

Hugues COURTIEU

MASTER 1 SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT

directrice du Master : Hélène Brogniez, enseignant chercheur

RAPPORT DE STAGE

Étude du lien entre les contrails et la couverture nuageuse



période du 01/06/2011 au 15/07/2011

Sous la direction de Vincent Noël, chargé de recherche au CNRS

Rapporteur : Marjolaine Chiriaco, enseignant chercheur

Soutenance le 30 juin 2011

Présentation du LMD

J'ai effectué mon stage au Laboratoire de météorologie dynamique (LMD), sur le centre de Polytechnique, à Palaiseau. Le LMD comporte 2 autres antennes, à l'Université Pierre et Marie Curie et à l'école Normale Supérieure. Il est membre de l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL), fédération de six laboratoires Franciliens de recherche en sciences de la Terre.

Le LMD étudie la dynamique de l'atmosphère, dans l'optique de mieux cerner le climat et ses variations à différentes échelles. Les objets d'étude vont de la physique théorique (par exemple la dynamique des fluides) à l'observation ou la modélisation de phénomènes climatiques comme la mousson, l'influence des aérosols.

Le LMD tient à associer les études théoriques, la modélisation et l'observation. Il tire parti pour cette dernière approche de la présence proche du SIRT (Site Instrumental de Recherche par Télédétection Atmosphérique), situé à Palaiseau, dont la collaboration permet l'étude de plusieurs bases de données sur différents processus atmosphériques (éléments météorologiques, effets radiatifs).

Deux grands axes de recherche se dégagent : l'étude de l'évolution du climat et des effets anthropiques, et l'étude des processus dynamiques et physiques dans les enveloppes fluides et à la surface. Les interactions entre les deux thèmes étant fortes, les chercheurs travaillent généralement de manière transverse sur ces 2 axes.

Le LMD travaille en rapport étroit avec le CNES. C'est par cette collaboration qu'il a été amené à participer à la mission CALIPSO, sur laquelle repose la majorité des données utilisées dans mon stage.

Le LMD est dirigé par Vincent Cassé, assisté par Frédéric Hourdin, Patricia Delville et Stéphane Sportouch. Sur le site de Palaiseau, l'équipe Intro est constituée de 8 chercheurs (CNRS ou enseignants chercheurs), avec lesquels travaillent doctorants et post-doctorants. Vincent Noël fait partie de cette équipe, en tant que chargé de recherches CNRS, depuis 2006. Ses recherches s'intéressent principalement aux propriétés microphysiques des cirrus et des nuages de glace, et leurs relations avec l'impact de ces nuages sur le bilan radiatif terrestre et la redistribution spatiale de la vapeur d'eau dans la haute troposphère.

Intéressé par le sujet de l'influence des traînées de condensation des avions de ligne, il m'a contacté lorsqu'il a appris par Mme Chiriaco qu'un pilote de ligne cherchait un stage sur ce sujet. Je le remercie pour cette initiative, et pour la disponibilité, parfois la patience dont il a fait preuve à mon égard durant le stage. Malgré nos emplois du temps respectifs, nous avons réussi à faire le point régulièrement, et ainsi orienté les recherches de manière coordonnée. Il m'a laissé élaborer mes raisonnements, tout en corrigeant mes erreurs, ce qui a rendu ce stage très enrichissant. J'espère que le sujet n'en restera pas là et que ce que nous avons ébauché pourra être approfondi.

1 contexte scientifique

Dans les estimations du réchauffement climatique à venir, la plus grande différence entre les sorties des modèles de prévision provient du rôle des nuages. Parmi eux, les cirrus, composés de cristaux de glace, ont une épaisseur optique plus faible que les nuages de basse altitude, composés d'eau liquide, dans le domaine des longueurs d'onde de l'éclairement solaire (0.4 μ m à 0.8 μ m). Leur effet d'albédo est donc relativement faible. En revanche, leur effet de serre est d'autant plus important qu'il se répercute sur une grande épaisseur d'atmosphère. Leur forçage radiatif (FR) est encore incertain à ce jour, mais il est probablement positif. La quantification de ces effets demande une bonne connaissance de la microphysique atmosphérique, car ces cirrus ont des FR différents selon leur teneur en glace ou en eau surfondue, leur forme, leur taille, la disposition des cristaux qui les composent, ou la présence d'aérosols en leur sein.

Les traînées de condensation des avions de ligne, qui évoluent parfois en cirrus, sont étudiées depuis de nombreuses années. La détermination de leur effet radiatif passe par une bonne évaluation de leur épaisseur optique dans les spectres visibles et infrarouges, ainsi que par une bonne quantification de la couverture nuageuse qu'ils représentent. Leur étude est rendue difficile par le fait que ces traînées ne sont pas systématiquement générées lors du passage d'un avion, qu'elles sont souvent masquées par la couverture nuageuse naturelle, et qu'ils prennent des formes très diverses selon leur environnement et leur durée de vie. Élaborer des statistiques sur leur épaisseur et sur leur ampleur nécessite donc un grand nombre d'observations.

De larges incertitudes demeurent dans l'évaluation de ces 2 caractéristiques : les estimations les plus récentes de leur forçage radiatif net varient de + 2mW/m² (*Stuber et Foster, 2007*) à + 30 mW/m², soit environ 6% de l'effet de serre attribué à la couverture nuageuse. (*Yang et al 2010, Lee et al 2009*). L'aviation, responsable de 3% des émissions anthropiques de CO₂, serait alors beaucoup plus impactante en terme de forçage radiatif. L'IPCC a retenu la valeur de 10mW/m², ce qui représenterait 20% du RF de l'aviation. Pour le moment, les efforts des autorités aériennes concernant la limitation de la participation de l'aviation commerciale au réchauffement climatique, sont ciblés sur la réduction des rejets de CO₂ et de Nox. L'effet radiatif des cirrus induits (ou contrails cirrus comme condensation trails cirrus) a été jugé trop incertain pour être pris en compte.

Jusqu'à récemment, les mesures satellites de l'épaisseur nuageuse, par télédétection passive, se limitaient à restituer des grandeurs intégrées sur toute une colonne d'air. Or, les cirrus décrits plus hauts, du fait de leur semi-transparence, sont rarement identifiés comme tels, car leur signature radiative est « brouillée » par les couches inférieures (nuages ou sol).

Depuis 2006, le lidar CALIOP, à bord du satellite CALIPSO, documente la variabilité verticale des composants atmosphériques. Ainsi émerge peu à peu une base de données sur la couverture nuageuse terrestre, pour chaque altitude et chaque type de nuage.

Ces données sont traitées et rendues disponibles au moyen du service « climserv », qui les stocke sur différents serveurs.

BUT DU STAGE

Le but de mon stage est de chercher à identifier une relation entre le trafic aérien et la couverture en cirrus. Il cherche à répondre en cela à l'interrogation que la Federal Aviation Authority se pose, en insistant sur la phrase de l'article de Ping Yang : « there is a pressing need to improve the satellite detection of all type of contrail and contrail cirrus over the globe ».

Comme nous le verrons, la microphysique des contrails, ainsi que leur effet local, sont déjà bien documentés. En revanche, la quantification de leur effet radiatif à l'échelle globale est estimée par des modèles qui génèrent de très fortes incertitudes. Notre idée est de détecter ces traînées dans les observations CALIOP, afin d'en dégager :

- 1) des caractéristiques facilement repérables par CALIOP.
- 2) des statistiques sur la couverture moyenne globale.

P. Minnis relève en 2003 la difficulté à exploiter les données satellites pour cette évaluation, en avançant 2 raisons : d'abord l'obligation d'utiliser plusieurs satellites pour obtenir une bonne couverture (avant le lancement de CALIPSO), et donc de devoir tenir compte de la sensibilité différentes des capteurs. Ensuite la difficulté à isoler les cirrus induits par les contrails des cirrus naturels. (*Minnis et al, 2003*)

Il a semblé à V. Noël que les données CALIOP pouvaient remédier à ces difficultés, puisque CALIPSO couvre tout le globe, et que son lidar est spécialisé dans la détection de couches minces. L'approche suivie pour le stage consistera donc à corréliser les données CALIPSO sur la répartition des cirrus aux données sur le trafic aérien, matérialisé par la répartition des émissions de Nox en haute altitude fournie par l'inventaire Aero2k (Sect. 4.1).

Ce rapport commence par un état des lieux des connaissances sur la formation des contrails (Sect. 2). Ensuite l'interprétation des mesures du Lidar CALIOP sera décrite (Sect. 3), et j'établirai des statistiques de couverture nuageuse, en fonction de la latitude, de la longitude, et de la saison (Sect. 3.3). Je sélectionne ensuite certains nuages, en fonction de leur épaisseur optique, de leur taille, de leur proximité aux routes aérienne, et de leur heure d'apparition (Sect. 4), dans l'optique de déterminer une corrélation entre le trafic aérien et la couverture nuageuse.

2 Les contrails

2.1 Formation

Le principe des traînées de condensation est bien compris : Le souffle du réacteur libère dans l'atmosphère une grande quantité de particules, ainsi que de vapeur d'eau à haute température. Parmi ce panache, de fines particules de suie servent de noyaux de condensation à l'eau environnante. Le mélange avec l'air ambiant froid aboutit fréquemment à la formation de cristaux de glace. En première approximation, leur apparition dépend de la température et de l'humidité de l'atmosphère et du panache (*critères de Schmidt / Appleman*). Si le mélange amène le milieu à la saturation, on observe une traînée.

La différence de pression de part et d'autre des ailes crée un vortex descendant (2 m.s-1), qui entraîne avec lui la traînée de condensation. Le réchauffement adiabatique généré peut suffire à repasser en-dessous du seuil de condensation de la glace, et donc faire disparaître la traînée. La turbulence (naturelle ou générée par le jet) peut également permettre de dissiper les cristaux. En revanche, dans une atmosphère suffisamment froide et stable, les traînées s'étaleront loin derrière l'avion.

Ces critères thermodynamiques donnent peu d'informations sur l'épaisseur optique des traînées, ou sur leur persistance à long terme (plus d'une minute environ), qui sont des paramètres clés si l'on s'intéresse à leur effet radiatif.

L'évolution en cristaux de glace dépend de la sursaturation de l'atmosphère par rapport à la glace. La perturbation dynamique liée au passage de l'avion a apporté au système l'énergie cinétique nécessaire

pour mettre fin à l'état de sursaturation. Pour que la solidification persiste de manière autonome, et génère des cirrus, la sursaturation de l'air par rapport à la glace doit dépasser 100%. Remarquons qu'en milieu non perturbé, elle doit largement dépasser le seuil de saturation (130% à 160%) pour que des cirrus naturels se développent.

Ensuite le nuage sera advecté et élargi par le vent. Verticalement, la traînée s'épaissit typiquement par la combinaison de 2 phénomènes : vers le bas, la descente se poursuit jusqu'à ce qu'on atteigne un taux de saturation en glace inférieur à 100%, et vers le haut, une convection est créée, probablement par le réchauffement radiatif provenant du sol (Jensen et al., 1998). Typiquement, les dimensions d'un contrail se situent entre 1 et 3 Km de largeur, et 1 à 2 Km de hauteur.

2.2 Propriétés microphysiques

Le consensus établi suppose que l'épaisseur optique de ces cirrus est proche de 0.2. Certaines études en ont détectés d'épaisseur optique supérieure à 1. D'autres ont mesuré une large couverture en contrails d'épaisseur optique inférieure à 0.02, invisibles à l'œil nu et à une observation satellite, mais dont l'effet radiatif global pourrait ne pas être négligeable. (Kärcher et Al, 2009).

Pour déterminer précisément leur épaisseur optique, il faut prendre en compte la forme des cristaux composant le nuage, leur taille, leur concentration et leur disposition dans l'espace. Par exemple, la présence de cristaux planaires (de type plaquettes hexagonales) va augmenter l'effet d'albédo, et ainsi réduire le forçage radiatif du cirrus, mais cet effet ne sera sensible qu'au delà d'une certaine concentration en glace. (Yang et al. 2010).

Des statistiques commencent à être établies sur les propriétés microphysiques des contrails en formation, qui ont une grande spécificité :

A la formation d'un contrail, la taille des cristaux est inférieure au micromètre, avec une concentration de 10^4 à 10^5cm^{-3} . Leur forme est majoritairement de type cylindre hexagonal. Au bout d'une heure, le diamètre des cristaux tourne autour de 8 microns, avec une concentration de 10 à 15cm^{-3} . Leur forme est incertaine, mais semble se rapprocher de celle des cristaux de cirrus naturels (Heymsfield et Al, 1998).

La contenance volumique en glace diminue donc largement au cours de l'expansion. La composition des cirrus induits provenant de l'évolution de contrails après plusieurs heures (constatés jusqu'à 17h après le passage de l'avion) est mal connue. Il semble qu'elle soit très proche de celle des cirrus naturels. La taille des particules de suie émises par l'avion joue également sur les propriétés du contrail formé. Guignery (Toulouse, 2010) a montré dans sa thèse que la taille des cristaux de glace, ainsi que le volume total de glace dans la traînée augmentait avec la taille des particules de suie.

Pour obtenir une modélisation cohérente de l'effet radiatif de ces cirrus induits, il faut encore approfondir cette connaissance micro-physique.

2.3 Impact radiatif global

Une bonne connaissance microphysique permet d'estimer le RF local, mais ne suffit pas à estimer l'effet radiatif global sur la planète. Il faut également estimer la couverture totale sur le globe.

La dernière évaluation publiée (Rap et Al. 2010) utilise le modèle « Hadley Centre climate model HadGEM2 », qui intègre les conditions atmosphériques ambiantes (température, pression, humidité relative), ainsi que les caractéristiques des émetteurs (index d'émission de vapeur d'eau, consommation et efficacité des réacteurs,...). Ils calculent une humidité relative critique à partir de laquelle les traînées

de condensation seront générées, et une humidité au-delà de laquelle les cirrus naturels se forment sans présence d'avion. En utilisant la base de données AERO2K sur le trafic aérien mondial en 2002, ils ont estimé une couverture nuageuse moyenne due aux contrails de 0.11%, répartie comme indiquée sur la figure 1.

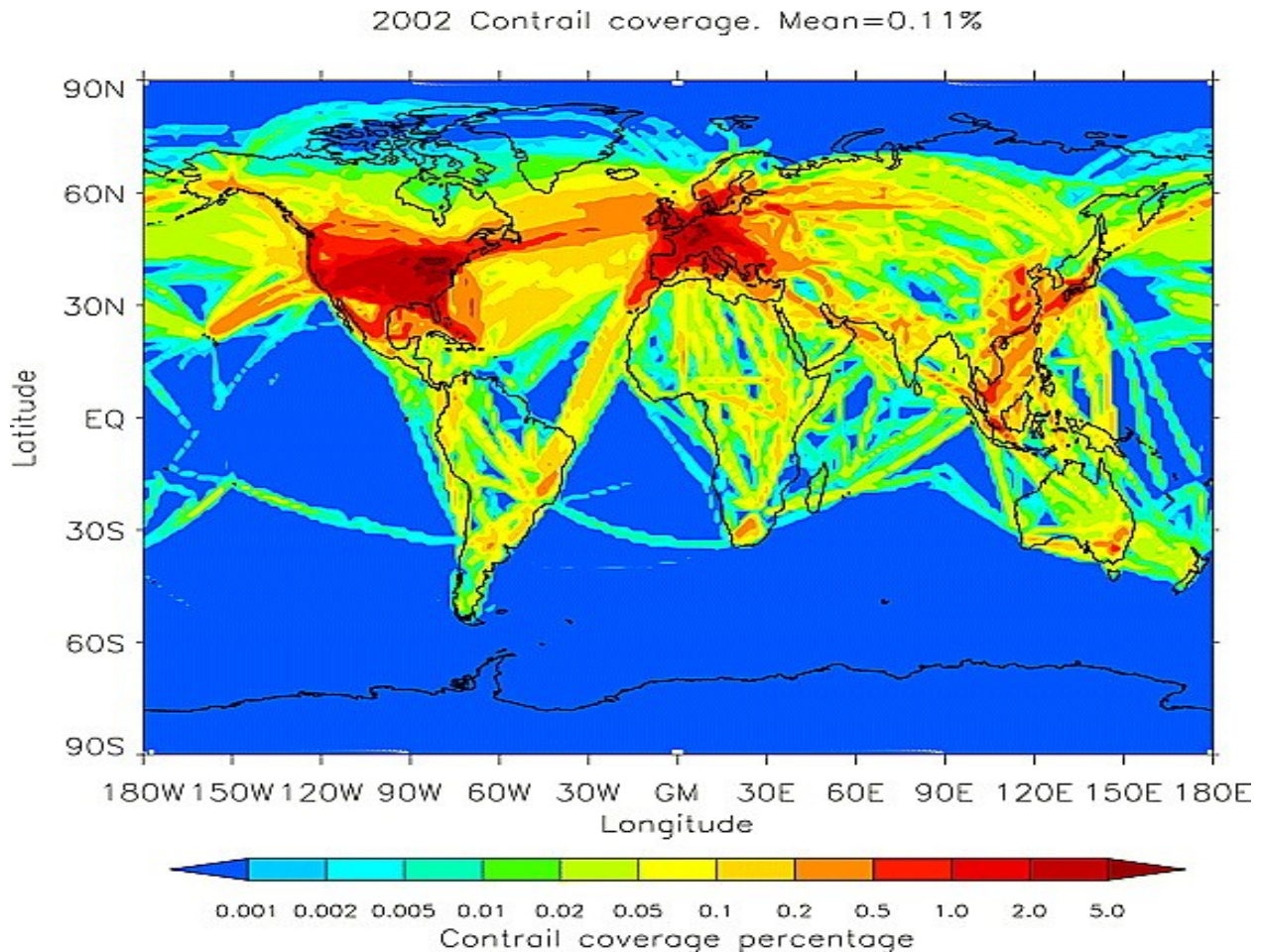


Figure 1: estimation de la couverture globale en contrails, pour le trafic aérien de 2005, établie par la modélisation HadGEM2 (Rap et Foster, 2010)

Remarques sur le modèle :

- Le modèle a utilisé le RF d'une fine couche d'aérosols, plus facile à manipuler qu'un nuage de glace aux propriétés optiques particulières. Pour compenser l'absence de fractionnement nuageux (on ne peut insérer qu'une couche soudée et uniforme d'aérosols dans le modèle) il a fallu diminuer l'épaisseur optique de la couche, créant une incertitude sur le résultat.
- Il manque les données de turbulence, qui ont un effet sur la durée de vie du contrail.
- L'influence d'une autre couche nuageuse sur le même profil vertical est incertaine : négligeable selon Stuber et Foster (2007), elle diminue le RF net de 40% selon Rap et Foster (2010).

Dans l'estimation du RF global, il faut encore prendre en compte les facteurs temporels et spatiaux :

- le RF est plus important la nuit que le jour, ainsi que l'hiver par rapport à l'été (baisse d'albédo)

- l'effet d'albédo n'aura pas les mêmes conséquences à l'aplomb d'une surface réfléchissante comme une calotte ou un désert, qu'à l'aplomb de zones sombres (forêts ou océans)
- Les hautes latitudes, froides et sèches, présentent statistiquement plus souvent la supersaturation en glace qui permet la formation des contrails, mais l'humidité absolue plus faible qui y règne rend ces cirrus moins épais (Burkhardt et Kärcher, 2011)

Les modélisations sont donc source d'une grande incertitude, et l'observation est pour l'instant nécessaire pour les départager et les valider. Si CALIOP peut détecter ces traînées, ces estimations pourraient être affinées.

3 Observations du lidar CALIOP

3.1 principe du lidar

Le principe du lidar consiste à envoyer un faisceau laser de longueur d'onde variable, typiquement entre 0.3 et 10 μm . Il exploite les propriétés de l'interaction entre le rayonnement laser et les constituants de l'atmosphère. Les différents processus d'interaction tels que diffusion et absorption vont conditionner l'intensité du rayonnement redirigé vers le satellite et mesuré par le dispositif de réception (télescope). C'est le signal rétro-diffusé, d'intensité P . En considérant que le lidar est à l'altitude $z=0$, P peut se déterminer comme suit :

$$P(z) = \frac{C}{z^2} \beta(z) e^{-2\tau} \quad (1)$$

avec C constante instrumentale dépendant du lidar, β coefficient de rétrodiffusion, et τ épaisseur optique de l'atmosphère entre le lidar et l'altitude z . Le signal est donc dépendant de l'altitude à deux niveaux : d'abord par un facteur $1/z^2$ qui représente l'atténuation d'un faisceau électromagnétique avec la distance à la source pendant sa propagation, et ensuite par un facteur $e^{-2\tau}$ dépendant de l'opacité du milieu traversé, reliée au coefficient d'extinction par la relation:

$$\tau = \int_0^z \alpha(z') dz' \quad (2)$$

En pratique, on utilise souvent le coefficient de rétro diffusion atténué β' :

$$\beta' = \beta(z) e^{-2\tau} \quad (3)$$

Car si l'on se réfère à l'équation 2, il apparaît que ce coefficient est directement proportionnel à la mesure du lidar :

$$\beta'(z) = \frac{P(z) z^2}{C} \quad (4)$$

Le coefficient de rétrodiffusion atténué $\beta'(z)$ correspond donc à l'énergie reçue par le télescope depuis l'altitude z dont on a éliminé la constante instrumentale et corrigé l'atténuation fonction de la distance. Il s'exprime en $\text{km}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$. Dans le cas d'un lidar spatial comme celui de CALIPSO, il convient de remplacer dans ces équations l'altitude z par la distance au lidar. On voit donc que le lidar permet d'accéder à une information fiable sur la répartition verticale des composants atmosphériques, ce qui est difficile à obtenir par le biais d'autres instruments. Il est de plus très sensible aux composants optiquement fins, qui sont difficiles à observer par la plupart des instruments de télédétection passive, ainsi que par les radars.

3.2 La mission CALIPSO

Le satellite Franco-Américain CALIPSO (Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations) a été lancée en 2006, dans un objectif d'étude de l'impact radiatif des nuages et des

aérosols. Il est placé sur une orbite hélio-synchrone (à chaque passage de l'équateur, il est 13h30 ou 01h30 heure locale), à 705Km de la surface, et s'insère dans la constellation de satellites A-Train, ce qui permet de mener des études co-localisées temporellement et spatialement. Ses données sont en particulier complétées par celles de CloudSat, instrument de l'A-Train, et ont permis d'obtenir la première observation globale de la répartition verticale des nuages.

CALIPSO embarque le lidar CALIOP, qui fonctionne à deux longueurs d'onde, 532nm (lumière visible, polarisée) et 1064nm (infrarouge proche), et qui est équipé d'un télescope d'un mètre de diamètre. Il embarque également 2 instruments passifs : l'IIR (imageur infrarouge) et le WFC (caméra grand champs), qui donnent des informations distribuées horizontalement.

En dehors de l'information d'intensité de rétrodiffusion, 2 facteurs permettent de différencier le type de composants atmosphériques :

- la section efficace de rétro-diffusion des gouttes d'eau ou des cristaux de glace ne varie pas avec la longueur d'onde, car leur taille est importante devant les longueurs d'onde utilisées. En revanche, pour les aérosols, plus petits, la section efficace de rétrodiffusion est plus importante à 532nm qu'à 1064nm. En utilisant la variation du rapport des rétro-diffusions à 532nm et à 1064nm, on distingue l'eau des aérosols : un rapport proche de 1 traduira des gouttelettes ou des cristaux, un rapport éloigné de 1 des aérosols.
- le changement de polarisation du signal 532nm donne une information sur la forme des particules rencontrées au travers du rapport de dépolarisation δ : en première approximation, les gouttes sphériques ne dépolarisent pas ($\delta=0$), alors que les cristaux de glace, particules solides non sphériques dépolarisent ($\delta > 0$). On différencie ainsi les nuages de glace des nuages de gouttelettes liquides, ou les nuages des aérosols.

Notons que nous analyserons surtout les données de nuit, dont le bruit est inférieur, ce qui a une grande importance dans l'étude de phénomènes "fins" comme les cirrus et les aérosols. Par conséquent, les hautes latitudes Nord, qui ne connaissent pas la nuit en été, fourniront peu de données. Dans le cadre de notre étude, l'impact des routes aériennes chargées entre l'Europe et les États-unis, ou entre les États-unis et l'Asie, qui dépassent souvent 60° Nord, sera donc mal quantifié en été. Les rares données dans ces régions en avril et en octobre ont toutefois été moyennés, mais les résultats seront traités avec précaution.

3.3 statistiques à l'échelle globale

En traitant les données CALIOP comme explicité en annexe A, Vincent Noël a établi des statistiques par mois et par « boîte » de 5° de latitude sur 10° de longitude. Comme les contrails persistants sont systématiquement composés de cristaux de glace, j'ai directement traité les données concernant la couverture en nuages de glace. Selon la stabilité de l'air, sa sursaturation en eau liquide ou en glace, l'eau peut rester sous forme liquide jusqu'à des température de -40°. Il faut donc en théorie utiliser le rapport de dépolarisation pour distinguer les nuages de glace des nuages d'eau liquide. Dans notre étude, sachant que nous recherchons des phénomènes ayant lieu au-dessus de 8Km (altitude de croisière des avions de ligne), où la température standard est de -37°C, nous avons considéré que tous les nuages de cette région étaient sous forme de glace, sans utiliser le rapport de dépolarisation.

On dispose pour chaque boîte de la somme des épaisseurs optiques et géométriques mesurées pour ces nuages, et du nombre de passages du satellite au dessus du site en question. Un programme Matlab permet de transformer ces données en statistiques d'épaisseur optique et géométrique des nuages de

glace sur le globe. L'épaisseur géométrique est en km, alors que l'épaisseur optique est une grandeur sans unité : elle est reliée à l'atténuation du faisceau incident par la relation : $\text{transmission (\%)} = 100 * e^{-\tau}$. Autrement dit une épaisseur de 1 atténue le faisceau d'un facteur 1/e.

Pour obtenir un meilleur contraste, j'utiliserai souvent dans les figures un échelle logarithmique. J'ai différencié les mesures en été et en hiver, ce qui permet d'identifier des phénomènes météorologiques saisonniers, des changements d'heures dans les routes aériennes, et l'augmentation du RF en hiver. Dans un souci d'espace, je ne présenterai que les résultats d'été (avril à octobre), sauf si une différence notable avec l'hiver est présente.

Les résultats sont présentés figures 2 (épaisseur optique) et 3 (épaisseur géométrique)

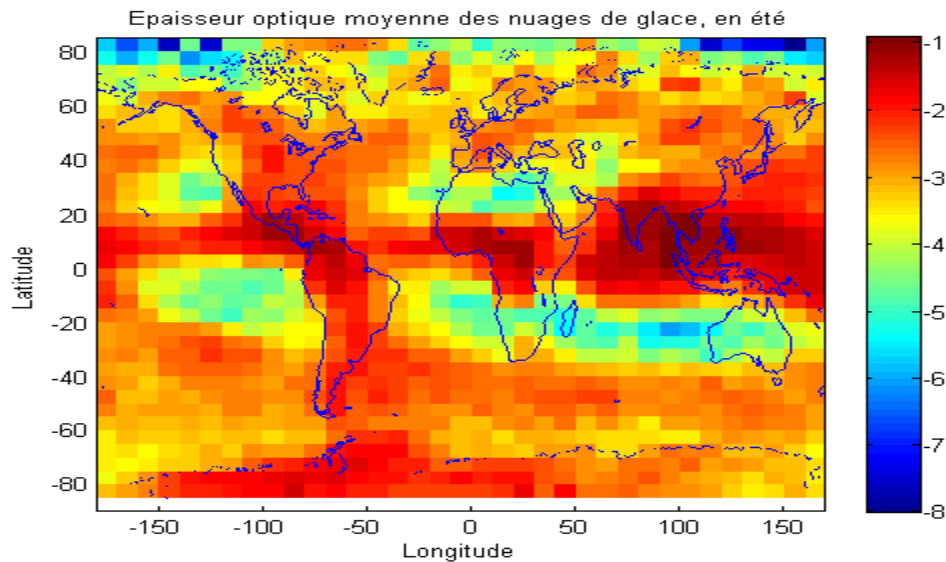


Figure 2 : Épaisseur optique moyenne des nuages de glace en été (avril à octobre, 2006 à 2010). L'échelle logarithmique permet de distinguer les phénomènes plus fins que les cumulonimbus du front intertropical. (ici vers 10°N)

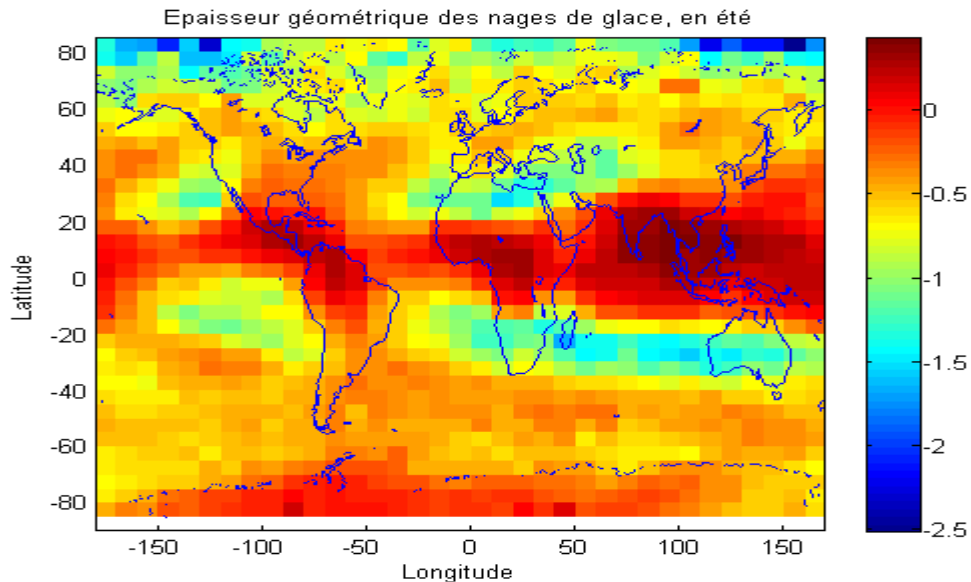


Figure 3 : Épaisseur géométrique, en Km, des nuages de glace, pour les mois d'avril à octobre , de 2006 à 2010.

On distingue nettement les hauts nuages convectifs du front intertropical, autour de 10°Nord (décalé vers le Sud en hiver avec l'équateur thermique). On remarque également des zones dégagées de nuages d'altitude sur les deux tropiques (zone de subsidence des cellules de Hadley vers 20°Nord et 20° Sud). Au nord du 66°N, les statistiques sont peu fiables, car le nombre de profils mesurés est faible (aucune mesure de nuit en juin et juillet).

Les épaisseurs géométrique et optique sont fortement corrélées, c'est à dire qu'un nuage épais géométriquement atténuera plus le faisceau qu'un nuage mince. Le coefficient de corrélation entre les 2 épaisseurs est de 0.958 (Fig. 4).

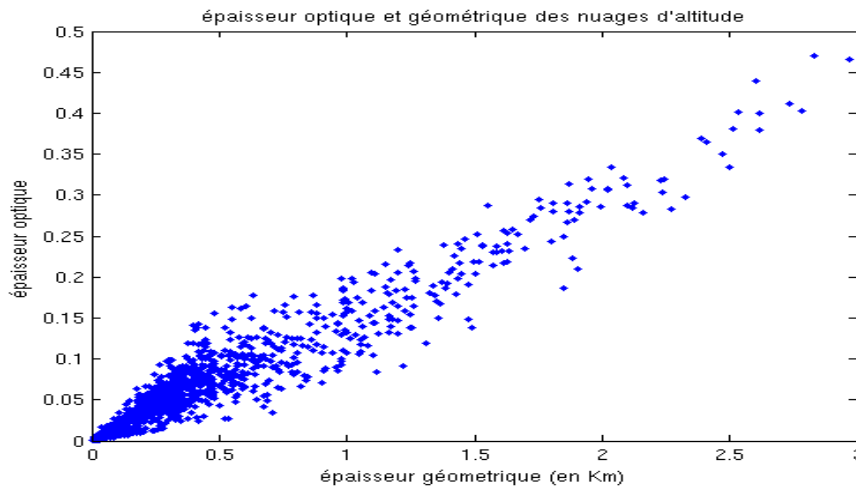


Figure 4 : Corrélation entre les épaisseurs optiques et géométriques des nuages de glace, pour les mois d'avril à octobre, de 2006 à 2010. On note la forte corrélation épaisseur optique / épaisseur géométrique. Aucun nuage ne s'éloigne de cette tendance.

4 CORRELATIONS

4.1 Émission de Nox

Quantifier l'intensité du trafic aérien n'est pas évident : quantité d'avions passant dans la région, nombre de passagers, carburant brûlé ?

Aujourd'hui, pour atteindre cet objectif la communauté scientifique utilise notamment les émissions d'oxydes d'azote (Nox). Les Nox sont produits par la combustion du pétrole à haute pression et haute température. Le principe du réacteur, consistant à amener de l'air chaud sous haute pression dans la chambre de combustion, est systématiquement générateur de Nox. Les émissions sont dépendantes de l'altitude (pression), du régime de croisière, du type de réacteur, etc. Comme les niveaux de Nox sont généralement limités dans la haute troposphère (seule la foudre est génératrice de Nox dans cette région), et que c'est une grandeur mesurable in situ, ils constituent un bon traceur de l'intensité du trafic aérien, en tous cas de son impact environnemental. On considère que le trafic aérien augmente l'abondance de Nox en haute troposphère et basse stratosphère de 20 à 40% (Volker et al., 2002)

Nous disposons d'une étude effectuée en 2006, nommée l'inventaire Aero2K, qui utilise les données du trafic aérien en 2002. Étant donné l'augmentation de trafic (3% par an, en moyenne, depuis 2002), le

rajeunissement de la flotte aérienne dans les pays industrialisés, la forte croissance asiatique ou la montée en puissance de Hubs au Moyen Orient (qui concentre 21% des livraisons d'avion long courrier en 2009), elle mérite probablement une révision. Elle reste toutefois pertinente sur la localisation des principaux sites d'émission et sur les routes les plus fréquentées. C'est une des base de données qui a été utilisée par la plupart des chercheurs sur l'impact environnemental de l'aviation commerciale , en particulier pour la quantification de l'effet radiatif des contrails, et c'est celle que nous utiliserons également pour rechercher nos contrails. Le type d'avion, leur poids moyen, leur vitesse ont été prises en compte dans le modèle. L'altitude de vol a été fournie par les services de contrôle radar au-dessus des États-Unis et de l'Europe, et estimée pour les autres régions.

Les résultats initiaux sont donnés par boîtes de 1° de longitude, 1° latitude, et 1000ft d'altitude. En les intégrant verticalement et en accordant la taille des boîtes à celle utilisée pour les données CALIPSO, on obtient la figure 5. Les valeurs d'émission sont en grammes, par unité de surface (boîte) et par an.

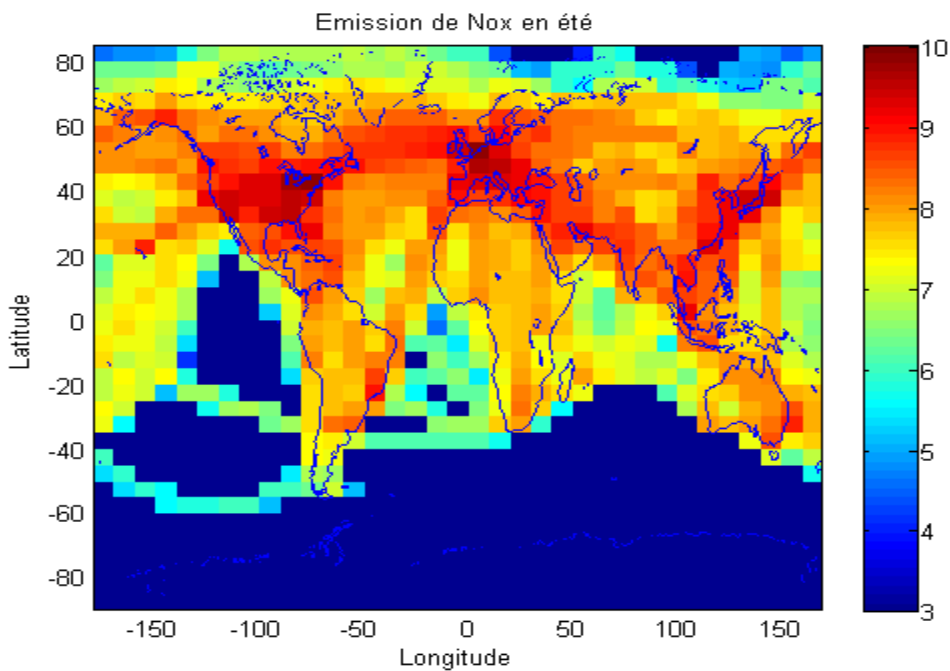


Figure 5 : Carte représentant le logarithme décimal des émissions de Nox par les avions, entre avril et octobre 2002. On peut distinguer non seulement les foyers Europe et USA, mais également les routes aériennes, mêmes peu fréquentées.

Comme attendu, les 3 foyers principaux d'émissions sont l'Europe occidentale, la côte est des États-Unis, et la Région de la côte Chinoise et du Japon.

Sur les continents, le réseau aérien est très dense, ce qui complexifie la localisation des routes. On pourra toutefois matérialiser la route Europe-Asie du Sud-Est, ainsi que la route New-York Los-Angeles. Ces graphes permettent surtout de localiser les routes océaniques (**tracks**) les plus utilisées : Europe vers les États-Unis (Atlantique Nord), États-Unis vers l'Asie. D'autres routes secondaires sont intéressantes car elles sont très localisées, et présentent un contraste important avec l'environnement : Lors des comparaisons entre les émissions de Nox et de la couverture nuageuse, nous nous intéresserons ainsi aux routes Australie-Amérique du sud, Asie-Amérique du sud (donc Pacifique Sud) et États-Unis - Hawaï (Pacifique Nord).

Notre objectif est de repérer les contrails avec CALIOP. Il faut donc chercher des corrélations entre la couverture nuageuse et les émissions de Nox. Dans cette optique, j'ai filtré les données de nuages selon plusieurs critères.

4.2 épaisseurs des nuages de glace

Les figures 2 et 3 montrent l'épaisseur optique et une épaisseur géométrique. On s'aperçoit vite que la zone du front intertropical (FIT : vers l'équateur en hiver, et autour de 10° Nord en été) et les hauts nuages convectifs qui y sont associés masquent les autres évènements (malgré l'utilisation d'échelle logarithmique). Les têtes de cumulonimbus sont en effet constitués de cristaux de glace, comme les cirrus. Cette difficulté à détecter des cirrus dans les régions à fréquents nuages hauts et épais a déjà été pointée par d'autres études. (Chepfer et Al, 2004)

J'ai alors choisi d'observer région par région. D'abord parce qu'on peut choisir des zones suffisamment éloignées du FIT pour être exploitables été comme hiver. Ensuite parce qu'il est difficile d'établir des moyennes sur des territoires trop vastes : la couverture en cirrus dépend avant tout de paramètres météorologiques, et l'influence des contrails ne ressortira pas de manière globale. Enfin parce que cela permet de se focaliser sur certaines routes aérienne, de différencier éventuellement l'été boréal et l'été austral, et de tenir compte de paramètres locaux (heure de passage de CALIPSO à la verticale de la zone considérée, type de climat dans la zone,...)

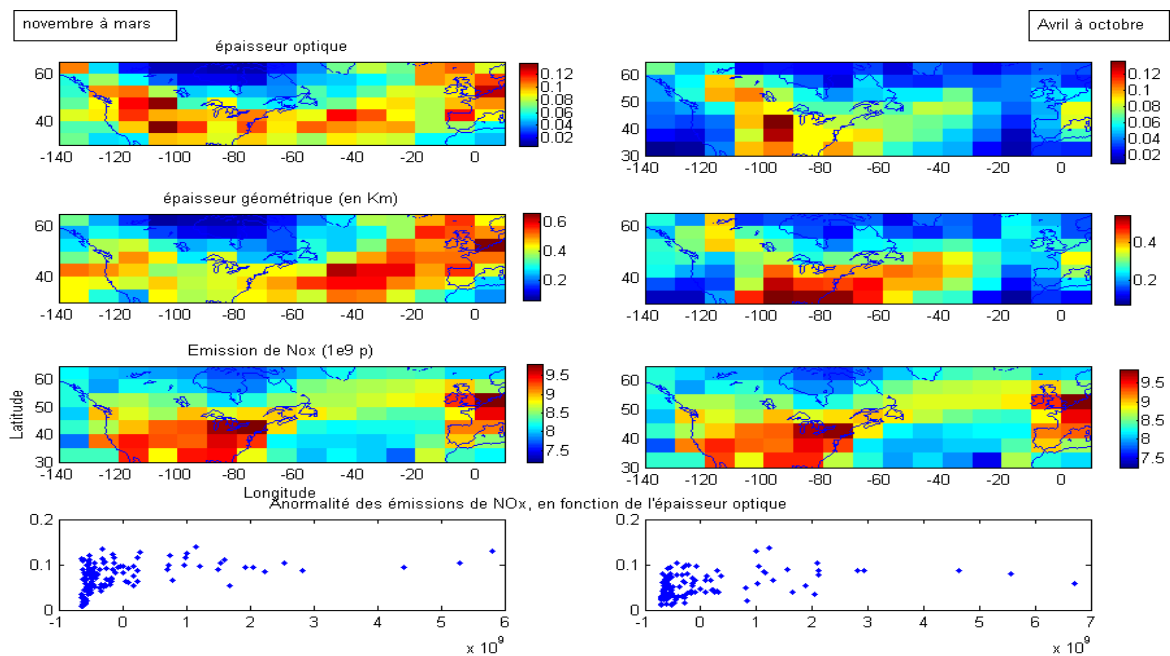


Figure 6 : épaisseur optique (ligne 1), géométrique (ligne 2), émissions de Nox (ligne 3), et anomalie des émissions de nox en fonction de l'épaisseur optique (ligne 4) pour les nuages de glace observés entre novembre et mars (colonne de gauche) et entre avril et octobre (colonne de droite) dans la région Atlantique Nord.

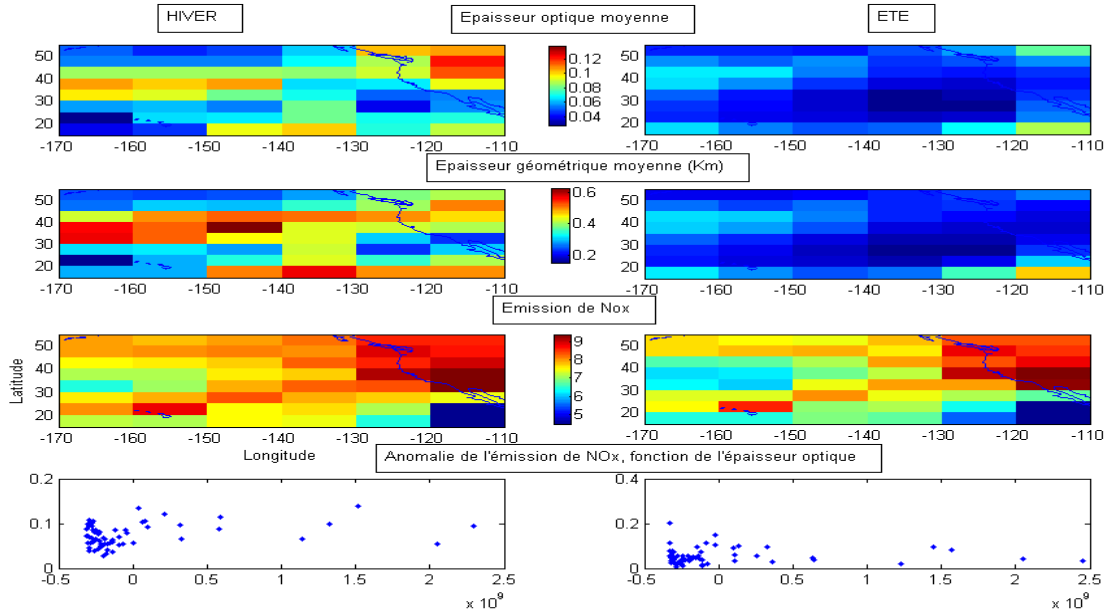


Figure 7 : Comme la Fig. 6, pour la région Pacifique Nord.

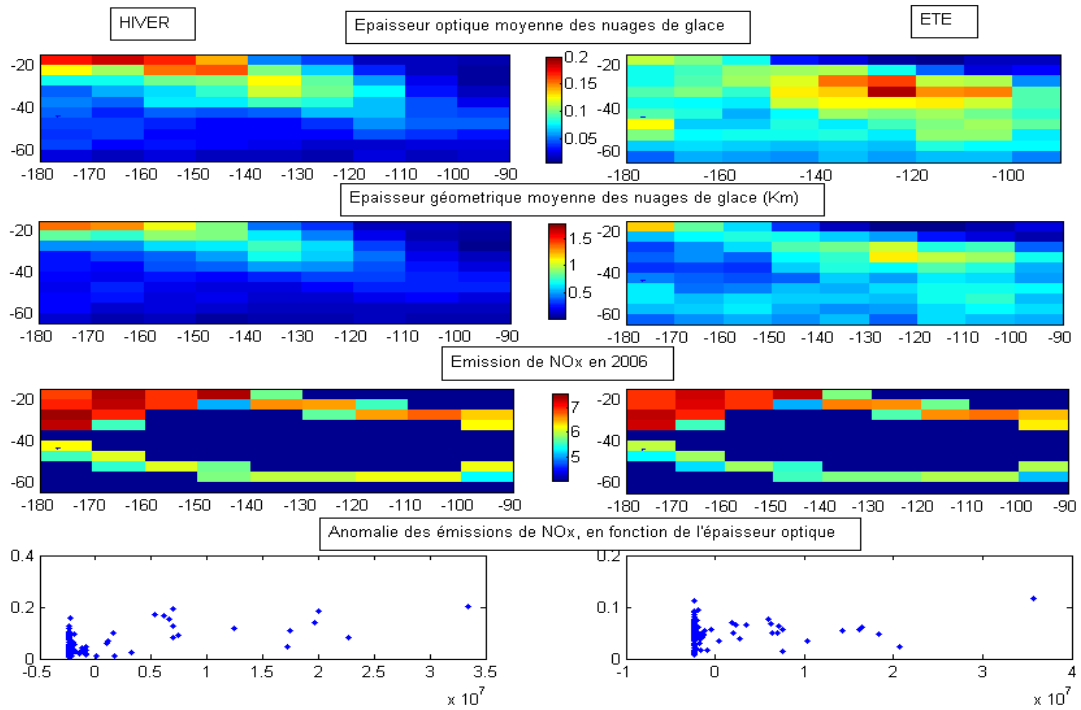


Figure 8 : Comme la Fig. 6, pour la région Pacifique Sud.

En Atlantique Nord (Fig. 6), 2 zones à forte épaisseur se dégagent : en été, on remarque une forte concentration vers la Floride, qui correspond manifestement à la période orageuse des Caraïbes. Nous ne traitons donc pas cette zone "biaisée". Entre le 0° et le 50°W, en hiver, on remarque une zone d'épaisseur optique et géométrique assez importante, orienté Sud-ouest / Nord-est, se décalant vers l'est en hiver. Sur les graphiques, le premier coup d'œil peut faire penser à un lien entre cette zone et les Nox qui correspondent à la route aérienne Atlantique Nord. Mais on remarque vite un décalage d'une dizaine de degrés de latitude entre les deux zones. Les vents dominants d'ouest ne permettant pas d'expliquer ce décalage, il faut admettre que cela corresponde à une activité météorologique standard, et ne soit pas imputable aux contrails.

J'ai affiché en bas de la figure un diagramme représentant en abscisse l' "anomalie" des émissions de NOx et en ordonnée l'épaisseur optique des nuages de glace. On remarque qu'il existe une légère tendance à l'augmentation d'épaisseur optique lorsque les émissions augmentent. Cette tendance est beaucoup trop légère pour conclure une éventuelle corrélation, mais elle peut inciter à chercher des critères de séparation entre différents types de nuages.

Notons que cette tendance ne se retrouve pas dans le Pacifique Nord (figure 7), où aucune corrélation d'aucune sorte ne se dégage : en été, le ciel est en moyenne très dégagé, et les épaisseurs moyennes des couches détectées sont très faibles. Cela pourrait correspondre à un ciel clair favorable à la détection des contrails, mais on ne remarque pas d'anomalie d'épaisseur sur la route Etats-Unis-Hawaï. En hiver, on retrouve une bande de forte épaisseur optique moyenne, décalée de 10° par rapport aux émissions de Nox. Nous avons donc encore probablement à faire à des phénomènes climatiques indépendants du trafic aérien.

On retrouve en revanche dans le Pacifique Sud (figure 8) la tendance à l'augmentation d'épaisseur optique avec les émissions de Nox, principalement l'hiver (été austral). C'est d'ailleurs le seul secteur où l'on obtient un coefficient de corrélation intéressant entre l'épaisseur optique et les émissions de NOx : $k=0,6$. Sur cette figure 8, on retrouve en effet sur la carte des épaisseurs de nuages 2 traînées qui semblent correspondre aux 2 routes aériennes visibles sur la carte des émissions de Nox.

Ces résultats ne suffisent donc pas à établir une corrélation entre les propriétés nuageuses et les concentrations de Nox. Les contrails ne laissent pas une empreinte évidente à déceler par CALIOP.

Cette absence de corrélation nette peut avoir 3 causes :

- les masses d'air dans les zones considérées sont trop sèches pour l'apparition de contrails (principalement Pacifique Nord en été)
- les zones naturellement très nuageuses « masquent » les contrails
- les contrails ne sont pas détectables

La première hypothèse est sans doute valable pour le Pacifique Nord en été, la troisième mettrait un terme à notre étude. Intéressons nous à la seconde, et cherchons des critères qui nous permettent de différencier le type de nuages survolés.

4.3 Sélection sur l'épaisseur optique

Dans l'analyse des données, la difficulté première est de séparer les nuages convectifs des cirrus. J'ai donc utilisé d'autres données, classées par épaisseur optique $\tau < 0.03$, $\tau < 0.3$, et $\tau < 1$. J'ai analysé les propriétés des nuages de glaces dans la tranche d'épaisseur 0.03 à 0.3, qui correspond à celle des contrails, comme vu plus haut. En revanche, l'épaisseur géométrique des contrails évolue en quelques heures de 10 mètres à 2 ou 3 Km. On ne filtrera donc pas les données d'épaisseur géométriques.

La matrice fournie par Vincent Noël donne la somme des épaisseurs optiques mesurées pour chaque couche détectée, d'épaisseur individuelle inférieure à 0.3, et inférieure à 0.03. En soustrayant les épaisseurs <0.03 aux épaisseurs <0.3, on obtient l'épaisseur des couches de l'intervalle. On dispose également du nombre de couches détectées sur le même intervalle de temps, ainsi que du nombre de passages de CALIPSO à la vertical de la « boîte ». Une des difficultés a été d'éliminer de nos moyennes mensuelles les zones « masquées » par d'autres nuages, ou les zones peu ou pas survolées par CALIPSO. En pratique, les zones masquées sont traitées par un logiciel lors du passage des données de niveau 1 aux données de niveau 2. La valeur du β' est alors identifiée comme invalide. Pour ces boîtes, ainsi que pour les boîtes non survolées, j'ai forcé une valeur de 0, et retiré 1 du nombre de mois sur lequel s'effectue la moyenne. Pour ne pas biaiser le résultat, je présente une valeur annuelle, et non plus des valeurs été / hiver.

J'ai finalement pu calculer la fréquence d'apparition de couches nuageuses correspondants à l'intervalle, ainsi que leur épaisseur optique moyenne (Fig 9). J'ai choisi la route Atlantique Nord, car c'est la route la plus empruntée, et la route Atlantique Sud (Dakar – Fortaleza), car la couverture nuageuse indiquée autour de 20°N/10°W est quasiment nulle, alors que cela correspond à une route assez empruntée (route de l'Aéropostale). Une différence de la concentration de cirrus due au trafic aérien devrait donc s'y distinguer facilement.

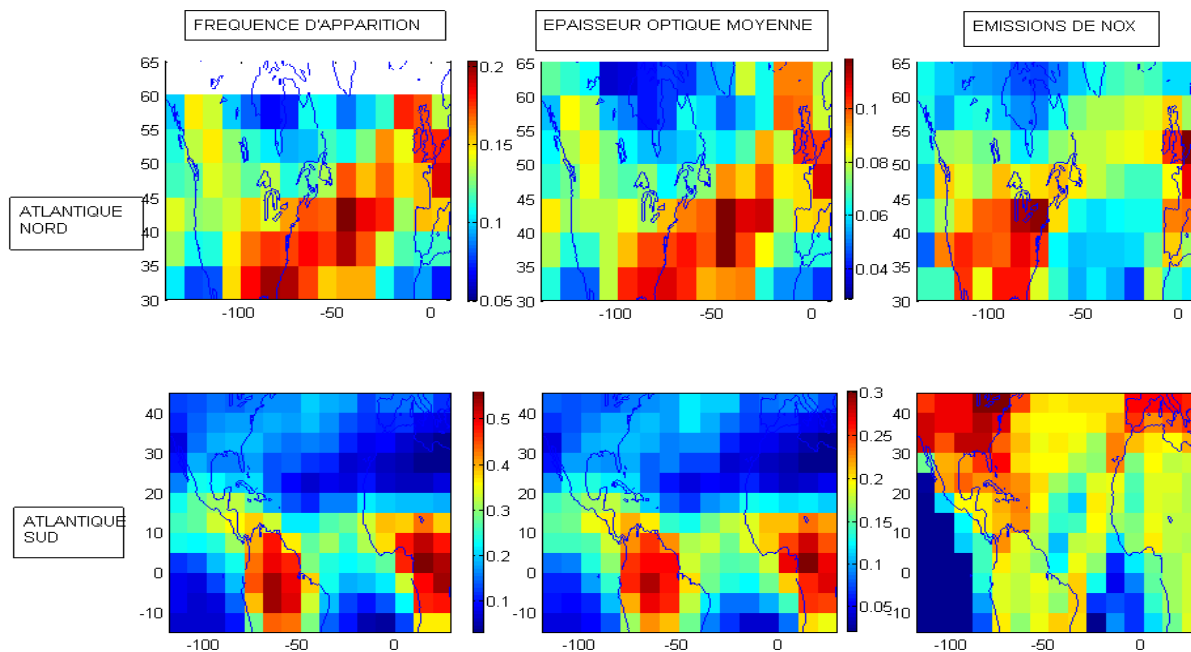


Figure 9 : Corrélation entre la couche nuageuse dont l'épaisseur optique se situe entre 0.03 et 0.3 (fréquence d'apparition colonne 1, épaisseur optique moyenne colonne 2) et les émissions de Nox (colonne 3), en Atlantique Nord (ligne 1) et Atlantique Sud (ligne 2)

Aucune des 2 zones ne présente de lien tangible entre l'épaisseur de la couverture nuageuse ou le nombre de couches minces observées et les émissions de Nox. Il semble que les contrails soient absents, où encore « masqués » par d'autres phénomènes météorologiques naturels. On distingue encore les phénomènes convectifs au sud de la route Atlantique Nord, et surtout au Nord de la route Atlantique Sud (« pot au noir »). Entre 15°N et 30°N, sur la route Atlantique Sud au large de la Mauritanie et du Sénégal, l'air est probablement trop sec pour que les contrails apparaissent. Il semble que dans cette

zone d'air relativement sec, les contrails aient effectivement une durée de vie assez courte. (Burkhardt et Kärcher, 2011).

J'ai effectué la même démarche sur le Pacifique Sud. La corrélation que l'on observait sans sélection d'épaisseur existe toujours, mais n'est pas améliorée.

4.4 Autres critères de différenciation

L'idée suivante est de prendre en compte la largeur des cirrus repérés : le satellite ayant une trajectoire principalement orientée Nord-Sud, et les routes aériennes considérées ayant une trajectoire principalement Est-Ouest, les contrails (en tous cas les traînées assez jeunes) doivent apparaître tels de minces bandes successives dans les observations. Il faut pour cela revenir aux données de niveau 1 de CALIOP, car le moyennage systématique sur plusieurs mesures successives, qui permet de diminuer le bruit, diminue la sensibilité horizontale et devient un handicap. Au lieu de moyennner horizontalement, Vincent Noël a effectué un moyennage vertical du signal sur 1 km, ce qui permet d'augmenter le rapport signal sur bruit sans avoir à perdre en résolution horizontale. L'inconvénient est de perdre une partie de la finesse verticale des informations lidar, mais pour notre étude, cela ne devrait pas être pénalisant, puisque les avions sont répartis verticalement de manière régulière (tous les 300 mètres) sur les tracks. En revanche, on peut alors conserver la résolution maximale offerte par les données CALIOP (333m), ce qui n'était pas possible jusqu'ici. Seuls furent conservés les nuages répondant aux critères suivants :

- température inférieure à -15°C
 - rapport de dépolarisation entre 0.1 et 0.8 (nuages de glace seuls)
 - épaisseur optique entre 0.1 et 1.0 (intervalle typique des contrails)
 - altitude supérieure à 3 km
 - épaisseur géométrique inférieure à 4 km
 - largeur horizontale comprise entre 333 mètres (résolution la plus fine possible de CALIOP) et 2 kilomètres (largeur caractéristique des cirrus induits par les contrails)
- Dans un premier temps, nous avons focalisé sur les tracks Nord Atlantiques, car ils sont les plus fréquentés, et sont rarement croisés par d'autres routes (photo1)

Parallèlement à ces critères sur les nuages eux-mêmes, nous avons tenu compte de l'heure à laquelle le satellite croise ces tracks : En hiver, de nuit, sur la route Atlantique Nord, le pic de trafic vers l'est a lieu vers 03h00TU au 30W. Si CALIPSO croise les tracks (entre 45°N et 60°N) avant le 10W, aucun avion n'y est passé depuis les derniers départs vers l'ouest (vers 19h). Plus à l'ouest, l'orbite croise les tracks après les pics de trafic vers l'est. En approchant de Terre neuve (50W), l'orbite croise les tracks 5 heures après le pic de trafic vers l'Est, et également 5heures après les derniers trafics vers l'ouest qui souvent passent plus au nord. On devrait y repérer statistiquement plus de contrails. Le tableau 1 représente ce que nous devrions trouver, en proportion, comme contrails sur chaque point du track.

NB : ce tableau est encore en cours d'élaboration. Les données sont longues à acquérir. J'espère le mettre à jour pour le 30 juin. Je pense qu'il correspond bien à la réalité d'une nuit standard sur l'Atlantique Nord.

Coordonnées	Passage CALIOP (heures TU)	Premier trafic, en hiver (heure TU)	Nombre d'avions passés depuis moins de 5 heures
53°N / 10°W	3h00	4h20	0
53°N / 20°W	4h00	3h30	20
51°N / 30°W	4h40	2h35	80
49°N / 40°W	5h20	1h40	150
48°N / 50°W	5h50	00h45	200
48°N / 60W	6h30	23h50	150

Tableau 1: Horaires, coordonnées et trafic typiques de passage vers l'est d'avions au-dessus de l'Atlantique Nord. La colonne de droite devrait être représentative, en proportions, des contrails observés par CALIOP. Source : eurocontrol

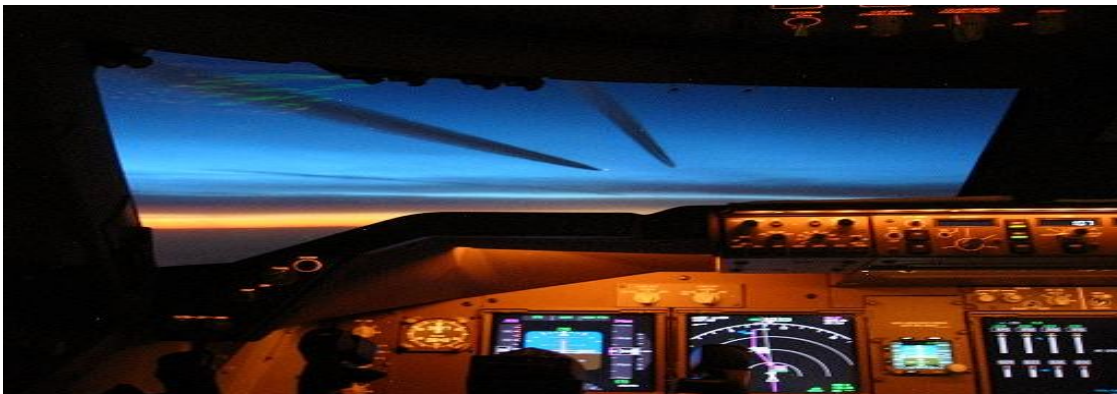


Photo 1: le trafic aérien sur l'Atlantique Nord fonctionne par "vagues", qui laissent des traînées parallèles le long de tracks

En considérant qu'un contrail a une forme caractéristique uniquement dans la première partie de sa vie, mais qu'ensuite il ne se distingue plus d'un cirrus naturel, on peut considérer que notre système de détection par bandes sera plus efficace pour les contrails jeunes. Par analogie avec la méthode utilisée par Burkhardt et Kärcher (2011), j'ai considéré les contrails jeunes ceux de moins de 5 heures. Nous avons utilisé les données en hiver, pour avoir une homogénéité dans les horaires des vols, et pour disposer d'un maximum de mesures (hautes latitudes Nord).

Nous nous attendons donc à repérer sur notre carte Atlantique Nord les contrails bien matérialisés entre 60°W et 30°W, diminuant vers 20°W, et absents plus à l'est. Ils devraient reprendre sur l'Europe, par le transport éolien des départ vers l'ouest du soir précédent, et par les vols vers d'autres destinations.

La figure 10 présente la fraction nuageuse (nombre de nuages correspondants aux critères/ nombre de mesures) détectée par CALIOP, moyennée sur les mois d'octobre, novembre et décembre, de 2006 à 2010.

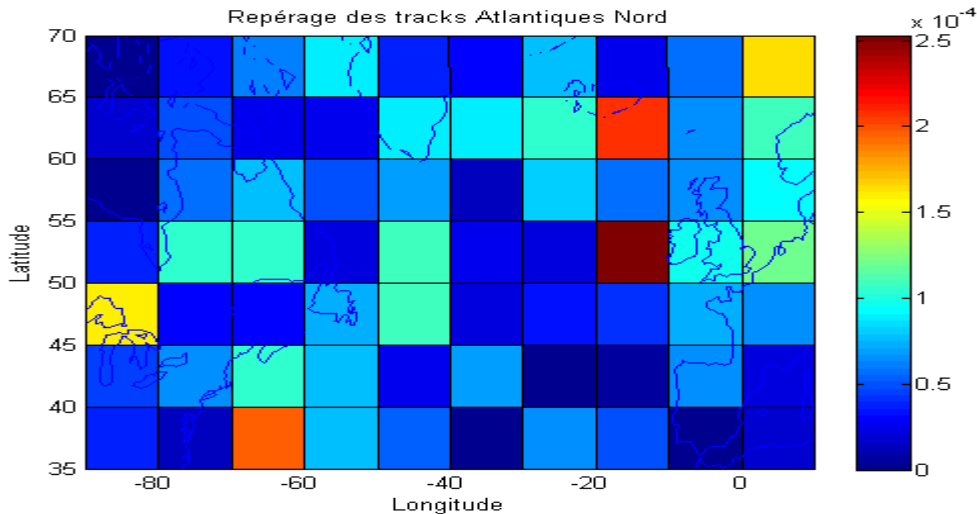


Figure 10 : fréquence d'apparition de nuages de glace répondant aux critères définis en Sect. 4.4, dans l'Atlantique Nord, pour les mois d'octobre à décembre, de 2006 à 2010.

Les 3 boîtes dans lesquelles on retrouve la plus forte couverture nuageuse ($>2.10^{-4}$) sont l'ouest de l'Irlande, l'Est de l'Islande, et le large de la Georgie aux Etats-Unis. Deux de ces boîtes sont à l'est du $20^{\circ}W$, là où nous jugeons peu probable l'occurrence de contrails. La tranche de latitude $45^{\circ}N$ à $60^{\circ}N$, dans laquelle se concentre une grande part du trafic aérien, présente peu de nuages. Spécifiquement, la tranche $50^{\circ}W$ à $60^{\circ}W$, qui regroupe d'après nos estimations les conditions optimales pour la détection des contrails, présente très peu de nuages entre $50^{\circ}N$ et $65^{\circ}N$.

Nous émettons 3 hypothèses pour expliquer ces résultats contraires à nos attentes (et à nos espoirs, reconnaissons-le) :

- le critère de largeur doit être adapté : Vers l'est, la trajectoire des avions n'est pas vraiment Ouest-est, mais plutôt Sud-ouest / Nord-est (afin de suivre le jet stream subpolaire). Or, la trajectoire de CALYPSO n'est pas non plus tout à fait Nord-Sud, mais plutôt Nord-est/Sud-ouest. Le croisement ne s'effectue plus perpendiculairement, mais en oblique, sur un angle proche de 60° , ce qui augmente la largeur détectée de nos contrails d'environ 30%.
- Les nuages détectés doivent être encore filtrés : nous avons par exemple conservé tous les nuages de glace de la colonne d'air, sans filtrer sur l'altitude, alors que les avions volent entre 8 et 14 km d'altitude. Les traînées descendant assez rapidement, et ne disposant d'aucune donnée sur les altitudes minimales des contrails, nous avons choisi de conserver toute la colonne. De plus, le nombre de nuages détectés dans la tranche 8 à 14 km était relativement faible, ce qui fait que les résultats n'auraient pas été statistiquement représentatifs.
- Nos données sont encore bruitées, et il faut augmenter le nombre de mesures. Nous avons en effet remarqué que, si l'on retire les 3 boîtes offrant la plus grande couverture nuageuse, on obtient des maxima sur les continents (fort trafic), ainsi qu'à proximité de nos tracks (impression visuelle non chiffrée).

Ces hypothèses permettent également d'envisager des lignes de recherches futures pour étendre ces présents travaux, dans l'optique de détecter des contrails depuis l'espace.

5 Conclusion

Nos recherches n'ont pour le moment pas abouti à la détection nette des contrails. Il semble que nos critères n'aient pas encore permis de les différencier des nuages de glace naturels. Pourtant, nous

sommes confiants sur la méthode, en particulier sur la comparaison des détections CALIOP avec le trafic sur l'Atlantique Nord. Cette méthode permet de prévoir assez précisément la couverture en contrails que nous devons nous attendre à constater sur les observations CALIOP. Comme le signalait P. Minnis en 2003, nous avons été confrontés à la difficulté de distinguer les contrails des autres nuages de glace.

Il nous reste de nombreuses idées à expérimenter :

- Faire varier le spectre des épaisseurs optiques acceptables dans une tranche d'altitude de 8 à 14 km. En effet la connaissance de leur épaisseur optique, variable dans le temps et dans l'espace, est encore incertaine. Elle serait inférieure à 0.2, dans l'Atlantique Nord, selon Burkhardt et Kärcher (2011).
- Sélectionner les profils en ciel clair : il nous a semblé que nos données étaient plus brouillées dans les régions où l'occurrence de nuages est naturellement forte : Irlande, Islande, Front intertropical. Le fait de nous restreindre à des régions d'étude (Atlantique Nord et Sud, Pacifique Nord et Sud) n'a peut-être pas suffi à nous défaire de ces statistiques climatiques naturelles.

L'impact des contrails et des cirrus induits reste incertain. La connaissance de leur épaisseur optique est encore insuffisante. Les modèles, comme le modèle HadGEM2 de Rap et Foster qui évalue leur couverture moyenne sur le globe à 0.11%, sont encore soumis à d'importantes incertitudes. Les observations CALIOP devraient d'après moi permettre de les valider ou de les corriger.

Ces informations seraient d'une grande importance pour la gestion du trafic aérien :

- Dans un contexte de mitigation de l'impact anthropique sur le climat, est-il rentable (radiativement parlant!) d'allonger certaines routes aériennes ou d'affecter aux avions des niveaux de vol non optimaux en terme de consommation, pour leur faire éviter des zones plus favorables aux contrails ?
- Est-il pertinent de modifier l'équilibre des vols de jour et de nuit, selon que l'on souhaite favoriser l'effet de serre ou d'albédo des cirrus générés par contrails ?
- Est-il judicieux d'alourdir les réacteurs de dispositifs permettant d'abaisser la quantité de vapeur d'eau émise ?

Références :

- Appleman (1953), H. The formation of exhaust contrails by jet aircraft. Bull. Am. Meteorol. Soc. 34, 14–20
- Burkhardt et Kärcher, 2011 : Global Radiative Forcing from contrail cirrus, Nature
- H. Chepfer, S. Bony, D. Winker, M. Chiriaco, J.L. Dufresne, G. Sèze : Use of CALIPSO lidar observations to evaluate the cloudiness simulated by a climate model Author manuscript, published in "Geophysical Research Letters (2008) L15704
- Heymsfield, A. J., R. P. Lawson, and G. W. Sachse, 1998: Growth of ice crystals in a precipitating contrail. Geophys. Res. Lett., 25(9), 1335–1338.
- Heymsfield, A. et al. Contrail microphysics, (2010). Bull. Am. Meteorol. Soc. 91, 465–472
- Jensen, E.J., A.S. Ackerman, D.E. Stevens, O.B. Toon, and P. Minnis, 1998: Spreading and growth of contrails in a sheared environment. J. Geophys. Res., **103**, 31557-31568, doi:10.1029/98JD02594.
- Kärcher et al., 2009 B. Kärcher, U. Burkhardt, S. Unterstrasser and P. Minnis, Factors controlling contrail cirrus optical depth, Atmos. Chem. Phys. **9** (2009), pp. 6229–6254.

- Lee D. S., D. W. Fahey, P. M. Forster, P. J. Newton, R. C. N. Wit, L. L. Lim, B. Owen, and R. Sausen, 2009: Aviation and global climate change in the 21st century. *Atmos. Environ.*, 43, 3520–3537.
- Minnis P., J.K. Ayers, M.L. Nordeen, S.P. Weaver, 2003 : Contrail frequency over the United States, *J. Climate*, 16, 3447-3462
- Radel, G. and Shine, K. P., 2008: Radiative forcing by persistent contrails and its dependence on cruise altitude. *J. Geophys. Res.*, 113 D07105.
- Rap et al., 2010 A. Rap, P. Forster, A. Jones, O. Boucher, J. Haywood, N. Bellouin and R. De Leon, Parameterisation of contrails in the UK Met Office Climate Model, *J. Geophys. Res.* **115** (2010), p. D10205
- Stuber, N. and Forster, P., 2007: The impact of diurnal variations of air traffic on contrail radiative forcing, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 3153-3162
- G Volker, M Dameris, C Fichter, R Sausen, 2002, Impact of aircraft Nox Emissions, *Meteorologische Zeitschrift*
- Yang. P., G. Hong, A. E. Dessler, S. S. C. Ou, K.-N. Liou, P. Minnis and Harshvardhan 2010: Contrails and induced cirrus - Optics and radiation. *Bull. of the Am. Met. Soc.*, 473-478.

Annexe

Annexe A : exemple d'analyse d'observation CALIOP – orbite du 2007-01-01, 11:55 UTC

Avant de pouvoir analyser des données statistiques sur la répartition de la couverture nuageuse à la surface de la Terre, il faut manipuler les données fournis par un serveur de calcul du service « Climserv ».

J'ai choisi une demi-orbite de CALIPSO, datant du 01/01/2007. Le satellite, héliosynchrone, s'est déplacé au cours de son orbite du point 72°N 0°W vers le 81°N / 90°W puis au point 62°S 180°W. Cela correspond à un long survol du Nord du Groenland, puis du Pacifique Nord en passant par Hawaï, et enfin dans le Pacifique Sud vers Papeete puis la Nouvelle Zélande. On obtient dans une première matrice le coefficient de rétrodiffusion atténué, en fonction du temps et de l'altitude : c'est le curtain plan. J'ai choisi de remplacer la variable « temps », par la latitude du satellite à cet instant, ce qui aboutit à la figure 10 ci-dessous.

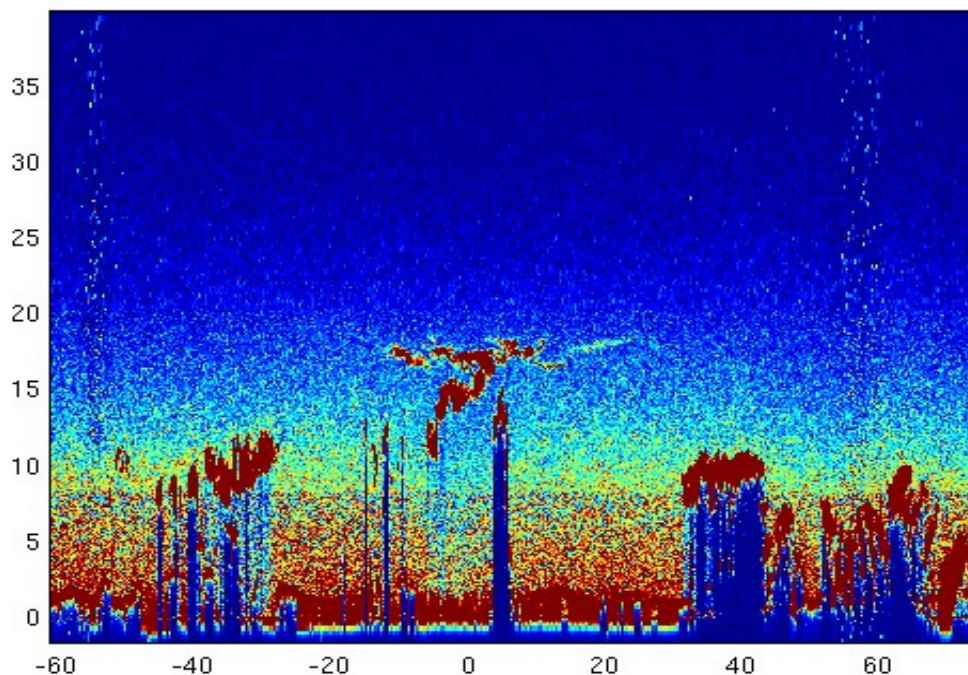


Figure 10 : Curtain plan de l'orbite CALIPSO du 01/01/2007, entre 11h55 et 12h40 UTC.

Sur la figure 10, on peut noter le sommet de la couche nuageuse, (8 km vers les pôles et 15 km vers l'équateur), qui matérialise la tropopause. On remarque également que, sous les nuages optiquement denses, la rétrodiffusion est très faible. Ainsi la zone située en dessous de 7Km d'altitude, entre la latitude 35°N et 42°N présente une rétrodiffusion inférieure à la rétrodiffusion en ciel clair. Cela ne traduit pas une absence de nuages, mais un faisceau trop affaibli par la couche supérieure pour être

exploitable. En pratique, on ne pourra pas tenir compte du signal rétrodiffusé dans ces zones “masquées”. Signalons à ce titre qu’un filtre permet d’isoler les données dès que le rapport signal sur bruit devient inférieur à l’unité. Au dessus de 13Km, les données sont davantage moyennées, ce qui diminue le bruit, et le SNR limite y passe à 3.

On dispose par ailleurs d’une modélisation du β' dans un ciel clair. Pour connaître l'anomalie de rétrodiffusion du milieu, on utilise le scattering ratio, correspondant au rapport entre le signal rétrodiffusé et le signal théorique en ciel clair au même instant, au même endroit, et à la même altitude. Un ciel clair donnera un ratio proche de 1. Un rapport inférieur à 1 marquera les zones masquées et donc non exploitables, et un rapport supérieur à 1 traduira un ciel couvert (nuages ou aérosols). Pour bien cerner l’importance du bruit dans ces mesures, j’ai affiché le profil théorique en ciel clair (Fig 11, ligne rouge), un profil ciel clair choisi au hasard (Fig 11, points verts), ainsi qu’un profil moyen regroupant 200 profils en ciel clair (Fig11, ligne bleue). On constate vite l’intérêt du moyennage, qui permettent de converger vers une estimation de la valeur réelle, en s'affranchissant du bruit. Une analyse statistique a démontré que ce bruit suivait une loi Gaussienne, que l'on conçoit visuellement ici.

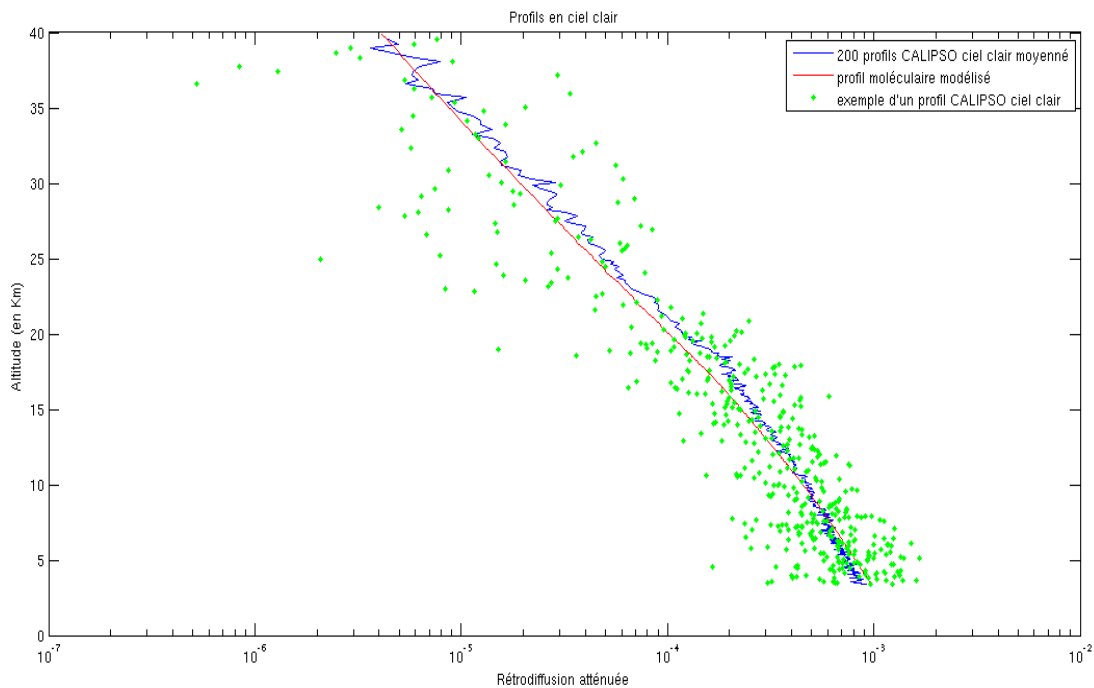


Figure 11: Profil CALIOP pour un ciel clair. L’écart avec le β' théorique en ciel clair (ligne rouge) est principalement dû au bruit. D’où l’intérêt de considérer les orbites de nuit, et de moyennner plusieurs mesures. Le β' s’exprime en $Km^{-1}Sr^{-1}$.

Il est également intéressant de figurer l’aspect du β' pour des couches nuageuses très rétrodiffusantes. Les profils de la figure 12 correspondent à ceux qui présentent le plus grand scattering ratio.

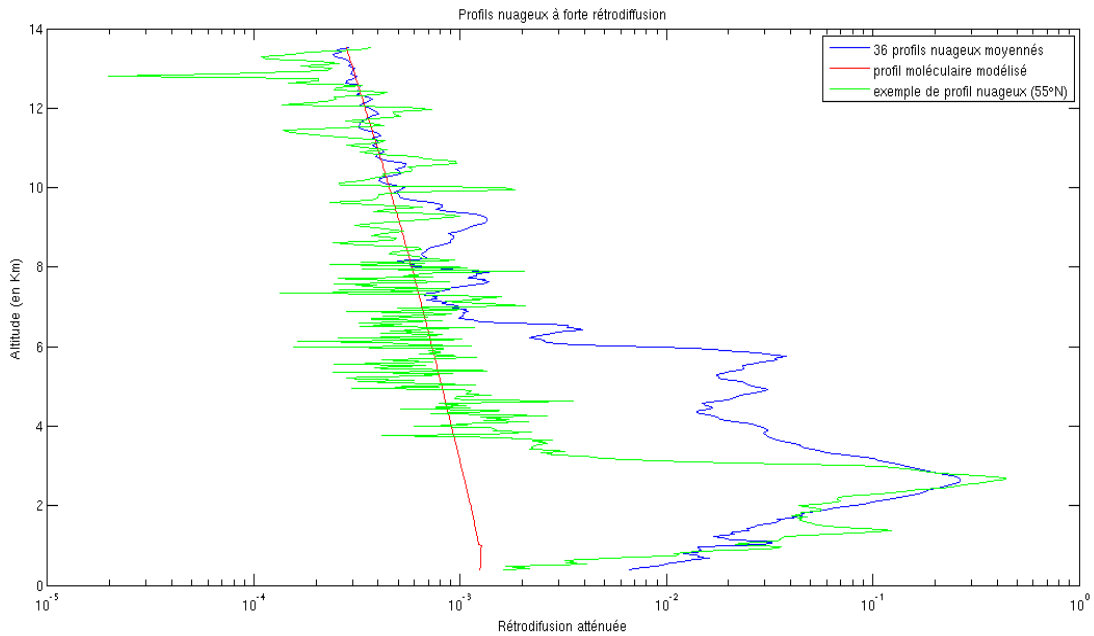


Figure 12 : β' d'un profil CALIOP pour un ciel nuageux, en $\text{Km}^{-1}\text{Sr}^{-1}$.e profil présentant le plus fort scattering ratio a été localisé à 55°N

On constate sur la figure 12 que les nuages les plus rétrodiffusants sont situés en dessous de 6000m. Ceci est dû au fait que les gouttelettes d'eau sont en concentration beaucoup plus élevée que les cristaux de glace. Les nuages de glace ont une signature plus faible. On utilise de préférence la dépolarisation du signal 532nm pour les localiser.

Pour finir cette série d'exemples, je me suis intéressé aux profils dans une tranche d'altitude de 8 à 14 Km, qui représente celle à laquelle la majeure partie du trafic aérien circule.

Un profil en ciel clair est présenté figure 13, et un profil nuageux figure 14 :

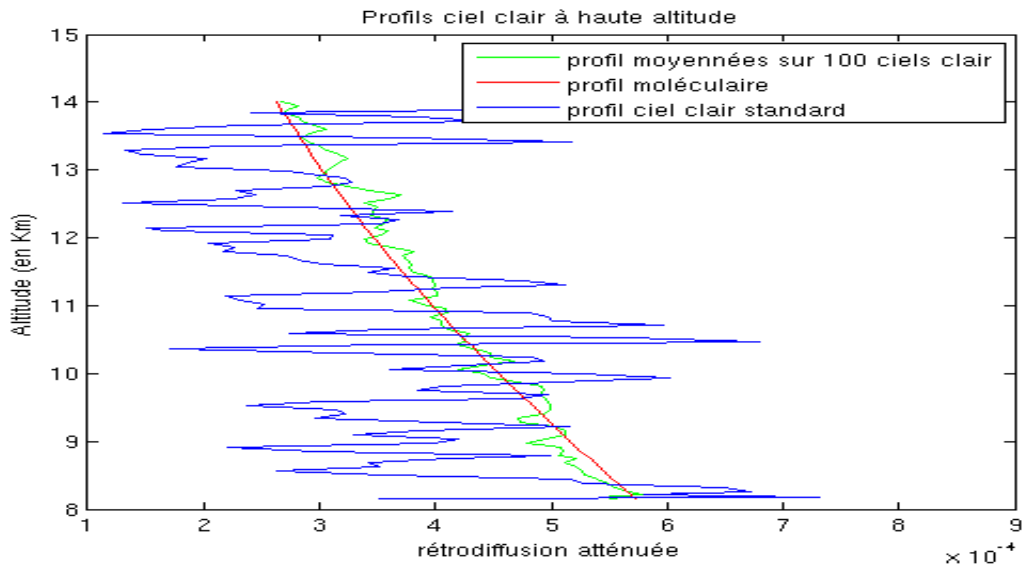


Figure 13 : β' d'un profil CALIOP pour des ciels clair au dessus de 8Km. La courbe bleue correspond à la latitude 48°N

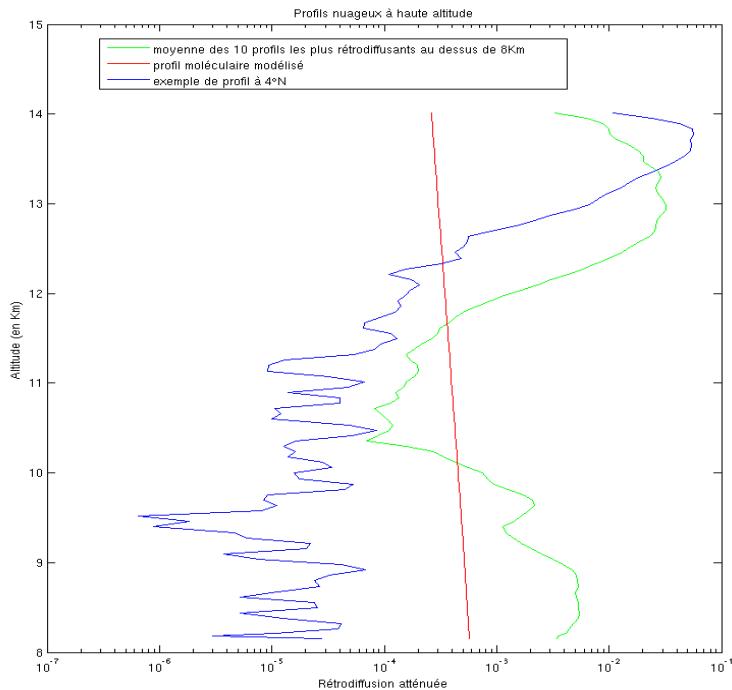


Figure 14 : profil CALIOP : détection d'un nuage à haute altitude. En dessous de ce nuage (courbe bleue, profil à 2°Nord), le β' devient inexploitable

Sur la figure 13, on remarque encore un écart statistique à peu près normalement réparti autour du signal théorique.

Sur la figure 14, on observe typiquement un cumulonimbus de la zone de convergence intertropicale, montant à près de 15Km d'altitude, à la latitude de 02°N. En dessous de 13 Km, le β' devient inférieur au β' théorique en ciel clair, donc le signal n'est plus exploitable. Le fait que ce phénomène soit vrai également pour la moyenne des profils nuageux à haute altitude montre que ce nuage n'est pas un cas isolé. Il sera donc tentant d'éliminer de notre étude sur les cirrus ces zones de convergence.

Pour isoler les nuages recherchés, on peut labelliser tous les nuages visualisés. Pour cela, On identifie dans les observations de coefficient de rétrodiffusion en fonction du temps et de l'altitude (Fig10) des blocs de zones rétrodiffusantes, et on donne un numéro à chaque bloc. Vincent Noël a créé un programme qui permet de localiser ces ensembles distincts en utilisant le « morphological image processing ». Chaque nuage est donc identifié par ses niveaux d'altitude et ses coordonnées, à partir desquels on peut restituer les propriétés (largeur, épaisseur, épaisseur optique, température mini, etc). Sur plusieurs profils, ce système permet également de faire des statistiques sur l'épaisseur optique ou géométrique moyenne, l'opacité moyenne, le nombre de couches nuageuses, pour un endroit précis.

Sur la figure 15, chaque nuage est identifié par une couleur. On en dénombre 498 sur cette demi-orbite.

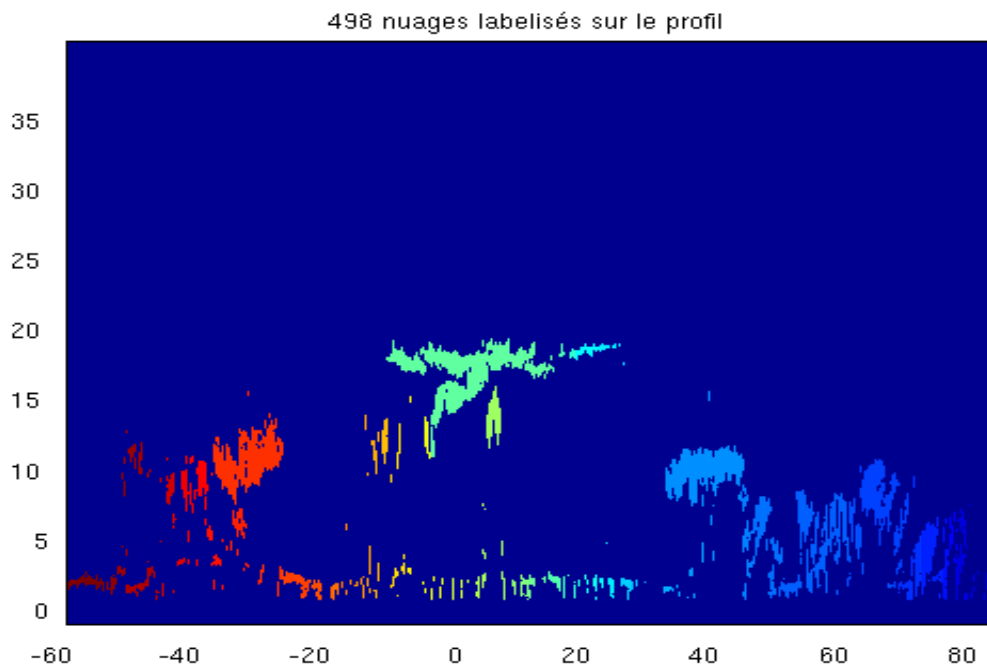


Figure 15 : “labellisation” des nuages détectés sur un profil : chaque nuage de l'orbite du 01/01/2007 a été isolé et numéroté par la technique du morphological image processing

Pour passer de l'échelle d'une orbite à l'échelle globale, il faut ensuite géolocaliser ce signal. Je l'ai effectué sur cette orbite, en divisant la surface en « boîtes » de surface 5° de Latitude sur 10° de longitude (choix déjà opéré par Vincent Noël sur d'autres données). Cela nous donne une matrice 36×36 , dans laquelle j'ai comptabilisé les profils contenant un nuage et divisé par le nombre de profils dans la boîte. Cela nous donne la portion nuageuse du ciel, ou cloud fraction. En augmentant le nombre de passage, le cloud fraction devient la probabilité de détecter un nuage dans une boîte. J'ai également fait apparaître figure 16 ce cloud fraction pour les altitudes qui concerneront notre étude (entre 8 et 14 Km pour les routes aériennes). J'ai enfin calculé l'épaisseur géométrique moyenne des nuages détectés dans chaque boîte.

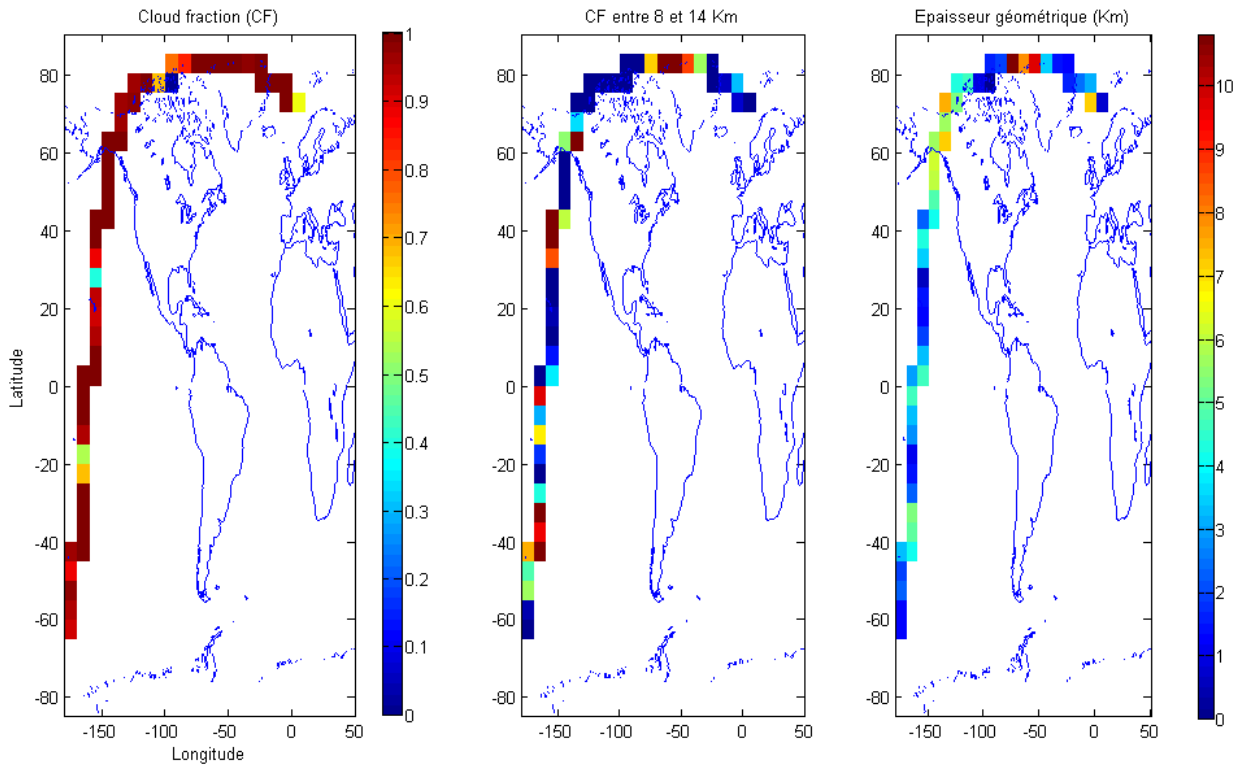


Figure 16 : géolocalisation de l'orbite du 01/01/2007, et élaboration de caractéristiques par boîtes de 5° de latitude et 10° de longitude. On observe le cloud fraction en % sur toute la colonne d'air (carte de gauche), sur la tranche 8 à 14 Km (carte central), et l'épaisseur géométrique moyenne des nuages détectés (carte de droite)

Sur cette orbite, la portion de ciel clair est limitée au nord d'Hawaï. Les nuages d'altitude sont moins fréquents, puisque 50% de l'orbite détecte du ciel clair au dessus de 8Km. Les nuages les plus épais se situent au Nord du Groenland et en Alaska. Dans une moindre mesure, on en détecte vers 40°N, 40°S, et à l'équateur.