

AVIATION, TRAÎNÉES DE CONDENSATION ET CLIMAT

Olivier Boucher⁽¹⁾, Gérard Brogniez⁽¹⁾, Vincent Giraud⁽¹⁾,
Yves Foucart⁽¹⁾ et Jean-François Gayet⁽²⁾

(1) *Laboratoire d'optique atmosphérique
UFR de physique, bâtiment P5
Université des sciences et techniques de Lille
59655 Villeneuve-d'Ascq Cedex*

(2) *Laboratoire de météorologie physique
UFR de recherche scientifique et technique
24, avenue des Landais, université Blaise Pascal
Campus des Cézeaux, 63177 Aubière Cedex*

RÉSUMÉ

Les traînées de condensation qui apparaissent parfois dans le ciel après le passage des avions constituent le plus visible, et peut-être le plus important, des effets de l'aviation sur l'atmosphère et le climat. Nous rappelons ici la théorie classique de formation des traînées de condensation, avant de présenter des résultats récents concernant les propriétés microphysiques et optiques de ces traînées, puis de discuter leur impact potentiel sur la couverture nuageuse par les cirrus et sur le bilan radiatif de la Terre.

ABSTRACT

Aviation, condensation trails and climate

Condensation trails (or contrails) which appear in the sky behind an aircraft are the most visible, and maybe the most significant, effect of aviation on the atmosphere and Earth's climate. Here we present the classical theory of contrail formation, as well as recent work on the microphysical and optical properties of contrails and their potential impact on cirrus cloudiness and the radiation budget.

LES REJETS DES AVIONS

Les moteurs d'avion émettent du dioxyde de carbone (CO₂), de la vapeur d'eau (H₂O), des oxydes d'azote (NO_x), des composés soufrés et des particules de carbone-suie dans l'atmosphère. En 1990, l'aviation contribuait à hauteur de 13 % des émissions de CO₂ du secteur des transports et de 2 % de la totalité des émissions anthropiques de CO₂. Compte tenu du temps de résidence élevé de CO₂ dans l'atmosphère (de l'ordre du siècle) et du jeune âge de l'aviation commerciale dans l'histoire du monde industriel, l'aviation n'a contribué qu'à 1 % du CO₂ anthropique accumulé dans l'atmosphère. En ce qui concerne les oxydes d'azote, les modèles s'accordent à prédire qu'ils conduisent à une légère augmentation de la concentration d'ozone s'ils sont émis dans la haute troposphère et la basse stratosphère. Cette augmentation de la concentration d'ozone n'est pas mesurable actuellement, en raison de la grande variabilité naturelle des concentrations dans cette région de l'atmosphère. Les émissions d'oxydes d'azote contribuent donc à augmenter la capacité oxydante de l'atmosphère et à diminuer

Figure 1 - Traînées d'avion persistantes dans le ciel de Lille.



Un problème d'actualité...

Le problème des effets de l'aviation sur le climat est de nouveau d'actualité. La Communauté européenne a fait preuve d'un intérêt important pour l'impact de l'aviation sur le climat à travers les expériences Aeronox et Aerocontrail. Les rapports scientifiques se succèdent, que ce soit au niveau français (Chanin, 1997), européen (Brasseur et al., 1998), américain (Friedl, 1997) ou mondial avec le rapport du GIEC (Groupe intergouvernemental sur l'évolution du climat) devant être publié prochainement. Nos lecteurs pourront y trouver l'état des connaissances actuelles sur le sujet. Plusieurs numéros de la revue *Geophysical Research Letters* présentent par ailleurs les résultats de la campagne Success (Subsonic Clouds and Contrails Effects Special Study), alors que les résultats de la campagne Aerocontrail seront rassemblés dans un prochain numéro d'*Annales Geophysicae*.

la durée de vie du méthane, un gaz à effet de serre à longue durée de vie. Les aérosols, quant à eux, sont émis en si petites quantités que leur impact direct sur le rayonnement solaire et infrarouge (Boucher, 1997) est négligeable. Nous verrons toutefois que leur effet indirect sur les nuages peut être plus important.

C'est ainsi que les traînées d'avion (ou **traînées de condensation**) représentent le plus visible, et sans doute le plus important, des effets des émissions des moteurs d'avion sur l'atmosphère. La figure 1 est un exemple particulièrement frappant de traînées de condensation « fraîches » coexistant avec des traînées plus anciennes qui évoluent au fil des heures vers des nuages de type cirrus, jusqu'à en devenir indiscernables. Si les conditions thermodynamiques nécessaires à l'apparition de ces traînées de condensation dans le ciel sont relativement bien comprises, leurs propriétés microphysiques fines et leur impact sur le climat de la Terre font actuellement l'objet de recherches intensives. Nous présentons ici divers travaux réalisés sur ce sujet par les équipes du Laboratoire d'optique atmosphérique et du Laboratoire de météorologie physique.

LA FORMATION DES TRAÎNÉES D'AVION

Commençons par rappeler quelques éléments de physique des nuages. Les nuages sont constitués de gouttelettes d'eau liquide ou de cristaux de glace. Il arrive que gouttelettes et cristaux coexistent dans un même nuage. Cela est dû au fait que les gouttelettes peuvent exister à des températures bien inférieures à 0 °C ; on parle alors d'**eau liquide surfondue**. Ce n'est que vers -40 °C qu'une gouttelette se congèle de manière homogène, c'est-à-dire sans l'intervention d'une particule d'aérosol qui déclenche la congélation par contact ou immersion. En dessous de -40 °C, les nuages sont donc constitués uniquement de cristaux de glace. Par ailleurs et comme indiqué sur la figure 2, la pression de vapeur d'eau saturante (on devrait dire pression d'équilibre) au-dessus d'une surface plane d'eau liquide, $P_l(T)$, est plus grande qu'au-dessus d'une surface plane de glace, $P_g(T)$. Aux altitudes de croisière des avions (entre 10 et 13 km), il est courant que l'atmosphère soit sursaturée en vapeur d'eau par rapport à la glace, mais non saturée par rapport à l'eau liquide. Ces régions de l'atmosphère ne donnent pas forcément naissance à des nuages en raison de leur carence en noyaux glaçogènes.

Le critère de formation des traînées d'avion a été établi indépendamment par Schmidt (1941) et Appleman (1953). Il a été repris par Schumann (1996) qui a pris en compte l'effet du rendement des moteurs de l'avion. La combustion du kérosène chauffe le mélange formé d'air et de carburant et produit de la vapeur d'eau (mais aussi, on l'a vu, du CO₂, des oxydes d'azote, du SO₂ et des aérosols de carbone-suie). L'air chaud et humide qui sort du moteur se dilue progressivement dans l'air froid et sec de l'atmosphère. Schumann (1996) montre que ce



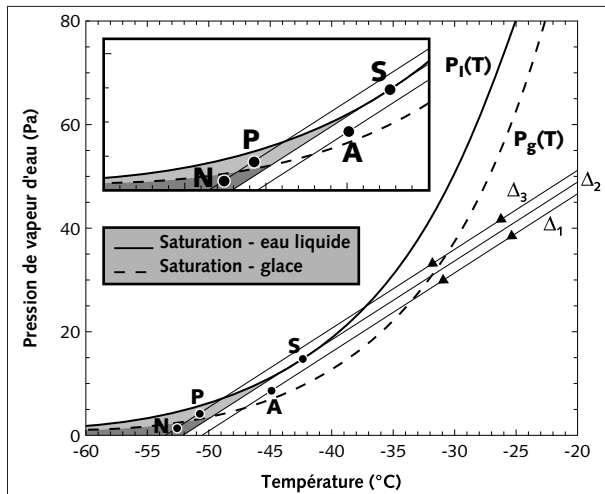


Figure 2 - Pression de la vapeur d'eau au-dessus d'une surface plane d'eau liquide (trait plein) et de glace (trait tireté). Les zones grisées, les droites et les points N, P et S sont discutés dans le texte.

mélange suit une droite dans le diagramme (P_{H_2O}, T) de la figure 2. Cette droite de dilution aboutit au point correspondant aux conditions ambiantes de température et d'humidité (par exemple, le point A pour la droite Δ_1). Sa pente dépend uniquement du type de carburant, du rendement des moteurs et de la pression ambiante. On définit alors le point S comme étant le point de la courbe de pression de vapeur saturante par rapport à l'eau liquide, $P_l(T)$, où la tangente Δ_2 à cette courbe a pour pente celle de la droite de dilution. La droite Δ_2 , les courbes de vapeur saturante, $P_l(T)$ et $P_g(T)$, et les axes délimitent les zones grisées de la figure 2.

Pour les points (P_{H_2O}, T) situés dans ces zones grisées, la droite de dilution coupe la courbe de pression de vapeur saturante $P_l(T)$; le mélange devient alors sursaturé par rapport à l'eau liquide et il y a condensation puis congélation. En ciel clair, ce phénomène donne lieu à l'apparition de traînées de condensation à une certaine distance derrière l'avion. L'air chaud et humide continuant à se diluer dans l'air froid et sec, l'humidité et la température du mélange tendent vers celles de l'air ambiant. Pour un point N situé dans la zone gris foncé du diagramme et après un certain temps de dilution d'autant plus court que le point N est situé sous la courbe $P_g(T)$, la traînée se sublime car il n'y a plus saturation par rapport à la glace. Pour un point P situé dans la zone gris clair, l'air ambiant est sursaturé par rapport à la glace et la traînée peut persister pendant plusieurs heures, s'étendre, voire évoluer en un cirrus. À terme, la traînée est constituée en grande partie de la vapeur d'eau ambiante qui s'est déposée sur les cristaux de glace apparus peu après le passage de l'avion.

Les observations montrent que le passage par la phase liquide est nécessaire à la formation de traînées. Il ne suffit pas que la droite de dilution coupe la courbe de pression saturante par rapport à la glace pour qu'une traînée se forme. Aux altitudes habituelles de vol des avions et pour les moteurs actuels, les traînées de condensation apparaissent à des températures généralement comprises entre -40 °C et -57 °C suivant l'humidité ambiante.

Le rendement des moteurs de l'avion est défini comme étant le rapport entre l'énergie servant à la propulsion de l'avion et l'énergie totale libérée par la combustion. De l'ordre de 0,2 au début de l'aviation civile et de 0,3 pour la flotte actuelle, ce rendement va continuer d'augmenter dans le futur en raison des progrès technologiques. Un rendement plus élevé implique une température moindre

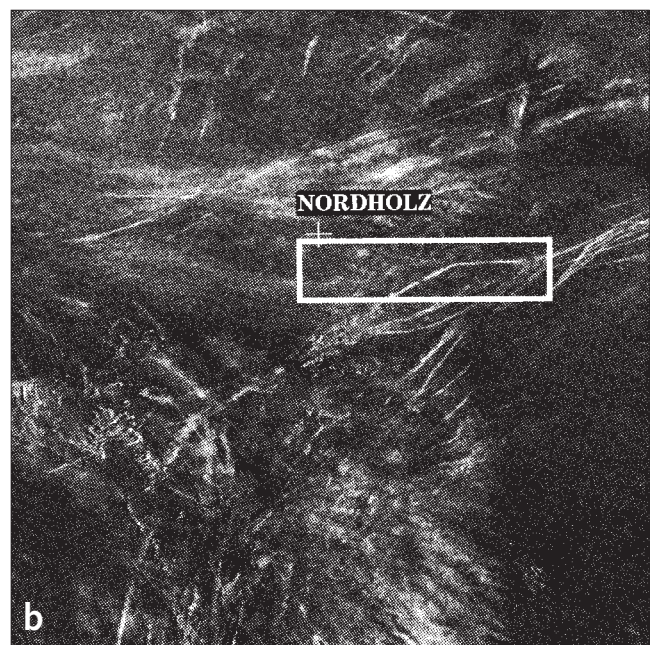
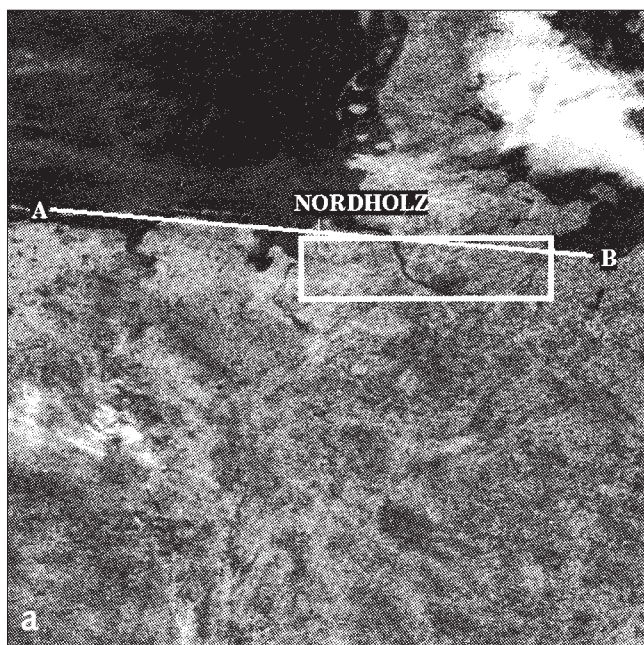


Figure 3 - (a) Image AVHRR dans le canal 0,83 μm de la zone d'expérience d'ICE (International Cirrus Experiment) le 18 octobre 1989. (b) Différence des températures de brillance des canaux 4 (10,5-11,5 μm) et 5 (11,5-12,5 μm) mesurées par le même instrument; l'échelle des gris va de 0 K (noir) à 3 K (blanc). (D'après Brogniez et al., 1995)

des gaz d'échappement, donc une pente plus élevée de la droite de dilution. Cela a pour conséquence d'élargir les zones grisées de la figure 2 et donc les régions de l'atmosphère propices à la formation de traînées.

CARACTÉRISTIQUES MICROPHYSIQUES ET OPTIQUES

Observations depuis l'espace

Il est bien évident que la simple observation visuelle des traînées de condensation ne suffit pas pour établir avec précision leurs propriétés microphysiques et radiatives. Les observations par satellite et par avion (in situ) constituent pour cela deux approches complémentaires.

Malgré leur position privilégiée pour une observation depuis l'espace, les cirrus et plus encore les traînées de condensation sont difficilement détectables par satellite. De par leur faible épaisseur et leur faible densité, ils sont souvent semi-transparents aux rayonnements électromagnétiques. La figure 3a présente le rayonnement à 0,83 micromètre issu de l'atmosphère dans la direction du radiomètre AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) embarqué sur un satellite polaire NOAA. On ne peut observer sur cette image aucune des traînées de condensation pourtant présentes ce jour-là sur le Nord de l'Allemagne, car elles diffusent trop peu de rayonnement solaire vers l'espace. Dans l'infrarouge thermique, les observations satellitaires permettent de détecter les cirrus les plus épais. En effet, la luminance émise par les nuages hauts se différencie fortement des luminances émises par la surface ou les nuages bas. Par contre, si le cirrus est fin ou s'il s'agit de traînées de condensation, la luminance émise par les couches inférieures devient prépondérante. Le signal dû au nuage fin n'est alors pas facilement identifiable.

La méthode la plus fiable pour détecter les nuages élevés de faible épaisseur optique est une technique multispectrale qui repose sur la variation des propriétés optiques de la glace avec la longueur d'onde. On utilise pour cela les canaux thermiques 4 et 5 (respectivement 10,5-11,5 et 11,5-12,5 micromètres) du radiomètre AVHRR. La figure 3b présente, pour la même région et la même date que la figure 3a, la différence de **température de brillance**⁽¹⁾ entre ces deux canaux. Si les cibles observées sont réellement des corps noirs, les deux températures sont identiques. Elles diffèrent pour les cirrus semi-transparents et les traînées de condensation, car l'indice de réfraction de la glace varie entre les deux canaux ; l'opacité de ces nuages est donc différente d'un canal à l'autre. Les traînées de condensation sont facilement discernées des cirrus par leur extension très rectiligne. Dans des conditions d'observation favorables, l'exploitation de la différence de température de brillance permet de caractériser la composition microphysique des cirrus (Giraud et al., 1997). Dans le cas des traînées de condensation, toutes ces conditions ne peuvent pas être réunies. En particulier, il est nécessaire d'observer une partie totalement opaque du nuage afin de connaître sa température d'émission. Toutefois, la signature radiative des traînées de condensation se différencie de celle des cirrus (Brogniez et al., 1995). L'histogramme de la figure 4 montre la distribution des pixels du cadre blanc de la figure 3 dans un diagramme à deux dimensions : température de brillance du canal 4 et différence des températures de brillance des deux canaux 4 et 5.

Des courbes théoriques correspondant à différents modèles de cristaux de glace sont superposées. On identifie clairement dans l'histogramme deux branches distinctes qui partent du pic de réponse en bas à droite de la figure. La branche supérieure qui correspond aux différences de températures de brillance les plus élevées ne peut être associée qu'à de très

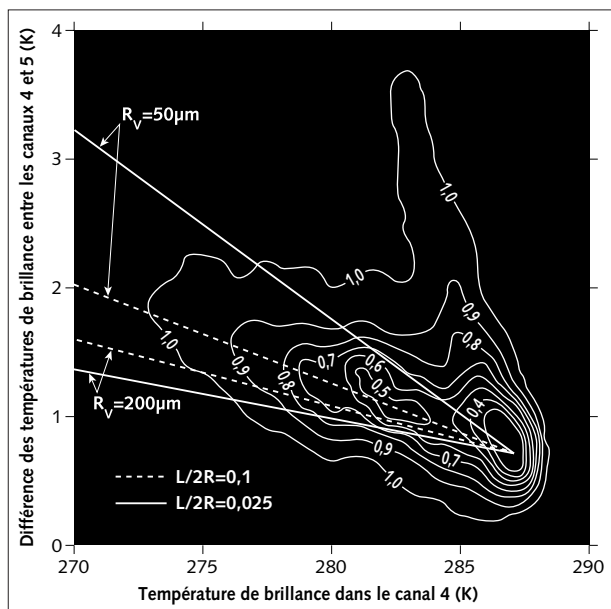


Figure 4 - Histogramme bidimensionnel représentant la fréquence d'occurrence des pixels situés dans le cadre blanc de la figure 3 ; la température de brillance dans le canal 4 est indiquée en abscisse et la différence des températures de brillance entre les canaux 4 et 5 en ordonnée. Par exemple, 70 % des pixels sont situés à l'intérieur de l'isoligne 0,7. Les droites théoriques correspondent à des simulations numériques pour des plaquettes hexagonales orientées aléatoirement, pour deux rayons volumiques équivalents (R_v) différents et pour deux facteurs de forme ($L/2R$) différents. (D'après Brogniez et al., 1995)

(1) La température de brillance est la température d'un corps noir qui produirait, à la longueur d'onde considérée, la même luminance que celle mesurée.



petites particules (de taille égale à environ 4 à 5 micromètres si on les suppose sphériques). Cette branche correspond aux traînées de condensation nettement visibles sur la zone encadrée de la figure 3b, région d'étude de l'expérience ICE (International Cirrus Experiment ; Raschke et al., 1990).

Cette approche multispectrale met bien en évidence la présence de traînées de condensation mais ne permet pas, telle quelle, de calculer la fraction de surface qu'elles occupent. Cela est néanmoins possible avec des algorithmes de reconnaissance de forme, du type de celui développé par Mannstein et al. (1999).

Observations in situ

L'obtention de mesures microphysiques et physico-chimiques in situ, au moyen d'avions de recherche atmosphérique instrumentés, constitue une approche expérimentale indispensable pour une meilleure compréhension des phénomènes de formation et d'évolution des traînées de condensation et de leur impact potentiel sur le climat (Chalon et al., 1998). Avec cet objectif, deux importantes campagnes de mesures ont récemment été réalisées en Europe (Aerocontrail) et aux États-Unis (Success). Les résultats obtenus montrent qu'à quelques centaines de mètres dans le sillage de l'avion, les particules du nuage sont des cristaux de glace de petite dimension (typiquement quelques micromètres de diamètre) en très forte concentration (quelques milliers par cm^3). Selon

l'humidité de l'air ambiant (atmosphère sèche ou saturée par rapport à la glace), ces particules vont s'évaporer ou au contraire croître et persister pour former des nuages de type cirrus. Cependant, même après une persistance de plus de 30 minutes, les signatures microphysique et optique des traînées de condensation restent différentes de celles des cirrus naturels. Ainsi, l'émissivité infrarouge d'une traînée est deux fois plus faible que celle d'un cirrus (0,25 contre 0,50) pour un contenu en glace cinq fois plus faible (5 mg.m^{-3} contre 25 mg.m^{-3}). Ce contraste s'explique par des différences importantes des propriétés microphysiques de ces deux types de nuages (Gayet et al., 1996). Par ailleurs, les mesures in situ révèlent qu'une proportion importante (environ 40 %) des cirrus naturels étudiés au-dessus de l'Allemagne (expérience Aerocontrail) sont affectés de façon significative par les émissions des moteurs d'avion et présentent des concentrations plus importantes de cristaux de glace (Ström et Ohlsson, 1998).

L'analyse des mesures microphysiques met également en évidence une forme quasi sphérique des particules de glace dans les traînées fraîchement formées. Cette observation suggère des processus de condensation favorisant la formation de gouttelettes en phase liquide très transitoire, lesquelles résultent de l'activation de noyaux de condensation présents en très grand nombre dans le sillage. La compréhension de la nature exacte et du rôle de ces noyaux, qui résultent directement des émissions des moteurs (sulfates, particules de suie, particules métalliques, ions), nécessite des études complémentaires, à la fois expérimentales et théoriques. Des simulations numériques indiquent, par exemple, qu'en l'absence de ces noyaux, les traînées de condensation auraient des propriétés très différentes en termes de nombre et de taille des cristaux (Kärcher et al., 1998).

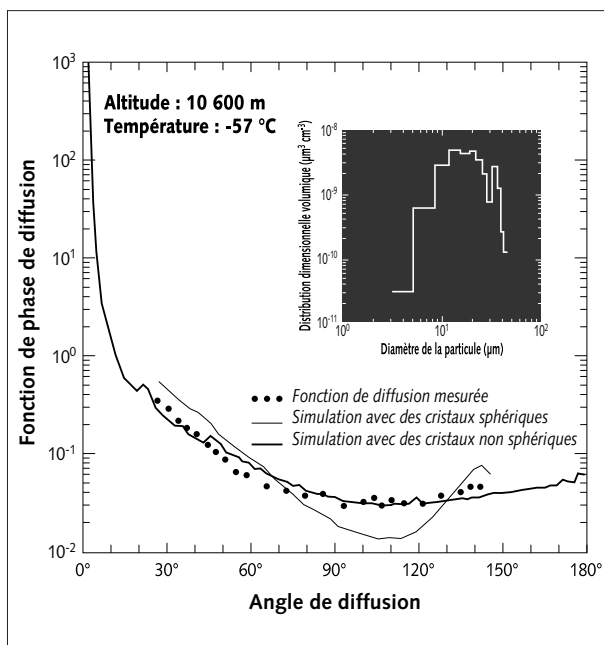


Figure 5 - Exemple de fonction de phase de diffusion mesurée in situ par le néphélogramme polaire (Gayet et al., 1997) dans une traînée de condensation âgée d'une vingtaine de minutes (ronds noirs). La fonction de phase simulée pour des cristaux sphériques, ayant la distribution en taille mesurée par le FSSP100 et donnée en haut à droite, est représentée en trait fin (d'après Gayet et al., 1998). On a également représenté en trait gras une fonction de phase simulée pour des cristaux non sphériques.

Lorsque les conditions sont favorables à la persistance des traînées de condensation, l'évolution de celles-ci se traduit par une diminution rapide de la concentration de cristaux de glace et une augmentation de leur dimension (typiquement 10 par cm^3 et 10 micromètres respectivement au bout de 20 minutes). De même, et selon les conditions de température et d'humidité de l'air, les cristaux de glace vont perdre progressivement leur forme quasi sphérique d'origine pour évoluer vers des formes irrégulières ou vers des cristaux de type bullette-rossette, colonne ou plaquette (Liou et al., 1998). Cela affecte les propriétés optiques du milieu comme l'illustre la figure 5. Cette figure représente une mesure in situ de la **fonction de phase** de diffusion effectuée dans une traînée de condensation âgée d'une vingtaine de minutes. On a également représenté en trait fin sur la figure 5 la fonction de phase d'une population de particules sphé-

riques ayant la distribution en taille mesurée par l'instrument FSSP100 (vignette en haut à droite sur la figure 5). Cet exemple montre des différences importantes entre les fonctions de phase mesurée et calculée, en particulier vers les angles proches de 90°, et souligne l'inadéquation de l'hypothèse de sphéricité des particules pour les traînées âgées (Gayet et al., 1998). Un choix judicieux de cristaux non sphériques permet d'obtenir un bien meilleur accord avec les observations (trait gras de la figure 5).

IMPACTS DES TRAÎNÉES D'AVION

Impact sur la couverture nuageuse haute

Les propriétés individuelles des traînées ne suffisent évidemment pas à quantifier leur éventuel impact sur l'atmosphère et le climat. Pour cela, il faut également connaître leur nombre ou plutôt leur couverture spatiale, ainsi que son évolution dans le temps.

L'impact de l'aviation sur les cirrus est potentiellement le plus important des impacts possibles de l'aviation sur le climat. On suspecte deux mécanismes bien distincts susceptibles d'augmenter la couverture nuageuse haute. D'une part, les traînées de condensation peuvent persister pendant des heures si les conditions ambiantes sont favorables, voire se transformer en cirrus. D'autre part, les particules de carbone-suie émises par les moteurs se recouvrent d'acide sulfurique (également présent dans le sillage de l'avion). Elles deviendraient alors des noyaux glaçogènes pouvant favoriser l'apparition de cirrus longtemps après le passage de l'avion. Alors qu'il y a de nombreuses observations attestant de la réalité du premier mécanisme (par exemple, Minnis et al., 1998), l'observation du second est très difficile à mettre en œuvre. Pour le moment, ce second mécanisme repose principalement sur des simulations numériques (Jensen et Toon, 1997). La formation des cirrus reste en effet très mal comprise et semble nécessiter des sursaturations importantes par rapport à la glace, en raison des faibles concentrations en aérosols propices à la formation de glace.

Vers une augmentation des cirrus dans les couloirs aériens ?

Nous avons utilisé et traité dix années d'observations de surface de la couverture nuageuse effectuées depuis les navires et les stations météorologiques continentales : le jeu de données NDP026B de Hahn et al. (1996), également décrit dans Doutriaux-Boucher et Boucher (1998). Les données de surface ont en effet l'avantage d'être cohérentes sur toute la période considérée, à la différence des données satellitaires qui souffrent encore de problèmes d'étalonnage liés au vieillissement et au renouvellement des capteurs (Klein et Hartmann, 1993 ; Brest et al., 1997). Les données de surface couvrent la période 1982-1991 qui a vu la consommation de kérosène progresser de 3,2 % par an en moyenne. Nous disposons également de la distribution géographique de la consommation de kérosène donnée par la Nasa pour l'année 1992 (figure 7).

Étant donné que le trafic aérien est concentré sur les régions continentales habitées (là où se trouve la majorité des stations météorologiques) et dans les couloirs aériens au-dessus des océans (là où croisent les navires), il s'agit d'être particulièrement vigilant sur la manière de mener notre analyse. Il convient d'éliminer les régions (principalement océaniques) où l'on dispose de trop peu d'observations de la couverture nuageuse. Mais il faut également conserver une région d'étude suffisamment grande et comportant à la fois des zones de très faible et de très forte consommation de kérosène. Ce compromis est réalisé en calculant la moyenne des différents paramètres (couverture nuageuse, consommation de kérosène...) par saison et par maille de 3° par 3°, et en éliminant les mailles présentant moins de cinq observations par saison en moyenne sur les dix années d'observations. Ce critère permet en particulier d'échantillonner le couloir aérien de l'Atlantique nord situé vers 50° N. Il ne joue qu'un petit rôle au-dessus des continents où les stations réalisent les observations de manière beaucoup plus régulière. Par ailleurs, seules sont utilisées les observations satisfaisant le critère de luminosité de Hahn et al. (1995), c'est-à-dire les observations pour lesquelles l'élévation du soleil est supérieure à -9° ou pour lesquelles l'éclairement dû à la lune dépasse un certain seuil (Doutriaux-Boucher et Boucher, 1998). Nous avons alors calculé la différence de **fréquence d'occurrence** des cirrus⁽¹⁾ (FOC, égale au nombre de fois où un cirrus est observé divisé par le nombre de fois où un cirrus aurait pu être observé sans que l'observateur soit gêné par un nuage des étages inférieurs) ainsi que leur **quantité-quand-présent** (AWP, égale à l'étendue

(1) Le terme « cirrus » englobe ici l'ensemble des nuages hauts et ne se réfère pas à la définition classique des types de nuages.



moyenne des cirrus quand ils sont observés). Sous l'hypothèse que l'occurrence et la quantité-quand-présent des cirrus sont les mêmes que les cirrus soient observables ou pas, la **fraction nuageuse** de cirrus est égale au produit de la fréquence d'occurrence FOC par la quantité-quand-présent AWP (Warren et al., 1986).

Une croissance soutenue du trafic aérien et des émissions

La croissance du trafic aérien commercial (transport de voyageurs et de fret) depuis les débuts de l'aviation civile est très importante. Les estimations de la consommation de kérosène par l'Organisation de coopération et du développement économique et l'Agence internationale de l'énergie (OECD/IEA, 1997) indiquent une croissance moyenne annuelle de 2,1 % entre 1972 et 1995, de

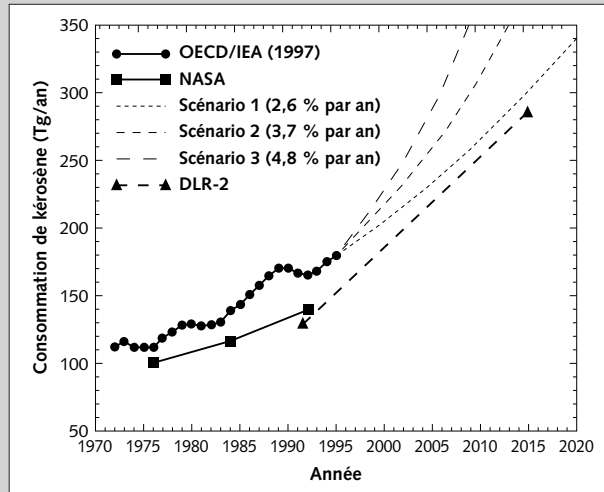


Figure 6 - Évolution temporelle de la consommation de kérosène (en Tg/an) par l'aviation. Les chiffres diffèrent selon les estimations de l'OECD/IEA (1997) pour la période 1971-1995 (cercles), celles de la Nasa pour les années 1976, 1984 et 1992 (carrés) et celles du DLR pour l'année 1991-1992 et la projection pour 2015 (triangles). Trois scénarios possibles de la croissance du trafic aérien sont indiqués en pointillés fins.

2,9 % entre 1982 et 1991, et même 4,6 % entre 1983 et 1989 (voir figure 6). Les estimations de la Nasa (Baughcum et al., 1996a, 1996b ; Metwally, 1995 ; Mortlock et Van Alstyne, 1998) et du DLR (Schmitt et Brunner, 1997) sont certes inférieures, mais montrent la même tendance à la hausse. Il est prévu que le trafic aérien continue de croître à un rythme plus soutenu que celui de l'économie mondiale. Certes, la consommation de kérosène croît

moins vite que le nombre de passagers ou la masse de fret transportés, car les avions deviennent plus gros et plus économiques. Les économistes tablent sur une croissance de 3 à 4% par an pour les décennies à venir. La distribution géographique de la consommation de kérosène pour l'année 1992, selon les estimations de la Nasa, est représentée sur la figure 7.

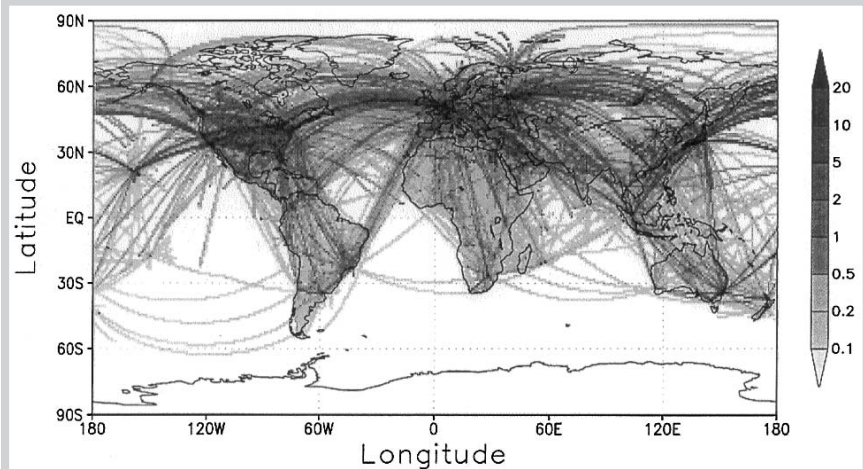


Figure 7 - Distribution géographique de la consommation de kérosène par l'aviation intégrée sur la verticale. Unité : 10^{-6} kg kérosène/jour/m². D'après Baughcum et al. (1996b), Metwally (1995) et Mortlock et Van Alstyne (1998).



Tableau 1 - Tendances (pourcentage par décennie) de la fréquence d'occurrence, de la quantité-quand-présent et de la fraction nuageuse des cirrus au-dessus des océans et des continents (premier chiffre) et au-dessus des régions océaniques et continentales présentant le plus de trafic aérien (second chiffre). Les chiffres donnés sont les variations absolues des quantités.

	Occurrence	Quantité-quand-présent	Fraction nuageuse
Continents	1,7 / 8,5	-1,9 / -1,9	0,0 / 2,9
Océans	6,2 / 7,0	0,4 / -4,2	2,3 / 1,0

La figure 8 présente les variations temporelles de ces quantités sur la période 1982-1991, au-dessus des continents, mais aussi des régions continentales de très fort trafic aérien (les 20 mailles de 3° x 3° de plus fort trafic par unité de surface). Les tendances correspondantes sur la décennie sont indiquées sur la figure 8 et dans le tableau 1. On observe une augmentation de la fréquence d'occurrence des cirrus sur les continents de l'ordre de 1,7 %.

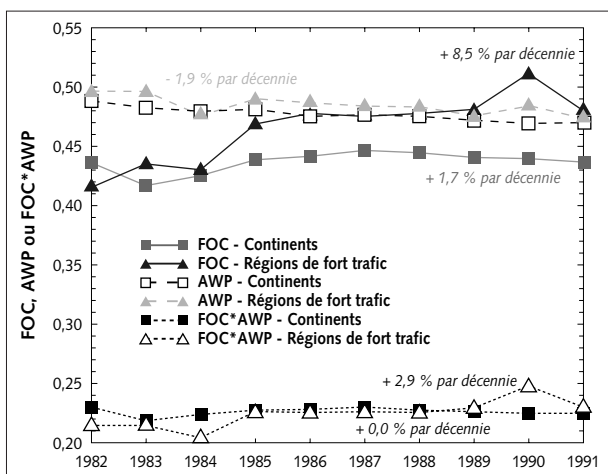


Figure 8 - Évolution temporelle de la fréquence d'occurrence (FOC, trait plein), de la quantité-quand-présent (AWP, trait tireté) et de la fraction nuageuse (FOC*AWP, trait pointillé) des cirrus au-dessus des continents (carrés) et des régions continentales de très fort trafic aérien (triangles).

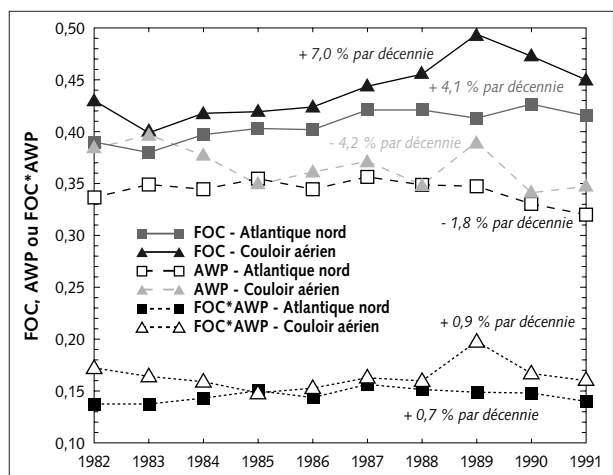
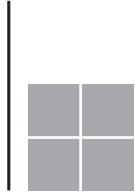


Figure 9 - Comme la figure précédente, mais pour l'océan Atlantique nord et la partie est du couloir aérien situé à environ 50° N.

Parallèlement, la quantité-quand-présent de cirrus a diminué de manière significative. Sur les régions continentales de fort trafic, l'augmentation très élevée de la fréquence d'occurrence (8,5 % par décennie) provoque une augmentation de la fraction nuageuse de cirrus de 2,9 % en valeur absolue. Sur les océans, il y a une forte augmentation de l'occurrence des cirrus au-dessus de l'océan Pacifique nord que relativement peu d'avions survolent. Cela peut être le fait d'autres causes (naturelles ou anthropiques) ou bien le résultat de concentrations plus abondantes d'aérosols glaçogènes émis par les avions circulant en grand nombre le long de la côte est de l'Asie (figure 7). Au-dessus de l'océan Atlantique nord (figure 9), on observe une augmentation continue de la fréquence d'occurrence des cirrus, plus marquée sur le couloir aérien nord-atlantique (+7,0 % par décennie) que sur l'ensemble du bassin océanique (+4,1 % par décennie). La diminution simultanée de la quantité-quand-présent de cirrus (-4,2 % par décennie) indique que le ciel est plus souvent couvert par des cirrus de petite étendue qui pourraient donc provenir de traînées de condensation. Cette hypothèse va dans le même sens que l'étude de Bakan et al. (1994). Ces auteurs ont estimé la couverture nuageuse des traînées de condensation au-dessus de l'Europe et de la partie est de l'océan Atlantique nord en effectuant une analyse visuelle d'images satellitaires AVHRR pour deux périodes séparées de dix ans (septembre 1979 à décembre 1981 et septembre 1989 à août 1992). Ils ont mis en évidence une couverture nuageuse par les traînées atteignant 2 % au voisinage de 50° N au-dessus du couloir aérien nord-atlantique, et accompagnée d'une augmentation significative entre les deux périodes.

D'autres facteurs sont susceptibles d'expliquer cette évolution de la couverture nuageuse haute. Discutés en détail dans Boucher (1998), ils sont rapidement passés en revue ici. Les aérosols volcaniques peuvent influencer les cirrus, ainsi que l'ont suggéré Jensen et Toon (1992) et Minnis et al. (1993), mais cet effet ne dure guère plus d'une année. Les éruptions volcaniques d'El Chichon en avril 1982 et du Pinatubo en juin 1991 n'expliquent pas les tendances observées sur la période 1982-1991. Par ailleurs, l'humidité relative dans la haute troposphère, telle qu'elle est décrite par les réanalyses du Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (CEPMMT), ne présente pas de variations temporelles et spatiales cohérentes avec celles des cirrus sur la période considérée. On observerait même plutôt une diminution de l'humidité relative dans certaines des régions présentant une augmentation de la fréquence d'occurrence des cirrus. Sur une période aussi courte que dix ans, nous ne pouvons exclure que la variabilité naturelle du climat – sur des échelles de temps interannuelles à décennales – ne vienne fausser notre analyse. En ce qui concerne l'Atlantique nord où le signal observé est très significatif, ni l'index de l'Oscillation nord-atlantique (Hurrell, 1995), ni la



latitude moyenne de la dépression d'Islande (Mächel et al., 1998) ne présentent de variations cohérentes avec les variations des cirrus observées sur la période 1982-1991. Il sera très utile par la suite de répéter notre analyse lorsqu'un nouveau jeu d'observations de surface, homogénéisé sur les périodes 1971-1996 pour les stations continentales et 1952-1995 pour les navires, deviendra disponible.

EFFETS CLIMATIQUES

L'augmentation de la fréquence d'apparition des traînées de condensation et des cirrus est-elle suffisante pour avoir une influence sur le climat ? Pour mesurer cette influence et la comparer aux autres perturbations anthropiques, on peut estimer grossièrement le **forçage radiatif**⁽¹⁾ induit par les observations précédentes. En couplant les données ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) avec celles d'ERBE (Earth Radiation Budget Experiment), Hartmann et al. (1992) ont montré qu'une couverture de nuages hauts et fins de 1 % induisait un forçage radiatif net (ondes courtes et ondes longues confondues) légèrement supérieur à $0,2 \text{ Wm}^{-2}$. Cette estimation est confirmée par divers modèles de transfert radiatif appliqués aux cirrus et aux traînées de condensation (Fu et Liou, 1993 ; Sassen, 1997 ; Strauss et al., 1997). Une augmentation de la couverture nuageuse de 2,9 % sur les régions continentales de fort trafic aérien implique donc un forçage radiatif de l'ordre de $0,7 \text{ Wm}^{-2}$ (Boucher, 1999). Localement, ce chiffre est important puisqu'il est comparable au forçage radiatif associé à l'augmentation totale de dioxyde de carbone ($1,6 \text{ Wm}^{-2}$) ou des autres gaz à effet de serre ($0,9 \text{ Wm}^{-2}$). Il faut cependant le pondérer par la surface des régions de fort trafic aérien. Celles-ci représentant moins de 1 % de la surface totale du globe, le forçage reste petit à l'échelle planétaire.

Il faut garder à l'esprit que les incertitudes associées à cette estimation sont très grandes (Fahey et al., 1999). Le forçage radiatif net des traînées de condensation dépend en effet de leur étendue, mais aussi de leurs propriétés microphysiques (taille et forme des cristaux) et macrophysiques (contenu en glace, épaisseur), de leur altitude et des profils verticaux de température et d'humidité. La répartition des traînées entre le jour et la nuit est également un paramètre important puisqu'il influence les contributions relatives des forçages ondes courtes (généralement négatif) et ondes longues (positif). Les observations satellitaires, reposant sur la reconnaissance de la forme linéaire des traînées, indiquent une quantité trois fois plus importante de traînées le jour que la nuit, tout du moins au-dessus de l'Europe (Mannstein et al., 1999), en accord avec les variations diurnes du trafic aérien (Schmitt et Brunner, 1997).

CONCLUSIONS

Nous avons montré que l'outil satellitaire et les observations in situ étaient tous deux nécessaires à l'observation des traînées de condensation. Celles-ci se distinguent des cirrus par leur forme caractéristique, mais aussi par leurs propriétés microphysiques et radiatives. Nos résultats suggèrent qu'il est possible que l'aviation commerciale ait un impact sur la couverture nuageuse haute, ce qui contribuerait à un forçage radiatif positif au sommet de l'atmosphère, tout du moins à l'échelle régionale. L'estimation de ce forçage est encore très incertaine et on ne peut exclure que d'autres processus soient à l'origine des variations observées de la couverture nuageuse haute.

Si l'impact actuel de l'aviation sur le climat reste limité au regard des autres perturbations anthropiques, le problème des effets de l'aviation se pose néanmoins sur le long terme. L'aviation commerciale est un secteur économique de forte croissance, qui échappe aux accords de Kyoto en raison de son caractère international. Les projets alternatifs à l'utilisation du kérosène comme carburant (avion électrique ou avion fonctionnant à l'hydrogène) ne sont pas envisagés sérieusement par les constructeurs, en raison des problèmes technologiques et de sécurité qu'ils peuvent poser. Compte tenu de la croissance soutenue du transport aérien, la contribution de l'aviation à la quantité de CO_2 accumulée

(1) Un forçage radiatif est défini comme étant la variation du bilan radiatif à la tropopause (ou au sommet de l'atmosphère) imputable à une modification de la composition de l'atmosphère, de l'état de la surface ou du flux solaire incident. De manière générale, un forçage radiatif positif conduit à un réchauffement du système climatique. La réponse du climat à un forçage radiatif est complexe et nécessite l'utilisation de modèles de circulation générale (Li et al., 1993).



dans l'atmosphère va aller en grandissant. À long terme, les effets de l'aviation liés à l'augmentation du dioxyde de carbone et à la diminution du méthane pourraient se compenser partiellement à l'échelle planétaire. Les effets régionaux dus à l'augmentation de l'ozone, des traînées de condensation et des cirrus, tous trois à l'origine d'un forçage radiatif positif, pourraient alors s'exacerber.

BIBLIOGRAPHIE

- Appleman H., 1953 : The formation of exhaust condensation trails by jet aircraft. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 34, 14-20.
- Bakan S., M. Betancor, V. Gayler et H. Grassl, 1994 : Contrail frequency over Europe from NOAA-satellite images. *Annales Geophysicæ*, 12, 962-968.
- Baughcum S. L., S. C. Henderson et T. G. Tritz, 1996a : Scheduled Civil Aircraft Emission Inventories for 1976 and 1984: Database Development and Analysis. NASA CR-4722.
- Baughcum S. L., S. C. Henderson, T. G. Tritz et D. C. Pickett, 1996b : Scheduled Civil Aircraft Emission Inventories for 1992: Database Development and Analysis. Nasa CR-4700.
- Boucher O., 1997 : L'influence climatique des aérosols. *La Météorologie* 8^e série, 17, 11-22.
- Boucher O., 1998 : Is the observed trend in cirrus occurrence due to aviation? Note interne du LOA N° 1, 17 p. (Disponible sur demande auprès de O. Boucher à l'adresse indiquée en tête de l'article).
- Boucher O., 1999 : Aircraft can increase cirrus cloudiness. *Nature*, 397, 30-31.
- Brasseur G. P., R. A. Cox, D. Hauglustaine, I. Isaksen et J. Lelieveld, 1998 : European scientific assessment of the atmospheric effects of aircraft emissions. *Atmospheric Environment*, 32, 2329-2418.
- Brest C. L., W. B. Rossow et M. D. Roiter, 1997 : Update of radiance calibrations for ISCCP. *Journal of Atmospheric and Oceanologic Technology*, 14, 1091-1109.
- Brogniez G., J.-C. Buriez, V. Giraud, F. Parol et C. Vanbauce, 1995 : Determination of effective emittance and a radiatively equivalent microphysical model of cirrus from ground-based and satellite observations during the International Cirrus Experiment: The 18 October 1989 case study. *Monthly Weather Review*, 123, 1025-1036.
- Chalon J.-P., M. André, J.-L. Breguier, A. Druilhet, J.-F. Gayet, P. Flamant, B. Guillemet, D. Hauser, Y. Kerr, J. Pelon, M. Ravaut et D. Tanré, 1998 : Les avions français de recherche atmosphérique et de télédétection. *La Météorologie* 8^e série, 22, 14-44.
- Chanin M.-L. (sous la direction de), 1997 : *Impact de la flotte aérienne sur l'environnement atmosphérique et le climat*. Académie des sciences et Académie nationale de l'air et de l'espace, Rapport N° 40, Tec & Doc, Lavoisier, Paris.
- Doutriaux-Boucher M. et O. Boucher, 1998 : Pluies et nuages sur les océans. Quelques exemples d'études réalisées à partir des observations météorologiques de navires. *Met Mar*, 179, 29-32 et I.
- Fahey D. W., U. Schumann, S. Ackerman, P. Artaxo, O. Boucher, M. Y. Danilin, B. Kärcher, P. Minnis, T. Nakajima et O. B. Toon, 1999 : Aviation-produced aerosols and cloudiness. Chapter 3, *IPCC Special Report on Aviation and the Global Atmosphere*, Cambridge University Press, 65-120.
- Friedl R. (sous la direction de), 1997 : *Atmospheric effects of subsonic aircraft: Interim assessment report of the advanced subsonic technology program*. Nasa Reference Publication 1400.
- Fu Q. et K. N. Liou, 1993 : Parameterization of the radiative properties of cirrus clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 50, 2008-2025.
- Gayet J.-F., G. Febvre, G. Brogniez, H. Chepfer, W. Renger et P. Wendling, 1996 : Microphysical and optical properties of cirrus and contrails: Cloud field study on 13 October 1989. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 53, 126-138.
- Gayet J.-F., O. Crépel, J.-F. Fournol et S. Oshchepkov, 1997 : A new airborne polar nephelometer for the measurements of optical and microphysical cloud properties. Part I: Theoretical design. *Annales Geophysicæ*, 15, 451-459.
- Gayet J.-F., F. Auriol, S. Oshchepkov, F. Schröder, C. Duroure, G. Febvre, J.-F. Fournol, O. Crépel, P. Personne et D. Dageron, 1998 : In situ measurements of the scattering phase function of stratocumulus, contrails and cirrus. *Geophysical Research Letters*, 25, 971-974.
- Giraud V., J.-C. Buriez, Y. Fouquart, F. Parol et G. Sèze, 1997 : Large scale analysis of cirrus clouds from AVHRR data: Assessment of both a microphysical index and the cloud top temperature. *Journal of Applied Meteorology*, 36, 664-675.



- Hahn C. J., S. G. Warren et J. London, 1995 : The effect of moonlight on observation of cloud cover at night, and application to cloud climatology. *Journal of Climate*, 8, 1429-1446.
- Hahn C. J., S. G. Warren et J. London, 1996 : *Edited Synoptic Cloud Reports from Ships and Land Stations Over the Globe, 1982-1991, NDP026B*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, États-Unis.
- Hartmann D. L., M. E. Ockert-Bell et M. L. Michelsen, 1992 : The effect of cloud type on Earth's energy balance: Global analysis. *Journal of Climate*, 5, 1281-1304.
- Hurrell J. W., 1995 : Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 676-679.
- Jensen E. J. et O. B. Toon, 1992 : The potential effects of volcanic aerosols on cirrus cloud microphysics. *Geophysical Research Letters*, 19, 1759-1762.
- Jensen E. J. et O. B. Toon, 1997 : The potential impact of soot particles originating from aircraft exhaust on cirrus clouds. *Geophysical Research Letters*, 24, 249-252.
- Kärcher B., R. Busen, A. Petzold, F. P. Schröder, U. Schumann et E. J. Jensen, 1998 : Physicochemistry of aircraft generated liquid aerosols, soot, and ice particles. II: Comparison with observations and sensitivity studies. DLR report No 91.
- Klein S. A. et D. L. Hartmann, 1993 : Spurious changes in the ISCCP datasets. *Geophysical Research Letters*, 20, 455-458.
- Li Z.-X., H. Le Treut et M. Forichon, 1993 : Effet de serre et rétroactions du climat. *La Météorologie* 8^e série, 4, 23-30.
- Liou K. N., P. Yang, Y. Takano, K. Sassen, T. Charlock et W. Arnott, 1998 : On the radiative properties of contrail cirrus. *Geophysical Research Letters*, 25, 1161-1164.
- Mächel H., A. Kapala et H. Flohn, 1998 : Behaviour of the centres of action above the Atlantic since 1881. Part I: Characteristics of seasonal and interannual variability. *International Journal of Climatology*, 18, 1-22.
- Mannstein H., R. Meyer et P. Wendling, 1999 : Operational detection of contrails from NOAA-AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, sous presse.
- Metwally M., 1995 : Jet Aircraft Engine Emissions Database Development-1992 Military, Charter, and Nonscheduled Traffic. NASA CR-4684.
- Minnis P., E. F. Harrison, L. L. Stowe, G. G. Gibson, F. M. Denn, D. R. Doelling et W. L. Smith Jr, 1993 : Radiative climate forcing by the Mount Pinatubo eruption. *Science*, 259, 1411-1415.
- Minnis P., D. F. Young, D. P. Garber, L. Nguyen, W. L. Smith Jr et R. Palikonda, 1998 : Transformation of contrails into cirrus during SUCCESS. *Geophysical Research Letters*, 25, 1157-1160.
- Mortlock A. M. et R. Van Alstyne, 1998 : Military, Charter, Unreported Domestic Traffic and General Aviation: 1976, 1984, 1992, and 2015 Emission Scenarios. NASA CR-1998-207639.
- OECD/IEA, 1997 : Energy Statistics and Balances of Non-OECD Countries, 1994-1995. International Energy Agency, Organisation for Economic Cooperation and Development, Paris, 124-125.
- Raschke E., J. Schmetz, J. Heintzenberg, R. Kandel et R. W. Saunders, 1990 : The International Cirrus Experiment (ICE) - A joint European effort. *ESA Journal*, 14, 193-199.
- Sassen K., 1997 : Contrail-cirrus and their potential for regional climate change. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 1885-1903.
- Schmidt E., 1941 : *Die Entstehung von Eisnebel aus den Auspuffgasen von Flugmotoren*. Schriften der Deutschen Akademie der Luftfahrtforschung, Verlag R. Oldenbourg, München/Berlin, Heft 44, 1-15.
- Schmitt A. et B. Brunner, 1997 : Emissions from Aviation and their Development over Time. DLR-Mitteilung 97-04, DLR Köln, 37-52.
- Schumann U., 1996 : On conditions for contrail formation from aircraft exhausts. *Meteorologische Zeitschrift*, 5, 4-23.
- Strauss B., R. Meerkötter, B. Wissinger, P. Wendling et M. Hess, 1997 : On the regional climatic impact of contrails: Microphysical and radiative properties of contrails and natural cirrus clouds. *Annales Geophysicae*, 15, 1457-1467.
- Ström J. et S. Ohlsson, 1998 : In situ measurements of enhanced crystal number densities in cirrus clouds caused by aircraft exhaust. *Journal of Geophysical Research*, 103, 11355-11362.
- Warren S. G., C. J. Hahn, J. London, R. M. Chervin et R. L. Jenne, 1986 : Global distribution of total cloud cover and cloud type amounts over land. NCAR Technical Note TN-273 + STR, Boulder, CO, 19 pages et 200 cartes.

