

Odran SOURDEVAL

Responsable de stage : Gérard Brogniez

*Validation aéroportée des mesures du satellite
CALIPSO lors de l'expérience CIRCLE-2*



Année universitaire 2008/2009

Remerciements :

Je tiens à remercier vivement M. Gérard Brogniez et M. Philippe Dubuisson pour m'avoir encadré tout au long de ce stage, et pour m'avoir permis de mener à bien cette étude grâce à de précieux conseils.

Je remercie également toute l'équipe du LOA pour m'avoir accueilli si chaleureusement durant cette année universitaire.

Sommaire

<u>I - Introduction</u>	3
<u>II - Transfert radiatif</u>	4
1) <u>Photométrie énergétique</u>	4
2) <u>Rayonnement du corps noir</u>	4
3) <u>Notions d'absorption et de diffusion</u>	4
4) <u>Méthode du Split-Window et différence de température de brillance</u>	5
5) <u>Code de transfert radiatif FASDOM</u>	6
<u>III - Présentation de la campagne de mesures</u>	7
1) <u>La campagne CIRCLE-2</u>	7
2) <u>Les instruments et le principe des mesures</u>	7
<i>a) Le LIDAR et le radiomètre infrarouge</i>	7
<i>b) Les instruments à bord de CALIPSO et du FF-20</i>	8
3) <u>La journée du 16 mai 2007</u>	9
<u>IV – Validation des mesures</u>	10
1) <u>Analyse des résultats</u>	10
<i>a) Mesures lidar</i>	10
<i>b) Températures de brillance</i>	11
<i>c) Mesures in situ</i>	14
2) <u>Modélisation à l'aide du programme FASDOM</u>	14
<i>a) Prise en compte de l'atmosphère gazeuse</i>	14
<i>b) Les nuages bas</i>	15
<i>c) Analyse de l'atmosphère modélisée</i>	17
<u>V – Détermination de la microphysique des cirrus</u>	19
<u>VI – Conclusion</u>	23
<u>Références</u>	24

I - Introduction

Les changements climatiques sont aujourd'hui au cœur de l'actualité et concernent tous les domaines de la société comme l'industrie, les transports ou l'agriculture. Il a été prouvé (rapport GIEC, 2007) que l'impact radiatif des nuages est très important sur le climat et que sa compréhension est indispensable à la mise en place de prévisions fiables. Cependant il est encore difficile de quantifier cet impact avec précision. La difficulté majeure provient du fait que les nuages sont à la fois capables de participer à l'effet de serre en absorbant le rayonnement montant majoritairement émis par le sol, mais aussi de réfléchir fortement le rayonnement solaire incident. Il est donc nécessaire de bien connaître leurs structures, leurs compositions et leurs dynamiques pour obtenir de bonnes modélisations.

Parmi les différents types de nuages, les cirrus, qui sont des nuages fins de haute altitude et composés majoritairement de cristaux de glace, ont une importance majeure dans le bilan radiatif terrestre (Liou, 1986). Depuis une vingtaine d'années, de nombreuses campagnes ont été mises en place dans le but d'améliorer nos connaissances sur leurs effets radiatifs, ainsi que sur leurs dynamiques, comme par exemple les campagnes FIRE en 1986 et 1991 (Cox *et al.*, 1987 ; Ackerman *et al.*, 1995) ou FRENCH en 2001 (Brogniez *et al.*, 2004). Celles-ci ont permis d'améliorer nos connaissances sur la composition des cirrus, malgré que leur impact radiatif reste encore mal déterminé, car l'épaisseur très fine de ces nuages rend une observation satellitaire précise assez délicate.

En 2003, la NASA a mis en orbite la constellation de satellites A-Train dans le but d'effectuer une étude approfondie du climat (NASA Facts, 2003). Cette constellation est composée de six satellites ayant des missions et des instruments différents mais complémentaires. Parmi ceux-ci se trouve le satellite CALIPSO (Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations), issu de collaborations entre la NASA et le CNES (Centre National d'Etude Spatiale), et qui est dédié à l'étude de l'impact radiatif des nuages de type cirrus et des aérosols (Winker *et al.*, 2003).

Malgré les difficultés liées à la haute altitude des cirrus, quelques campagnes aéroportées ont également été mises en place comme CIRCLE (CIRus CLoud Experiment) en 2005 dans le but de caractériser de la microphysique de ces nuages, et CIRCLE-2 en 2007 plus spécifiquement basée sur l'étude de leurs propriétés optiques et radiatives. Cette dernière a été mise en place dans un esprit de validation des mesures de CALIPSO.

C'est sur cette campagne qu'est basée notre étude. Nos objectifs sont d'analyser et de comparer les mesures des instruments lidars et surtout radiométriques entre l'avion et CALIPSO dans un souci de validation, puis de remonter à la composition granulométrique (taille, forme) des cristaux qui composent les cirrus à partir des mesures de rayonnement.

Notre étude se découpe en quatre parties. La première sera dédiée aux rappels de quelques grandeurs radiatives, ainsi qu'à l'introduction de techniques d'analyse comme celle du Split-Window (Inoue, 1985 ; Parol *et al.*, 1991) et à la présentation du programme de modélisation de luminance FASDOM (Dubuisson *et al.*, 2004) que nous utiliserons. Dans un second temps nous présentons plus en détail la campagne CIRCLE-2, ainsi que les instruments aéroportés et satellitaires. La troisième partie est centrée sur l'analyse des données lidar et radiométriques obtenues durant la campagne et modélisées, ainsi qu'à la validation des mesures CALIPSO. Enfin la quatrième et dernière partie est dédiée à la caractérisation de la microphysique des cirrus étudiés à partir des données radiométriques en considérant notamment différents modèles de formes de cristaux (Yang *et al.*, 2005) et à l'aide de la méthode Split-Window.

II - Transfert radiatif

Cette étude est principalement basée sur l'utilisation de techniques de télédétection dans le but d'acquérir des informations sur les différents constituants de l'atmosphère et particulièrement sur la composition des cirrus. Ces informations sont obtenues par le biais de la mesure du rayonnement électromagnétique dans diverses parties du spectre, qui témoigne des différents transferts énergétiques dans l'atmosphère. Nous proposons ici d'introduire quelques notions utilisées (Liou, 2002 ; Lenoble, 1993).

1) Photométrie énergétique

Afin de traiter des problèmes de transfert radiatif dans l'atmosphère il est nécessaire de rappeler la notion de flux, qui représente l'énergie radiative par unité de surface et de temps :

$$F_{\lambda} = \frac{d\phi_{\lambda}}{dS}, \quad (\text{en } W m^{-2} \lambda^{-1}) \quad (\text{Eq. 1})$$

où ϕ_{λ} représente la densité de flux monochromatique en $J.s^{-1} \lambda^{-1}$, c'est à dire la quantité d'énergie par unité de temps pour une longueur d'onde λ donnée. Le flux est appelé éclairement lorsqu'il est reçu par une surface, ou exitance dans le cas où il est émis.

Une seconde notion permet d'exprimer le rayonnement émergeant d'une source ou traversant un objet selon une direction donnée et dans un angle solide $d\omega$. Il s'agit de la luminance directionnelle, qui est souvent définie de manière monochromatique :

$$L_{\lambda}(\theta, \varphi) = \frac{d\phi_{\lambda}}{dS.d\omega}. \quad (\text{en } W m^{-2} sr^{-1} \lambda^{-1}) \quad (\text{Eq. 2})$$

2) Rayonnement du corps noir

Les lois sur le rayonnement du corps noir nous indiquent que tout corps porté à une température T émet un rayonnement isotrope, qui dépend de cette température. La luminance émise est reliée à ce rayonnement par la relation suivante :

$$L_{\lambda} = \pi \varepsilon_{\lambda} M_{\lambda}^0(T_{\text{corps}}), \quad (\text{Eq.3})$$

où $M_{\lambda}^0(T_{\text{corps}})$ représente l'exitance énergétique monochromatique décrite par la loi de Planck et ε_{λ} l'émissivité, égale à 1 dans le cas d'un corps noir.

Si le corps n'est pas totalement noir, comme dans le cas de nuages, son émissivité n'est alors pas égale à 1. Le flux émis n'est pas égal à celui qui a été absorbé et il devient difficile d'obtenir un lien exact entre la température de rayonnement du corps et la luminance car l'émissivité n'est pas facile à retrouver expérimentalement. Afin de contourner ce problème il est possible d'établir un lien plus direct entre la luminance observée et la température de rayonnement équivalente qu'aurait un corps noir qui émettrait celle-ci. C'est ce qu'on appelle la température de brillance. Cette notion offre également l'avantage d'une compréhension parfois plus physique du problème.

3) Notions d'absorption et de diffusion

Le rayonnement électromagnétique est en interaction avec les constituants de l'atmosphère tels que les molécules de gaz, les aérosols ou les nuages. Cela se traduit par des phénomènes de

diffusion ou d'absorption du rayonnement. Afin de caractériser l'impact de ces propriétés optiques sur la luminance nous utilisons, pour la longueur d'onde λ , la notion de coefficients d'absorption σ_{λ}^{abs} , de diffusion σ_{λ}^{diff} , et d'extinction σ_{λ}^{ext} avec :

$$\sigma_{\lambda}^{ext} = \sigma_{\lambda}^{abs} + \sigma_{\lambda}^{diff} \quad (\text{en } m^{-1} \lambda^{-1}) \quad (\text{Eq.4})$$

Il est alors possible d'introduire la notion d'épaisseur optique totale monochromatique, qui représente l'intégrale du coefficient d'extinction le long de ℓ :

$$\tau_{\lambda} = \int_0^{\ell} \sigma_{\lambda}^{ext} d\ell \quad (\text{Eq. 5})$$

Cette grandeur, sans unité, fournit un indice précis sur la manière dont un milieu va interagir avec le rayonnement. Par exemple, plus un nuage est épais, plus il sera absorbant et diffusant, et ainsi plus son épaisseur optique sera importante. Il est également possible de relier à cette grandeur la transmittance monochromatique t_{λ} , qui représente la proportion de lumière que laisse traverser un milieu par rapport à ce qu'il reçoit, et qui s'exprime par :

$$t_{\lambda} = \exp(-\tau_{\lambda}) \quad (\text{Eq.6})$$

Le long d'un trajet élémentaire $d\ell$ dans une direction $\vec{s}$ l'atténuation de la luminance est exprimée par la relation :

$$dL_{\lambda}(\vec{s}, \Omega) = -L_{\lambda}(\vec{s}, \Omega) d\tau_{\lambda} \quad (\text{Eq.7})$$

4) Méthode du Split-Window et différence de température de brillance

Les propriétés optiques des aérosols ou des particules qui constituent les nuages sont très différentes selon les domaines spectraux étudiés, comme par exemple une prépondérance de la diffusion dans le visible et de l'absorption dans l'infrarouge. Des différences peuvent aussi être observées entre différentes longueurs d'ondes à l'intérieur même de ces domaines.

Dans le cas d'un nuage de type cirrus, la variabilité des indices de réfraction de la glace dans le proche infrarouge entraîne une forte dépendance spectrale de l'épaisseur optique. Il est théoriquement possible de remonter à celle-ci, ainsi qu'à d'autres propriétés de la microphysique de ces nuages, par des études de luminances à deux longueurs d'ondes distinctes. C'est ce que l'on appelle la méthode Split-Window (Inoue, 1987 ; Parol *et al.*, 1991), ici appliquée aux différences de luminances. Le principe peut être illustré de la manière suivante.

On sait que la luminance observée au nadir à une longueur d'onde i peut s'exprimer :

$$L_i^{mesuré} = L_i^{cirrus} + t_i L_i^{atm} = \pi \varepsilon_i M_i^0(T_{cirrus}) + t_i L_i^{atm} \quad (\text{Eq.8})$$

Où $L_i^{mesuré}$ représente la luminance mesurée au dessus du cirrus, $\varepsilon_i M_i^0(T_{cirrus})$ l'exitance du nuage à une température radiative T_{cirrus} (à son sommet) et $t_i L_i^{atm}$ la luminance montante provenant de l'atmosphère et transmise à travers le nuage selon t_i qui est la transmittance atmosphérique au nadir. La différence entre deux observations simultanées de la luminance mesurée à deux longueurs d'ondes distinctes i et j est donc :

$$L_i^{mesuré} - L_j^{mesuré} = \pi \varepsilon_i M_i^0(T_{cirrus}) - \pi \varepsilon_j M_j^0(T_{cirrus}) + t_i L_i^{atm} - t_j L_j^{atm} \quad (\text{Eq. 9})$$

Pour des longueurs d'ondes assez proches, les exitances $M_i^0(T_{cirrus})$ et $M_j^0(T_{cirrus})$ sont comparables et les luminances L_i^{atm} et L_j^{atm} sont constantes dans le temps si l'atmosphère est relativement homogène. En effectuant des mesures de différences de luminances au dessus d'un cirrus, les paramètres qui varient sont donc essentiellement reliés à l'émissivité et à la transmittance, c'est à dire à la microphysique du nuage.

Par exemple dans le cas d'un ciel clair (sans nuage), $t_i = t_j = 1$ et $\varepsilon_i = \varepsilon_j = 0$, nous obtenons $L_i^{mesuré} - L_j^{mesuré} = L_i^{atm} - L_j^{atm}$. Au contraire si un nuage très épais est présent, sa forte épaisseur optique rend la transmittance nulle. On obtient alors $L_i^{mesuré} - L_j^{mesuré} = \varepsilon_i M_i^0(T_{cirrus}) - \varepsilon_j M_j^0(T_{cirrus}) \approx 0$. Entre ces deux points les valeurs $L_i^{mesuré} - L_j^{mesuré}$ dépendent de l'émittance et de la transmittance.

Il est possible d'exprimer cette quantité en terme de différence de températures de brillance (BTD, figure 1). A une longueur d'onde i , la température de brillance mesurée varie entre la température de brillance de l'atmosphère (appelé point chaud, A) et celle du nuage (point froid, B) tandis que la BTD varie entre 0 et la différence des températures de brillance de l'atmosphère en formant une arche. La forme de cette arche est dépendante de la microphysique du nuage étudié (Parol *et al.*, 2001).

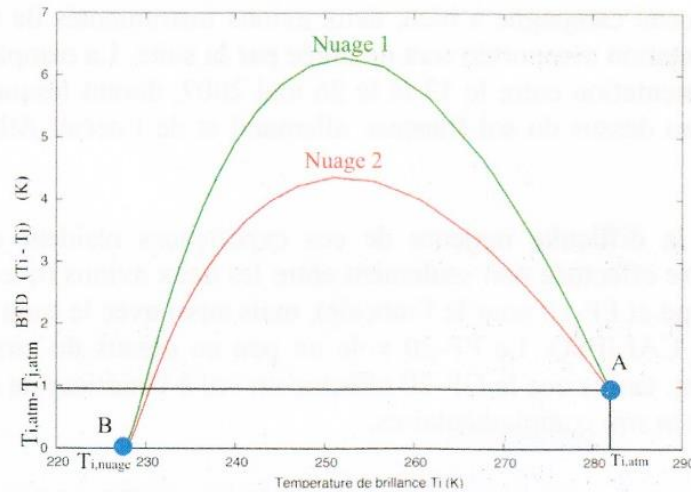


Figure 1 : Arche représentant les différences de températures de brillances (BTD) en fonction d'une température de brillance de base pour deux nuages de microphysiques différentes (Taille des particules du nuage 1 supérieure à la taille des particules du nuage 2)

5) Code de transfert radiatif FASDOM

L'équation de transfert radiatif, qui rend compte du bilan de tous les phénomènes radiatifs dans l'atmosphère, n'est pas une chose aisée à résoudre directement compte tenu du grand nombre de paramètres et de processus. C'est pourquoi au cours de cette étude nous allons utiliser le programme FASDOM (FAST Discrete Ordinate Method, Dubuisson *et al.*, 2004) qui permet, par résolution de l'équation de transfert radiatif à l'aide de la méthode des ordonnées discrètes (Stamnes *et al.*, 1988), de simuler les luminances à différentes longueurs d'ondes, tout en prenant en compte les processus d'absorption et de diffusion multiples. La précision du code est meilleure ou de l'ordre de 0,1K en terme de température de brillance, ce qui est comparable avec la précision de mesure des instruments utilisés lors des expériences.

C'est ainsi qu'après avoir mis en place une atmosphère théorique composée de gaz, et de différents types de nuages, le programme FASDOM nous permettra de simuler des mesures. Ensuite, à l'aide de techniques d'interpolations et de la méthode Split-Window, la comparaison entre les mesures de rayonnement et les simulations nous permettra de retrouver les propriétés microphysiques des nuages

III - Présentation de la campagne de mesures

1) La campagne CIRCLE-2

Cette étude s'inscrit dans le cadre de la campagne aéroportée franco-allemande CIRCLE-2 menée en collaboration entre le DLR (centre aérospatial allemand) et l'INSU (Institut National des Sciences de l'Univers) durant le mois de mai 2007.

Le premier objectif de cette campagne concerne la validation de données satellitaires obtenues à partir de CALIPSO, ainsi que MSG (Meteosat Second Generation, satellite géostationnaire Européen également dédié à l'étude du climat et à la météorologie).

Le second objectif concerne l'étude de la composition granulométrique (dimension, forme) des cristaux de glace composant les cirrus. Celle-ci pourra par la suite nous amener à une connaissance plus approfondie de ces nuages, notamment dans un souci d'amélioration de la connaissance du bilan radiatif terrestre.

Enfin le troisième objectif fixé par le DLR et l'INSU est l'étude du cycle de vie et de l'évolution temporelle des nuages de type cirrus, toujours dans le but d'une amélioration des modélisations.

Afin de mener cette campagne à bien, deux avions instrumentés de type FALCON-20 ont été utilisés. L'instrumentation aéroportée sera détaillée par la suite. La campagne s'est déroulée sur neuf journées d'expérimentation entre le 13 et le 26 mai 2007, durant lesquelles les avions ont pu faire des observations au dessus du sol français, allemand et de l'océan Atlantique au large de la côte bretonne.

Le principe et la difficulté majeure de ces expériences résident en la nécessité d'une coordination qui doit être effectuée non seulement entre les deux avions (que nous appellerons GF-20 pour l'avion Allemand et FF-20 pour le Français), mais aussi avec le train de satellites en orbite, et principalement avec CALIPSO. Le FF-20 vole un peu au dessus du cirrus pour effectuer des mesures de rayonnement, tandis que le GF-20 effectue un vol à l'intérieur de ces nuages dans le but d'effectuer des mesures *in situ* complémentaires.

2) Les instruments et le principe des mesures

S'agissant principalement d'une campagne de validation, les instruments de mesure aéroportés sont assez similaires à ceux installés à bord du satellite CALIPSO. Nous allons brièvement décrire le principe de deux d'entre eux que nous avons utilisés dans ce travail, le lidar et le radiomètre infrarouge, avant de présenter les instruments eux mêmes. Il est à noter que toutes les mesures sont effectuées au nadir.

a) Le LIDAR et le radiomètre infrarouge

Le lidar (Light Detection And Ranging) est un instrument actif développé depuis une vingtaine d'années qui est dédié à l'étude de l'atmosphère et de ses composants. Celui-ci utilise des techniques similaires à celles des radars ou sodars mais basées sur l'envoi d'un faisceau laser. C'est à dire qu'une brève impulsion lumineuse est émise dans l'atmosphère et entre en contact avec des molécules de gaz, des aérosols ou des nuages qui la rétrodiffusent. La lumière rétrodiffusée est alors recueillie à l'aide d'un télescope dont l'axe optique est parallèle à celui du laser, puis analysée. L'analyse du rayonnement rétrodiffusé permet de remonter à l'épaisseur optique d'une couche à son altitude, et par la même, d'obtenir une coupe verticale de l'atmosphère. La présence de nuages ou

de couches d'aérosols pourra ainsi être détectée. Cette analyse peut s'effectuer à différentes longueurs d'onde dans le visible ou dans le proche infrarouge, selon que l'on souhaite étudier le caractère diffusif ou absorbant des composants atmosphériques.

Le radiomètre infrarouge est un instrument passif qui mesure la luminance émise et/ou réfléchi par un objet dans un certain angle solide. Dans la suite, cette luminance sera exprimé en terme de température de brillance.

L'utilisation de filtres interférentiels permet de sélectionner la longueur d'onde d'étude avec une certaine largeur de bande à mi-hauteur.

b) Les instruments à bord de CALIPSO et du FF-20

CALIPSO est un satellite appartenant à l'A-Train dédié à l'observation des nuages et des aérosols. Il comporte principalement deux instruments d'optique coalignés vers le nadir :

- **Le lidar CALIOP** (Clour Aerosol LIdar with Orthogonal Polarization) est capable de faire des mesures à deux longueurs d'onde dans le visible et dans le proche infrarouge (512 nm et 1064 nm). Sa résolution horizontale au sol est de 333 m et sa résolution verticale dans la troposphère est d'environ 30m.
- **Le radiomètre infrarouge IIR** (Imaging Infrared Radiometer) mesure des luminances à des longueurs d'ondes centrées à 8,7 μm , 10,5 μm et 12,0 μm (avec largeur de bande à mi hauteur variant de 0,6 μm à 1 μm). La zone d'exploration du radiomètre est de 64 km par 64 km au sol avec une résolution de 1km par pixel.

Le FF-20 embarque à son bord un radiomètre et un lidar dont les caractéristiques sont proches des instruments installés à bord de CALIPSO :

- **Le LIDAR LNG** (LEANDRE Nouvelle Génération) est capable d'effectuer des mesures à trois longueurs d'ondes distinctes (355 nm, 532 nm et 1064 nm).
- **Le radiomètre CLIMAT** mesure des luminances à des longueurs d'onde centrées à 8,8 μm , 10,8 μm et 12,2 μm (avec une largeur de bande à mi hauteur de l'ordre de 1 μm très semblables à celles de IIR/CALIPSO). Il effectue des mesures dans un champ de 3°.

La figure 2 représente les trois « fonctions filtres » des instruments IIR (en bleu) et CLIMAT (en rouge). A celles-ci est superposée la transmission atmosphérique totale (en noire), soit la proportion de rayonnement qui n'est pas absorbée par l'ensemble des constituants atmosphériques. On remarque que nos filtres sont calibrés pour effectuer des mesures dans la « fenêtre atmosphérique infrarouge », zone où l'absorption gazeuse est assez faible et qui permet ainsi des mesures moins perturbées. Le trou dans la courbe de transmission vers 9,6 μm correspond à une forte absorption de l'ozone, principalement stratosphérique, à cette longueur d'onde. La diminution de la transmission observée entre 10 μm et 14 μm est principalement due à l'absorption de la vapeur d'eau. Les filtres basés autour de 12 μm y sont donc les plus sensibles.

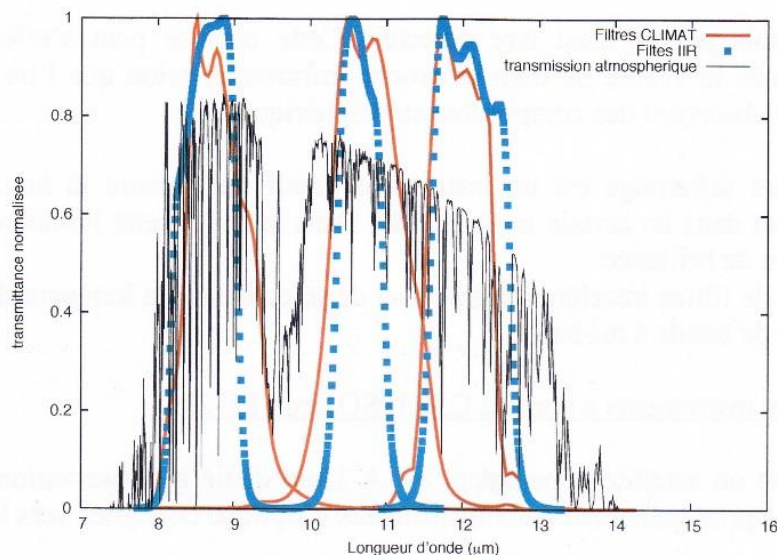


Figure 2 : Transmission atmosphérique superposée aux fonctions filtres normalisées des radiomètres CLIMAT et IIR

3) La journée du 16 mai 2007

La campagne s'est déroulée sur neuf journées d'expérimentation. Notre étude a été ciblée sur la journée du 16 mai 2007 durant laquelle les coordinations entre avions et satellite se sont bien passées, et pour laquelle existaient de bonnes conditions atmosphériques pour l'étude des cirrus.

Les vols se sont déroulés entre 12h20 TU et 15h30 TU au dessus de l'océan Atlantique au large de la côte bretonne. Les deux avions ont décollé de Brest à 12h20 TU pour se placer à une altitude d'environ 12km pour le GF-20 et de 12,5km pour le FF-20. L'interception avec le satellite CALIPSO a été effectuée aux alentours de 13h20 TU.

Compte tenu de la vitesse du satellite, les mesures ne peuvent être réellement simultanées. Cependant les deux avions passent sous la trace de celui-ci le long d'une zone A-B, dont la longueur est d'environ 185km (figure 3). Cette zone est donc la plus importante pour la validation entre les mesures avion, *in situ* et satellite. Il s'ensuit d'autres trajectoires parallèles à A-B qui ont été effectuées de façon à refaire les mesures au dessus des cirrus rencontrés lors du trajet A-B, mais en des instants ultérieurs compte tenu du déplacement d'ensemble vers l'est des nuages. Ces observations, dites Lagrangiennes, permettent de renouveler les mesures sur les mêmes échantillons et d'observer leurs évolutions temporelles.

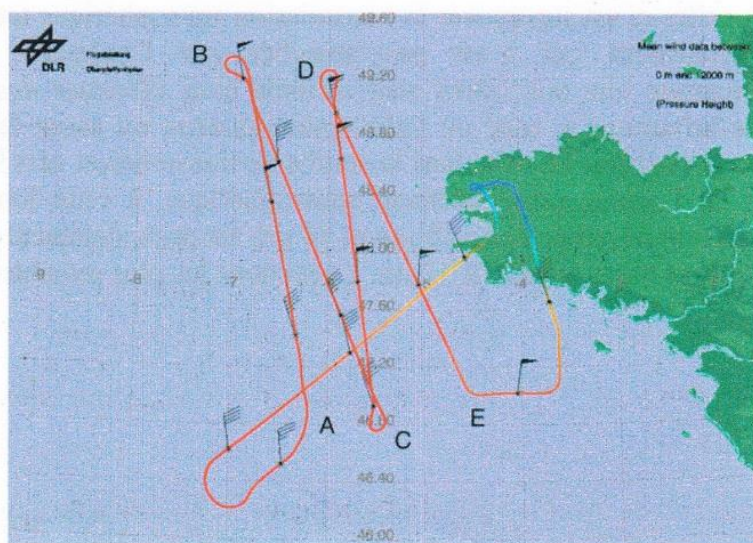


Figure 3 : Trajectoires Avion lors de la campagne CIRCLE-2 le 16 mai 2007 (source DLR)

IV – Validation des mesures

2) Analyse des résultats

a) Mesures lidar

La figure 4 nous montre une coupe de l'atmosphère à 532nm issue des données du lidar LNG entre les latitudes 47.01 (point A) et 49.23 (point B) et entre les altitudes 0 et 14km. L'échelle de couleur donne une indication de l'intensité de la lumière rétrodiffusée.

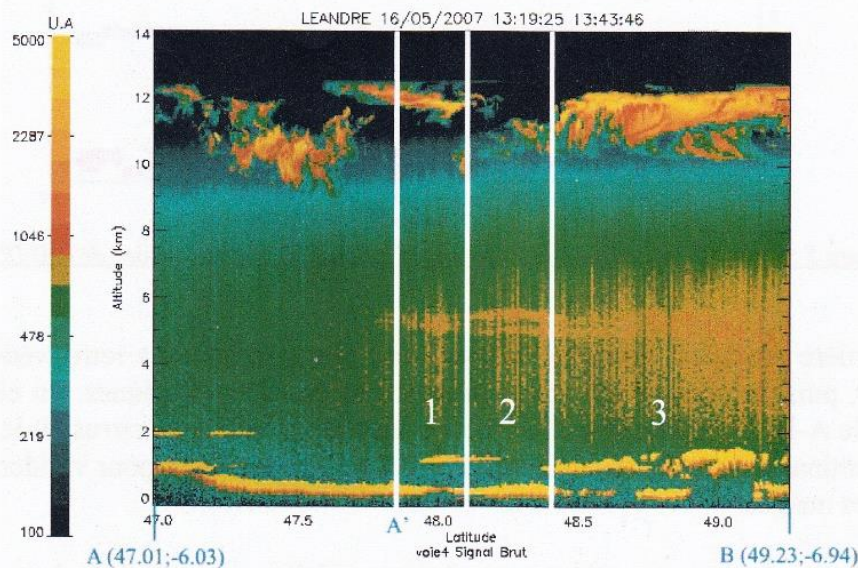


Figure 4 : Mesures LIDAR observée par LNG le long de la zone A-B

Différentes conclusions peuvent être tirées de cette figure :

- Premièrement, on remarque la présence d'une couche de constituants atmosphériques qui rétrodiffusent fortement entre 10 km et 13 km d'altitude. Celle-ci traduit la présence des nuages de glace de type cirrus que nous allons étudier. Nous pouvons également noter la présence d'une zone « claire » entre les cirrus (zone n°2) qui sera par la suite utile pour interpréter les données (position du pied chaud).
- Deuxièmement, entre la surface et 2 km d'altitude se situe une autre zone très fortement rétrodiffusante. Celle-ci est caractéristique de la présence de nuages en phase liquide et à forte épaisseur optique. Cette couche est présente sur toute la zone A-B et il sera important d'en tenir compte lors de la modélisation.
- Enfin, entre ces deux couches, nous pouvons observer aux alentours de 5 km d'altitude et à partir de 48° de latitude une présence de constituants atmosphériques qui rétrodiffusent faiblement et sont caractéristiques d'aérosols troposphériques. Leurs compositions étant inconnues et ne faisant pas l'objet de cette étude nous ignorerons leur présence dans la modélisation, d'autant plus que leurs épaisseurs optiques sont beaucoup plus faibles que celles des nuages bas sous-jacents

Afin de modéliser correctement les propriétés optiques de la zone atmosphérique considérée, il est important de connaître l'ordre de grandeur de l'épaisseur optique des nuages présents. L'inversion des données du lidar CALIOP a été effectuée à l'aide de la procédure opérationnelle de

la NASA. La figure 5 représente la coupe A-B fournie pour CALIOP en terme d'altitude de nuages, de taille et d'épaisseur optique à 532nm.

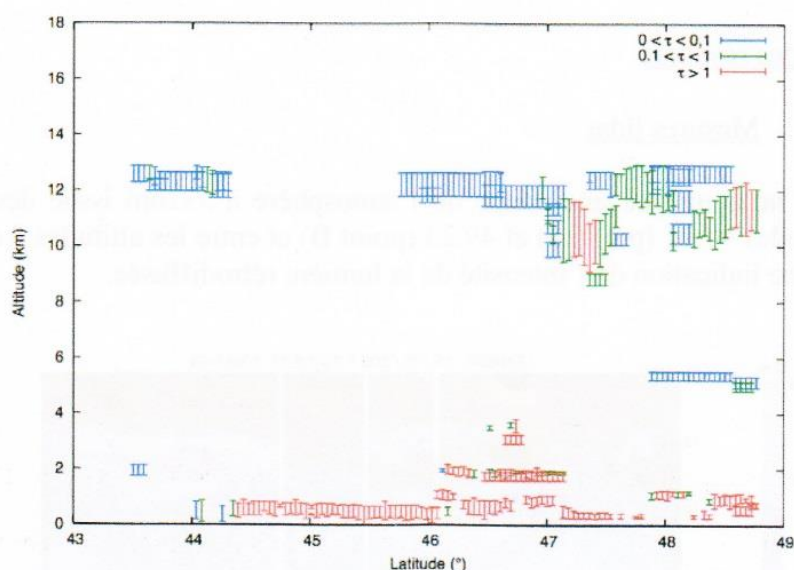


Figure 5 : Coupe lidar observée à 532nm par CALIOP le long de la trace de CALIPSO

Une première remarque concerne la similarité des informations retrouvées entre les deux instruments lidar, puisque nous observons la présence de couches identiques. En élargissant au sud de la zone d'étude A-B, il est possible d'apercevoir une zone dénuée de cirrus où le satellite mesure directement la luminance provenant des nuages bas. Celle-ci sera utile pour valider la modélisation de l'impact de ces nuages.

Concernant les épaisseurs optiques, on observe qu'elles sont en général comprises entre 0,1 et 1 (couleur verte sur la figure 5) pour les cirrus le long de la zone A-B en dehors de quelques exceptions, correspondant peut être à des agrégats, qui semblent montrer une épaisseur optique supérieure à 1 (couleur rouge), et de la zone claire n°2 (bleu). Les nuages bas sont eux, beaucoup plus épais, puisque leurs épaisseurs optiques restent supérieures à 1. Enfin, concernant les aérosols situés vers 5km d'altitude, on observe que leurs épaisseurs optiques sont relativement faibles. Cela conforte notre hypothèse visant à négliger leurs impacts sur le rayonnement montant par rapport à celui des nuages bas.

Enfin on observe que les altitudes retrouvées des cirrus par les données CALIOP peuvent être supérieures à celles retrouvées par LNG. On peut penser que le FF-20 ait traversé à un moment donné les nuages, ce qui explique que le lidar embarqué ne les voit pas entièrement.

b) Températures de brillance

Les luminances mesurées par les deux radiomètres infrarouges CLIMAT et IIR sont converties en températures de brillance compte tenu de l'étendue spectrale de leurs filtres respectifs.

Il est à noter que les mesures effectuées par CLIMAT le long de la trace A-B ont malheureusement été perturbées et que celles-ci ne démarrent qu'en un point A' situé vers 47,85° de latitude. Les températures de brillances observées par les deux instruments sont reportées sur la figure 6.

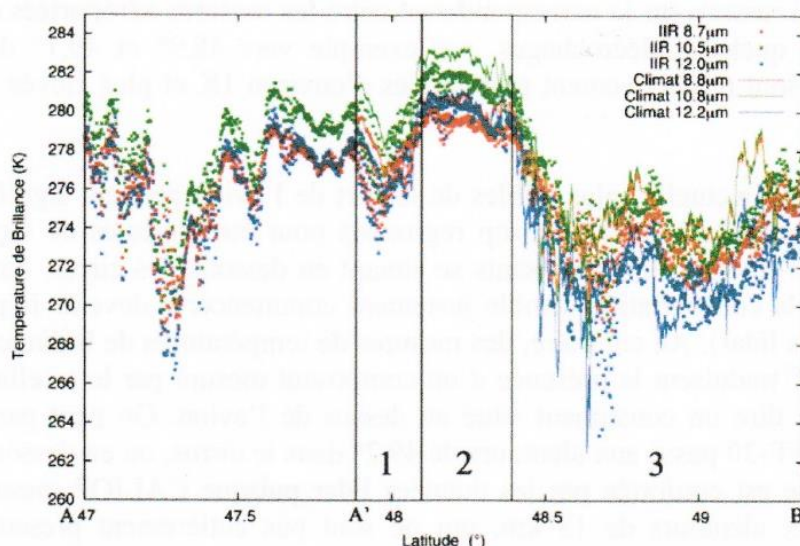


Figure 6 : Comparaison des températures de brillances retrouvées par les radiomètres IIR et CLIMAT

Nous observons sur la figure 6 que les courbes de températures de brillances mesurées par CLIMAT et IIR sont très similaires pour chaque canal ce qui est une bonne indication dans le sens de la validation des mesures CALIPSO. Pour plus de clarté et avoir une meilleur aperçu de la dispersion nous allons par la suite moyenner ces courbes.

Les figures 7 représentent donc la comparaison des températures de brillances mesurées par IIR (en rouge) et CLIMAT (en noir) moyennées spatialement par pas de $0,01^\circ$ de latitude, soit environ tous les km, ce qui correspond à la résolution spatiale maximale de IIR. L'écart-type sur cette moyenne est utilisé comme estimateur de la dispersion. Il est représenté par des traits verticaux

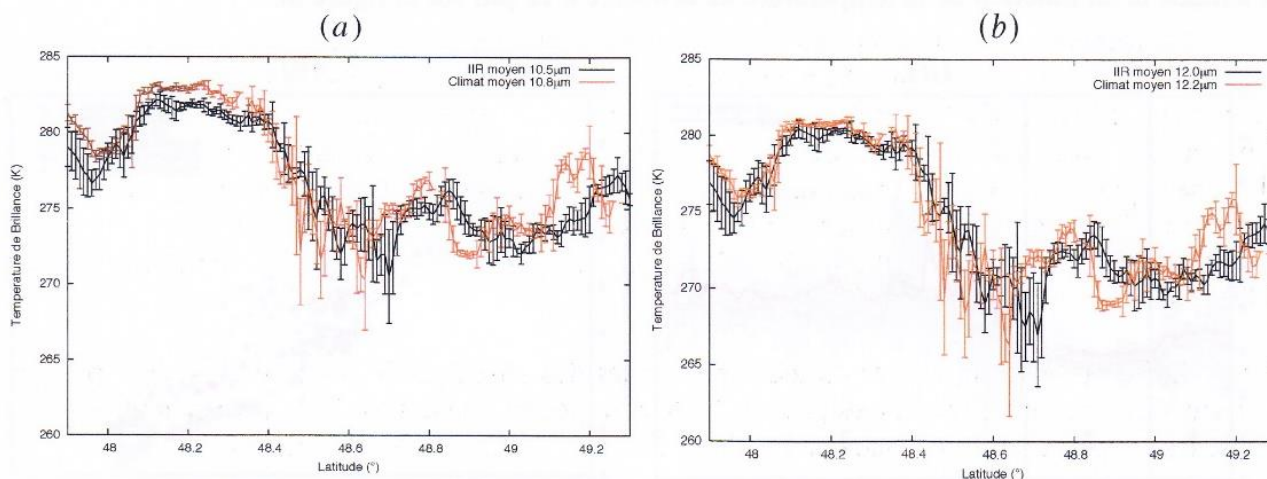


Figure 7 : Comparaison des températures de brillance IIR moyennées sur 6 pixels avec les mesures CLIMAT à $10,8 \mu\text{m}$ (a) et $12,2 \mu\text{m}$ (b)

On remarque que la dispersion des mesures de IIR est plus importante que celle des mesures de CLIMAT. Cela s'explique par le fait que la résolution spatiale de IIR est plus faible à cette distance que celle de l'instrument aéroporté, mais aussi par le fait que les mesures du FF-20 n'ont pas été effectuées de manière totalement parallèles à la trace de CALIPSO. Il a alors été nécessaire afin d'englober l'ensemble de la trajectoire de l'avion de prendre en compte les mesures satellitaires effectuées sur 6 pixels, ce qui se traduit par 6 mesures par point de latitude. Cette méthode n'est pas nécessairement mauvaise puisqu'elle permet un certain lissage des données satellitaires.

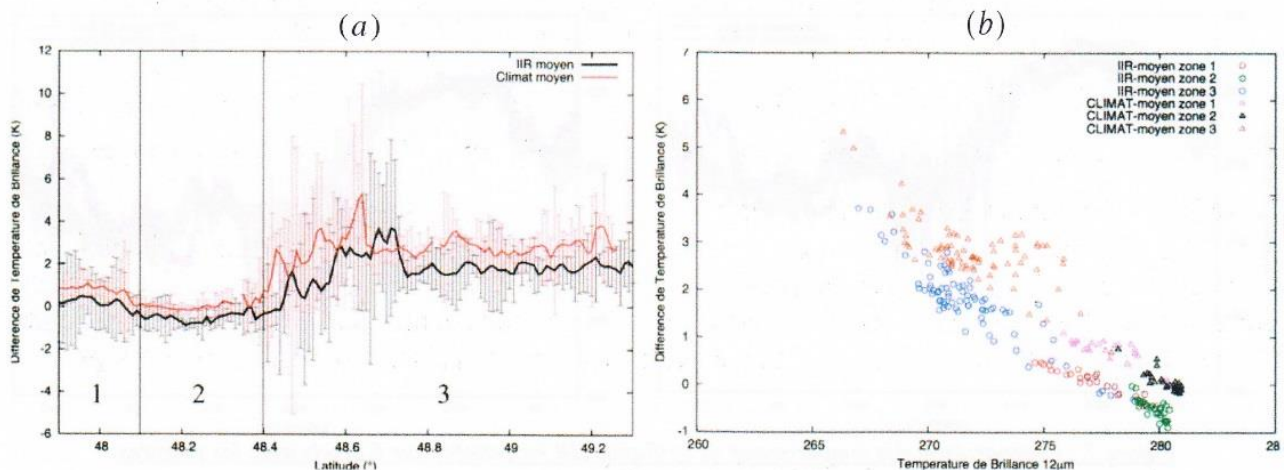
On observe sur ces courbes une certaine similitude entre les températures de brillance mesurées par CLIMAT et IIR le long de A'-B. Les constatations sont les mêmes pour les mesures

faites à $8\mu\text{m}$, ce qui rassure sur la correspondance entre les mesures aéroportées et satellitaires. On observe cependant quelques décrochages, par exemple vers $48,9^\circ$ et $49,1^\circ$ de latitude, où les mesures CLIMAT sont respectivement plus faibles d'environ 1K et plus élevée d'environ 2K que celles de IIR.

Des mesures ponctuelles plus faibles de la part de l'avion peuvent signifier la présence de composants en quantité trop faible ou trop regroupés pour être détectés de façon notable par le satellite. En général il s'agit de composants se situant en dessous des cirrus, comme par exemple des aérosols (dont la concentration semble justement commencer à devenir importante autour de $48,9^\circ$ sur les images lidar). Au contraire, des mesures de températures de brillances plus élevées de la part de CLIMAT traduisent la présence d'un composant mesuré par le satellite qui ne l'est pas par l'avion, c'est à dire un constituant situé au dessus de l'avion. On peut par exemple émettre l'hypothèse que le FF-20 passe aux alentours de $49,2^\circ$ dans le cirrus, ou en dessous d'un cirrus plus fin. Cette hypothèse est confortée par les données lidar puisque CALIOP mesure la présence de cirrus plus fins aux alentours de 13 km, qui ne sont pas entièrement présents sur les images LEANDRE.

En dehors de ces écarts ponctuels, il est attendu que les mesures IIR et CLIMAT ne soient pas totalement identiques pour deux raisons. La première est que les bandes spectrales des filtres ne sont pas strictement identiques (figure 2). La seconde est liée aux différences d'altitudes entre les deux instruments. Le radiomètre IIR observe en effet toute l'atmosphère, tandis que CLIMAT n'en observe qu'une partie. Par exemple, la couche d'ozone stratosphérique qui a un impact refroidissant sur les mesures n'est pas observée par CLIMAT. Ces impacts sont étudiés plus en détail dans la suite de ce rapport.

L'analyse des différences de températures de brillances (BTD) entre deux canaux témoigne directement de la microphysique des nuages. Nous les représentons sur la figure 8a en fonction de la latitude et en fonction de la température de brillance à $12\mu\text{m}$ sur la figure 8b.



Figures 8 : Comparaison des différences de Températures de brillance $8\mu\text{m} - 12\mu\text{m}$ en fonction de la latitude (a) et de la température de brillance à $12\mu\text{m}$ (b)

On observe sur la figure 8a que les courbes moyennes pour IIR et CLIMAT suivent quasiment la même évolution avec un écart assez constant due aux différences de filtres et d'altitudes. On remarque que la zone claire (zone n°2) possède bien la plus faible différence de température de brillance alors que cette différence augmente dans les zones où les cirrus sont présents.

En traçant la BTD en fonction de la température de brillance à $12\mu\text{m}$, il apparaît pour les deux instruments des arches dont les zones claires n°2 (en vert pour IIR et noire pour CLIMAT sur la figure 8b) correspondent bien à des points chauds. Les cirrus n'étant pas très épais sur les zones

considérées (avec des températures de brillances inférieures à 265K) on n'observe ici que des débuts d'arches pour les zones 1 et 3. Celle de la zone 3 comporte une certaine dispersion, ce qui peut être dû à la présence d'un cirrus assez inhomogène, qui se manifesterait par plusieurs arches superposées. Cependant, la dispersion n'étant pas assez importante pour laisser apparaître des arches bien distinctes, on prendra l'hypothèse d'un cirrus relativement homogène dans sa composition.

c) Mesures *in situ*

Afin de valider de façon plus précise les mesures entre les instruments de CALIPSO et du FF-20, des mesures directes ont été effectuées par le GF-20. Celui-ci, en variant son altitude, a permis d'obtenir des informations plus précises sur certaines grandeurs, et notamment sur la taille effective des cristaux (fig. 9a) et sur le coefficient d'extinction (fig. 9b).

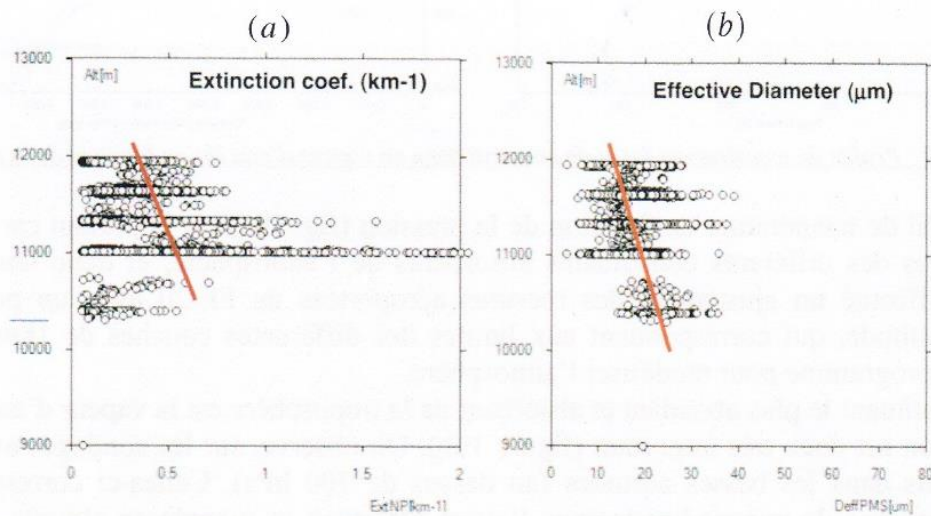


Figure 9 : Diamètre effectif (a) et coefficient d'extinction des cristaux (b) en fonction de l'altitude mesurés par le GF-20 (données LaMP, Laboratoire de Météorologie Physique)

Le diamètre effectif D_{eff} tel qu'il est mesuré est défini par le rapport entre le volume V d'un cristal de glace et sa surface projetée S ($D_{eff} = \frac{3V}{2S}$, en référence à la sphère). On remarque sur la figure 9a qu'il est compris en moyenne entre 10 μ m et 25 μ m selon l'altitude.

Le coefficient d'extinction mesuré est de l'ordre de 0,5km⁻¹, sauf vers 11km où il augmente fortement. Ceci s'explique par la présence de noyaux, probablement constitués d'aérosols, remarqués sur l'image lidar CALIOP à cette altitude. En considérant des cirrus homogènes entre 11km et 12km, le coefficient d'extinction peut être assimilé à l'épaisseur optique sur cette zone.

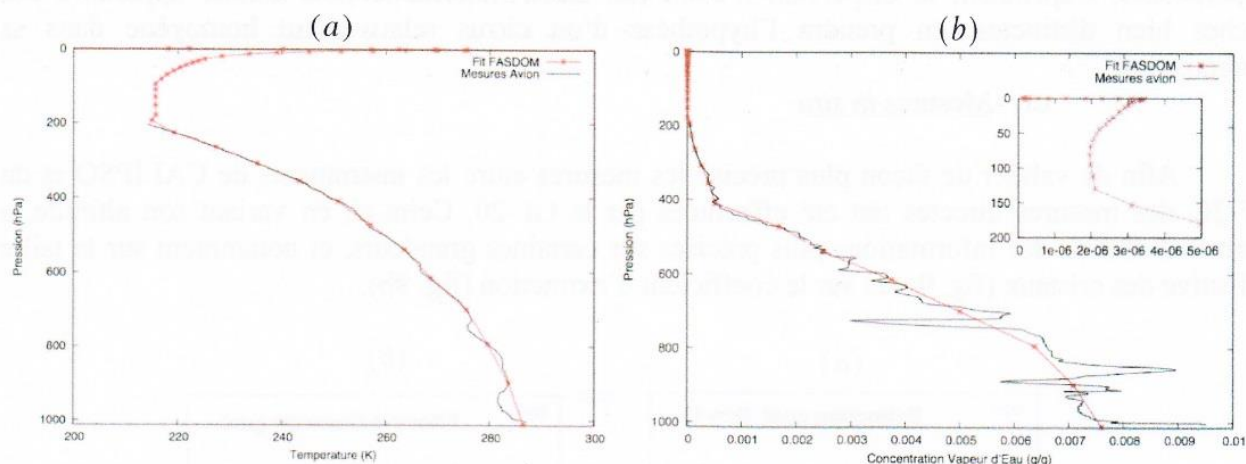
2) Modélisation à l'aide du programme FASDOM

a) Prise en compte de l'atmosphère gazeuse

La première nécessité pour modéliser les mesures de luminances est de considérer une atmosphère la plus réaliste possible. Cela passe par une bonne prise en compte des profils de concentration des gaz variables tels que la vapeur d'eau, l'ozone et d'autre gaz à effet de serre, mais aussi du profil de température, ainsi que de la température de surface de l'océan.

Les données concernant les profils de température et de vapeur d'eau sont obtenues par des radiosondages du FF-20 lors de sa phase de montée. Les valeurs au dessus de l'altitude maximale de l'avion (environ 12,5 km ou 200 hPa) sont obtenues à partir des bases de données climatologiques pour une atmosphère de type Mid-Latitude Summer (Mac Clatchey *et al.*, 1971),

dont le reste du profil en température coïncide avec notre situation. Les profils en ozone et en autres gaz homogènes à effet de serre (appelés UMG, Uniformly Mixed Gases) sont entièrement obtenus à partir de ces bases de données, car aucun instrument aéroporté n'a permis leurs mesures de concentration durant cette mission.



Figures 10 : Profils de température (a) et de concentration en vapeur d'eau (b) en fonction de la pression

Le profil de température en fonction de la pression (fig. 10a) est important car il détermine les températures des différents constituants absorbants de l'atmosphère, et donc leurs exitances. Nous avons effectué un ajustement des mesures aéroportées du FF-20 avec un point tous les kilomètres d'altitude, qui correspondent aux limites des différentes couches de 1km d'épaisseur dont se sert le programme pour modéliser l'atmosphère.

Le constituant le plus abondant et absorbant de la troposphère est la vapeur d'eau. Son profil de concentration est donc très important (figure 10b). On observe, sur les sondages avion, d'assez fortes variations dans les basses altitudes (au dessus de 700 hPa). Celles-ci correspondent à la traversée de couches de nuages bas lorsque l'avion effectuait sa montée en altitude. Nous avons donc effectué un ajustement, également tous les kilomètres, de manière à lisser ces perturbations. Cependant, afin de s'assurer que le contenu total en vapeur d'eau est respecté, nous avons utilisé des données de l'instrument satellitaire SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) spécialement conçu pour étudier les conditions atmosphériques au dessus des océans (contenu total en vapeur d'eau, vitesse des vents et précipitations). Celui-ci nous permet d'obtenir une valeur moyenne du contenu intégré en vapeur d'eau le long de la zone A-B (environ $2,65 \text{ g.cm}^{-2}$). Nous avons donc effectué un ajustement au niveau des entrées du programme pour que le contenu intégré en vapeur d'eau sur toute l'atmosphère issu du profil corresponde bien à celui mesuré par SSM/I.

b) Les nuages bas

La seconde partie de l'ajustement des paramètres de FASDOM concerne les nuages bas. Nous avons vu sur les images lidars que ceux-ci sont présents sur toute la zone d'étude A-B et qu'il est donc nécessaire de les prendre en compte pour constituer l'atmosphère de base dans laquelle sont modélisés les cirrus.

Dans FASDOM, chaque nuage est caractérisé par quatre grandeurs radiatives qui sont : l'épaisseur optique, le coefficient d'extinction, l'albédo de diffusion simple (qui représente le rapport du coefficient de diffusion sur le coefficient d'extinction totale) et le facteur d'asymétrie (qui donne un indice sur la direction de diffusion des photons dans le nuage, 0 correspondant à une diffusion isotrope et 1 à une diffusion totalement vers l'avant). La plupart de ces grandeurs peuvent être tirées de modèles de nuages types. Ainsi, en émettant l'hypothèse que nos nuages de basse altitude correspondent à des nuages d'eau liquide nous avons pu fixer le coefficient d'extinction, l'albédo plan et le facteur d'asymétrie. Seule l'épaisseur optique reste à déterminer expérimentalement.

Nous avons donc analysé la figure 5 représentant le profil lidar fourni par CALIOP. Celle-ci laisse apparaître une zone totalement dépourvue de cirrus et d'aérosols au sud de la zone d'étude A-B, c'est à dire où le radiomètre infrarouge mesure directement le rayonnement de ces nuages. Nous l'appellerons la zone claire 1, en comparaison avec la zone claire 2 sur A'-B. En supposant que la composition des nuages bas au dessus de l'océan Atlantique reste relativement homogène, nous pouvons comparer nos modélisations aux mesures dans cette zone, et également affiner notre estimation de l'épaisseur optique de ces nuages.

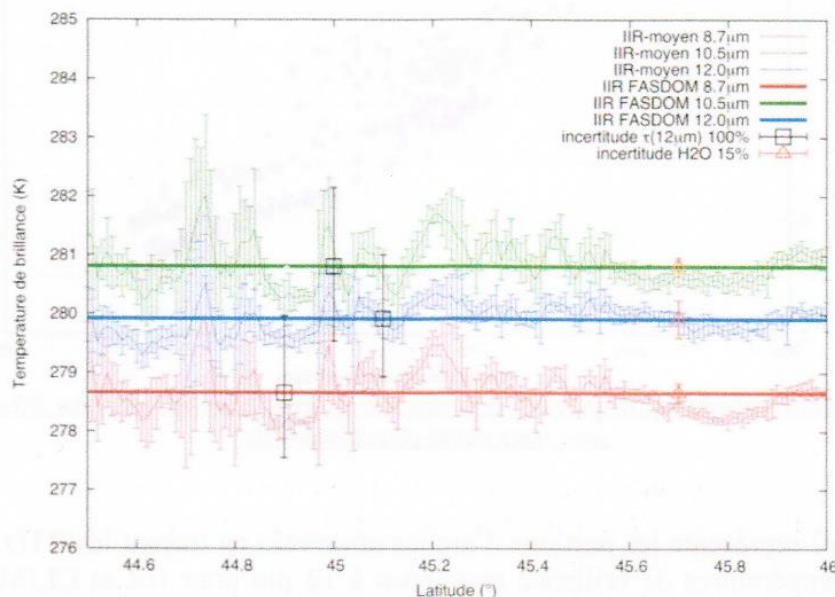


Figure 11 : Comparaison entre température de brillance mesurées et modélisées le long de la zone claire 1

La figure 11 représente les températures de brillance moyennes mesurées par IIR (en traits fins) avec leurs écarts types le long de la zone claire 1. Celles-ci sont comparées aux températures de brillance modélisées pour les mêmes canaux par FASDOM (en traits pleins épais) pour une épaisseur optique égale à 2,5. Cette valeur particulière est choisie en accord avec les valeurs fournies par CALIOP et également de façon à faire correspondre le mieux possible les températures de brillance modélisées avec celles observées. Cependant, on remarque qu'en appliquant une incertitude de 100% sur cette valeur d'épaisseur optique nous restons dans le domaine de dispersion des températures de brillances mesurées. Nous pouvons donc estimer que de manière générale l'épaisseur optique à 12µm des nuages bas est comprise entre 1 et 5.

En plus d'une estimation plus précise de l'épaisseur optique, l'information principale que l'on tire de cette modélisation est que les nuages bas sont parfaitement simulés par FASDOM. Les écarts entre les courbes, qui représentent les différences de température de brillances et qui sont donc témoins de la microphysique des nuages, sont bien retrouvés. Cela valide notre hypothèse quant au choix du modèle de nuage bas utilisé. On remarque également que les variations de la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère n'ont que peu de conséquences sur la température de brillance mais qu'elles peuvent en avoir sur leurs différences car la température de brillance à 12µm est plus sensible que les autres à ce paramètre (ce que nous avons bien déduit de la figure 2). Une analyse plus précise de l'impact des gaz sur les températures de brillance est effectuée dans la suite de ce rapport.

Maintenant que nous avons vérifié que les nuages bas sont bien introduits dans FASDOM, nous pouvons effectuer des modélisations pour zone A-B. Cette opération est plus délicate car il n'existe pas de zone totalement dépourvue de cirrus. La plus dépourvue dont nous disposons est la zone n°2 (figure 4) où se trouve tout de même un fin cirrus. La finalité de nos modélisations étant de représenter au mieux les arches de différences de températures de brillance liées aux cirrus, il

faut maintenant estimer l'épaisseur optique moyenne que nous allons définir pour cette zone afin de faire concorder les points chauds des arches simulées avec ceux des arches mesurées

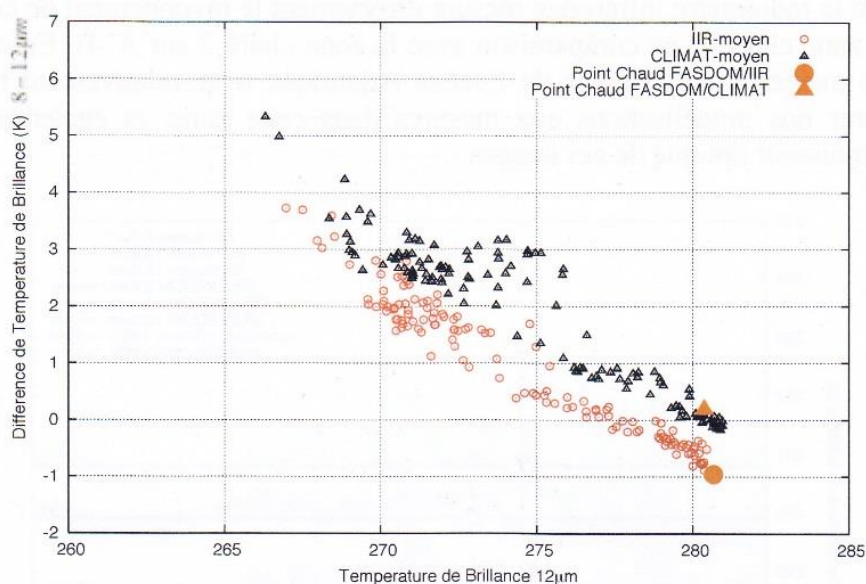


Figure 12 : Différence de températures de brillance entre $8\mu\text{m}$ et $12\mu\text{m}$ mesurées par IIR et CLIMAT avec leurs points chauds modélisés

La figure 12 représente les portions d'arches observées en traçant les BTD entre $8\mu\text{m}$ et $12\mu\text{m}$ en fonction des températures de brillance moyennes à $12\mu\text{m}$ pour IIR et CLIMAT. Nous avons remarqué sur la figure 8b que les bases de ces arches correspondent à la zone n°2, où les cirrus sont le moins épais. En fixant l'épaisseur optique des nuages bas à 1,5 nous parvenons à faire correspondre les points chauds modélisés à ceux mesurés. Cette valeur est bien comprise dans l'ordre de grandeur que nous nous étions défini lors de l'étude de la zone claire 1, et est compatible avec les informations fournies par les inversions de données de CALIOP. On remarque que les points chauds modélisés et mesurés ne coïncident pas exactement. Ceci est dû au fait que cette zone est également composée de fins cirrus ainsi que de traces d'aérosols qui perturbent un peu les différences de températures de brillance.

Par la suite, les arches modélisées par les cirrus partiront de ces points chauds. Nous allons donc conserver cette valeur de 1,5 pour l'épaisseur optique des nuages bas à $12\mu\text{m}$, sachant qu'une légère variation ne change pas de manière significative la position de ces points chauds.

c) Analyse de l'atmosphère modélisée

L'atmosphère claire étant modélisée, il est intéressant d'analyser l'impact des différents constituants atmosphériques sur les températures de brillance afin de comprendre les différences que l'on peut observer entre les mesures effectuées entre les différents canaux, et de s'assurer que ces impacts correspondent aux comportements attendus dans la réalité.

Nous avons calculé les températures de brillance à l'aide de FASDOM en isolant chaque gaz (Tableau 1). Leurs effets sont obtenus en soustrayant la température de brillance modélisée à celle d'une atmosphère totalement vide, que nous appelons ici T_{sol} (celle-ci ne correspond toutefois pas à la température exacte du sol puisque celui-ci est à une émissivité différente de 1, qui dépend de chaque canal). Cette différence rend compte du refroidissement sur un canal pour un gaz donné.

	IIR			CLIMAT		
	Tsol - T8.7 (K)	Tsol - T10.5 (K)	Tsol - T12.0 (K)	Tsol - T8.8 (K)	Tsol - T10.8 (K)	Tsol - T12.2 (K)
H2O	2.57	1.33	2.92	2.14	1.47	3.11
O3	0.49	0.07	0.06	0.14	0.00	0.00
UMG	0.63	0.25	0.20	0.45	0.18	0.44
Total	3.63	1.71	3.16	2.66	1.67	3.53

Tableau 1 : Détail de l'impact des différents gaz dans l'atmosphère

Nous pouvons également remarquer la prédominance de l'absorption par la vapeur d'eau, surtout sur les canaux à 12µm. Cela explique la variation plus importante de la température de brillance à cette longueur d'onde dans la figure 11 lorsque l'on fait varier la quantité de vapeur d'eau de $\pm 15\%$. L'ozone, qui possède une bande d'absorption importante à 9,6µm, est naturellement plus influente sur les canaux à 8µm et l'action des autres gaz à effet de serre est assez partagée. Ces comportements correspondent aux attentes après l'analyse des filtres sur la figure 2, et sont similaires à ceux que l'on observe dans une atmosphère réelle. Ceci nous réconforte donc sur la bonne prise en compte des gaz par le programme, et sur l'exactitude des profils que nous lui avons imposé.

Une seconde analyse concerne la comparaison des données IIR et CLIMAT. On remarque en comparant l'action des gaz pour un même canal dans le tableau 1 que les résultats sont comparables mais pas identiques. Il y a par exemple 1K de différence entre l'impact total des gaz sur IIR à 8,7µm et sur CLIMAT à 8,8µm. Nous avons expliqué brièvement ce comportement en justifiant des différences liées à un impact de l'atmosphère au dessus de l'avion et aux différences de bandes spectrales. Nous allons maintenant tenter de chiffrer ces deux impacts à l'aide de FASDOM.

Pour cela, nous avons calculé la différence entre les températures de brillance modélisées pour un canal de CLIMAT et celles mesurée pour un même canal de IIR ($T_{\lambda,CLIMAT} - T_{\lambda,IIR}$). Nous avons ensuite fait varier l'altitude du satellite pour l'amener à celle de l'avion. La différence entre deux modélisations, l'une avec CALIPSO placé au sommet de l'atmosphère (TOA) et l'autre avec CALIPSO placé à 13km, permet de donner une estimation de l'impact de l'atmosphère au dessus de l'avion. Au contraire, la comparaison entre les températures de brillance des deux instruments à la même altitude nous renseigne sur l'impact de la différence spectrale.

		T8,8 - T8.7 (K)	T10.8 - T10.5 (K)	T12.2 - T12.0 (K)
Atm. Clair	Calipso TOA / Climat 13km	0,92	0.05	-0.33
	Calipso 13km/ Climat 13km	0.32	-0.14	-0.45
Nuage Bas, tau = 1.5	Calipso TOA / Climat 13km	0.81	0.08	-0.30
	Calipso 13km/ Climat 13km	0.23	-0.10	-0.41

Tableau 2 : détail des impacts des filtres et de l'altitude des capteurs sur les températures de brillance modélisées

On observe dans le Tableau 2 que l'impact spectral rend les températures de brillances de CLIMAT plus élevées de 0,3 K à 8 µm et plus faibles de 0,15 K et 0,45 K à 10 µm et 12 µm. L'impact de l'atmosphère rend les températures de brillance de CLIMAT plus élevées de 0,6K à 8µm, 0,2 K à 10 µm et 0,1 K à 12 µm. Ces valeurs restent lorsqu'on considère un nuage bas.

Cependant, les refroidissement simulés entre les deux instruments pour une atmosphère claire ou avec un nuage bas ne correspondent pas à ce qui avait été observé sur les températures de brillance de la figure 7 le long de la zone claire n°2. Il y a donc bien un impact des cirrus en altitude sur cette zone, ce qui conforte le fait qu'on ne retrouve pas exactement la position des points chauds lors de nos simulations des différences de températures de brillances (figure 12). Cependant cet impact des cirrus est assez faible car les ordres de grandeurs sont bien respectés.

V – Détermination de la microphysique des cirrus

Une étude de la différence de températures de brillance, et principalement de l'arche formée par la méthode Split-Window, permet d'obtenir des informations sur la microphysique des nuages. C'est ce que nous souhaitons accomplir dans la dernière partie de cette étude.

Le programme FASDOM est utilisé pour simuler trois températures de brillance, correspondant aux trois canaux des radiomètres infrarouges, dans le cas de la présence de cirrus. Nous partons du fait que nous ne possédons aucune information a priori sur ces nuages, hormis leurs altitudes (entre 11km et 12km) qui nous renseignent sur la température de leur sommet et donc sur leurs existances, et l'atmosphère dans laquelle ils se trouvent. Pour combler ce manque d'information, nous allons considérer des cirrus composés de différentes formes de cristaux de glace, que nous appelons modèles, et qui suivent différentes lois de distribution de tailles.

Il est assez difficile de représenter réellement la composition d'un cirrus. C'est pourquoi nous utilisons sept modèles de formes de cristaux qui permettent de rendre compte d'une manière générale du comportement radiatif de celui-ci (Yang *et al.*, 2005). Comme dans le cas des nuages bas liquides, chaque modèle est caractérisé par un coefficient d'extinction, un albédo de diffusion simple et un facteur d'asymétrie fixé, ainsi qu'une épaisseur optique que nous faisons varier entre 0 et 50.

Les lois de distribution déterminent la façon dont les tailles de cristaux sont distribuées dans le cirrus. De manière générale, celle-ci peuvent être représentées par une loi du type gamma généralisée (Walko *et al.*, 1995), mais après simulations, nous remarquons que nos températures de brillance dans l'infrarouge thermique sont assez peu dépendantes de ces distributions. C'est pourquoi, par la suite nous utilisons une distribution du type monomodale qui est caractéristique d'un cirrus constitué de cristaux de tailles assez petites (ce que nous avons observé en figure 9b). Cependant nous ferons tout de même varier nos diamètres effectifs entre 0 et 100 μm .

La figure 13 nous montre les résultats de la modélisation des différences de températures de brillance entre 10 μm et 12 μm en fonction de la température de brillance à 12 μm pour chaque modèle de cristal (Agrégats, Bullets Rosette, Droxtals, Colonnes creuses, Plaquettes, Colonnes, Sphéroïdes). Quelques diamètres effectifs sont isolés pour plus de clarté.

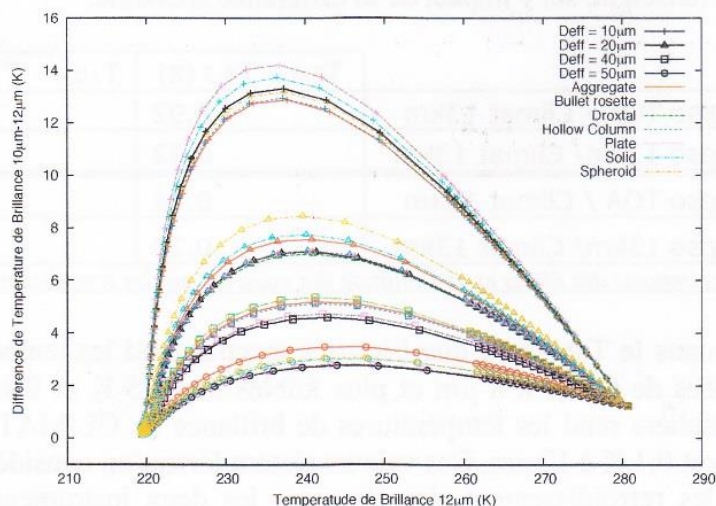


Figure 13 : Arches de BTD modélisées par FASDOM pour différentes formes de cristaux

On remarque qu'il est possible de distinguer assez clairement les arches en fonction du diamètre effectif des cristaux. Plus celui-ci est faible, plus l'arche sera haute. La distinction est en revanche moins évidente entre les modèles de cristaux utilisés. Cependant les variations entre les différents couples de canaux utilisés permettent tout de même de se faire une idée du modèle. Nous

remarquons que les mesures dans l'infrarouge thermique sont beaucoup plus dépendantes de la taille des particules que de leurs formes.

Une fois les arches modélisées, il reste à les comparer à celles obtenues à partir des mesures de IIR et de CLIMAT en se servant d'une technique d'interpolation linéaire du premier ordre. Nous pouvons résumer la méthode de la manière suivante :

Le programme FASDOM permet de simuler de nombreuses arches correspondant chacune à une forme de cristal et à un diamètre effectif donné et dont chaque point correspond à une épaisseur optique précise. En utilisant un couple de températures de brillance mesurées à une certaine latitude et en l'exprimant sous la forme de différences de températures de brillance, nous pouvons placer ce point expérimental sur les courbes de BTD. En utilisant une technique d'interpolation linéaire, et puisque les arches sont distinguables entre elles, il est possible d'associer ce point à une arche qui lui est la plus proche, et donc à une forme de cristal, à un diamètre effectif, et à une épaisseur optique pour chaque point de mesure. La forme et la taille des cristaux étant indépendants de la longueur d'onde d'observation, nous devrions être capables de retrouver les mêmes résultats pour chaque couple de canaux considéré.

CLIMAT n'ayant pas effectué des mesures sur toute la zone A-B, nous allons par la suite nous intéresser plus particulièrement au cirrus de la zone 3 (figure 4). De plus, pour assurer une bonne précision dans l'utilisation de l'interpolation linéaire du premier ordre nous utiliserons les mesures radiométriques non moyennées pour les deux instruments. Cela permettra également de conserver la dispersion sur les mesures.

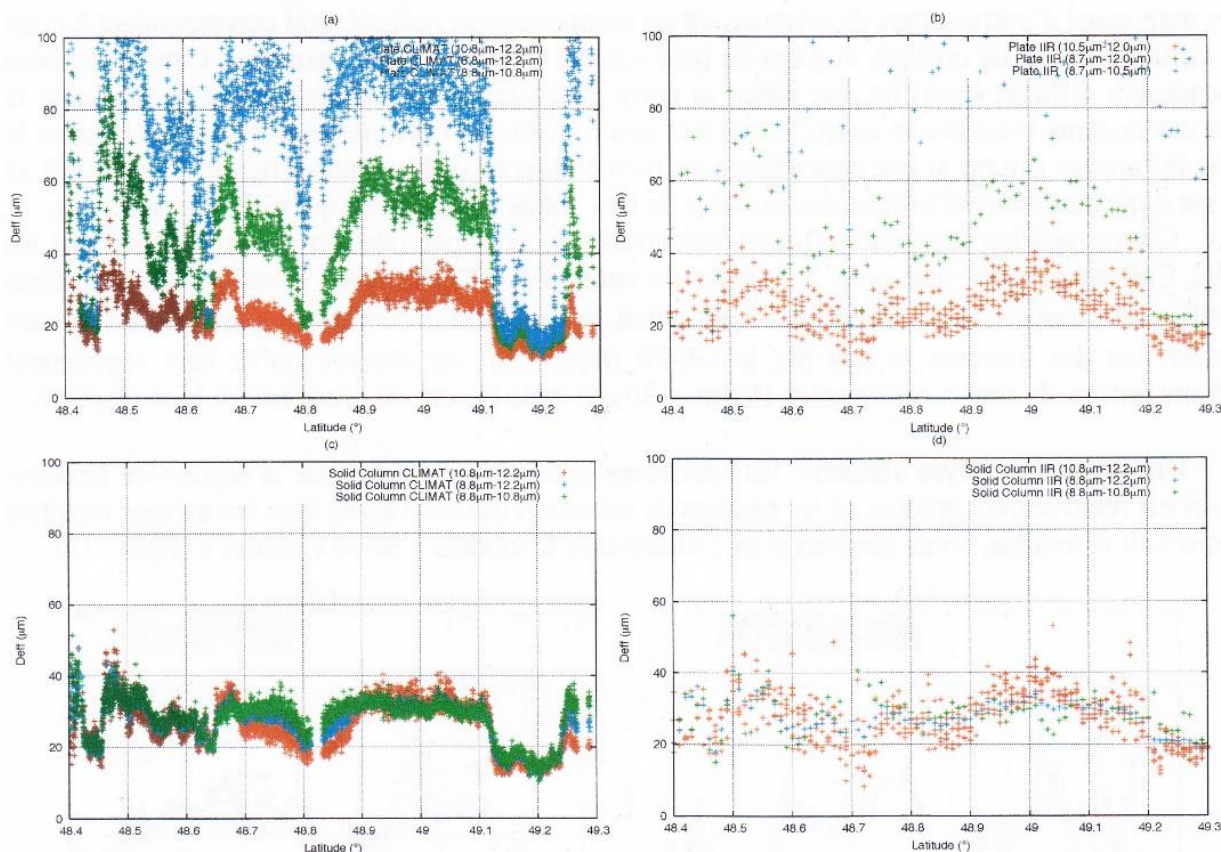


Figure 14 : Diamètres effectifs retrouvés le long de la zone n°3 pour des cristaux Plate (a) et (b) et Solid Column (c) et (d)

Dans un premier temps nous allons nous intéresser aux modèles de cristaux retrouvés par cette méthode. Sur la figure 14 nous observons les résultats de l'interpolation sur les données IIR et CLIMAT pour deux modèles de cristaux : les « Plates » (a et b) qui sont des cristaux plats et les « Solid Column » (c et d) de forme plus allongée.

On remarque tout d'abord que les résultats retrouvés à partir des données IIR et CLIMAT sont relativement identiques, malgré un certain lissage sur les données IIR due à sa plus faible résolution spatiale. Ceci rassure sur le fait que les deux instruments mesurent bien la même microphysique.

On observe pour les cristaux « Plates » (14a et 14b) que les différents couples de canaux utilisés ne retrouvent pas le même diamètre effectif, à part en certains points de latitude. Cela signifie que l'on peut considérer que ce modèle de cristal représente assez mal la composition du nuage, à part peut être autour de $49,2^\circ$ de latitude. Des diamètres effectifs variant de 20 à $100\ \mu\text{m}$ sont de plus assez irréalistes pour un cirrus. Le second couple de résultats (14c et 14d), qui correspond à des cristaux de type « Solid Column », retrouve bien les mêmes diamètres effectifs pour chaque couple de canaux. On peut alors considérer que ce modèle est une bonne représentation des cristaux qui composent le cirrus étudié. On observe cependant une correspondance moins bonne entre $48,7^\circ$ et $48,9^\circ$ de latitude, ce qui peut indiquer que d'autres cristaux sont également présents dans cette zone. On observe en effet à ces latitudes sur l'image lidar de LNG (figure n°4) une zone juste sous le cirrus qui pourrait correspondre à des agrégats ou des précipitations. En effectuant des analyses similaires sur l'ensemble des cristaux, nous trouvons que seuls les modèles « Solid Column » et les « Droxtals » (qui représentent des cristaux plus sphériques) concordent. On pourrait alors émettre l'hypothèse que le cirrus observé dans la zone n°3 est constitué essentiellement de ces deux types de cristaux.

Il est à noter que les mesures *in situ* effectuées durant la campagne montrent que les cirrus observés sont majoritairement composés de cristaux de type Plate, ce que nous ne retrouvons pas avec notre méthode. Cela peut néanmoins s'expliquer par le fait que le GF-20 effectue ses mesures sur une partie précise du cirrus. Il est tout à fait possible que ce nuage, composé essentiellement de plates mais aussi d'autres types de cristaux, ait un comportement radiatif total correspondant à celui d'un cirrus composé de cristaux moyens de type « Solid Column » ou « Droxtal ». Cette hypothèse est cependant difficile à vérifier, car même si notre méthode permet théoriquement de retrouver la forme des cristaux nous avons vu qu'ils ont très peu d'impact sur les mesures de luminance dans le proche infrarouge (même si une dépendance est bien établie en comparant les figures 14a et 14c), et qu'il est donc nécessaire d'utiliser des mesures de très bonne précision ce qui n'est pas notre cas.

Concernant les diamètres effectifs retrouvés par cette méthode, on remarque que pour les « Solid Column », ainsi que pour le couple de canal $10 - 12\ \mu\text{m}$ des « Plates », ces diamètres effectifs sont compris entre $10\ \mu\text{m}$ et $40\ \mu\text{m}$ selon les zones. En comparant ces résultats à ceux obtenues lors des mesures *in situ* par le GF-20 (figure 9b) on observe qu'ils sont légèrement inférieurs puisqu'ils sont compris entre $10\ \mu\text{m}$ et $30\ \mu\text{m}$ mais l'ordre de grandeur est bien respecté.

Une seconde analyse concerne les épaisseurs optiques retrouvées par la régression linéaire. Celle-ci est relativement précise, et les couples de canaux retrouvent assez bien les mêmes résultats quel que soit le modèle. Nous gardons pour l'illustration le modèle « Solid Column » (figure 15).

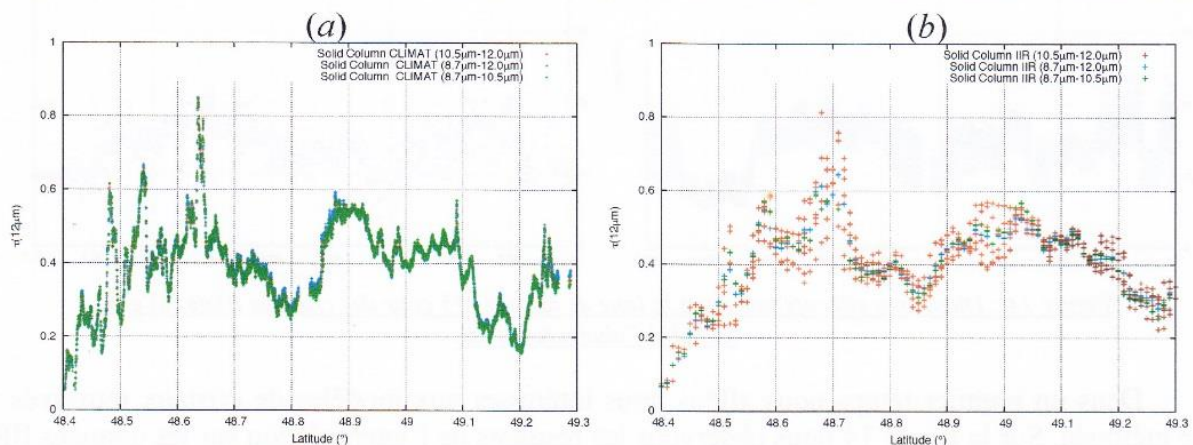


Figure 15 : Epaisseurs optiques retrouvées le long de la zone n°3 pour des cristaux Solid Column pour CLIMAT (a) et IIR (b)

Les épaisseurs optiques retrouvées pour les mesures de IIR et de CLIMAT sont très similaires. Celles-ci sont comprises entre 0,2 et 0,6 avec un pic autour de $48,65^\circ$ de latitude. En observant l'image lidar de la figure 5 on retrouve bien à cet endroit la présence d'un noyau dans le cirrus. De même, en comparant nos résultats aux mesures *in situ* de la figure 9a on remarque que les résultats sont exactement dans le même ordre de grandeur. La méthode permet donc de bien retrouver les épaisseurs optiques des cirrus fins.

VI – Conclusion

L'objectif principal de notre étude concerne la validation des mesures du satellite CALIPSO dédié à l'observation de l'impact radiatif des nuages et des aérosols. Cette étude s'inscrit dans le cadre de la campagne aéroportée franco-allemande CIRCLE-2 dédiée à l'étude des nuages de type cirrus. La validation concerne les mesures lidar et radiométriques dans l'infrarouge thermique obtenues respectivement par les instruments CALIOP et IIR pour le satellite et LNG et CLIMAT pour l'avion FF-20 assez similaires.

Nous avons, dans un premier temps, comparé les mesures de températures de brillance de IIR et de CLIMAT le long d'une même zone d'observation. Nous avons remarqué que celles-ci sont tout à fait comparables en tenant compte de la dispersion sur les mesures. Les lidars CALIOP et LNG permettent également d'observer les mêmes couches de constituants rétrodiffusant dans l'atmosphère. Dans le cas de ce travail nous nous sommes toutefois plutôt attaché à la validation des résultats radiométriques.

L'utilisation du code FASDOM pour modéliser les températures de brillance, nous a ensuite permis de retrouver des résultats fortement identiques aux mesures IIR dans le cas d'une atmosphère composée uniquement de nuages bas, ainsi que d'expliquer la dispersion sur les mesures par la variation de l'épaisseur optique des nuages bas.

Ensuite, à l'aide de la méthode Split-Window, nous avons pu observer que les arches formées à partir des mesures de CALIPSO et du FF-20 sont relativement identiques, le décalage des points chauds étant expliqué par les différences de conditions expérimentales entre les deux instruments. Cela exprime donc que le satellite et l'avion ont bien observé la même microphysique.

Enfin dans un dernier temps nous avons cherché à retrouver cette microphysique à l'aide de la méthode Split-Window et par interpolation des mesures expérimentales sur les valeurs modélisées. Les résultats sont très concluants en ce qui concerne la détermination de l'épaisseur optique et du rayon effectif, car nous retrouvons des valeurs qui correspondent aux mesures *in situ* effectuées dans le nuage. Une dépendance non négligeable de la forme des cristaux à la différence de température de brillance dans l'infrarouge thermique a également été mise en évidence mais la caractérisation reste incertaine car elle ne correspond pas aux mesures *in situ*.

De manière générale les observations effectuées dans le but de valider les mesures CALIPSO sont concluantes puisque l'on remarque de fortes corrélations entre les mesures satellites, avions, et les résultats modélisés. De plus, les analyses faites à partir des mesures IIR permettent de retrouver avec une assez bonne précision des tailles effectives de cristaux et des épaisseurs optiques qui sont validées par les mesures *in situ*.

Afin d'appuyer ces conclusions, la suite de notre travail consistera à élargir le domaine d'étude aux autres parcelles de la même journée (B-C, B-D et D-E de la figure n°2) afin de pouvoir comparer la cohérences entre les résultats. Il serait aussi intéressant de considérer d'autres journées comme celle du 25 mai 2007 durant laquelle les conditions étaient également assez bonnes.

Une fois la validation effectuée nous pourrions nous intéresser plus en détail au problème de caractérisation de la formes des cristaux de cirrus à partir des données CALIPSO. Ceci peut être envisagé en élargissant notre étude au domaine visible (qui permet d'accéder à la polarisation, beaucoup plus sensibles de la forme ; H. Chepfer, 1997) et en comparant ces résultats à ceux que nous avons obtenus. Cela pourra mener à une caractérisation à l'échelle globale de la granulométrie des cirrus par observation satellite, ce que permet CALIPSO.

Références

- Ackerman S. A., W.L. Smith, A.D. Collard, 1995: Cirrus cloud properties derived from high-spectral resolution infrared spectroscopy during FIRE II. *J. Atm. Sci.*, **52**, 4246-4263.
- Becu-Wallerand L., 2003: Modélisation des propriétés optiques et radiatives des cirrus dans l'infrarouge. Validation à l'aide des mesures effectuées lors de l'expérience FRENCH/DIRAC 2001, Thèse de doctorat, USTL.
- Brogniez G., F. Parol, L. Bécu, J. Pelon, O. Jourdan, J-F. Gayet, F. Auriol, C. Verwaerde, J-Y Balois, B. Damiri, 2004: Determination of cirrus radiative parameters from combination between active and passive remote sensing measurement during FRENCH/DIRAC 2001. *Atm. Res.*, **74**, 425-452.
- Chepfer H., 1997 : Etude théorique et expérimentale des propriétés optiques et radiatives des cirrus, Thèse de doctorat, USTL.
- Cox S.K., D.S. McDougal, D.A. Randall, 1987: FIRE – the first ISCCP regional experiment. *Am. Met. Soc.*, **68**, 114-118.
- Delmas R., 2005: Physique et Chimie de l'atmosphère, *Belin*.
- Dubuisson P., V. Giraud, O. Chomette, H. Chepfer, J. Pelon, 2005: Fast radiative transfer modeling for infrared imaging radiometry. *J. Quant. Spect. Rad. Trans.*, **95**, 201-220.
- Dubuisson P., V. Giraud, J. Pelon, B. Cadet, P. Yang, 2008 : Sensitivity of thermal infrared radiation at the top of the atmosphere and the surface to ice cloud microphysics. *J. Appl. Meteor.*, **47**, 2545-2560.
- Inoue T, 1985: On the temperature and effective emissivity determination of semitransparent cirrus clouds by bi-spectral measurements in the 10 μm window region. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, **63**, 88-98.
- Lenoble J., 1993: Atmospheric radiation transfer, *A. Deepak Publishing*.
- Liou, K.N., 1986: Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: A global perspective. *Mon Wea. Rev.*, **114**, 1167-1199.
- Liou K.N., 2002: An introduction to atmospheric radiation (2nd Edition), *Academic Press*.
- Mc Clatchey R.A., R.W. Frenn, J.E.A. Selby, F.E. Volz, J.S. Garing, 1971: Optical properties of the atmosphere (revised). *Environmental research papers*, **354**, 85pp
- NASA, 2003: Formation flying: The Afternoon "A-Train" Satellite Constellation, *NASA Facts*
- Parol F., J-C. Buriez, G. Brogniez, Y. Fouquart, 1991 : Information content of AVHRR channel 4 and 5 with respect to the effective radius of cirrus cloud particles. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 973-984
- Protat A., J. Pelon, A. plana-Fattori, D. Josset, A. Garnier, A. Minikin, H. Finkenzeller, 2007: CIRCLE-2 Campaign, *DRAFT*

- Stamnes K., S.C. Tsay, W. Wiscombe, and K. Jayaweera, 1988: Numerical stable algorithm for Discrete-Ordinate-Method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. *Appl. Opt.*, **27**, 2502-2509.
- Walko, R.L., W.R. Cotton, M.P. Meyers, and J.Y. Harrington, 1995: New RAMS cloud microphysics parameterization. Part I: The single-moment scheme. *Atmos. Res.*, **38**, 29-62.
- Winker D.M., J. Pelon, and M.P. McCormick, 2003: The CALIPSO mission: Spaceborne lidar for observation of aerosols and clouds. *Lidar Remote Sensing for Industry and Environment Monitoring III*, U.N. Singh, T. Itabe, and Z. Liu, Eds., International Society for Optical Engineering (SPIE Proceedings, Vol. 4893), 1-11.
- Yang P., H.L. Huag, B.A. Baum, Y. Hu, W. Wiscombe, S.C. Tsay, D.M. Winker, and S.L. Nasiri, 2001: Radiative properties of cirrus clouds in the infrared (8-13 μm) spectral region. *J. Quant. Spectros. Radiat. Transfer*, **70**, 473-504.
- Yang P., H. Wei, H-L Huang, B.A. Baum, Y.X. Hu, G.W. Kattawar, M.I. Mishchenko, and Qiang Fu, 2005: Scattering and absorption property database for nonspherical ice particle in the near-through far-infrared spectral region. *App. Opt.*, **44**, 5512-5523