

La stratosphère et sa pollution par les avions supersoniques

par Guy BRASSEUR

Ingénieur Civil A.I.Br.
Assistant à l'Institut d'Aéronomie
Spatiale de Belgique.

Conférence du mercredi 14 mars 1973

1. Introduction

Il y a un peu plus de dix ans, l'Europe a entrepris de modifier la destinée de l'aviation commerciale en mettant en œuvre un projet d'avion supersonique, le Concorde d'abord, le Tupolev 144 ensuite. Quelques années plus tard, en 1965, les Etats-Unis annonçaient la construction de leur « SST », le Boeing 2707. Depuis lors, bien des péripéties se sont produites et la plus importante d'entre elles fut certainement l'abandon — sans doute provisoire — de l'avion supersonique américain.

Parmi les raisons qui ont poussé le Sénat des Etats-Unis à refuser les crédits pour la construction du « SST », la vaste campagne anti-pollution a certainement joué un rôle majeur. L'opinion publique a d'ailleurs été mobilisée maintes fois au sujet du problème de l'avion supersonique et elle s'est fait une philosophie très peu nuancée de la question, devenue un cheval de bataille politique.

Malheureusement, bien des hommes de science se sont laissés entraîner vers des positions extrêmes. Les uns, adversaires résolus de l'avion supersonique prétendent que les réacteurs des avions produisent suffisamment d'oxydes d'azote et de vapeur d'eau pour détruire dans une proportion importante l'ozone stratosphérique qui protège les êtres vivants de la radiation ultraviolette. Les autres, partisans du Concorde ou du SST, affirment que les effets d'une éventuelle pollution sont totalement négligeables et qu'aucun problème réel ne se pose.

Enfin, à côté de ces positions extrêmes, certains spécialistes affirment que le problème doit être dépassionné et que c'est à la science d'établir en toute sérénité et indépendance s'il existe un danger réel de pollution.

Voilà pourquoi le département des Transports des Etats-Unis (D.O.T.) a mis en place un vaste programme

disposant de crédits importants (350 millions de francs belges par an); il s'agit du « Climatic Impact Assessment Program » (CIAP) dont l'objectif est d'estimer dès 1974 l'effet sur le climat des gaz éjectés par une flotte conventionnelle de 500 avions supersoniques volant dans la stratosphère. Les études entreprises sont vastes et diversifiées; elles comportent les domaines suivants : nature de la stratosphère naturelle et de l'éjection des moteurs d'avion, étude de la stratosphère et de la troposphère perturbée, effets physio-biologiques et botaniques, mesures économiques.

Un rapport final doit être remis au Congrès américain au cours de l'année 1974. Celui-ci envisagera alors l'éventualité d'une reprise du projet SST.

Plusieurs dizaines d'universités et de centres de recherches participent au CIAP. La plupart sont américains mais quelques-uns sont situés à l'étranger.

En Belgique, l'Institut d'Aéronomie Spatiale (IAS) a été invité à participer à ces travaux à la suite des études renommées entreprises, il y a plusieurs années déjà, par le Professeur Nicolet. C'est également en raison de l'autorité qu'il a acquise dans ce domaine que le Professeur Nicolet a été convié par la France à siéger dans le groupe institué à l'échelon ministériel pour étudier les conséquences des vols stratosphériques (le COVOS) et ainsi gérer et élargir le programme lancé depuis plusieurs années par l'Aérospatiale. En Grande-Bretagne, c'est le COMESA qui est chargé d'étudier ces problèmes.

Actuellement, les travaux menés à l'IAS portent à la fois sur l'établissement de modèles théoriques et à la mise en œuvre de mesures de constituants mineurs dans la stratosphère.

Dans ce qui suit, on tentera de dépassionner un problème très actuel et on se limitera donc à des considérations purement scientifiques ou techniques.

2. Caractères physiques de la stratosphère

La division de l'atmosphère terrestre en plusieurs couches est basée sur ses caractéristiques thermiques. Au-dessus du sol, la température décroît régulièrement pour atteindre une valeur minimale voisine de -55°C vers 8 km aux pôles et 15 km à l'équateur. Cette zone porte le nom de troposphère et sa limite supérieure celui de tropopause. Au-dessus de cette frontière, la température recroît lentement pour atteindre, vers 50 km, à la stratopause, un maximum de l'ordre de 0°C . Cette région de l'atmosphère à gradient de température positif est baptisée stratosphère. Il s'agit d'une zone très stable et le temps de résidence des particules qui y sont introduites, par exemple lors de l'explosion des bombes nucléaires, y est de l'ordre de 2 ans alors qu'il est réduit à 1 ou 2 mois dans la troposphère. Comme les avions supersoniques voleront à 17 km en ce qui concerne Concorde et à 20 km en ce qui concernait le SST américain, les problèmes de pollution se présentent sous un jour nouveau puisque les effluents introduits séjourneront plus longtemps que lorsqu'il s'agit d'avions de type classique volant dans la troposphère.

Les constituants minoritaires présents dans la stratosphère sont soumis à la fois aux mécanismes photochimiques et aux phénomènes de transport. Leurs distributions doivent être calculées à partir de l'équation de continuité

$$\frac{\partial n_i}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot \vec{\phi}_i = P_i - L_i \quad (1)$$

où n_i est la concentration du $i^{\text{ème}}$ constituant, P_i et L_i respectivement les taux de production et de perte et ϕ_i le flux dû au transport.

Si on traite le problème selon la seule dimension verticale et si, de plus, on envisage le cas stationnaire, l'équation devient simplement

$$\frac{d\phi_i}{dz} = P_i - L_i \quad (2)$$

Il faut encore ajouter une équation du mouvement qui décrit le mode de transport et relie donc le flux à la concentration. Dans la stratosphère, les mécanismes de diffusion moléculaire sont totalement négligeables mais à la suite du brassage continu de l'air, la diffusion est turbulente et le flux selon la verticale est donné par

$$\phi_i = -K \left[\frac{dn_i}{dz} + \frac{n_i}{H} + \frac{n_i}{T} \frac{dT}{dz} \right] \quad (3)$$

où T est la température, $H = \frac{kT}{mg}$ est la hauteur d'échelle atmosphérique (k = la constante de Boltzmann, m la masse moléculaire de l'air et g l'accélération due à la pesanteur) et K le coefficient de diffusion

turbulente qui doit être considéré comme un paramètre physique relié au temps moyen de résidence. Dans la troposphère sa valeur est de l'ordre de $2 \times 10^5 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ et dans la stratosphère probablement comprise entre 10^3 et $10^4 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$.

Dans les modèles atmosphériques, on doit adopter, en vertu des incertitudes sur K , plusieurs valeurs de la diffusivité. La figure 1 montre l'allure de deux profils adoptés dans les calculs, K_{\min} et K_{\max} , et qui semblent représenter des valeurs extrêmes acceptables:

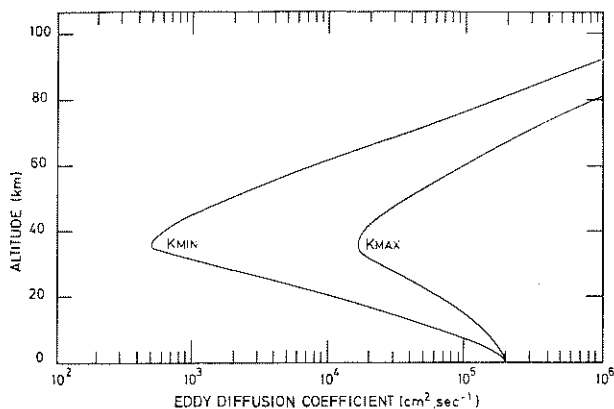


Fig. 1. — Profils du coefficient de diffusion turbulente dans l'atmosphère. Pour tenir compte des variations avec la latitude et les saisons, deux valeurs extrêmes K_{\min} et K_{\max} sont adoptées.

Les constituants minoritaires sont très nombreux dans la stratosphère. Parmi eux, c'est certainement l'ozone qui joue le rôle le plus important, d'une part parce qu'il détermine fortement la concentration des autres constituants et d'autre part parce qu'il constitue une protection contre le rayonnement ultraviolet abiotique. Bien qu'en faible proportion (il ne représente que la millionième partie des gaz de la stratosphère), l'ozone empêche une partie du rayonnement U-V d'atteindre le sol et maintient ainsi la vie possible sur terre. Comme les supersoniques voleront là où la majeure partie de l'ozone est présente, une étude très précise de la photochimie stratosphérique doit être menée. Il est bien rare que des études théoriques aient des conséquences aussi lourdes et aussi immédiates pour l'industrie et l'économie.

Les autres constituants jouent également un rôle important pour la compréhension des mécanismes stratosphériques. On verra dans la suite combien les nombreuses réactions sont interdépendantes et donc complexes à étudier. De plus, des études quantitatives ne seront possibles que par la connaissance des vitesses de réaction qui seront mesurées au laboratoire.

Dans une étude complète de la stratosphère, il est essentiel d'envisager également le problème des

aérosols. En effet, la présence d'avions volant à haute altitude pourrait perturber dans une certaine mesure la couche de fines poussières située vers 20 km d'altitude et découverte vers les années 60 par Ch. Junge: La balance thermique de l'atmosphère s'en trouverait modifiée et on pourrait s'attendre à une variation de la température moyenne au sol de quelques dixièmes de degrés. Les effets sur les conditions de vie dans les villes ou sur l'agriculture devraient alors être estimés. Nous n'aborderons cependant pas cette question ici.

3. Photochimie de la stratosphère

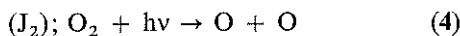
3.1. L'ozone

Des mesures d'ozone sont effectuées de manière systématique depuis de nombreuses années. Elles ont permis d'établir l'existence d'une variation importante de la quantité d'ozone avec la latitude et la saison. On constate en effet — et les mesures réalisées par les satellites Nimbus l'ont confirmé — qu'il y a, *grosso modo*, deux fois plus d'ozone à haute latitude qu'à l'équateur. Ce phénomène paraît paradoxal puisque l'ozone est essentiellement formé dans les régions équatoriales. C'est donc certainement la circulation générale au sein de l'atmosphère qui amène l'ozone vers les régions polaires d'où il s'échappe difficilement. Ceci montre à quel point le problème de l'ozone atmosphérique est difficile à étudier puisque la détermination de sa concentration fait appel d'une part à la photochimie atmosphérique et d'autre part aux mécanismes encore mal connus de la météorologie stratosphérique. Une simulation complète du problème, dans un modèle à trois dimensions, n'a pas encore pu être réalisé avec succès, même avec les ordinateurs les plus puissants. Des travaux sont cependant en cours.

Les variations saisonnières sont également une caractéristique de l'ozone atmosphérique. Elles sont plus prononcées au fur et à mesure que l'on se rapproche des pôles comme en témoigne la figure 2.

Il n'est pas encore possible de dire avec certitude s'il existe un cycle d'ozone s'étendant sur plus d'une année et, en particulier, si la quantité d'ozone est corrélée avec le cycle d'activité solaire de 11 ans.

Dès 1930, l'établissement d'une théorie photochimique de l'ozone a préoccupé S. Chapman qui a montré que la formation de la molécule O₃ n'était possible que par une dissociation préalable de l'oxygène moléculaire O₂



par le rayonnement ultraviolet de longueur d'onde inférieure à 242 nm. Cette limite correspond à l'énergie minimale nécessaire pour briser la molécule O₂. Le taux T de photodissociation est proportionnel à la

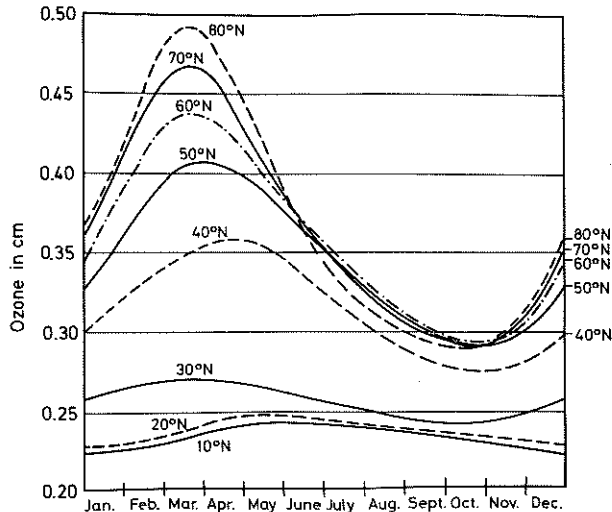


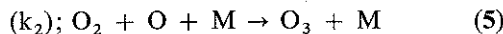
Fig. 2. — Variation avec la latitude et les saisons de la quantité totale d'ozone. Les valeurs sont exprimées en cm STP et représentent la hauteur de la colonne d'ozone si l'ensemble du gaz était placé à l'altitude 0 dans les conditions normales de température et de pression.

concentration des molécules d'oxygène, $n(O_2)$, au flux de photons provenant du Soleil, $q(\lambda)$, et à la section efficace de dissociation σ_{O_2} qui peut être assimilée à la section efficace d'absorption de la radiation solaire. En réalisant une sommation sur le spectre ($\lambda_1 - \lambda_2$) qui doit être pris en considération, on a

$$T = n(O_2) \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \sigma_{O_2}(\lambda) q(\lambda) d\lambda = n(O_2) J_2$$

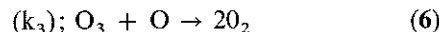
On définit de la sorte le coefficient de photodissociation J_2 exprimé en s^{-1} .

Les atomes d'oxygène formés par la réaction (4) réagissent, en présence d'un troisième corps M, avec l'oxygène moléculaire pour former la molécule d'ozone :

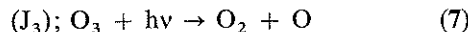


avec une vitesse qui est donnée par la constante de réaction k_2 qui dépend de la température.

L'ozone est détruit par la réaction



ou par photodissociation directe



Si on tient compte des quatre mécanismes qui viennent d'être décrits, l'équation de continuité s'écrit, lorsqu'on envisage des conditions stationnaires et lorsqu'on néglige le transport,

$$n^*(O_3) = \left[\frac{k_2}{k_3} n(M) n^2(O_2) \frac{J_2}{J_3} \right]^{1/2} \quad (8)$$

Lorsqu'on traite les équations de manière approfondie, on montre que le temps pour atteindre 50 % de la valeur d'équilibre donnée par (8) est court dans la stratosphère supérieure mais s'accroît fortement lorsqu'on se rapproche du sol. L'équation (8) ne peut donc être utilisée dans la stratosphère inférieure où les mécanismes de transport jouent un rôle primordial.

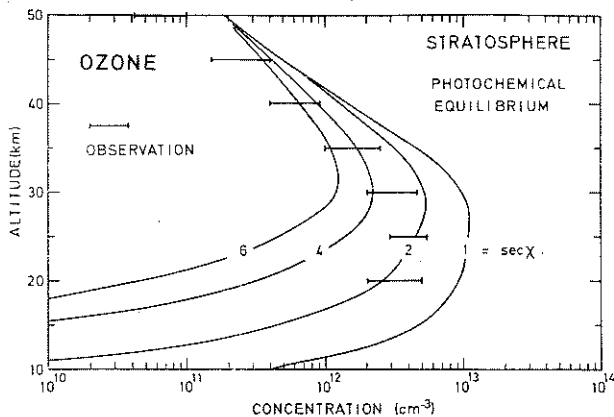
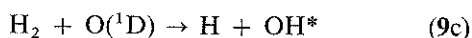
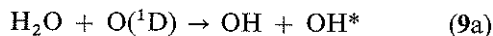


Fig. 3. — Distribution de l'ozone stratosphérique calculée dans les conditions d'équilibre photochimique pour différentes valeurs de l'angle zénithal χ du soleil. Ce modèle n'explique pas l'observation à basse altitude.

La théorie de Chapman indique la présence d'un maximum de la concentration d'ozone dans la stratosphère moyenne (fig. 3). Mais elle n'explique plus sa distribution dans la stratosphère supérieure et dans la mésosphère où il faut faire appel à la théorie établie par Bates et Nicolet. D'autres réactions qui font intervenir les composés d'hydrogène doivent en effet être introduites. Enfin, dans la stratosphère inférieure, les composés d'azote doivent être pris en considération.

3.2. L'atmosphère d'oxygène-hydrogène

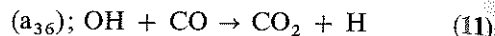
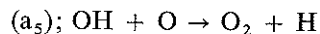
Au-dessus de la stratopause, il faut introduire l'effet des radicaux hydroxyle OH et hydroperoxyde HO₂. Le premier constituant est formé dans la stratosphère par la dissociation de la vapeur d'eau, du méthane et de l'hydrogène moléculaire par l'oxygène atomique dans son état électronique excité ¹D.



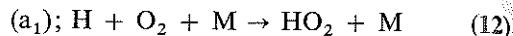
A côté de ces mécanismes de production, il faut ajouter plusieurs réactions où interviennent HO₂, H et OH et qui constituent des cycles maintenant ces radicaux en équilibre mutuel. La chimie de l'atmosphère d'oxygène-hydrogène est donc excessive-

ment complexe et il faut se limiter ici à quelques réactions importantes :

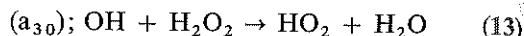
— Formation de H et destruction de OH



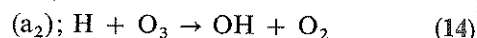
— Formation de HO₂ et destruction de H



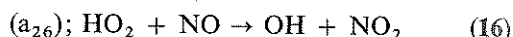
— Formation de HO₂ et destruction de OH



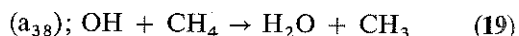
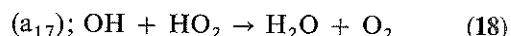
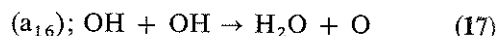
— Formation de OH et destruction de H (processus Bates-Nicolet)



— Formation de OH et destruction de HO₂



A côté de ces mécanismes cycliques interviennent des réactions qui reforment de la vapeur d'eau et qui constituent donc des pertes réelles de OH et HO₂:



Dans une étude plus détaillée, il faut faire intervenir l'acide nitrique (voir 3.3.) qui contribue à la fois à une formation et une destruction de OH. Le cycle des composés hydrogénés représenté à la figure 4 montre qu'il n'est pas possible d'expliquer l'atmosphère d'oxygène-hydrogène sans faire intervenir les composés d'azote et de carbone. Comme, d'autre part, plusieurs constantes cinétiques (a₅ et a₇ par ex.) n'ont pas été mesurées au laboratoire avec une précision suffisante, il est actuellement impossible de déterminer avec

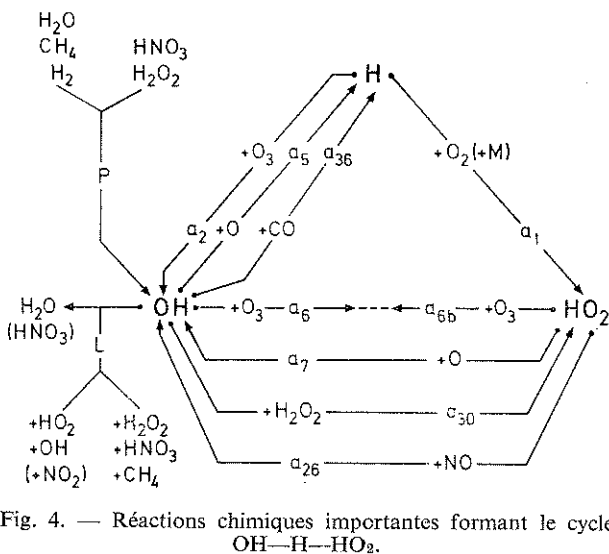
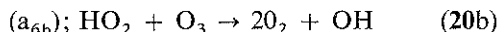
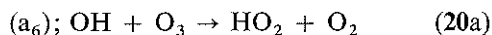


Fig. 4. — Réactions chimiques importantes formant le cycle OH—H—HO₂.

précision le profil de OH et donc des nombreux constituants qui en dépendent directement. On est astreint actuellement à formuler des hypothèses de travail quant à la valeur du rapport $n(\text{OH})/n(\text{HO}_2)$ qui joue un rôle important dans la détermination du profil des hydroxyles en adoptant les valeurs extrêmes de 1 et 1/9.

Il faut noter qu'en raison de l'équilibre qui existe entre O et O₃, les réactions (a₅) et (a₇) constituent aussi des pertes indirectes d'ozone. La réaction (a₂) représente, elle, une perte directe. Les réactions



si elles sont suffisamment rapides, joueront un rôle important dans la destruction de l'ozone; mais leur vitesse reste insuffisamment connue.

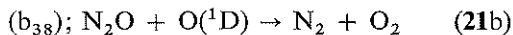
En conclusion, on constate que la vapeur d'eau, après avoir subi une chaîne complexe, contribue à réduire la quantité d'ozone mais, en raison de données imprécises sur les vitesses de réactions, il est difficile d'en estimer l'effet quantitatif. Cependant, le calcul montre que l'action directe des composés hydrogénés sur l'ozone n'est appréciable que dans la stratosphère supérieure et au-delà. Mais, comme on le montrera dans le paragraphe suivant, le radical OH interviendra dans la chimie des oxydes d'azote et sa distribution devra être connue jusqu'à la tropopause.

3.3. L'atmosphère d'oxygène-hydrogène-azote

On croyait jusqu'il y a peu que la présence d'oxydes d'azote dans la stratosphère était directement liée aux molécules de NO formées au-dessus de 100 km d'altitude et diffusant vers la stratosphère. En 1970, Nicolet a montré qu'il existait une production d'oxyde d'azote au sein même de la stratosphère due à la dissociation de la molécule d'hémioxyde d'azote N₂O par l'oxygène atomique dans son état excité ¹D.



associée à

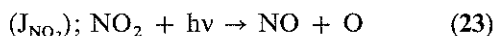


L'hémioxyde d'azote est produit par les bactéries dans les sols et diffuse au travers de l'atmosphère où il est progressivement détruit par photodissociation et par les réactions (21), si l'atmosphère est ensoleillée.

Le monoxyde d'azote produit par (21a) réagit avec l'ozone pour former du dioxyde d'azote NO₂



Celui-ci est photodissocié par le rayonnement solaire



ou détruit par l'oxygène atomique



Dans les deux cas, il y a reformation de NO. Ce cycle catalytique ne détruit donc pas l'ensemble des oxydes d'azote mais, par contre, attaque l'ozone et l'oxygène atomique. Ce sont ces mécanismes (fig. 5) qui ont incité Crutzen et Johnston à prétendre que la couche d'ozone serait considérablement réduite par les oxydes d'azote introduits par les avions supersoniques et sans cesse régénérés par le cycle qui vient d'être décrit.

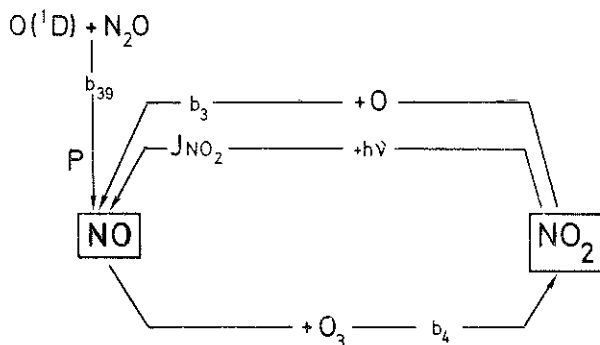
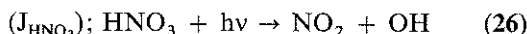


Fig. 5. — Cycle catalytique NO—NO₂.

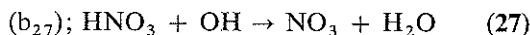
Le problème ne peut cependant être formulé d'une manière aussi simple. Il faut, en effet, considérer l'effet des radicaux hydroxyles qui permettent une formation d'acide nitrique.



Celui-ci peut être photodissocié par la radiation ultraviolette du soleil



ou, en présence de OH, former du trioxyde d'azote



Ce dernier constituant suit alors une chaîne de réactions complexes qui le ramène en NO ou NO₂.

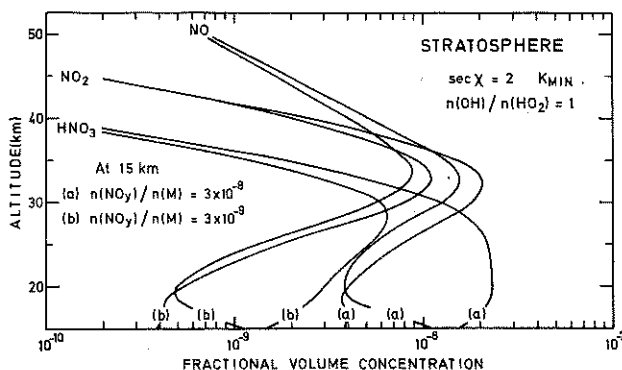


Fig. 5 bis. — Exemple des distributions de NO, NO₂ et HNO₃ dans la stratosphère. Le rapport volumique de ces constituants est représenté pour deux valeurs (3 × 10⁻⁸ et 3 × 10⁻⁹) des conditions limites de NO_y = NO + NO₂ + HNO₃ à 15 km. Dans la stratosphère inférieure, l'acide nitrique joue un rôle important tandis qu'à la stratopause NO domine nettement.

L'introduction d'acide nitrique ne nous permet donc pas d'envisager un mécanisme direct de perte des oxydes d'azote. Cependant, HNO_3 diffuse vers le bas et pénètre dans la troposphère puis, au sein de la pluie atteint le sol où il est transformé en nitrates. Ce mécanisme constitue donc une perte indirecte de NO et NO_2 et permet donc un nettoyage des polluants introduits dans la stratosphère.

3.4. L'équation globale de l'ozone

Lorsqu'on fait intervenir les différents mécanismes aéronomiques qui viennent d'être décrits, l'équation de continuité de l'ozone s'écrit

$$\begin{aligned} \frac{\partial n(\text{O}_3)}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot \vec{\phi}(\text{O}_3) + n(\text{O}_3) \left\{ a_2 n(\text{H}) + a_6 n(\text{OH}) \right. \\ \left. + a_{6b} n(\text{HO}_2) + \frac{J_3}{k_2 n(\text{M}) n(\text{O}_2)} \left[2 k_3 n(\text{O}_3) \right. \right. \\ \left. \left. + a_5 n(\text{OH}) + a_7 n(\text{HO}_2) + 2b_3 n(\text{NO}_2) \right] \right\} \\ = 2 J_2 n(\text{O}_2). \end{aligned} \quad (28)$$

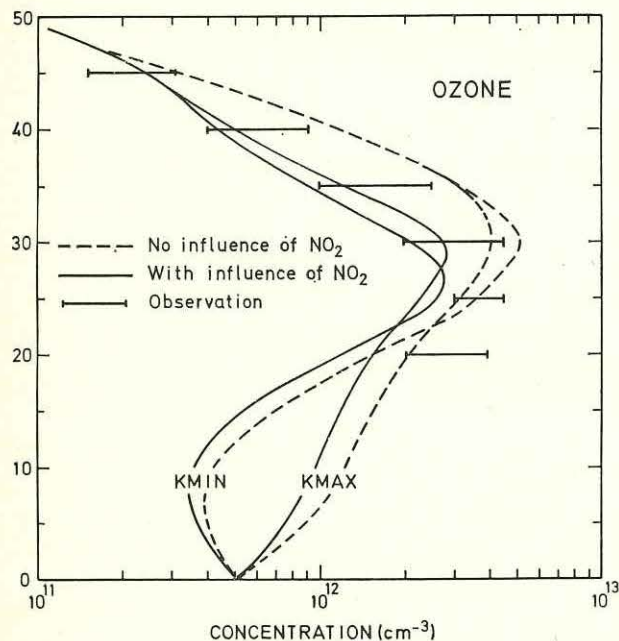


Fig. 6. — Distribution de l'ozone stratosphérique calculée dans un modèle faisant intervenir le transport (K_{min} et K_{max}) et pour des conditions stationnaires (soleil 30° au-dessus de l'horizon). L'influence des oxydes d'azote y est indiquée. Les courbes sont comparées aux observations moyennes de la concentration d'ozone.

La distribution d'ozone trouvée en résolvant cette équation est représentée à la figure 6. On a supposé un modèle unidimensionnel et stationnaire. L'effet des oxydes d'azote est estimé dans le cas d'une atmosphère naturelle. La figure 6 met clairement en évidence lorsqu'on la compare à la figure 3, l'effet du transport dans la stratosphère inférieure et la troposphère. Cependant, il n'est pas possible dans un tel calcul de mettre en évidence les variations avec la latitude et l'effet du transport horizontal. Un modèle à deux ou trois dimensions comble cette lacune.

4. Mesure des constituants minoritaires

Parallèlement à l'élaboration de modèles mathématiques, la détermination expérimentale des distributions de constituants minoritaires est d'un grand intérêt. Plusieurs méthodes de mesure sont possibles. Elles dépendent dans bien des cas des propriétés physico-chimiques de la molécule dont on désire estimer la concentration.

Lorsqu'on veut connaître la quantité totale d'ozone dans une colonne verticale de surface unitaire, on peut faire usage de la méthode proposée vers 1930 par Dobson. Dans la région spectrale des bandes de Huggins de l'ozone (300-350 nm), la radiation solaire est absorbée par la molécule O_3 notamment mais elle atteint la surface terrestre avec une intensité suffisante que pour être détectée et mesurée. Le flux solaire varie avec l'angle zénithal du soleil et la longueur d'onde du rayonnement. Grâce à la connaissance des coefficients d'absorption mesurés au laboratoire, il est possible de déterminer la valeur Ω de la colonne d'ozone. En effet, si $F(\lambda)$ représente le flux solaire intégré sur un petit intervalle de longueur d'onde centré autour de λ , entre les altitudes z et $z + dz$, la variation relative du flux absorbé par l'ozone, diffusé par les molécules et les aérosols s'écrit

$$\begin{aligned} -\frac{dF(\lambda)}{F(\lambda)} = \sigma_{\text{O}_3}(\lambda) n(\text{O}_3) \sec \chi dz + K(\lambda) n(\text{M}) \sec \chi dz \\ + \delta_z \sec \chi dz \end{aligned} \quad (29)$$

où $\sigma_{\text{O}_3}(\lambda)$ est la section efficace de l'ozone, $K(\lambda)$ le coefficient de scattering moléculaire proportionnel à λ^{-4} , δ_z le coefficient de scattering des poussières atmosphériques, supposé indépendant de λ et χ l'angle zénithal du soleil.

Après intégration de l'équation entre 0 et l'infini réalisée pour deux longueurs d'onde distinctes, λ_1 et λ_2 , la quantité totale d'ozone vaut

$$\Omega = \frac{\ln [F_\infty(\lambda_1)/F_\infty(\lambda_2)] - \ln [F(\lambda_1)/F(\lambda_2)] - m [K(\lambda_1) - K(\lambda_2)]}{\sec \chi \cdot [\sigma(\lambda_1) - \sigma(\lambda_2)]} \quad (30)$$

où $m = \int_0^{\infty} n(M) \sec \chi \, dz$ est la masse d'air, $F_{\infty}(\lambda)$

le flux au sommet de l'atmosphère déterminé une fois pour toutes et $F(\lambda)$ le flux au sol mesuré par l'appareil de Dobson.

Cette méthode nécessite des précautions expérimentales particulières sur lesquelles il n'est pas possible de s'étendre ici.

Lorsqu'il s'agit de mesurer la distribution verticale de l'ozone, il existe des méthodes différentes.

Dans la méthode « umkehr » introduite par Götz, on mesure le rapport de la lumière diffusée I au zénith pour deux longueurs d'onde λ_1 et λ_2 . Ce rapport qui doit être mesuré lorsque le soleil se rapproche de l'horizon ($\chi > 70^\circ$) dépend, en effet, d'une manière compliquée de la distribution verticale de l'ozone. On constate à l'examen de la figure 7 que le rapport $I(\lambda_1)/I(\lambda_2)$ s'inverse pour un angle zénithal généralement de l'ordre de 85° . C'est la raison pour laquelle la méthode a été baptisée umkehr.

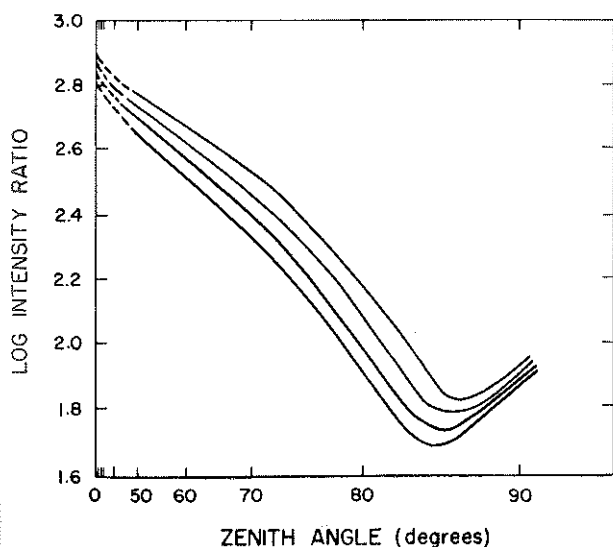
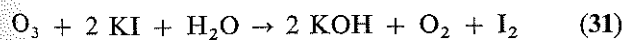


Fig. 7. — Rapport des intensités I mesurées pour deux longueurs d'ondes λ_1 et λ_2 en fonction de l'angle zénithal du soleil, mesuré par la méthode umkehr. Les différentes courbes se rapportent à des distributions différentes de l'ozone.

Une méthode chimique consiste à faire réagir l'ozone atmosphérique avec de l'iodure de potassium en solution



Deux électrodes placées dans la cellule de réaction ne sont parcourues par un courant que lorsque l'iode I_2 est formé et on peut alors estimer la concentration de l'ozone. La sonde de mesure est placée sous un ballon qui traverse les couches successives d'une partie de l'atmosphère.

Les méthodes optiques sont utilisées non seulement pour la détection de l'ozone mais, de manière générale, pour déterminer la distribution d'un grand nombre de constituants minoritaires. C'est ainsi que, récemment, l'Institut d'Aéronomie Spatiale a déterminé un profil de la concentration du méthane dans la stratosphère inférieure et a mesuré pour la première fois, la distribution des oxydes d'azote entre 12 et 30 km environ. Les mesures consistent à relever des spectres d'absorption dans une partie du domaine infrarouge où les molécules possèdent des bandes de vibration-rotation facilement détectables. Les spectres observés sont alors analysés et comparés à des spectres synthétiques calculés à partir de la connaissance de la position et de l'intensité des raies mesurées au laboratoire. Ces spectres sont établis pour différentes valeurs de la concentration totale des molécules rencontrées par des rayons solaires sur leur chemin optique.

L'atmosphère est alors divisée en un certain nombre de couches au sein desquelles il est, par exemple, supposé une concentration constante. Le spectrographe placé à bord de la nacelle d'un ballon pointe sa fente d'entrée vers le disque solaire pendant que celui-ci descend vers l'horizon. Les rayons solaires traversent donc des couches atmosphériques de plus en plus denses et l'absorption s'accroît au fur et à mesure que la distance zénithale augmente (fig. 8). Par dérivation, il est alors théoriquement possible de trouver un profil de la concentration.

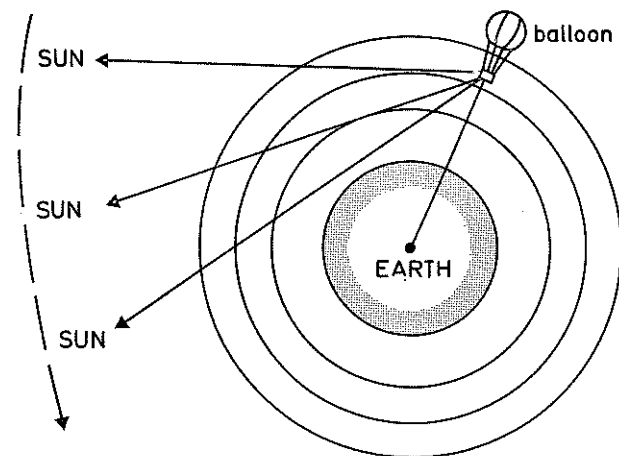


Fig. 8. — Mesure par ballon stratosphérique de l'absorption du rayonnement solaire au travers des couches de l'atmosphère. Des spectres obtenus, on peut déduire la distribution de plusieurs constituants mineurs.

Les ballons stratosphériques n'ont pu être construits que grâce à l'avènement des matières plastiques. Leur volume est très élevé puisqu'il peut atteindre jusqu'à 1 000 000 m³. Ils sont généralement gonflés à l'hydrogène ou, comme c'est obligatoirement le cas aux Etats-Unis, à l'hélium. Leur force ascensionnelle est donc très élevée, ce qui leur permet de soulever dans certains cas une charge de plusieurs tonnes jusque dans la stratosphère.

La radiation ultraviolette est également utilisée pour certaines méthodes optiques. C'est notamment le cas pour les mesures d'ozone par la sonde, à présent très répandue, de Paetzold. Cette sonde fonctionne dans les régions de 310 nm où l'ozone absorbe et vers 375 nm où il est sans influence. La pression atmosphérique est également mesurée. Toutes ces données sont alors transmises de la nacelle vers le sol sous forme de code, et, après une réduction assez compliquée, fournissent une mesure de la distribution de l'ozone:

5. Pénétration du rayonnement solaire U.V. dans la stratosphère

L'étude de l'absorption du rayonnement solaire revêt une importance primordiale pour la compréhension des phénomènes aéronomiques et, en particulier, dans l'étude des mécanismes photochimiques de la stratosphère. C'est la radiation ultraviolette qui joue le premier rôle puisque c'est elle qui est responsable des mécanismes de photodissociation. De plus, dans le problème particulier qui nous occupe, une étude de la dosimétrie U.V. est importante. La radiation infra-rouge joue un rôle important dans le bilan thermique de l'atmosphère terrestre mais cette question ne sera pas envisagée ici.

Dans le domaine ultraviolet situé au-dessus de la raie Lyman α de l'hydrogène (121 nm), l'absorption de la radiation solaire est due à la présence de l'oxygène moléculaire dont l'action est efficace pour des longueurs d'onde inférieures à 242 nm et de l'ozone qui agit jusque dans le domaine visible. Il faut encore tenir compte de la diffusion moléculaire (scattering) et de l'effet des aérosols qui réduisent l'intensité du rayonnement.

Si $q_0(\lambda)$ représente le flux solaire de longueur d'onde λ au sommet de l'atmosphère, le flux à l'altitude z est donné par la loi de Beer-Lambert

$$q_z(\lambda) = q_0(\lambda) e^{-\tau_z(\lambda)} \quad (32)$$

où $\tau_z(\lambda)$ est l'épaisseur optique donnée par

$$\tau_z(\lambda) = \int_z^\infty \sigma(O_2) n(O_2) dh + \sigma(O_3) \int_z^\infty n(O_3) dh + \tau(\text{scattering}) + \tau(\text{aérosols}) \quad (33)$$

si $\sigma(O_2)$ et $\sigma(O_3)$ sont respectivement les sections efficaces d'absorption de l'oxygène moléculaire et de l'ozone.

La section efficace de l'oxygène moléculaire a été étudiée au laboratoire par de nombreux auteurs. Elle présente des caractéristiques très variables selon le domaine spectral considéré. Dans une région du spectre, $\sigma(O_2)$ dépend fortement de la température (et donc de l'altitude) et doit être inclus sous le signe intégral dans la relation (33).

L'ozone absorbe de manière importante entre 200 et 300 nm dans une région spectrale qui porte le nom

de Hartley. Avec une section efficace de l'ordre de 10^{-17} cm^2 à 250 nm, la quantité d'ozone présente dans l'atmosphère est suffisante pour arrêter la quasi totalité du rayonnement solaire de cette longueur d'onde. Au-delà de 300 nm, la section efficace de l'ozone présente un système de bandes (de Huggins) et l'atmosphère devient semi-transparente. La figure 9 montre l'épaisseur optique au sol sous l'effet de l'ozone et de la diffusion moléculaire. Au-dessous de 310 nm, l'absorption due à l'ozone est prépondérante mais au-dessus de cette limite, celle-ci devient négligeable. La figure 10 donne l'allure du spectre solaire aux alentours de 300 nm pour différentes conditions.

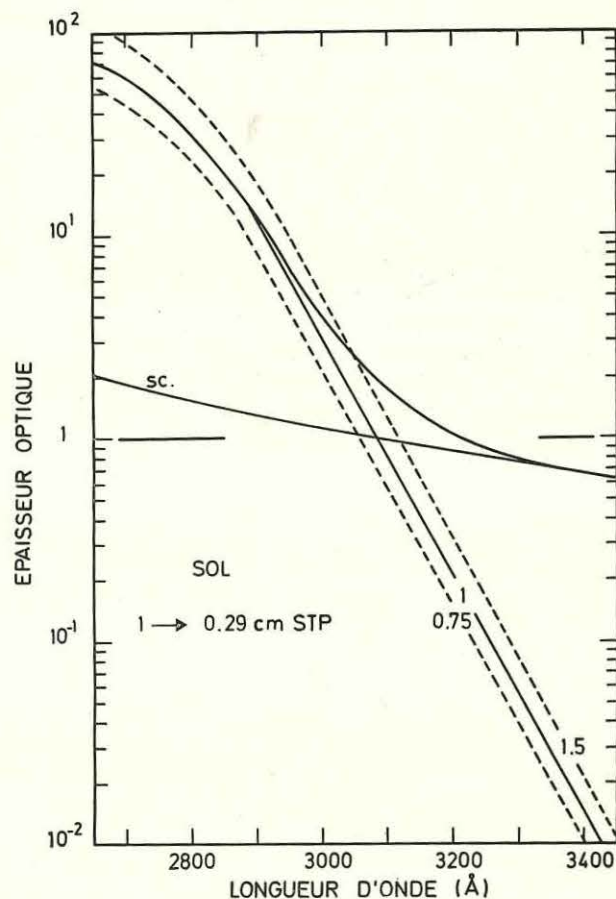


Fig. 9. — Epaisseur optique au sol pour différentes valeurs de la colonne d'ozone et en tenant compte du scattering moléculaire.

6. Action de la radiation ultra-violette sur les êtres vivants

On sait que la peau de l'homme est sensible à la radiation ultraviolette du soleil. Une étude de Urbach (1969) montre que cette sensibilité est particulière pour des longueurs d'onde du rayonnement comprise entre 290 et 305 nm avec un maximum qui se situe vers 295 nm. A cette dernière longueur d'onde, la radiation solaire qui atteint le sol est pratiquement inexistante. Le véritable spectre d'« action biologique » sera donc

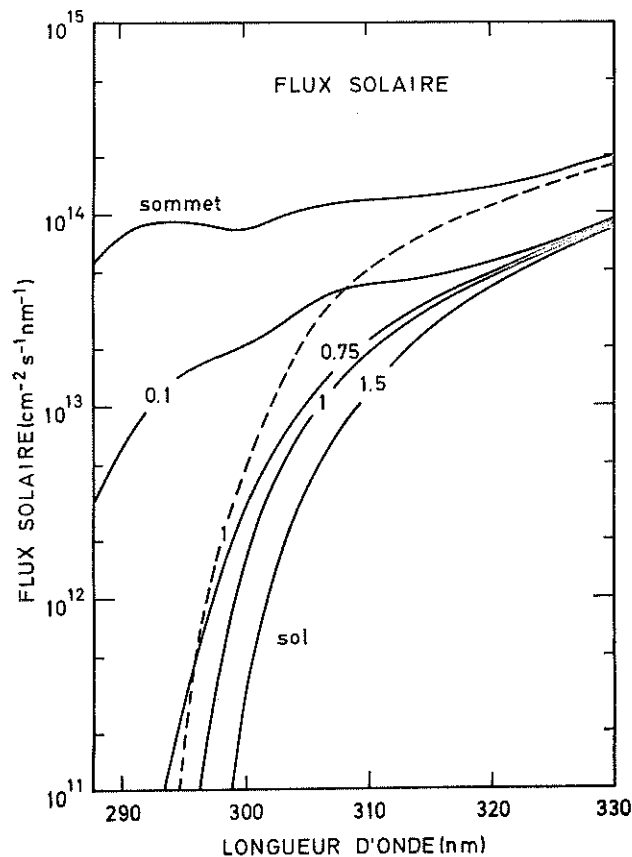


Fig. 10. — Flux solaire au sommet de l'atmosphère et au sol pour différentes valeurs de la colonne d'ozone et en tenant compte du scattering moléculaire. La courbe 1 suppose une quantité d'ozone de 0.29 cm STP (latitudes moyennes); les autres courbes supposent cette valeur multipliée par 0.1, 0.75 et 1.5. La courbe pointillée est calculée en négligeant le scattering. Les spectres ont été lissés par intervalle de 50 Å.

donné par le produit des courbes de sensibilité érythémale par celles du flux solaire mesuré au sol. La figure 11 montre ce spectre d'action biologique pour différentes valeurs de la quantité d'ozone. On constate qu'une diminution de l'ozone a pour effet de déplacer le maximum de la courbe vers des longueurs d'onde plus petites. La courbe (1) correspond à une quantité d'ozone observée aux latitudes moyennes tandis que la courbe (1.5) calculée avec 50 % d'ozone en supplément, se rapporte aux conditions rencontrées dans les régions polaires; enfin la courbe (0.75) simule les conditions observées dans les régions équatoriales.

Il a été suggéré par différents auteurs que l'augmentation du nombre de cancers de la peau observés lorsqu'on se rapproche de l'équateur pourrait être dû à la fois à une élévation moyenne du soleil plus grande et à une diminution de la quantité totale d'ozone. On a par exemple calculé (de Luisi, NCAR) qu'une diminution de 1 % d'ozone engendrerait au sol une augmentation de la radiation solaire de 6 à 10 % à 295 nm, de 2 % environ à 305 nm et de moins de 0.5 à 320 nm.

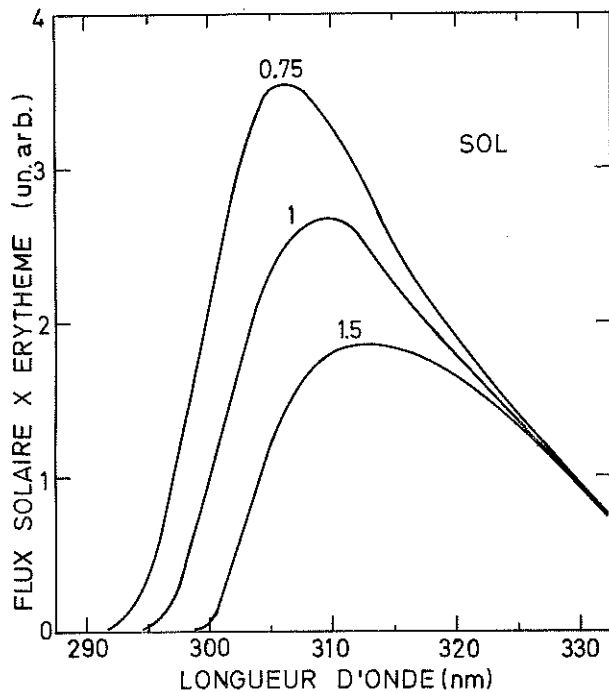


Fig. 11. — Spectre d'action biologique pour différentes valeurs de la colonne d'ozone. Le maximum de la courbe se déplace vers les plus petites longueurs d'onde lorsque la quantité d'ozone diminue.

L'effet de la lumière sur les être vivants est la conséquence de l'absorption de certaines longueurs d'onde par des molécules spécifiques présentes dans les cellules et leur altération photochimique qui en découle.

L'ADN, par exemple, absorbe l'ultraviolet mais est transparente pour le rayonnement visible. Si une des molécules d'ADN est touchée par une dose trop forte d'U.V., le fonctionnement de la cellule s'en trouve marqué. L'absorption d'un photon U.V. fait passer la molécule d'ADN dans un état électronique plus élevé. Cette énergie est dissipée rapidement sous forme de chaleur (fluorescence) ou de lumière (phosphorescence). Elle peut être également transférée à d'autres molécules par collision et des modifications chimiques peuvent alors transformer la structure cellulaire de manière importante.

La sensibilité des cellules vivantes dépend donc de leur capacité à réparer les dommages subis par l'ADN au cours de son altération par l'ultraviolet.

Parmi les effets globaux de l'U.V. sur la vie, certains sont bénéfiques : d'une part, cette radiation détruit les bactéries et les virus; d'autre part, elle transforme la provitamine D de la peau en vitamine D. Un excès de cette vitamine peut cependant devenir néfaste mais les spécialistes ne peuvent encore prédire dans ce domaine l'effet quantitatif d'un accroissement de la radiation solaire.

Pour ce qui est des effets dangereux, il faut citer les brûlures de la peau. De plus, on constate une corrél-

lation entre l'induction de tumeurs cancéreuses de la peau avec la fréquence d'une exposition, sous un soleil intense. Les recherches menées par plusieurs biologistes, dans le cadre du CIAP, du COVOS et du COMESA tendent à déterminer l'augmentation probable du nombre de cancers en fonction d'une diminution possible de la quantité totale de l'ozone. Des chiffres ont déjà été publiés mais comme ils sont sujet à caution, il faut rester prudent et attendre des conclusions plus précises.

Enfin, dans une étude complète du problème, il ne faut pas omettre une étude de l'effet d'un changement de l'intensité solaire sur les animaux et les végétaux. Les insectes, par exemple, sont très sensibles à l'U.V. puisque cette région du spectre constitue, pour eux, une partie du visible.

7. Conclusion : l'effet des avions supersoniques

Les avions supersoniques voleront entre 16 et 22 km. La quantité de molécules injectées dans cette région de l'atmosphère dépend des caractéristiques des moteurs et de la durée de leur service.

Le gaz émis en plus grande quantité est le dioxyde de carbone CO_2 . Mais le taux d'émission est cependant négligeable vis-à-vis de celui des autres sources de pollution. De plus, la quantité de CO_2 contenue dans l'atmosphère est telle que les avions stratosphériques n'auraient pas d'effets inquiétants dans ce domaine.

Si, comme le suggère Nicolet, on admet une production de 5,2 kg de vapeur d'eau par seconde et par

moteur d'avion, une flotte conventionnelle de 500 avions supersoniques (334 à 4 moteurs et 166 à 2 moteurs) volant 7 heures par jour pendant 2 ans engendreront un accroissement de la vapeur d'eau de l'ordre de 30 % de la valeur naturelle. Cette augmentation n'est certainement pas négligeable mais l'action directe de la vapeur d'eau sur l'ozone n'est véritablement importante qu'au-dessus de la stratopause.

Si on adopte toujours la même flotte conventionnelle pour l'étude des oxydes d'azote, on obtient, avec une production de 43,75 g de NO par moteur et par seconde, une production globale qui est du même ordre de grandeur que la production naturelle par la réaction (21a).

Ce n'est donc qu'après une étude approfondie de tous les composants minoritaires de la stratosphère qu'il sera possible de prédire, par des données quantitatives, l'effet des gaz injectés dans la stratosphère.

Il n'est pas encore possible de dire aujourd'hui d'une manière définitive si la pollution des avions stratosphériques présentera un caractère alarmant. La stratosphère naturelle est encore insuffisamment connue pour que soit simulé par un ordinateur puisant le comportement d'une stratosphère perturbée. On n'a donc certainement pas répondu ici de manière complète aux questions importantes qui se posent. Mais des centaines de chercheurs sont actuellement penchés sur ces questions. Notre pays participe très activement à ce programme de recherche et il est heureux de constater qu'un centre belge, l'Institut d'Aéronomie Spatiale, puisse contribuer à un travail d'importance mondiale.

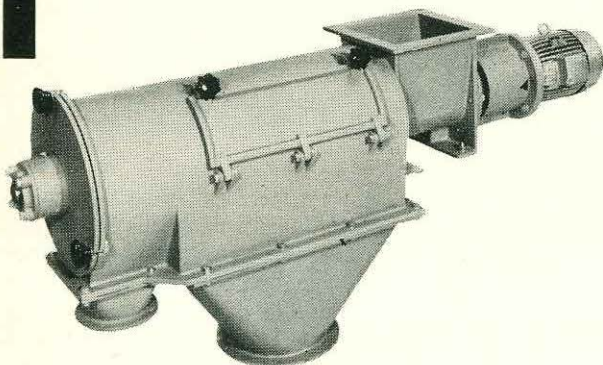
Le tamis AZO

En 1957, le tamiseur à tourbillon AZO fut le pionnier dans le domaine du tamisage.

Il solutionne le processus du tamisage sans secouer, concasser et agiter.

Actuellement AZO est devenu un nom dans le domaine avancé du tamisage industriel.

Rapide, sans vibrations, silencieux et étanche.



- 4 types de 100 à 20.000 kg de poudre/heure
- Ouverture de maille de la toile de 20 à 10.000 microns
- Tamisage de contrôle et fractionnement, également pour poudre grasse et humide
- Autonettoyant la surface du tamis
- Le tamis se remplace endéans les 5 minutes sans outils
- Petite mesure d'incorporation, poids léger
- Fonctionne sans vibration et silencieusement

JONGERIUS

TECHNISCH BUREAU
JONGERIUS s.p.r.l.
2180 KALMTHOUT
TEL : 03/66.72.47
TELEX : 33423

spécialistes dans le transport pneumatique