

L'INFLUENCE CLIMATIQUE DES AÉROSOLS

Olivier Boucher

Laboratoire de météorologie dynamique du CNRS

École normale supérieure

24, rue Lhomond, 75231 Paris Cedex 05

Correspondance à adresser au

Laboratoire d'optique atmosphérique

UFR de physique, Université Lille I

59655 Villeneuve-d'Ascq Cedex

Ndlr : Olivier Boucher a reçu le prix Prud'homme 1996 pour la thèse (Boucher, 1995a) dont est issu cet article.

RÉSUMÉ

Les aérosols atmosphériques (de fines particules en suspension dans l'atmosphère) peuvent influencer le climat en modifiant l'équilibre radiatif de la planète. Les aérosols agissent de deux manières distinctes, d'abord en ciel clair en absorbant et en diffusant le rayonnement solaire, dont une partie est réfléchi vers l'espace (effet direct), mais aussi en modifiant les propriétés microphysiques et optiques des nuages (effet indirect). Si les concentrations et les propriétés des aérosols d'origine naturelle n'ont probablement pas varié au cours du dernier siècle, on note en revanche une forte augmentation des aérosols d'origine industrielle. L'amplitude de leurs effets radiatifs, bien que sujette à de grandes incertitudes, semble être suffisante pour masquer une partie du réchauffement climatique dû aux gaz à effet de serre d'origine humaine.

Cet article présente les mécanismes physiques de l'action des aérosols sur le climat. Nous procédons ensuite à une estimation des effets radiatifs des aérosols d'origine humaine avant d'aborder le problème de la réponse du climat à ces perturbations.

ABSTRACT

The effects of aerosols on climate

Atmospheric aerosols (fine particles suspended in the atmosphere) can play two roles in the Earth's radiation budget. In cloud-free air, aerosols scatter sunlight, some of which is reflected back to space (direct effect). Aerosols also determine the microphysical and optical properties of clouds (indirect effect). Whereas changes in natural aerosols are probably small during the last 100 years, there has been a large increase in the concentration of anthropogenic aerosols. The magnitude of their radiative effects is still very uncertain but seems to be sufficient to mask part of the global warming expected to stem from anthropogenic greenhouse gases.

This paper presents the physical mechanisms of aerosol influence on climate. We then estimate the anthropogenic aerosol radiative effects and assess the climate response to these perturbations.

LES AÉROSOLS ATMOSPHÉRIQUES

Les aérosols atmosphériques sont des particules en suspension dans l'air, de tailles microniques ou sub-microniques. Ces particules peuvent être sous forme liquide ou solide, mais, par convention, on exclut de cette définition les gouttelettes d'eau et les cristaux de glace qui forment les nuages. Les aérosols ont des origines diverses et peuvent provenir de sources primaires (poussières désertiques, embruns

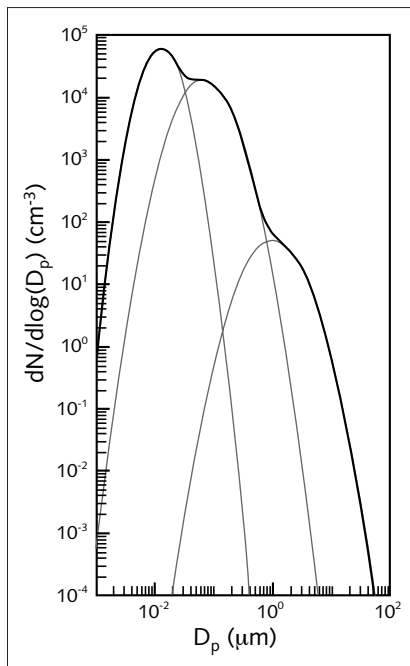


Figure 1 - Exemple typique de distribution en taille des aérosols. Les trois modes d'aérosols mentionnés dans le texte (mode fin, mode d'accumulation et mode grossier) apparaissent clairement.

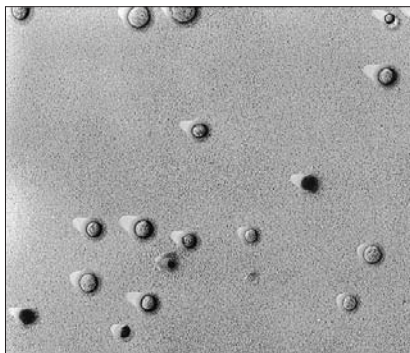


Figure 2 - Vue au microscope électronique d'aérosols contenant des sulfates. La taille des particules est de l'ordre du dixième de micromètre. (Avec l'aimable autorisation de *Pour la Science*, document original fourni par Tad Anderson de l'université de Washington, États-Unis)

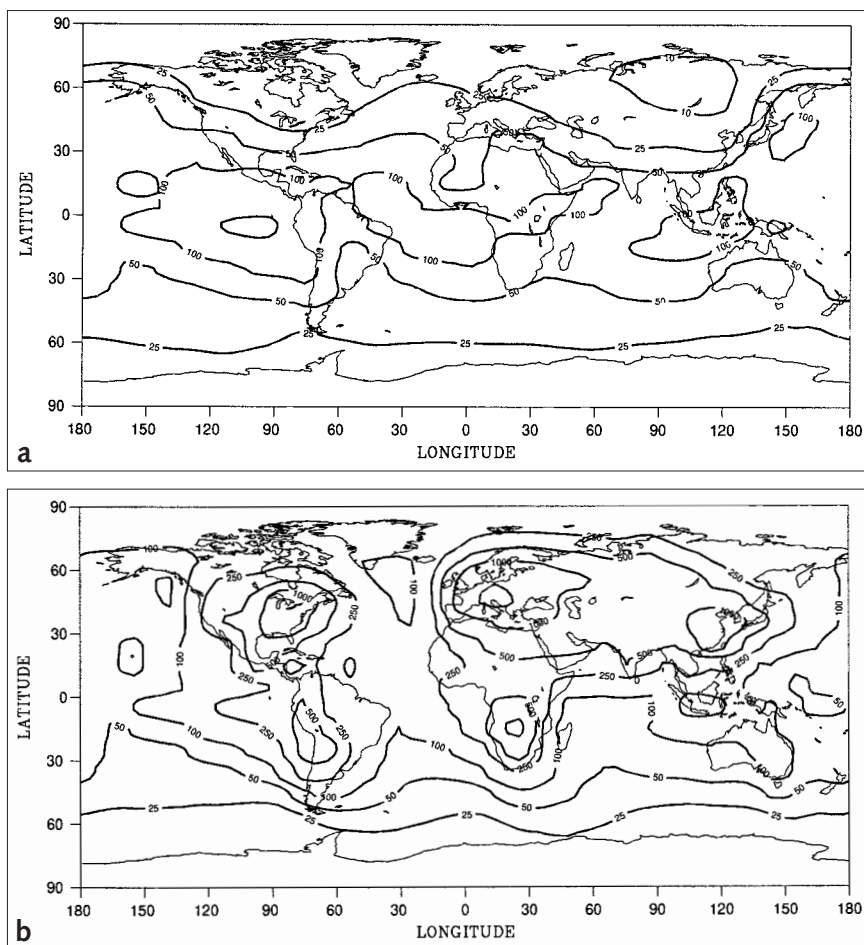
marins, cendres volcaniques, poussières industrielles) ou de sources secondaires par transformation de la phase gazeuse en phase particulaire (sulfates, composés organiques, etc.). La distribution en taille est sans doute le paramètre le plus important qui caractérise une population d'aérosols (voir la figure 1 pour un exemple typique de distribution en taille). Celle-ci présente plusieurs modes : le **mode fin** avec des particules de taille de l'ordre du centième de micromètre, le **mode d'accumulation** composé de particules de quelques dixièmes de micromètre et le **mode grossier** où l'on retrouve les particules d'un diamètre supérieur au micromètre. En simplifiant à l'extrême, nous pouvons dire que les particules du mode grossier proviennent de processus mécaniques (érosion des sols, évaporation des embruns marins), alors que les particules du mode d'accumulation et du mode fin proviennent de processus de conversion de la phase gazeuse à la phase particulaire. C'est donc dans le mode d'accumulation, le plus important du point de vue climatique (voir l'encadré page 14), que l'on trouve divers composés organiques, ainsi que les sulfates (anions SO_4^-) provenant des émissions industrielles de dioxyde de soufre (SO_2) et des émissions naturelles de diméthylsulfide (DMS) produit par le phytoplancton (Charlson et al., 1987). Les puits d'aérosols, comme le dépôt sec à la surface ou le dépôt humide dans les précipitations, viennent compenser les sources. Dans ces conditions, la durée de vie des aérosols dans l'atmosphère (à l'exception de la stratosphère) est de l'ordre de la semaine. Elle dépend de la partie de l'atmosphère considérée (troposphère libre ou couche limite) et de la taille des aérosols, les particules les plus grosses et les plus fines étant aussi les plus rapides à disparaître.

Il faut noter que la distribution en taille et la composition chimique des aérosols sont très variables dans le temps et dans l'espace. Même si l'on distingue, par commodité, les aérosols suivant leur composition : aérosols minéraux, aérosols de sel marin, aérosols soufrés (ceux contenant des sulfates) et aérosols carbonés (carbone-sui ou organique), il existe un certain degré de mélange entre tous ces types, qui rend plus difficile leur caractérisation par la mesure et leur modélisation. Nous nous intéresserons uniquement ici aux aérosols soufrés, les mieux connus des aérosols d'origine anthropique, car le cycle du soufre dans l'hémisphère nord est largement dominé par les émissions anthropiques de SO_2 , si bien que, dans certaines régions industrialisées, jusqu'à la moitié de la masse contenue dans le mode d'accumulation peut être constituée de sulfates. La figure 2 présente ainsi une vue au microscope électronique de particules échantillonnées dans l'atmosphère et contenant des sulfates. De plus, des simulations tridimensionnelles du cycle du soufre existent et ont été largement validées avec les observations (Langner et al., 1992 ; Pham et al., 1995). Nous travaillons donc avec des distributions de concentrations de sulfates, que seuls les modèles peuvent fournir, vu le caractère sporadique des mesures. Nous montrons sur la figure 3 un exemple de simulation d'aérosols pour les époques préindustrielle et industrielle. Les concentrations d'aérosols soufrés sont beaucoup plus faibles dans les régions océaniques que sur les continents où se concentrent les émissions industrielles.

Étymologie et usage du mot aérosol

Un aérosol est une particule microscopique en suspension dans un gaz. Le mot est formé du préfixe *aér(o)* tiré du grec *aēr*, « air », et se rapportant à l'air, à l'atmosphère ou à la navigation aérienne, et de *sol* qui désigne une solution liquide. Dans le langage courant, le mot aérosol désigne la bombe d'aérosols utilisée dans des applications très diverses comme les cosmétiques, déodorants, laques, insecticides, désinfectants, désodorisants, produits pharmaceutiques. Une confusion est née entre les aérosols (ou plutôt les bombes d'aérosols) et les gaz chlorofluorocarbures (CFC) qui servaient d'agent propulseur. Ainsi, ce sont bien les CFC, et non les aérosols qu'ils propulsent, qui participent à la destruction de la couche d'ozone stratosphérique en libérant du chlore atomique. Toutefois, les aérosols stratosphériques, d'origine volcanique, modifient eux aussi l'équilibre de l'ozone en raison des cycles catalytiques de destruction de l'ozone qui se produisent à leur surface. Dans cet article, nous considérons seulement les aérosols d'origine naturelle ou industrielle qui résident dans la troposphère.

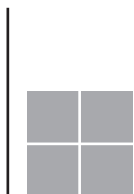
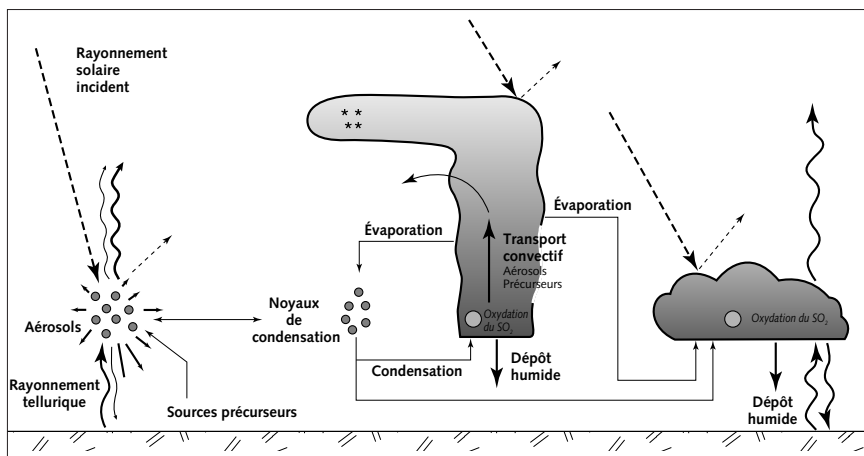
Figure 3 - Distribution spatiale des concentrations de sulfates à la surface (ppb) simulées par un modèle de chimie tridimensionnel pour a) l'époque préindustrielle et b) l'époque actuelle. (D'après les données de Langner et al., 1992). Le cycle du soufre est dominé par les activités industrielles dans l'hémisphère nord.



INTERACTIONS AÉROSOLS-NUAGES- RAYONNEMENT

Les interactions entre les aérosols, les nuages et le rayonnement (aussi bien solaire que tellurique) sont nombreuses et complexes (figure 4). Les aérosols interagissent avec le rayonnement solaire par diffusion et absorption, et avec le rayonnement tellurique par absorption et émission. Les plus hydrophiles de ces aérosols servent de noyaux de condensation sur lesquels se condense la vapeur d'eau. En l'absence d'aérosols, la pression partielle de vapeur d'eau nécessaire à la condensation serait quatre fois plus élevée que la pression de vapeur saturante et le cycle hydrologique serait très différent de celui que nous connaissons. Par ailleurs, les nuages modulent fortement le rayonnement et sont une des clés de la compréhension du climat et des changements climatiques. Les nuages sont aussi le siège de réactions chimiques en phase aqueuse qui viendront modifier les caractéristiques des populations d'aérosols en ciel clair une fois le nuage évaporé. Ainsi, un aérosol peut se trouver trop petit pour servir de noyau de condensation dans un nuage de type stratiforme (stratocumulus, par exemple), mais suffisamment grand pour l'être dans un nuage convectif dans lequel les vitesses verticales sont

Figure 4 - Illustration schématique des interactions entre les aérosols, les nuages et le rayonnement.



plus importantes. Il donnera alors lieu à une gouttelette d'eau nuageuse, dont la masse de matériel soluble peut croître pendant la vie du nuage. En s'évaporant, la gouttelette relâche un nouveau noyau de condensation pouvant servir lors d'un

Brève histoire de la recherche sur les aérosols atmosphériques

Le scientifique qui a fait démarrer la recherche sur les aérosols atmosphériques et qui a découvert leur omniprésence est sans nul doute l'Anglais John Aitken. Dans une série d'articles publiés dans *The Transactions of the Royal Society of Edinburgh* à la fin du siècle dernier et au début de ce siècle (Aitken, 1880, 1900 et 1910 ; voir aussi Podzimek, 1989), Aitken décrit ses observations d'aérosols (alors appelés *dust* ou *poussière*) et formule l'hypothèse que les nuages ne peuvent se former sans leur présence. Ses conclusions se révèlent d'une exceptionnelle clairvoyance. Laissons-lui la parole : « [...] s'il n'y avait pas de poussières dans l'air, il n'y aurait peut-être pas de brumes, de brouillards, ni de nuages, et probablement pas de pluie [...] Il semble exister là la possibilité d'une relation entre les poussières et certains aspects du climat, des précipitations, etc. » Les recherches sur les aérosols au début du XX^e siècle sont peu nombreuses, mais les découvertes sont de taille. En 1908, G. Mie résout le problème de la diffusion du rayonnement par des sphères de taille arbitraire et, en 1921, H. Köhler décrit l'équilibre thermodynamique de solutions en gouttelettes lorsque l'humidité relative approche et excède 100 %. On peut citer aussi, pour l'anecdote, les travaux d'Henri Dessens, de l'observatoire de Clermont-Ferrand, qui capturait des aérosols à l'aide de fils d'araignée de différentes tailles (Dessens, 1947). La recherche militaire s'intéresse également aux aérosols pour des raisons liées au calcul de la visibilité et à la dispersion d'armes chimiques. Dans les années soixante et soixante-dix, la recherche civile sur les aérosols atmosphériques s'intensifie et porte principalement sur les pluies acides dues aux aérosols soufrés, la réduction de la visibilité atmosphérique par les brumes ou encore les conséquences dramatiques qui suivraient l'émission massive d'aérosols de combustion dans la partie haute de l'atmosphère, « l'hiver nucléaire ». Toutefois, les nombreux programmes de mesures mis en place pendant ces deux décennies n'ont pas permis d'établir l'importance climatique des aérosols, alors que les processus physiques en cause avaient déjà fait l'objet de plusieurs publications (Chylek et Coakley, 1974). Les différentes techniques de mesures sont en constante évolution (filtre par impaction, compteur, néphélométrie, lidar atmosphérique, microscopie électronique, spectrométrie de masse, etc.), si bien que l'on dispose au fil des ans de plus en plus de données sur les aérosols. Ce n'est toutefois que dans les années quatre-vingt que l'importance climatique des aérosols naturels et anthropiques est véritablement établie, grâce aux premiers résultats de modèles planétaires calculant la concentration d'aérosols. Les études de télédétection spatiale portent désormais sur les aérosols eux-mêmes ; ces derniers ne sont plus considérés seulement comme un bruit dont il faut limiter l'effet en appliquant des corrections. Pour finir, notons le rôle des aérosols dans la chimie atmosphérique, la microphysique des nuages et l'importance des aérosols stratosphériques d'origine volcanique dans le processus de destruction de l'ozone.

Pourquoi le mode d'accumulation ?

Les aérosols du mode d'accumulation sont les plus importants du point de vue climatique, et cela à deux titres. D'abord, l'efficacité des aérosols à diffuser la lumière dépend de leur taille, de leur indice de réfraction et de la longueur d'onde considérée. Cette efficacité (normalisée par la masse d'aérosols) présente

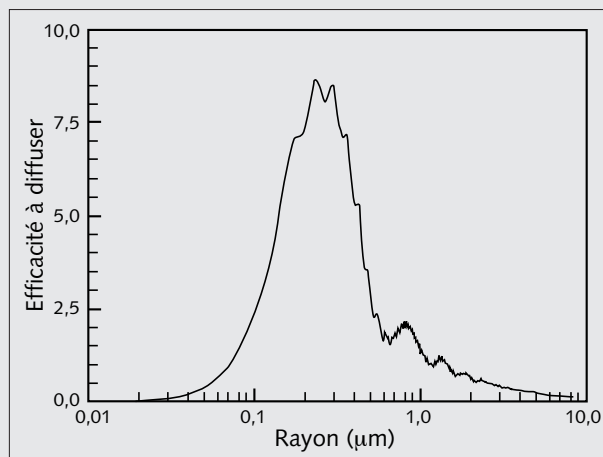


Figure 5 - Efficacité à diffuser (m^2/g sulfate) en fonction du rayon (μm) de particules de sulfate d'ammonium d'indice de réfraction réel $m = 1,53$ pour une longueur d'onde $\lambda = 0,53 \mu m$.

un maximum pour des aérosols de taille de l'ordre de la longueur d'onde. Pour le spectre solaire, cela correspond précisément aux aérosols du mode d'accumulation (figure 5). Ensuite, les aérosols du mode d'accumulation sont aussi ceux sur lesquels se forment les gouttelettes des nuages. Les aérosols du mode grossier sont trop peu nombreux et les aérosols du mode fin sont trop petits pour servir de noyaux de condensation.

prochain cycle condensation-évaporation. Enfin, les nuages convectifs sont un moyen efficace pour transporter les aérosols et les gaz précurseurs d'aérosols vers le haut. Les nuages constituent également un puits important de particules par dépôt humide lors des précipitations.

L'EFFET DIRECT DES AÉROSOLS

«... Voici comment il faudrait représenter ce phénomène : quoique lourde, parce que constituée de terre, la poussière peut aisément s'élever et se mêler à l'air, en raison de sa finesse ; toutefois, elle ne tarde pas à retomber au sol. Ce sont les éléments les plus fins qui s'élèvent le plus haut ; ces éléments sont donc les moins visibles et ils prennent la couleur même de l'air.

À partir d'une certaine hauteur, la fumée mêlée à l'air chargé de poussière revêt de plus en plus l'aspect d'un nuage sombre, au sommet duquel la fumée est plus visible que la poussière. La fumée prend une teinte bleutée et la poussière conserve sa couleur naturelle. Ce mélange d'air, de fumée et de poussière semble nettement plus clair du côté d'où vient la lumière que du côté opposé. » Léonard de Vinci, Manuscrit A (1490 environ).



Figure 6 - Tempête sur une vallée. Sanguine sur papier de Léonard de Vinci illustrant la diminution de la visibilité due aux aérosols. (Windsor, Royal Library)

Si Léonard de Vinci remarque que le panache de fumée et de poussières (des aérosols atmosphériques) est plus clair du côté illuminé par la lumière, c'est que ces aérosols réfléchissent la lumière incidente vers l'arrière, c'est-à-dire vers l'œil de l'observateur, et n'en laissent pénétrer qu'une petite partie à travers. Alliant le dessin à l'écriture, Léonard de Vinci rend également compte de l'assombrissement de l'horizon du côté opposé à la lumière dans une de ses peintures décrivant une tempête de poussière sur la vallée (figure 6).

C'est l'effet de rétrodiffusion de la lumière vers l'espace (et son absorption) par les aérosols que nous appelons l'effet direct des aérosols. Cet effet tend à réduire le flux solaire incident et donc à refroidir la planète. Lorsqu'à l'effet radiatif des aérosols naturels se superpose celui d'aérosols d'origine industrielle, on parle de **forçage radiatif négatif** par opposition au forçage radiatif positif des gaz à effet de serre d'origine anthropique. Comme illustré dans l'encart ci-après, l'effet direct des aérosols soufrés va dépendre de trois types de paramètres : géophysiques ou atmosphériques (comme la couverture nuageuse et les conditions d'ensoleillement), microphysiques (comme l'efficacité des aérosols à diffuser) et géochimiques (c'est-à-dire ayant trait au cycle biogéochimique des aérosols). Un modèle de circulation générale de l'atmosphère (semblable à ceux utilisés en prévision météorologique) nous fournit les paramètres atmosphériques alors qu'un second modèle, dit de **chimie-transport**, nous donne les distributions de la concentration d'aérosols (un paramètre géochimique, voir la figure 3). Enfin, nous avons élaboré un modèle simplifié de la microphysique des aérosols permettant de tester différentes hypothèses sur la composition chimique et la taille des aérosols soufrés. L'utilisation conjointe de ces trois

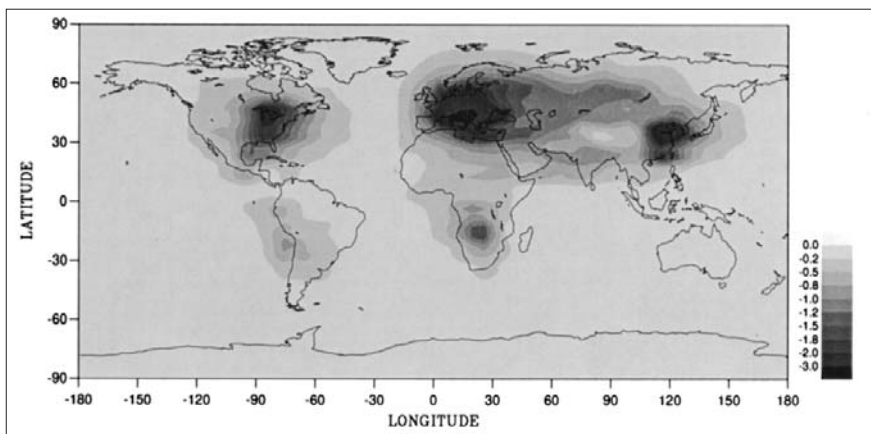


Figure 7 - Forçage radiatif direct des aérosols soufrés ($W.m^{-2}$). Le signe négatif indique une tendance à refroidir la planète par rétrodiffusion du rayonnement solaire incident. (D'après Boucher et Anderson, 1995)

Calcul du forçage radiatif direct des aérosols soufrés

Le forçage radiatif au sommet de l'atmosphère des aérosols soufrés est donné en première approximation par l'équation suivante (Charlson et al., 1992), dans laquelle apparaissent trois types de paramètres (géophysiques, microphysiques et géochimiques) :

$$\Delta F = - \frac{1}{2} S (1 - \overline{A_c}) \overline{T^2} (1 - \overline{R_s})^2 \beta \alpha_{\text{SO}_4} f(\text{RH}) \underbrace{Q_{\text{SO}_2}}_{\text{géophysiques}} \underbrace{Y_{\text{SO}_4}}_{\text{microphysiques}} \underbrace{\tau_{\text{SO}_4}}_{\text{géochimiques}}$$

où $S=1370 \text{ W.m}^{-2}$ est la constante solaire, A_c est la couverture nuageuse, T est la transmissivité de l'atmosphère au-dessus de l'aérosol, R_s est l'albédo de surface, β est la fonction isotrope de diffusion vers le haut, α_{SO_4} est l'efficacité à diffuser par unité de masse d'élément soufre (S) à 30 % d'humidité relative, $f(\text{RH})$ est un facteur correctif qui tient compte de l'humidité relative, Q_{SO_2} (en $\text{gS.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$) est le flux anthropique de SO_2 dans l'atmosphère, Y_{SO_4} est la fraction de SO_2 qui est convertie en anion SO_4^{2-} , et enfin τ_{SO_4} est la durée de vie (en années) des sulfates dans l'atmosphère. Les barres indiquent une moyenne sur les conditions atmosphériques.

modèles nous permet de déterminer la modification du flux de rayonnement solaire au sommet de l'atmosphère depuis le début de l'ère industrielle. Le forçage radiatif direct des aérosols soufrés est représenté sur la figure 7. En moyenne sur le globe et sur l'année, ce forçage vaut $-0,3 \text{ W.m}^{-2}$, mais il peut atteindre plusieurs W.m^{-2} sur les régions les plus industrialisées d'Europe, du Nord-Est des États-Unis et de l'Asie du Sud-Est. Le résultat final s'est révélé peu sensible aux hypothèses concernant la composition chimique des aérosols soufrés et aux détails de leur distribution en taille. Il est plus important de déterminer la fraction de sulfate qui échappe au mode d'accumulation (le plus efficace à diffuser la lumière) que de chercher à connaître avec précision la distribution en taille des aérosols (Boucher et Anderson, 1995).

L'EFFET INDIRECT DES AÉROSOLS

L'effet indirect des aérosols est d'une toute autre nature. Les aérosols sont nécessaires à la formation des nuages, dans la mesure où ils servent de noyaux de condensation sur lesquels la vapeur d'eau se condense. La concentration d'aérosols et leur composition chimique va déterminer en partie la granulométrie du nuage, c'est-à-dire la distribution en taille des gouttelettes d'eau nuageuse et, par conséquent, les propriétés microphysiques et optiques du nuage. Plus d'aérosols conduira logiquement à une concentration plus grande de gouttelettes. Or, un nuage aux gouttelettes plus nombreuses et plus petites est plus réfléchissant qu'un nuage aux gouttelettes plus grosses, toutes choses étant égales par ailleurs. Il existe une expérience simple mettant en évidence cet effet. Il suffit de placer sur un rétroprojecteur deux récipients

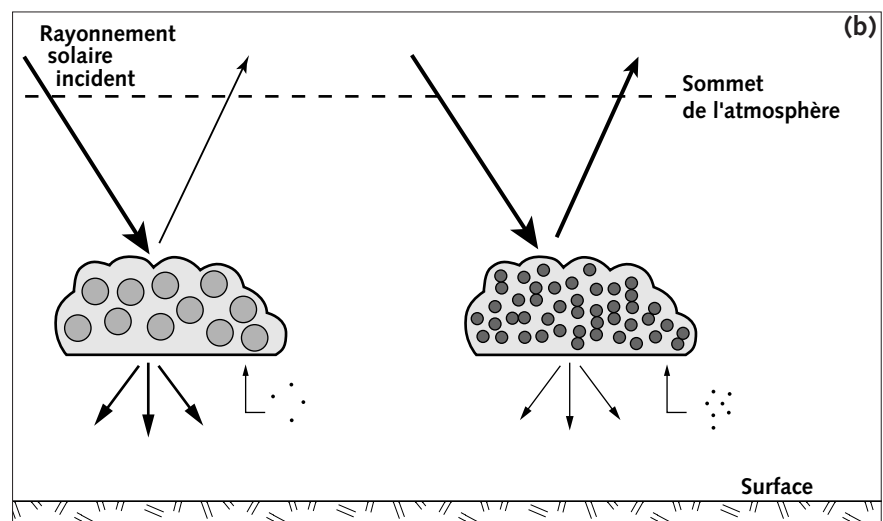
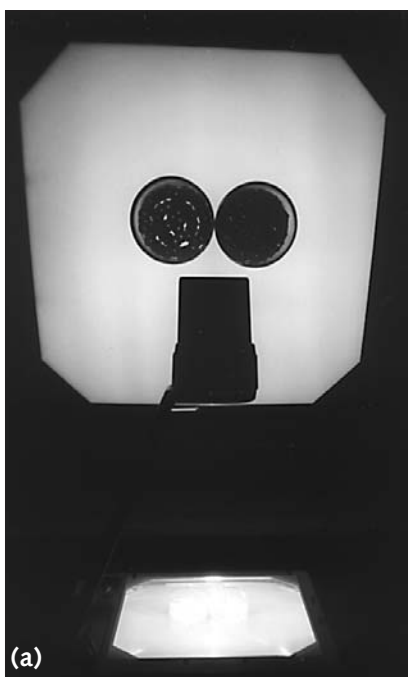


Figure 8 - a) Photographie d'une expérience mettant en évidence l'effet indirect des aérosols sur les nuages. Deux récipients, disposés sur un rétroprojecteur, contiennent des billes de taille différente. Le récipient le plus sombre (à droite de l'écran) est celui contenant les plus petites billes. b) Par analogie avec les récipients de billes, le nuage constitué des gouttelettes les plus petites (à droite) sera le plus réfléchissant.

transparents, remplis d'un même volume de billes de verre de même composition mais de taille différente (figure 8a). Le récipient contenant les petites billes (d'un diamètre de 5 mm ici) diffuse plus la lumière et en laisse donc traverser moins que celui contenant les grosses billes (d'un diamètre de 10 mm). En effet, à volume total égal, les petites billes ont une surface totale plus grande que les grosses billes, et c'est précisément la surface disponible de matériel qui gouverne la diffusion du rayonnement dans l'approximation de l'optique géométrique. On peut dresser une analogie entre les nuages composés de gouttelettes d'eau et nos récipients remplis de billes (tous deux obéissent aux lois de l'optique géométrique) et illustrer ainsi l'effet indirect des aérosols sur les nuages (figures 8a et 8b). À cet effet purement microphysique et optique se superpose un second effet par lequel le nuage précipite moins facilement et acquiert une plus grande stabilité. Ce second effet étant encore plus incertain que le premier, on l'ignorera ici. Là encore, si les concentrations d'aérosols ont augmenté depuis le début de l'ère industrielle, l'équilibre radiatif de la planète a pu se modifier. On parle alors du forçage radiatif indirect des aérosols, une quantité également négative si l'absorption par les aérosols reste faible.

Les traînées de navires

Les traînées de navires sont des bandes de nuages plus réfléchissantes que les nuages environnants, qui sont parfois observées au-dessus de l'océan après le passage des navires. Ces bandes de nuages peuvent persister plusieurs heures. Elles sont particulièrement visibles sur les images satellitales. L'augmentation localisée de l'albédo semble être due à l'augmentation du nombre de gouttelettes qui se forment sur les noyaux de condensation contenus dans les fumées d'échappement des navires. Les traînées ont lieu préférentiellement dans les régions non polluées où les concentrations d'aérosols sont faibles. Elles apparaissent davantage dans les images du proche infrarouge, plus sensibles à la taille des gouttelettes, que dans les canaux du visible, plus sensibles au contenu en eau des nuages qui fluctue énormément. Ces observations sont importantes car elles suggèrent la possibilité d'un effet indirect des aérosols.

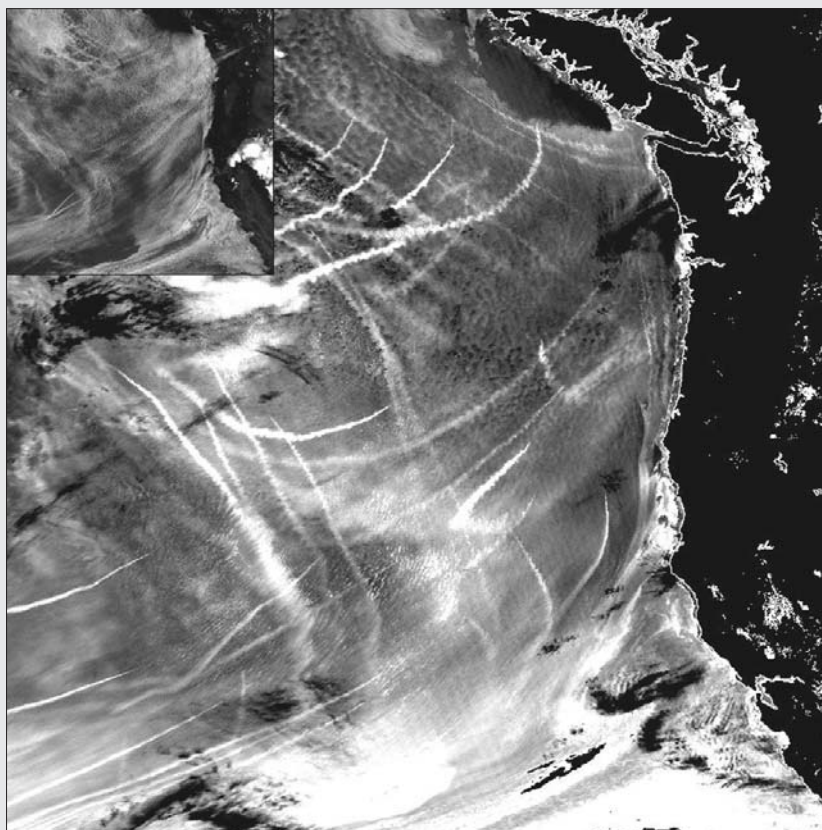


Figure 9 - Images satellitales d'un système de stratocumulus au large de la Californie, présentant des traînées de navires. Image principale, canal AVHRR à 3,7 μm ; imagerie en haut à gauche, canal à 0,63 μm . (D'après King et al., 1995, avec l'aimable autorisation de John Wiley & Sons)



Toute la difficulté de ce problème vient du nombre et de la complexité des processus physiques entrant en jeu (voir par exemple Pruppacher et Klett, 1978). Pour simuler d'une manière réaliste l'effet indirect des aérosols sur les nuages,

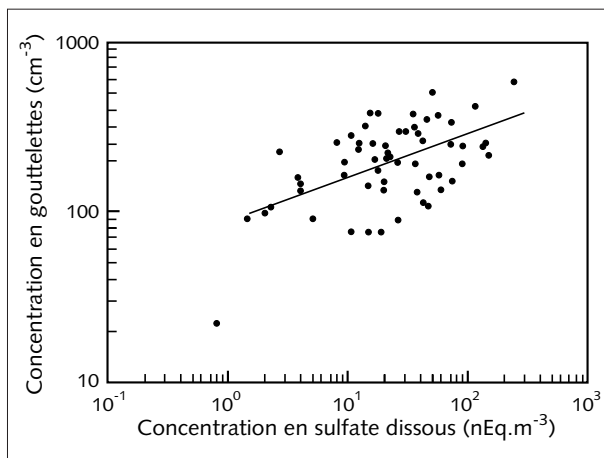


Figure 10 - Relation empirique entre la concentration en gouttelettes d'eau nuageuse [cm^{-3}] et la concentration en sulfates dissous dans l'eau nuageuse [nEq.m^{-3}]. (D'après les données de Leaitch et al., 1992)

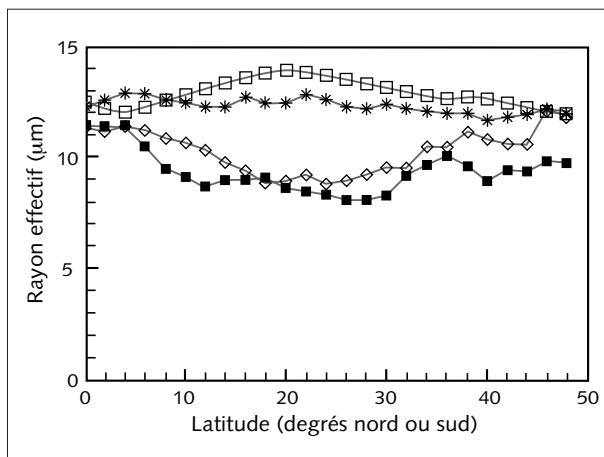


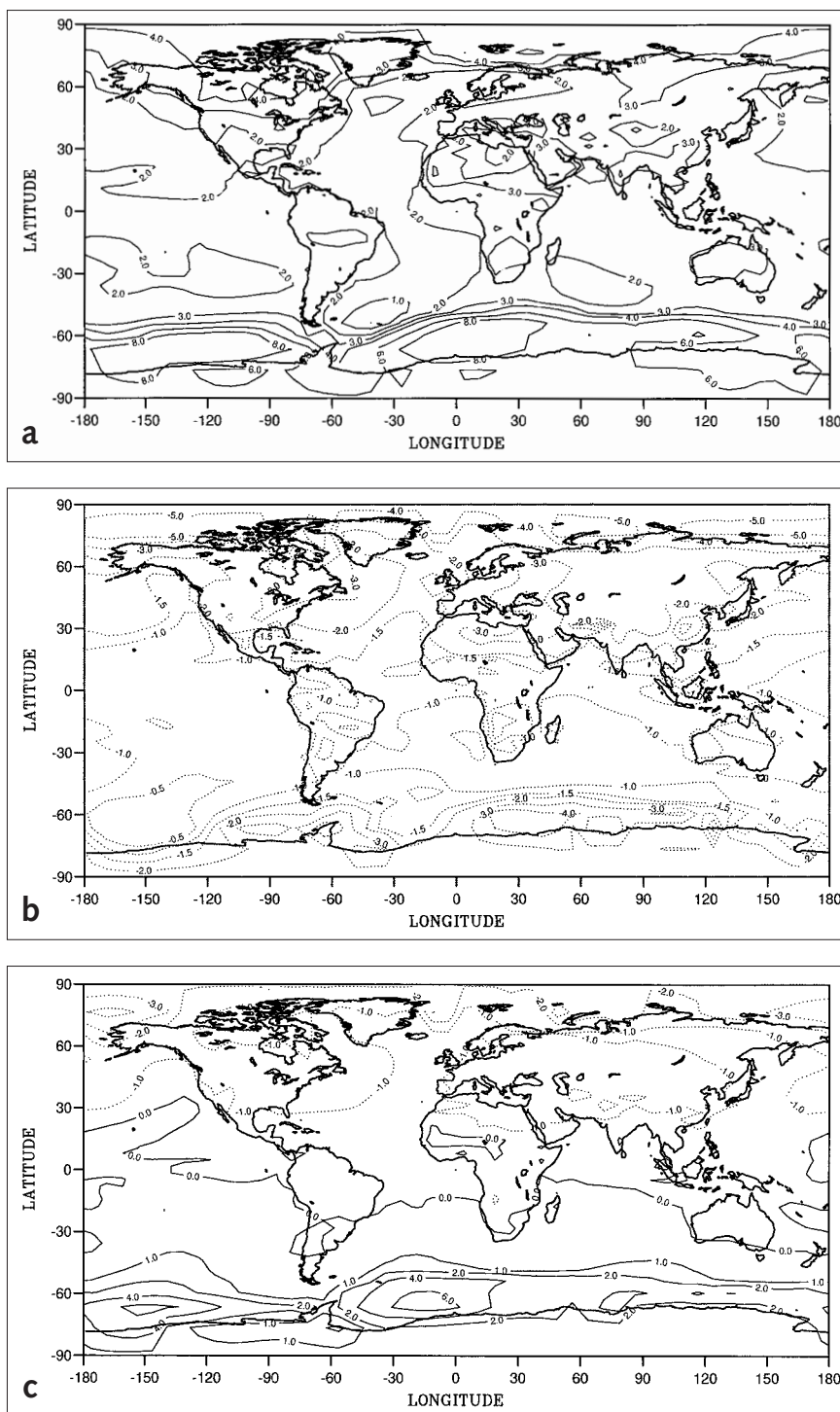
Figure 11 - Moyenne zonale (suivant les bandes de latitude) et annuelle de la taille des gouttelettes des nuages bas observés par satellite. Carré blanc : nuage maritime de l'hémisphère sud. Étoile : nuage maritime de l'hémisphère nord. Losange : nuage continental de l'hémisphère sud. Carré noir : nuage continental de l'hémisphère nord. (D'après les données de Han et al., 1994. Voir aussi Boucher, 1995b)

RÉPONSE CLIMATIQUE AUX FORÇAGES DES AÉROSOLS

Notre quête des « forçages radiatifs » des aérosols n'a de sens que dans la mesure où nous tentons par la suite de comprendre le changement climatique dont ces aérosols peuvent être responsables, c'est-à-dire la **réponse du climat** à une perturbation (radiative) donnée (IPCC, 1995). Nous avons vu que, contrairement aux forçages induits par les gaz à effet de serre, celui des aérosols est encore sujet à de nombreuses incertitudes. Il convient donc de rester extrêmement prudent sur les conclusions qui vont suivre. Pour apporter une réponse qualitative à cette question, nous avons réalisé une série de simulations avec le modèle de circulation générale développé au Laboratoire de météorologie dynamique (LMD), couplé avec un modèle simple d'océan qui tient compte au premier ordre du transport de chaleur. Outre une expérience dite de référence, nous avons réalisé trois autres expériences où les forçages du CO_2 et des aérosols souffrés entre l'époque préindustrielle et l'époque actuelle sont prescrits séparément, puis simultanément (Le Treut et al., 1995). Une fois l'équilibre du modèle atteint, nous pouvons déduire l'impact des aérosols et du CO_2 en opérant des différences entre les expériences. Les changements de température simulés sont reproduits sur la figure 12. La réponse du climat au forçage du CO_2 est conforme



Figure 12 - Changement de température (°C) simulé par le modèle de circulation générale en réponse a) au forçage du CO₂, b) aux forçages radiatifs direct et indirect des aérosols soufrés, c) aux forçages combinés des aérosols soufrés et du CO₂, depuis le début de la période industrielle. (Voir Le Treut et al., 1995)



à ce que l'on connaît déjà, même si l'amplification du réchauffement au pôle est encore mal comprise (figure 12a). De manière surprenante, le refroidissement induit par les aérosols n'est pas limité aux régions industrielles à l'image du forçage (figure 12b). L'augmentation des aérosols conduit au contraire à un refroidissement planétaire plus important aux hautes latitudes et sur les continents. La réponse du système climatique aux aérosols est donc planétaire autant que locale. C'est là le premier des enseignements de cette expérience. En revanche, la réponse du climat aux forçages combinés du CO₂ et des aérosols donne une image plus contrastée (figure 12c). L'hémisphère nord se refroidit, alors que l'hémisphère sud se réchauffe. Cette réponse hémisphérique, voire régionale, pourrait faciliter l'analyse des changements climatiques, par l'analyse des séries temporelles observées de température. Le système climatique ne répond donc pas de manière locale, ni de manière linéaire à un forçage externe.



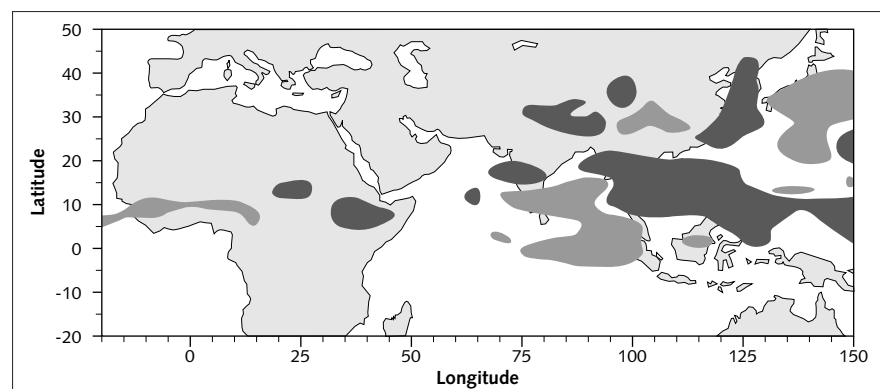
Bien sûr, ces simulations ne doivent pas être considérées comme étant réalistes ; ce n'est d'ailleurs pas leur but. Les autres gaz anthropiques à effet de serre (le méthane, le protoxyde d'azote, les CFC, mais aussi l'ozone troposphérique) ont été omis, et le forçage indirect des aérosols soufrés est probablement surestimé. Ainsi, le refroidissement généralisé de l'hémisphère nord est exagéré, même si les mesures indiquent une diminution de la température estivale dans certaines régions industrialisées (Engardt et Rodhe, 1993). Un autre élément troublant nous est donné par les mesures de l'amplitude du cycle diurne de température (Karl et al., 1993). Au-dessus des continents, les minima de température ont augmenté plus rapidement que les maxima. Ce fait tend à prouver qu'il existe un forçage avec une importante asymétrie entre le jour et la nuit. Les aérosols, qui produisent un forçage négatif la journée, nul ou légèrement positif la nuit, sont un candidat possible pour expliquer cette diminution de l'amplitude du cycle diurne de température.

Même si les aérosols semblent pouvoir masquer l'effet de réchauffement des gaz à effet de serre, il convient de rester très prudent. Les deux forçages (aérosols et gaz à effet de serre) ont des échelles de temps et d'espace différentes. La durée de vie des gaz à effet de serre est de plusieurs décennies, alors que celle des aérosols est de quelques jours. À long terme, le réchauffement dû aux gaz à effet de serre qui s'accumulent dans l'atmosphère l'emportera sur l'effet des aérosols dont la concentration reste proportionnelle aux émissions.

LE CAS DE LA MOUSSON D'ÉTÉ INDIENNE

Si les aérosols ont le pouvoir de modifier le climat de la planète au même titre que les gaz à effet de serre, pourquoi ne pourraient-ils pas modifier des climats régionaux comme la mousson d'été indienne ? Du renversement de la circulation atmosphérique entre régime d'hiver et régime d'été et de l'avènement des précipitations sur le sous-continent indien pendant l'été dépend l'agriculture de tout un pays, donc la vie de sa population. Nous avons par conséquent réalisé une deuxième série d'expériences, en mode forcé (c'est-à-dire sans réponse de l'océan), afin d'étudier l'influence des aérosols sur le déclenchement et l'intensité de la mousson d'été indienne. La variabilité interne du système climatique étant grande, il est nécessaire de procéder à des simulations d'ensemble où les expériences sont répétées avec les mêmes conditions aux limites, mais avec des états initiaux différents. Seule la moyenne de ces simulations aura une valeur statistique. Nous avons choisi de simuler deux années différentes, à savoir 1987 et 1988, car les moussons y sont très contrastées, bien documentées, et ont fait l'objet de nombreuses simulations. Les différences entre ces deux années proviennent principalement, mais pas exclusivement, des températures de surface de l'océan et de l'existence d'un événement El Niño en 1987, événement qui entraîne généralement une moins bonne mousson en déplaçant la zone d'ascendance située au-dessus de l'océan Pacifique vers l'ouest (Sadourny, 1995). Les expériences sont donc répétées avec et sans le forçage anthropique des aérosols, selon le même principe que pour les expériences précédentes, mais en considérant cette fois une estimation des concentrations d'aérosols pour les années 2050 et non pas les concentrations actuelles encore trop faibles pour laisser une signature. Pour ces expériences, seul l'effet direct des aérosols soufrés a été considéré, car l'effet indirect des aérosols introduit des interactions fortes entre les nuages et le rayonnement dont l'importance pour la mousson, bien que probable, n'en reste pas moins totalement inconnue. L'évolution temporelle des précipita-

Figure 13 - Changement de précipitations (mm/jour) simulé par le modèle en réponse au forçage radiatif direct des aérosols soufrés pendant les mois de juin, juillet et août. Pour faciliter la lecture, on n'a conservé ici que les zones avec changement supérieur à + 1 mm/jour (gris clair) et avec changement inférieur à - 1 mm/jour (gris foncé). Les concentrations d'aérosols utilisées proviennent du modèle Images (Pham et al., 1995) pour un scénario d'émissions des années 2050.



tions entre le début et la fin de la mousson indique que l'on ne peut imputer aux aérosols, ni un retard dans le déclenchement de la mousson, ni une diminution de son intensité, du moment où la région considérée est suffisamment grande. En revanche, nous observons un déplacement vers le sud d'une large bande de précipitations s'étalant sur le Sud de l'Inde, le golfe du Bengale et l'Indonésie (figure 13). Le fait que cette anomalie de précipitations, négative au nord et positive au sud, persiste aussi bien dans les simulations de 1987 que de 1988 semble indiquer qu'il s'agit bien là d'un effet réel. Ces expériences, dont on a une vision cohérente mais où les relations de cause à effet ne sont pas établies, sont en accord avec une autre étude menée par une équipe germano-indienne (Lal et al., 1995).

BILAN ET PERSPECTIVES

Nous sommes loin d'avoir abordé tous les problèmes liés aux effets climatiques des aérosols. D'autres types d'aérosols, comme nous l'avons vu en introduction, sont susceptibles de jouer un rôle aussi important que les aérosols soufrés. Les aérosols désertiques, quoique de taille plus grande, donc moins efficaces à diffuser la lumière, sont en abondance dans l'atmosphère. S'il s'avère que des sources anthropiques importantes existent, dues par exemple à un changement d'utilisation des sols, il y a là un effet climatique potentiellement très important. Par ailleurs, nous comprenons encore mal quel est l'effet de l'absorption des aérosols carbonés sur le forçage radiatif des aérosols. L'absorption du rayonnement solaire par les aérosols pourrait modifier le profil vertical des taux de chauffage atmosphérique et changer la réponse du climat que nous avons simulée ici.

Les aérosols apparaissent donc de plus en plus comme un élément clé de la compréhension du climat. Le réchauffement de la planète est inférieur aux prévisions des modèles de climat, ce qui suggérait encore récemment que les modèles exagéraient la réponse climatique à l'effet de serre. Si les aérosols ont effectivement masqué la manifestation initiale de l'effet de serre, les modèles prédisant le plus fort réchauffement ne sont plus les moins réalistes. Compte tenu de l'importance économique et politique des changements climatiques, les aérosols doivent impérativement être inclus dans les scénarios futurs du climat. Mais il faut d'abord privilégier leur étude en tant que tels, car c'est là le seul moyen de comprendre les mécanismes en jeu.

De nombreuses études, aussi bien expérimentales que de modélisation, seront nécessaires pour donner une réponse moins incertaine sur l'effet climatique des aérosols. Le besoin se fait sentir de simuler les propriétés des aérosols (concentration et composition) dans les modèles de circulation générale. Il nous faut en effet appréhender la variabilité des aérosols à l'échelle synoptique et abandonner la vision « climatologique » en vogue. Des campagnes de mesures, dédiées spécifiquement à la compréhension du rôle climatique des aérosols, auront lieu au-dessus de l'océan Atlantique (juin 1997) et au-dessus de l'océan Indien (janvier-avril 1999). Elles devraient permettre des avancées importantes dans les années à venir.

Enfin, les données satellitales, avec l'arrivée d'instruments plus perfectionnés comme Polder (analyse de la directivité et de la polarisation du rayonnement réfléchi, Deschamps et al., 1994) et l'utilisation prochaine, quoiqu'à plus longue échéance, de méthodes de télédétection active (comme le lidar) à bord de satellites, devraient faire progresser sensiblement notre compréhension du système global des aérosols.

Remerciements

Je suis reconnaissant aux personnes qui m'ont guidé dans ce travail de thèse et qui m'ont donné goût à la recherche en météorologie. J'aimerais remercier également toutes les personnes du Laboratoire de météorologie dynamique, et plus particulièrement ma femme, Marie. Mai Pham m'a gentiment fourni les cartes d'aérosols soufrés utilisées dans les simulations de la mousson d'été indienne.

BIBLIOGRAPHIE

Aitken J., 1880-1881 : On dust, fogs, and clouds. *Trans. Royal Soc. Edinburgh*, XXX, 337-368.

Aitken J., 1900 : On some nuclei of cloudy condensation. *Trans. Royal Soc. Edinburgh*, XXXIX, 15-25.

Aitken J., 1910-1911 : On some nuclei of cloudy condensation. *Proc. Royal Soc. Edinburgh*, XXXII, 478-498.



- Boucher O., 1995a : Étude de quelques interactions aérosols-nuage-rayonnement : modélisation et simulation avec un modèle de circulation générale. Thèse de l'université Paris 6.
- Boucher O., 1995b : GCM estimate of the indirect aerosol forcing using satellite-retrieved cloud effective droplet radii. *J. Climate*, 8, 1403-1409.
- Boucher O. et T. L. Anderson, 1995 : GCM assessment of the sensitivity of direct climate forcing by anthropogenic sulfate aerosols to aerosol size and chemistry. *J. Geophys. Res.*, 100, 26117-26134.
- Boucher O. et U. Lohmann, 1995 : The sulfate-CCN-cloud albedo effect: a sensitivity study using two general circulation models. *Tellus*, 47B, 281-300.
- Charlson R. J., J. E. Lovelock, M. O. Andreae et S. G. Warren, 1987 : Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate. *Nature*, 326, 655-661.
- Charlson R. J., S. E. Schwartz, J. M. Hales, R. D. Cess, J. A. Coakley, J. E. Hansen et D. J. Hofmann, 1992 : Climate forcing by anthropogenic aerosols. *Science*, 255, 423-430.
- Chylek P. et J. A. Coakley, 1974 : Aerosols and climate. *Science*, 183, 75-77.
- Deschamps P.-Y., F.-M. Bréon, M. Leroy, A. Podaire, A. Bricaud, J.-C. Buriez et G. Sèze, 1994 : The Polder mission: instrument characteristics and scientific objectives. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 32, 598-615.
- Dessens H., 1947 : Les noyaux de condensation de l'atmosphère, *La Météorologie* 4^e série, octobre-décembre 1947, 321-327.
- Engardt M. et H. Rodhe, 1993 : A comparison between patterns of temperature trends and sulfate aerosol pollution. *Geophys. Res. Lett.*, 20, 117-120.
- Han Q., W. B. Rossow et A. A. Lacis, 1994 : Near-global survey of effective droplet radii in liquid water clouds using ISCCP data. *J. Climate*, 7, 465-497.
- IPCC, 1995 : Climate Change, 1995. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the IPCC. J. T. Houghton, L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, K. Kattenberg et K. Marshall Eds., Cambridge University Press, Royaume-Uni.
- Karl T. R., P. D. Jones, R. W. Knight, G. Kukla, N. Plummer, V. Razuvayev, K. P. Gallo, J. Lindsey, R. J. Charlson et T. C. Peterson, 1993 : A new perspective on recent global warming: asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 74, 1007-1023.
- King M. D., S.-C. Tsay et S. Platnick, 1995 : In situ observations of the indirect effects of aerosols on clouds. Dans *Aerosol Forcing of Climate*, R. Charlson et J. Heintzenberg Eds., 227-248, John Wiley & Sons, New-York, États-Unis.
- Lal M., U. Cubasch, R. Voss et J. Waszkewitz, 1995 : Effect of transient increase in greenhouse gases and sulphate aerosols on monsoon climate. *Current Science*, 69, 752-763.
- Langner J., H. Rodhe, P. J. Crutzen et P. Zimmermann, 1992 : Anthropogenic influence of the distribution of tropospheric sulphate aerosol. *Nature*, 359, 712-716.
- Leitch W. R., G. A. Isaac, J. W. Strapp, C. M. Banic et H. A. Wiebe, 1992 : The relationship between cloud droplet number concentrations and anthropogenic pollution: observations and climatic implications. *J. Geophys. Res.*, 97, 2463-2474.
- Le Treut H., M. Forichon, O. Boucher et Z. X. Li, 1995 : Equilibrium climate response to CO₂ and sulfate aerosol forcings. Dans *Climate sensitivity to radiative perturbations: physical mechanisms and their validation*, 267-280. H. Le Treut Ed., NATO ASI Series I, vol. 34, Springer-Verlag, Heidelberg, Allemagne.
- Pham M., J.-F. Müller, G. Brasseur, C. Granier et G. Mégie, 1995 : A three-dimensional study of the tropospheric sulfur cycle. *J. Geophys. Res.*, 100, 26061-26092.
- Podzimek J., 1989 : John Aitken's contribution to atmospheric and aerosol science - One hundred years of condensation nuclei counting. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 70, 1538-1545.
- Pruppacher H. D. et J. D. Klett, 1978 : *Microphysics of clouds and precipitation*. D. Reidel, Hingham, États-Unis.
- Sadourny, R., 1995 : *Le Climat de la Terre*. Collection « Dominos », Flammarion, Paris.

**POUR
EN SAVOIR PLUS**



- Cachier-Rivault H., 1996 : Les aérosols carbonés. *Pour la Science*, Dossier hors-série (juin), 119-121.
- Charlson R. J. et T. M. J. Wigley, 1996 : Les émissions de soufre. *Pour la Science*, Dossier hors-série (juin), 112-118.
- Rapport de l'Académie des sciences, 1994 : *L'Effet de serre*. Académie des sciences, rapport n° 31.