme et de l'orientation des particules. L'utilisation de cet algorithme a porté dans un premier temps sur l'exploitation de la base de données lidar de 1996 à 2001. Cette analyse a permis de mettre en évidence le cycle saisonnier d'occurrence des cirrus au dessus de la Réunion, fortement corrélée à la variabilité saisonnière de l'humidité relative dans la troposphère. Dans un deuxième temps, une étude de cas portant sur l'étude de la variabilité temporelle d'un cirrus observé sur une grande partie de la nuit et pendant le lever du soleil a été réalisée. Le couplage de l'exploitation des restitutions et de la modélisation à méso-échelle à partir du modèle Méso-NH a permis de montrer que les processus radiatifs et microphysiques interviennent et interagissent dans l'évolution du cirrus et dans sa durée de vie. Les moyens mis en œuvre lors des futures campagnes de validation du satellite CALIPSO ou durant la campagne intensive AMMA, permettront d'optimiser ce type d'étude en découplant les termes de forçages grande échelle, d'advection et d'évolution propre du cirrus.

Cirrus cloud study in the southern tropical Indian Ocean from the Reunion Island lidar dataset : «comparison of retrieval methods and seasonal and diurnal variability studies»

Abstract : Clouds and their radiative interactions are one of the major sources of uncertainty in climate evolution. Among them, cirrus clouds play a particularly role because they can contribute, depending on their optical properties, to the heating or cooling of the Planet, via complex feedback processes. It is therefore essential to study their characteristics and to understand the mechanisms that influence their life cycle. The aim of this thesis was to specifically exploit the OPAR lidar dataset to study tropical cirrus clouds. The comparison and combination of lidar retrieval methods allows the determination of optical depth with more accuracy. The tool, which fits for long database treatments or single case studies, allows us to obtain the effective lidar ratio which depends on the clouds optical properties such as size, form and particle orientation. First, the tool was used for the exploitation of the lidar database from 1996 to 2001. The analysis showed the seasonal variation of the cirrus cloud occurrence above Reunion island, correlated to the seasonal distribution of the relative humidity in the troposphere. Second, a single case study was conducted concerning the temporal variability of a cirrus cloud observed from night to sunrise. The coupling between the optical properties retrieved and the meso-scale modelling from the Méso-NH model shows that the radiative and microphysical processes occur and interact during the cirrus clouds evolution and in their life time. The instrument panel used in the next CALIPSO validation campaign, or during the AMMA campaign will allow us to optimise this kind of study by dissociating the large scale forcing and advection term from the cirrus cloud evolution.

