

# Quelques réflexions sur le comportement thermodynamique de l'ozonosphère

## *Some considerations on the thermodynamic behaviour of the ozonosphere*

par A. DOURY (\*)

*NDLR.* Des erreurs étant apparues dans la typographie de l'article « Quelques réflexions sur le comportement thermodynamique de l'ozonosphère », paru dans le N° 140, son auteur Mr A. Doury, nous a demandé de le republier avec ses corrections dans le N° 141.

A cette occasion, il y a adjoind 2 commentaires qui explicitent certaines notions utilisées dans le texte.

### RÉSUMÉ

A la lecture de la plupart des publications sérieuses récentes concernant l'ozone atmosphérique, on a l'impression que les données, pourtant non négligeables, antérieures aux années 1980, sont souvent soit inconnues soit considérées, pour différentes raisons, comme sujettes à caution.

Sans prétendre à l'exhaustivité, le texte qui suit ne se propose que d'apporter ou de rappeler quelques informations fondamentales probablement utiles dans les débats en cours concernant l'ozone et dont certains datent des années 20.

Les aspects abordés se répartissent entre :

- les quantités et la répartition spatio-temporelle (sources, maximums, minimums, « trous ») de l'ozone atmosphérique ;
- l'origine (rayonnement solaire) et les conséquences générales (filtre, créateur de chaleur) de la présence de l'ozone atmosphérique ;
- des rappels de météorologie générale en rapport avec l'ozone ;
- le comportement de l'ozone (création, disparition, déplacement, diffusion) commandé par la météorologie.

En conclusion, il est indiqué qu'un minimum naturel (« trou ») de l'ozone total au-dessus du pôle non éclairé (hiver) semble avoir toujours existé et qu'il n'est pas certain que les baisses quantitatives récemment constatées soient générales et définitives.

Il reste toutefois difficile d'établir une explication naturelle à la tendance au déplacement de l'hiver vers le printemps des minimums polaires.

### ABSTRACT

*From the reading of most of the serious and recent literature about atmospheric ozone, it appears that data, however not negligible, which date from before the 80's, are often either unknown, or regarded, for different reasons, as unreliable. Without to claim the exhaustivity, the following text would plan only to bring or recall some basic informations probably useful in the present debates about ozone and some from which date back from the 20's.*

*The treated topics are listed below :*

- quantities and time-space distribution (sources, maximums, minimums, « holes ») of the atmospheric ozone ;
- origin (solar radiations) and general consequences (filter, heat producer) of the presence of the atmospheric ozone ;
- recalls of general meteorology in relation with ozone ;
- behaviour from ozone (increase, decrease, transport, diffusion) ordered by meteorology.

*In conclusion, it is pointed out that a natural minimum (hole) of the total ozone over the unenlighted pole seems to have ever existed, and that it is not evident the quantitative decreases recently observed to be all over and steady.*

*It remains nevertheless a natural explanation of the tendency to the shifting of the polar minimums from the winter to the spring to be difficult to establish.*

Entrevu pour la première fois en 1781 par VAN MARUM, puis retrouvé en 1840 par SCHOENBEIM, l'ozone, ou oxygène triatomique, est un constituant minoritaire variable de l'atmosphère de la Terre.

(\*) *Ingénieur honoraire des travaux de la météorologie, Conseiller Scientifique au Commissariat à l'Énergie Atomique.*

### Les quantités et la répartition dans l'espace

L'essentiel de l'ozone atmosphérique se trouve dans une couche d'une quarantaine de kilomètres d'épaisseur appelée « ozonosphère ». La base de cette couche située à une altitude moyenne d'une dizaine de kilomètres à la limite entre la troposphère et la stratosphère, appelée tropopause. Pour les spécialistes de la circulation et des échanges atmosphériques à grande échelle, l'ozone est souvent considéré comme un

traceur de l'air stratosphérique dont les intrusions expliquent notamment les pointes d'ozone souvent observées dans les basses couches au passage des grands fronts froids.

Pour apprécier les quantités d'ozone présentes dans l'atmosphère, deux méthodes sont couramment, et quelquefois simultanément, utilisées. L'une considère les concentrations locales exprimées en pression partielle ou en rapport de mélange. L'autre considère les intégrales verticales de colonnes infinies exprimées en épaisseur réduite aux conditions normales de température et de pression. Dans l'état actuel des connaissances, les concentrations maximales locales sont observées dans la stratosphère inter-tropicale vers 25 km d'altitude, et sont de l'ordre de  $10^{-4}$  hPa ou quelques  $10^{-5}$  kg/kg d'air (fig. 1, 2, 3). Dans les basses couches, ou l'ozone, en partie d'origine humaine est considéré comme un polluant, la valeur moyenne courante du rapport de mélange est de l'ordre de quelques  $10^{-8}$  kg/kg d'air. Les intégrales verticales, ou épaisseurs réduites se situent approximativement entre 1 et 4 mm, soit entre 100 et 400 centièmes de mm, ou encore entre 100 et 400 « unités Dobson ». La participation troposphérique à cet éventail de valeurs est de l'ordre de quelques centièmes. Mais, à l'inverse des concentrations locales, les épaisseurs réduites inter-tropicales sont les épaisseurs minimales permanentes (fig. 4, 5, 6, 7). Quant aux épaisseurs maximales, elles évoluent selon la saison, pour des raisons qui seront précisées plus loin, entre chaque soixantième parallèle et le pôle correspondant (fig. 4, 5, 6, 7). Observer sur un méridien un maximum de l'épaisseur réduite, ou

ozone total, vers chaque soixantième parallèle, revient naturellement à observer simultanément dans chaque hémisphère, outre le minimum équatorial, un second minimum vers le pôle correspondant.

Et si le phénomène ne dépend pas trop de la longitude, on a un minimum spatial vaguement circulaire autour du pôle, d'où la notion vulgaire de « trou » (fig. 6 et 7).

En d'autres termes pour l'ozone total, il serait plus simple de considérer, comme le font certains auteurs, que sa répartition est essentiellement caractérisée, dans chaque hémisphère, par une ceinture zonale de valeurs maximales coïncidant approximativement avec le soixantième parallèle et tendant à s'étaler plus ou moins vers le pôle selon la saison et les conditions de circulation et de turbulence de l'atmosphère (fig. 5).

### Les origines et les conséquences de la présence de l'ozone

Avant de passer des constatations aux tentatives d'explication, il est nécessaire de rappeler ici, au moins succinctement, quelques données fondamentales connues concernant les origines et les conséquences de la présence de l'ozone dans l'atmosphère.

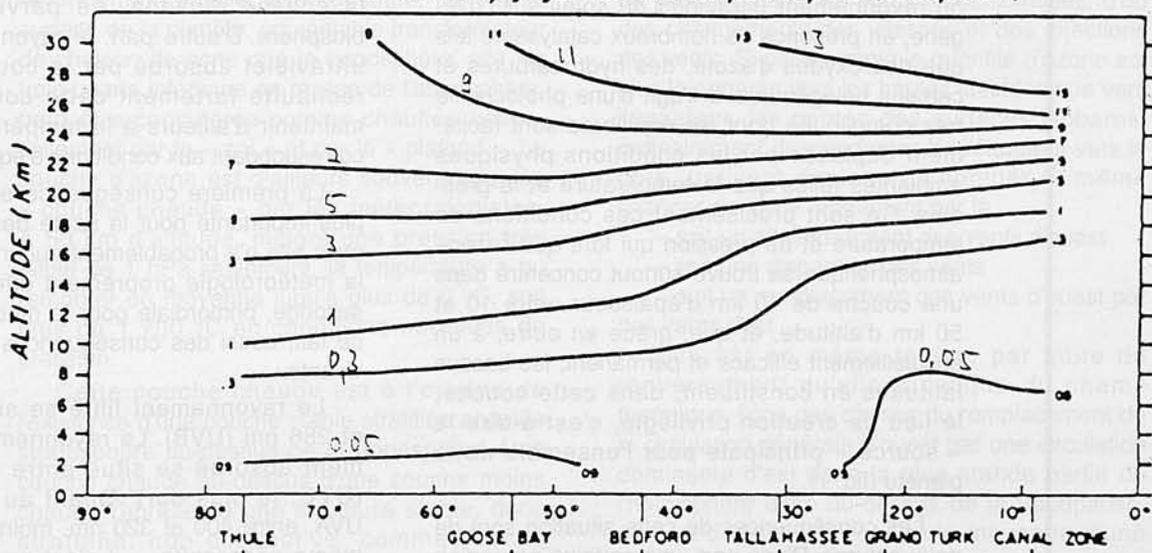
En un point donné à un instant donné, la concentration en ozone est d'abord la conséquence d'un équilibre fluctuant entre des réactions simultanées de création et de destruction. Ces réactions sont initiées essentiellement, outre le rayonnement cosmique et des électrons libres, par l'action de certaines bandes

Figure 1.

Distribution du rapport de mélange moyen en masse ( $10^{-6}$  g/g) de l'ozone au printemps en 1963 et 1964 [4].

Average ozone mass mixing ratio distribution for Spring 1963-1964. Values are in  $\mu\text{g/g}$  or ppm [4].

#### MEAN OZONE MIXING RATIO ( $\mu\text{g/g}$ ) FOR MARCH, APRIL, MAY (1963, 1964)



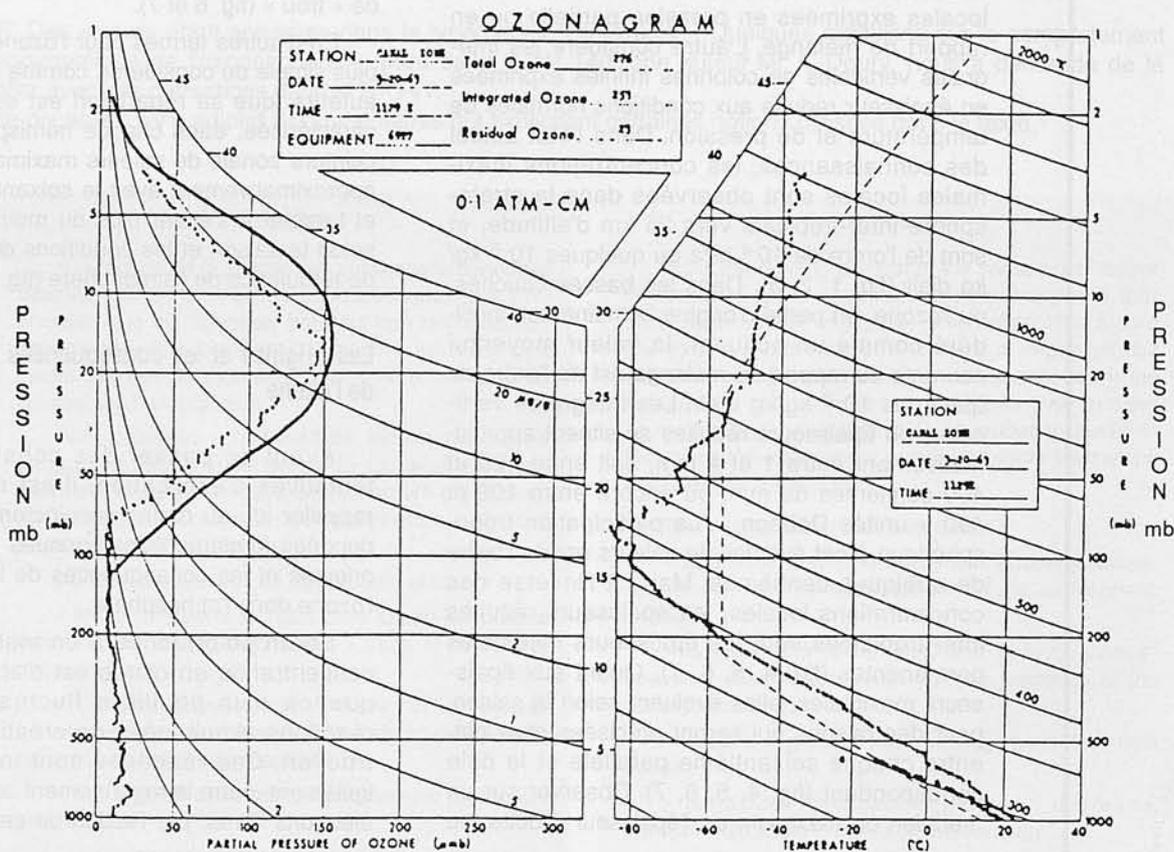
# Quelques réflexions sur le comportement thermodynamique de l'ozoneosphère

Figure 2.

Profils d'ozone, température et point de rosée obtenus à Albrook AFB (canal de Panama), en mars 1963. La courbe continue, sur le diagramme de gauche est une estimation de la distribution de l'ozone en équilibre photochimique selon LONDON et PROBHAKARA (1962) [4].

Ozone, temperature and dew point profiles made at Albrook AFB, Canal Zone, on 20 March 1963. Continuous curve on left diagram is an estimate of the photochemical equilibrium ozone distribution (adapted from LONDON & PROBHAKARA, 1962) [4].

## OZONE AND ATMOSPHERIC TRANSPORT PROCESSES



Pression partielle d'ozone ( $\mu\text{mb}$ ).

du rayonnement ultraviolet du soleil sur l'oxygène, en présence de nombreux catalyseurs tels que des oxydes d'azote, des hydrocarbures et certains halogénures. Il s'agit d'une photochimie très compliquée dont les équilibres sont facilement déplacés par les conditions physiques ambiantes telles que la température et la pression. Ce sont précisément ces conditions de température et de pression qui font que l'ozone atmosphérique se trouve surtout concentré dans une couche de 40 km d'épaisseur entre 10 et 50 km d'altitude, et que, grâce en outre, à un ensoleillement efficace et permanent, les basses latitudes en constituent, dans cette couche, le lieu de création privilégié, c'est-à-dire la « source » principale pour l'ensemble de la planète (fig. 1).

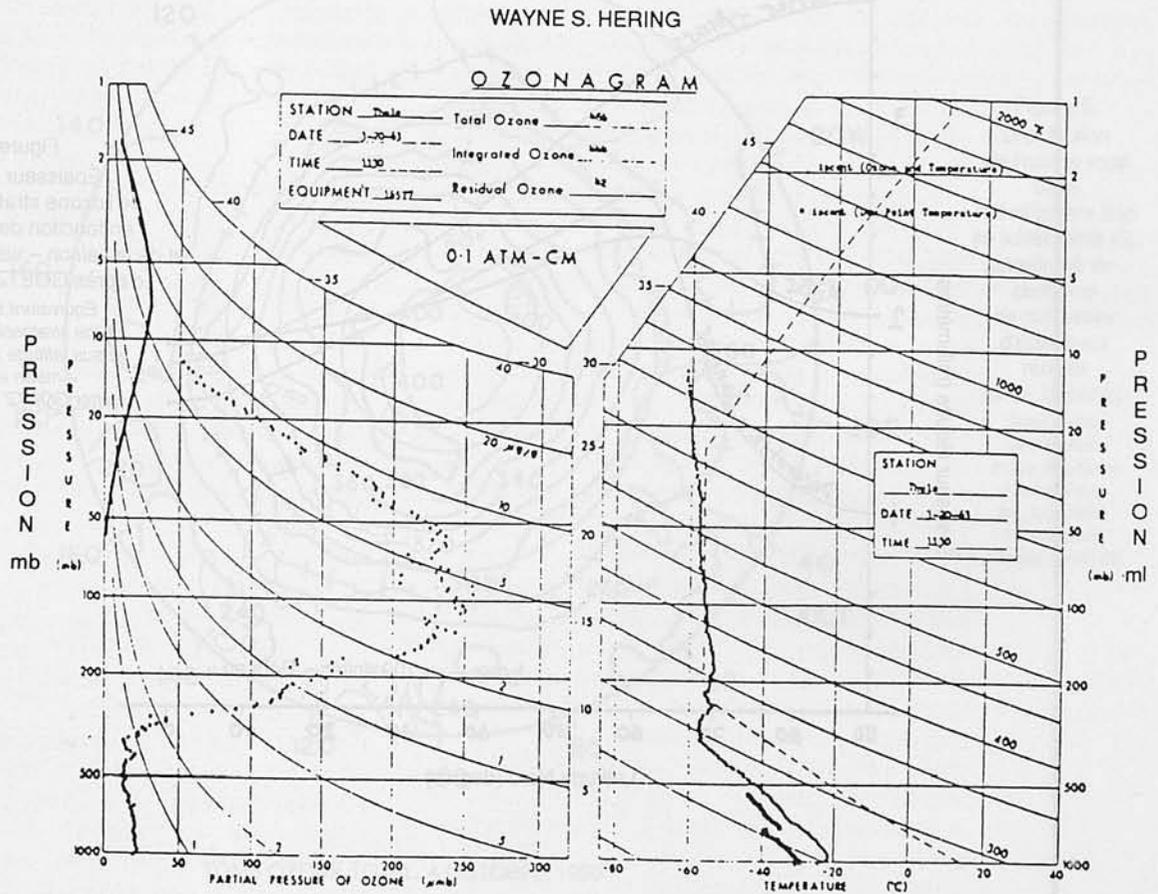
Les conséquences de cette situation sont de deux natures. D'une part, une certaine proportion du rayonnement solaire ultraviolet, absorbée par

la couche d'ozone, ne parvient pas à la biosphère. D'autre part, le rayonnement solaire ultraviolet absorbé par la couche d'ozone, réchauffe fortement cette couche, pour la maintenir d'ailleurs à la température optimale correspondant aux conditions d'équilibre.

La première conséquence est peut-être la plus importante pour la santé des êtres vivants, mais elle n'a probablement aucune influence sur la météorologie proprement dite, alors que la seconde, primordiale pour la météorologie, a de ce fait, aussi des conséquences pour les êtres vivants.

Le rayonnement filtré se situe entre 320 et 286 nm (UVB). Le rayonnement complètement absorbé se situe entre 286 et 40 nm (UVC, le plus dur). Quant au rayonnement UVA, entre 400 et 320 nm, moins dangereux et même nécessaire, il n'est pratiquement pas absorbé.

Figure 3.  
Ozonogramme du sondage du 20 mars 1963 à Thule AFB, Groënland (voir fig. 2 pour la légende) [4].  
Ozonogram for 20 March 1963 ascent at Thule AFB, Greenland (see fig. 2 for legend) [4].



### La météorologie

La présence de la couche d'ozone est primordiale pour la météorologie. Grâce en effet à l'énergie déposée par cette partie ultraviolette du rayonnement solaire, elle constitue, comme la surface de la planète, un véritable transformateur de chaleur, de sorte que la troposphère, soit les trois-quarts inférieurs en masse de l'atmosphère, peut être considérée comme chauffée essentiellement par le « sol » et par le « plafond ». La couche d'ozone est d'ailleurs souvent appelée « couche chaude » par les météorologistes. A 50 km d'altitude, malgré une pression très faible de 1 hPa seulement, la température a pu remonter en moyenne jusqu'à plus de 0 °C, soit plus de 1 700 °C en conditions normales de pression.

Cette couche chaude est à l'origine de l'existence d'une couche stable stratifiée appelée stratosphère au-dessus de la troposphère. Une couche chaude au-dessus d'une couche moins chaude représente une structure stable, donc stratifiée, non convective, comme l'est la stratosphère, et qu'une couche isobare est d'autant plus épaisse qu'elle est chaude et

d'autant plus contractée, donc mince, qu'elle est froide. Par conséquent, comme la couche d'ozone, ou couche chaude, n'est ni homogène ni uniforme, elle entraîne des changements de pente des surfaces isobares, donc des variations de pression dans les surfaces horizontales, d'où des changements des vitesses et des directions des vents. Si par exemple la quantité d'ozone est plus importante vers les hautes latitudes que vers l'équateur, les pentes des surfaces isobares, ordinairement descendantes de l'équateur vers le pôle, peuvent diminuer, s'annuler et même changer de signe, entraînant par là :

- soit un affaiblissement des vents d'ouest
- soit une disparition des vents
- soit un remplacement des vents d'ouest par des vents d'est.

Elle est en même temps, par suite du renversement qu'elle provoque du champ thermique, l'une des causes du remplacement de la circulation générale d'ouest par une circulation dominante d'est dans la plus grande partie de l'hémisphère d'été au-dessus de la tropopause, soit au-dessus d'une altitude moyenne d'une dizaine de kilomètres. Il est important de noter ici que la tropopause, ou sommet de la troposphère,

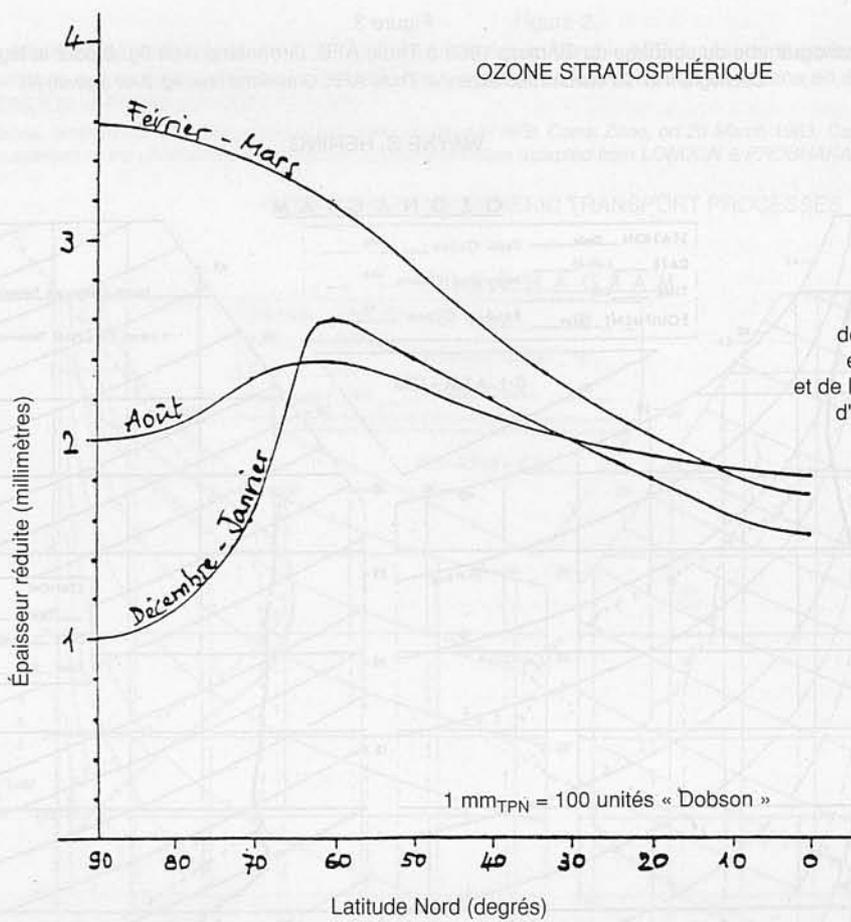


Figure 4.  
Épaisseur réduite  
de l'ozone stratosphérique  
en fonction de la latitude  
et de la saison – valeurs moyennes  
d'après GOETZ (1949) [1].  
*Equivalent thickness  
for the stratospheric ozone  
versus latitude and season  
– mean values  
(after GOETZ (1949) [1].*

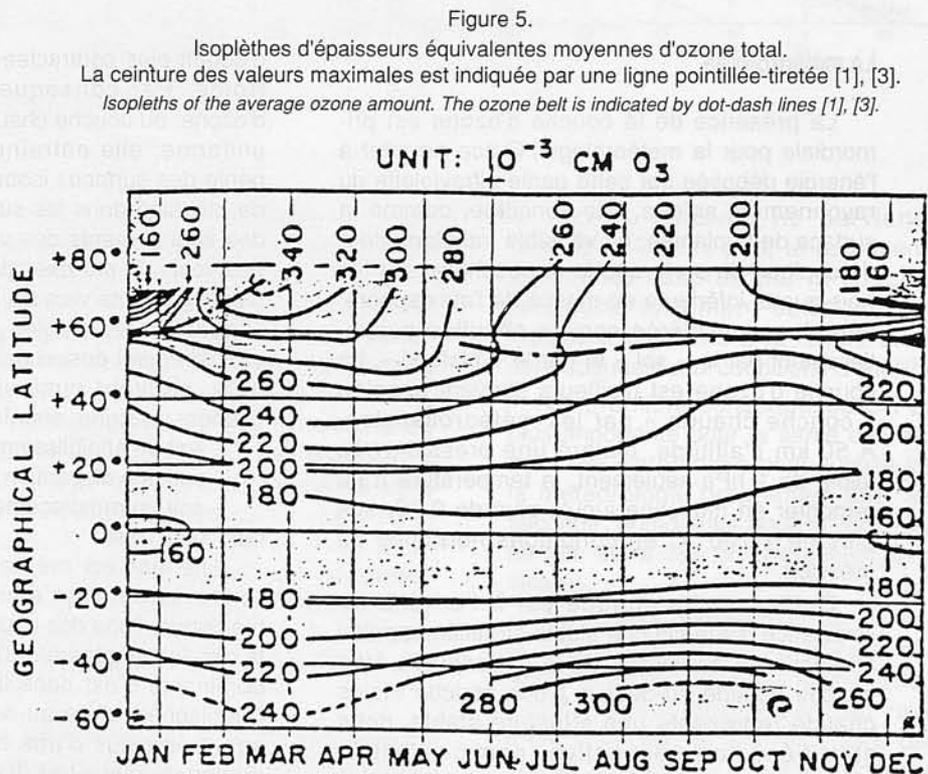


Figure 5.  
Isoplèthes d'épaisseurs équivalentes moyennes d'ozone total.  
La ceinture des valeurs maximales est indiquée par une ligne pointillée-tirée [1], [3].  
*Isoleths of the average ozone amount. The ozone belt is indicated by dot-dash lines [1], [3].*

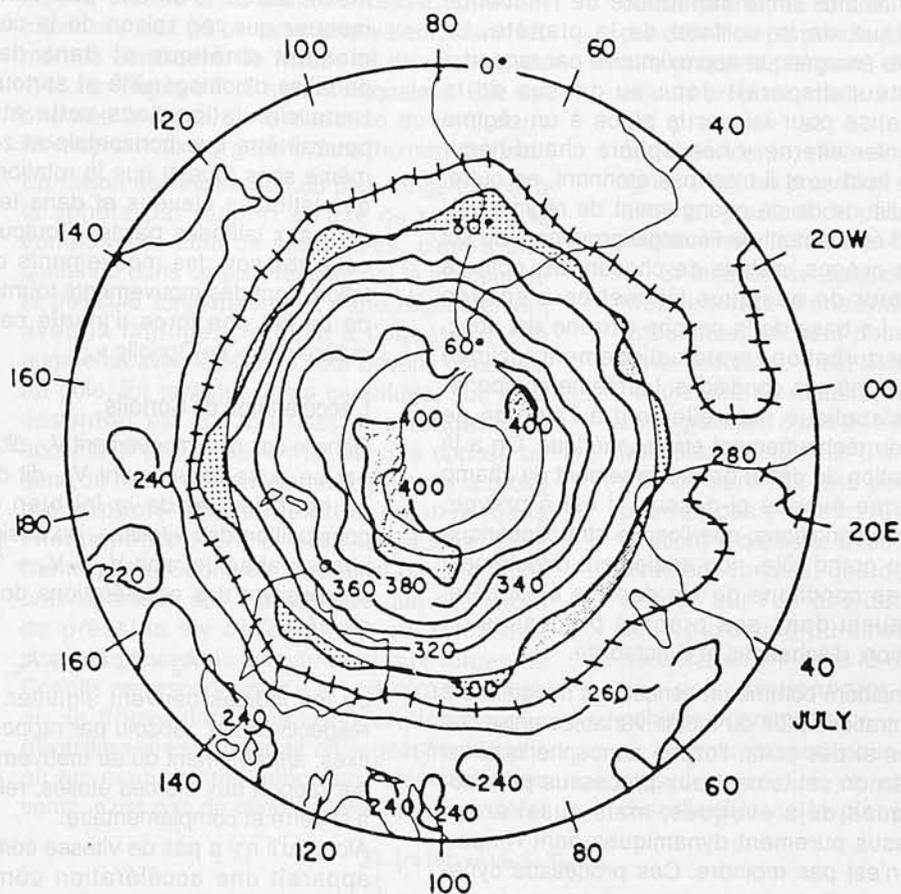


Figure 6.  
Distribution  
de l'ozone total  
dans  
l'hémisphère sud  
en juillet 1969 [5],  
exprimée en  
centième  
de millimètre  
d'épaisseur  
réduite  
(unité Dobson).  
*Total ozone  
distribution  
in the Southern  
Hemisphere  
for July 1969,  
in matm.cm  
(Dobson unit) [5].*

TOMS OZONE TOTAL, 4 OCTOBRE 1990

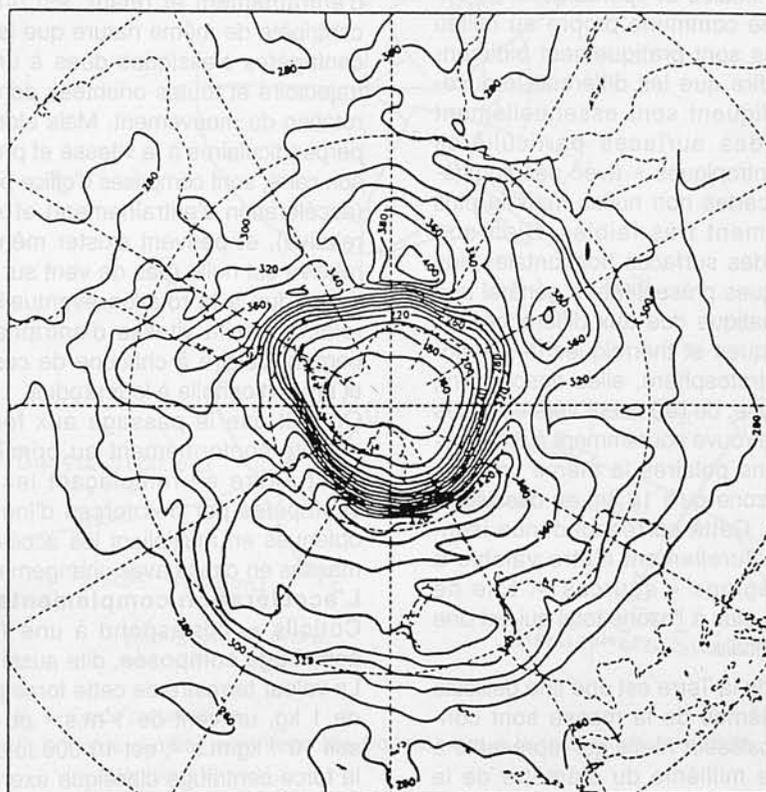


Figure 7.  
Champ d'ozone mesuré  
par l'instrument TOMS  
le 4 octobre 1990 (unités Dobson).  
Source : MC PETERS and  
KRUEGER, NASA/GSFC [6].  
*Total ozone distribution,  
measured with the TOMS instrument,  
in the southern hemisphere,  
4 October 1990.  
Equivalent thickness in  $10^{-2}$  mm  
(Dobson unit) [6].*

constitue une limite supérieure de l'influence thermique de la surface de la planète. La symétrie énergétique approximative par rapport à l'équateur disparaît donc au-dessus de la tropopause pour laisser la place à un régime saisonnier alterné « hémisphère chaud-hémisphère froid », et il n'est pas étonnant, en outre, que l'altitude de ce changement de régime, qui dépend étroitement de l'énergie provenant du sol ou des océans, s'élève de chacun des pôles à l'équateur de quelques kilomètres à environ 18 km. La base de la couche d'ozone est donc, sauf perturbation, systématiquement inclinée dans les mêmes conditions. Le même comportement s'applique naturellement à l'altitude de début du réchauffement stratosphérique. On a là l'explication du début de renversement du champ thermique évoqué ci-dessus. Il est à prévoir, dans ces conditions, que l'ozone stratosphérique joue un grand rôle, non seulement directement dans les conditions de vie dans la biosphère, mais aussi dans ses propres processus de circulation, d'échanges et d'instabilité.

Considéré comme un constituant minoritaire à concentrations plus ou moins variables entre des sources et des puits, l'ozone atmosphérique est soumis non seulement aux processus physico-chimiques déjà évoqués, mais aussi à des processus purement dynamiques dont l'importance n'est pas moindre. Ces processus dynamiques sont l'advection, ou transport en masse, et la diffusion turbulente. Dans la mesure où on ne quitte pas la stratosphère, ce qui est le cas général en l'absence d'intrusions dans la troposphère tout à fait locales et sporadiques, ils ont une caractéristique commune propre au milieu stratosphérique. Ils sont pratiquement bidimensionnels, c'est-à-dire que les différents mouvements qu'ils impliquent sont essentiellement contenus dans des surfaces particulières dénommées « isentropiques » avec des composantes normales certes non nulles mais le plus souvent relativement très faibles. Bien que souvent voisines des surfaces horizontales, les surfaces isentropiques présentent en général une inclinaison systématique due aux différences de stratifications bariques et thermiques de l'atmosphère. Dans la stratosphère, elles descendent, comme la tropopause, de l'équateur vers les pôles de sorte que l'on retrouve couramment à 8 km au-dessus des régions polaires la même concentration locale en ozone qu'à 18 km au-dessus de l'équateur (fig. 1). Cette correspondance isentropique cesse naturellement d'être valable à l'intérieur des régions « sources ». Elle ne s'applique pas non plus à l'ozone total qui est une intégrale sur la verticale.

L'atmosphère de la Terre est une fine pellicule dont les neuf dixièmes de la masse sont contenus dans une épaisseur réelle qui représente à peine plus que le millième du diamètre de la planète. Comme cette planète tourne sur elle-

même autour d'un axe peu variable, on peut montrer que, en raison de la conservation du moment cinétique et dans des conditions parfaites d'homogénéité et surtout d'isothermie, toute circulation dans cette atmosphère ne pourrait être que horizontale et zonale, dans le même sens (ouest) que la rotation de la planète aux latitudes élevées et dans le sens inverse (est) aux latitudes basses. Toujours à cause de cette rotation, les mouvements de cette circulation, sont des mouvements tournants qui créent de ce fait une force d'inertie centrifuge particulière dite « de Coriolis ».

### L'accélération de Coriolis

Dans le cas d'un mouvement  $V_r$ , dit relatif, entraîné par un autre mouvement  $V_e$ , dit d'entraînement, on peut dériver de la loi bien connue de la composition des vitesses, en désignant par  $V_a$  la vitesse absolue, soit  $V_a = V_e + V_r$ , une loi de composition des accélérations dont l'expression peut être :

$$A_a = A_e + A_r + A_c$$

où les indices peuvent signifier, par exemple, respectivement : absolu par rapport à des étoiles fixes, entraînement dû au mouvement de la Terre par rapport aux mêmes étoiles, relatif par rapport à la Terre et complémentaire.

Alors qu'il n'y a pas de vitesse complémentaire, il apparaît une accélération complémentaire, souvent appelée « de Coriolis » du nom de l'auteur de sa mise en évidence. Cette accélération complémentaire, qui provient d'une combinaison des effets des mouvements d'entraînement et relatif, est une accélération centripète de même nature que les accélérations centripètes classiques dues à une courbure de trajectoire et toutes orientées dans le sens de la rotation du mouvement. Mais alors que celles-ci, perpendiculaires à la vitesse et proportionnelles à son carré, sont comprises d'office par les termes  $A_e$  (accélération d'entraînement) et  $A_r$  (accélération relative), et peuvent exister même si la vitesse relative est nulle (pas de vent sur la Terre), celle-là est due à la rotation éventuelle de la vitesse relative par la vitesse d'entraînement. Elle est perpendiculaire à chacune de ces deux vitesses et proportionnelle à leur produit.

On sait que le passage aux forces s'effectue ensuite conformément au principe de l'inertie, c'est-à-dire en remplaçant les accélérations centripètes par des forces d'inertie centrifuges obtenues en multipliant les accélérations par les masses en cause avec changement de signe.

**L'accélération complémentaire**, dite « de Coriolis », correspond à une **force d'inertie centrifuge composée**, dite aussi « de Coriolis ». La valeur terrestre de cette force pour une masse de 1 kg, un vent de 1 m.s<sup>-1</sup> et 45° de latitude, soit 10<sup>-4</sup> kg.m.s<sup>-2</sup>, est 10 000 fois plus faible que la force centrifuge classique exercée sur la paroi interne d'un bassin de 2 m de diamètre par la

même masse à la même vitesse. Elle est maximale aux pôles avec une valeur, dans les mêmes conditions de masse et de vitesse, de  $1,45 \cdot 10^{-4} \text{ kg.m.s}^{-2}$  et nulle à l'équateur. Elle est orientée à droite de la direction du vent dans l'hémisphère nord, à gauche dans l'hémisphère sud.

En raison de l'inclinaison du plan tangent local à la sphère par rapport à l'axe de rotation, la composante utile de cette force, c'est-à-dire contenue dans ce plan tangent, vu la minceur de la pellicule atmosphérique, varie régulièrement avec la latitude. De nulle à l'équateur, elle augmente avec la latitude pour devenir maximale au pôle. En tant que force centrifuge, son effet essentiel est en tout cas une tendance à accumuler des masses d'air du côté opposé au sens de rotation du mouvement, soit vers la droite par rapport à la circulation relative dans l'hémisphère Nord et vers la gauche dans l'hémisphère Sud. Il se crée ainsi dans le fluide une répartition des masses telle que des forces de pression s'y développent qui tendent à s'opposer presque exactement aux forces de Coriolis correspondantes. On voit qu'à ce stade, on se trouve dans une configuration typique d'équilibre presque parfait dit « géostrophique » où les mouvements principaux, c'est-à-dire les vents, n'ont pas de raison particulière d'accélérer

ou de ralentir, et comme la force de Coriolis est par définition perpendiculaire au mouvement dont elle procède, le vent, dont la vitesse est par ailleurs proportionnelle à la fois au gradient local de pression et à la force de Coriolis correspondante, reste à peu près parallèle aux lignes d'égales pressions ou isobares, permettant ainsi au gradient de ces pressions d'équilibrer effectivement la force de Coriolis (fig. 8).

Si telle est la situation réelle, où les grands mouvements d'ensemble, c'est-à-dire hors turbulence, ne sont possibles que le long des lignes isobares, il est certain qu'aucun échange, notamment de matière, n'est possible à travers ces lignes. En d'autres termes, par exemple, une pollution à l'intérieur d'un tourbillon ne pourrait pas en sortir, et une pollution à l'extérieur ne pourrait pas y entrer. A ce point de la démonstration, il n'existe, avec des circulations exclusivement zonales, que deux tourbillons, centrés chacun sur l'un des deux pôles, et avec une source d'ozone purement intertropicale, on a nécessairement dans la couche une répartition à peu près stationnaire avec deux « trous » polaires permanents.

Si, maintenant, pour se rapprocher un peu plus de la réalité, on abandonne l'hypothèse d'isothermie de la planète, des modifications

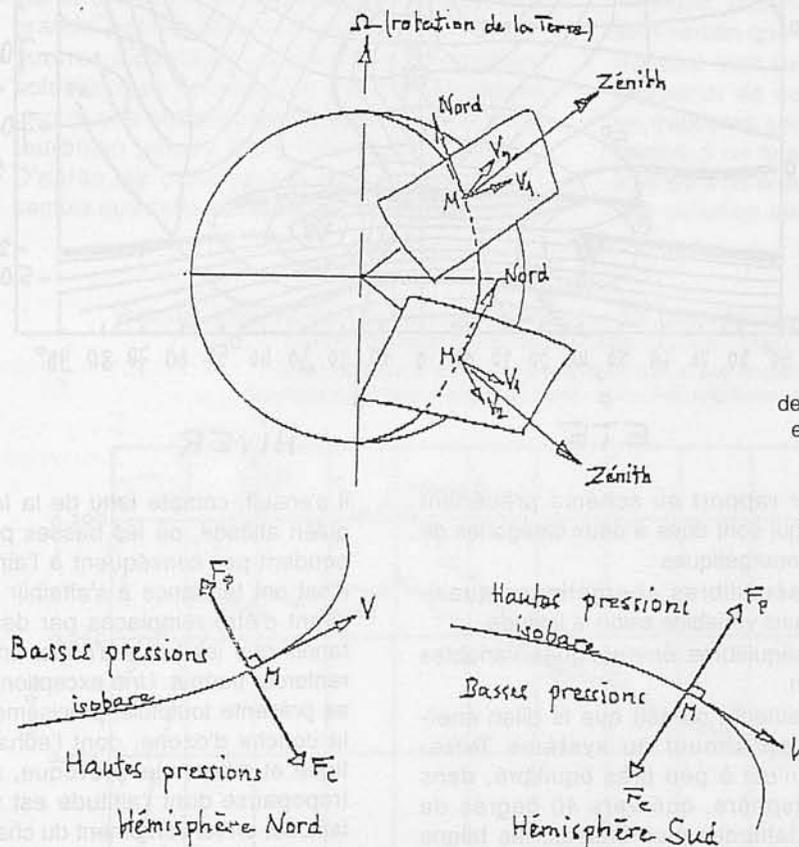


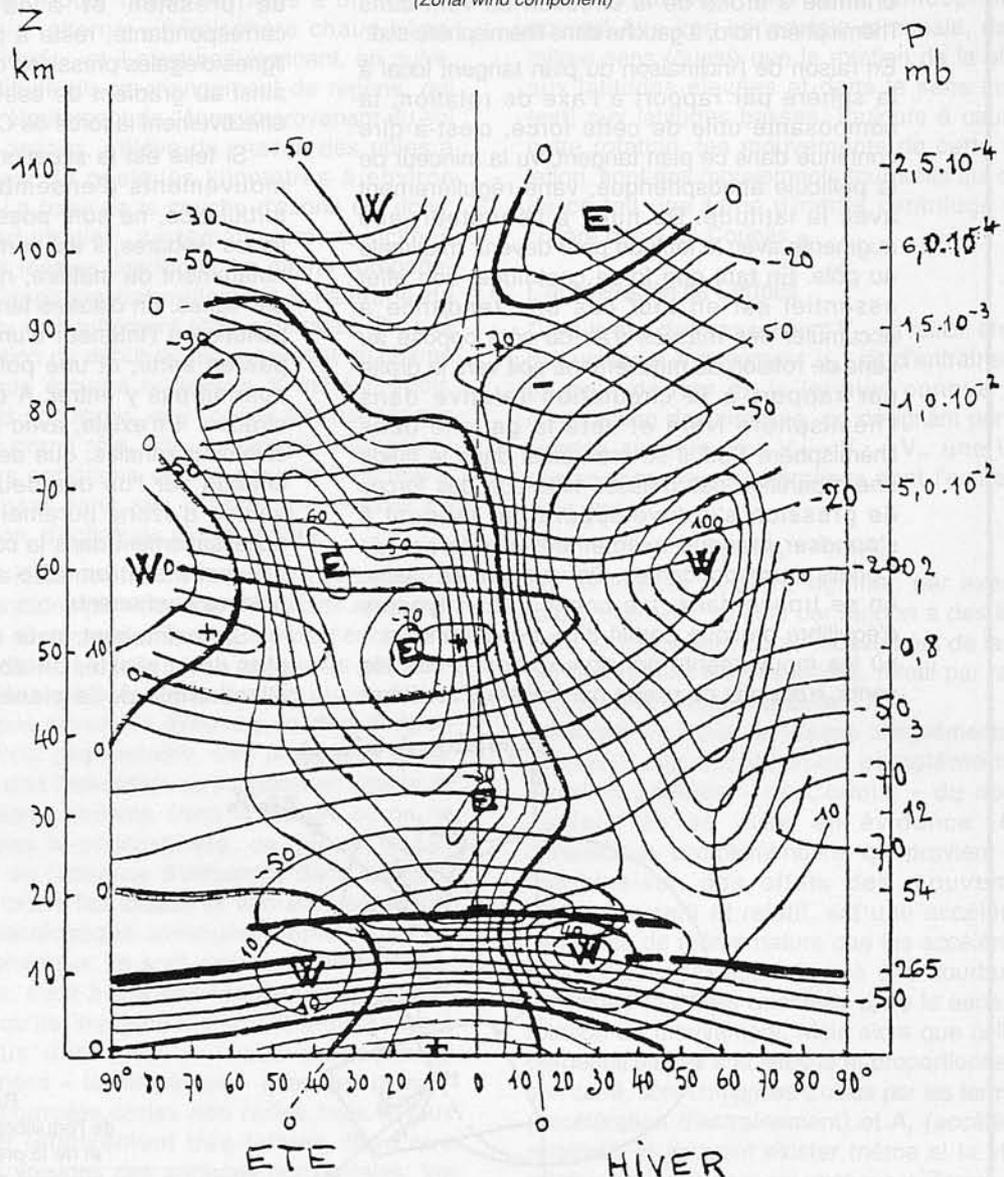
Figure 8.  
Représentation de l'équilibre géostrophique du vent et de la pression atmosphérique.  
Representation of the geostrophic equilibrium between the wind and the atmospheric pressure-field.

- $F_p$  = Force de pression.
- $F_c$  = Force d'inertie centrifuge (de Coriolis) due à la rotation de la vitesse (accélération)  $V_1 \rightarrow V_2$ .
- $V$  = Vitesse du vent (approximation géostrophique).

Figure 9.

Coupe verticale moyenne de l'atmosphère terrestre d'après V. R. DUBENTSOV [2]. Vents en m.s<sup>-1</sup>. Températures en °C.  
Vertical mean cross section of the terrestrial atmosphere. Winds in m/s (East negative). Temperature in °C from V. R. DUBENTSOV [2].

(Composante zonale du vent)  
(Zonal wind component)



majeures par rapport au schéma précédent apparaissent qui sont dues à deux catégories de déséquilibres énergétiques :

- 1) les déséquilibres énergétiques quasi-permanents mais variables selon la latitude ;
- 2) les déséquilibres énergétiques variables selon la saison.

Selon la latitude, on sait que le bilan énergétique moyen annuel du système Terre-Atmosphère n'est à peu près équilibré, dans chaque hémisphère, que vers 40 degrés de latitude. Aux latitudes plus basses, les bilans moyens annuels sont excédentaires. Aux latitudes plus élevées, ils sont déficitaires. Étant donné que les masses d'air sont d'autant plus concentrées dans les basses couches qu'elles sont plus froides, et que les forces de pression sont toujours dirigées vers les basses pressions,

il s'ensuit, compte tenu de la force de Coriolis, qu'en altitude, où les basses pressions correspondent par conséquent à l'air froid, les vents d'est ont tendance à s'affaiblir puis à s'annuler avant d'être remplacés par des vents d'ouest, tandis que les vents d'ouest ont tendance à se renforcer partout. Une exception à ce processus, se présente toutefois, précisément au niveau de la couche d'ozone, dont l'échauffement spécifique et différentiel provoque, au-dessus de la tropopause dont l'altitude est variable avec la latitude, un renversement du champ thermique et la transition d'une circulation d'ouest à une circulation d'est.

Selon la saison, l'équilibre énergétique moyen annuel du système Terre-Atmosphère présente essentiellement une dissymétrie inter-hémisphère qui se traduit notamment par (fig. 9) :

# On nous demande de faire savoir

- un déplacement systématique de l'équateur météorologique vers les tropiques de l'hémisphère le plus éclairé, dit d'été ;
- une quasi-généralisation des vents d'est dans la stratosphère d'été et au-dessus ;
- une quasi-généralisation des vents d'ouest dans la stratosphère d'hiver et au-dessus ;
- un tourbillon cyclonique en altitude très affaibli autour du pôle éclairé ou d'été ;
- un tourbillon cyclonique en altitude très important et très intense autour du pôle non éclairé ou d'hiver.

## Les conséquences finales pour la répartition spatiale de l'ozone

Si l'on veut bien garder à l'esprit que toute circulation organisée intense, dans un fluide, a tendance à s'opposer aux échanges transversaux et que notamment les tourbillons ont tendance à conserver les quantités piégées de mouvement, de chaleur ou de matière, ainsi qu'à s'opposer à l'entrée de ces mêmes quantités pouvant provenir de l'extérieur, on peut s'attendre naturellement à ce que l'ozone, produit essentiellement dans la stratosphère inter-tropicale, puis transporté et diffusé vers les hautes latitudes par la circulation et la turbulence planétaires à grande échelle, vienne s'accumuler sans rencontrer d'obstacle jusque dans les régions polaires dans l'hémisphère d'été, et seulement jusqu'à une certaine latitude limite en bordure du tourbillon polaire dans l'hémisphère d'hiver. D'après les observations dont on dispose, il semble que cette latitude limite hivernale se situe

vers le soixantième parallèle, c'est-à-dire non loin du cercle polaire. Comme d'autre part, la production locale d'ozone à l'intérieur de ce tourbillon isolé est complètement interrompue par manque de lumière pendant la nuit polaire, toutes les conditions sont vraiment réunies pour provoquer un minimum saisonnier naturel de l'ozone total à l'occasion de la nuit polaire à l'intérieur de chaque cercle polaire (fig. 4, 6, 7, 10).

Sans prétendre à l'exhaustivité, on peut encore indiquer que d'autres tourbillons peuvent provoquer d'autres minimums d'ozone dans d'autres régions de la planète (fig. 11) et que l'un des deux tourbillons polaires d'hiver, celui de l'arctique, n'étant pas, pour des raisons géographiques, aussi bien structuré que son homologue antarctique, le minimum ou « trou » d'ozone qui lui correspond n'est pas, lui non plus, aussi bien organisé que le minimum antarctique.

## Conclusions

Tout ce qui précède ne concerne naturellement que des processus naturels. Même les différents catalyseurs des réactions chimiques et photochimiques évoquées, comme le chlore et les oxydes d'azote, peuvent être d'origine naturelle, notamment volcanique. Il est cependant certain que des éléments artificiels d'origine humaine sont susceptibles d'intervenir dans des processus de catalyse très compliqués et dont les équilibres sont par ailleurs très fragiles. A ce propos, il ne faut pas oublier que, contrairement à ce qui a pu être affirmé dans de récents débats, une pollution industrielle, dite « finement divi-

Figure 10.  
Variations annuelles de l'épaisseur réduite totale d'ozone. Moyennes chevauchantes sur cinq jours.  
Tromsø (Norvège : 1939-1948 ; Arosa (Suisse) : 1926-1946 [1].  
Annual variation of the total ozone at Arosa (Swiss) and Tromsø (Norway).  
Overlapping five days averages at Tromsø (1939-1946) and Arosa (1926-1946) [1].

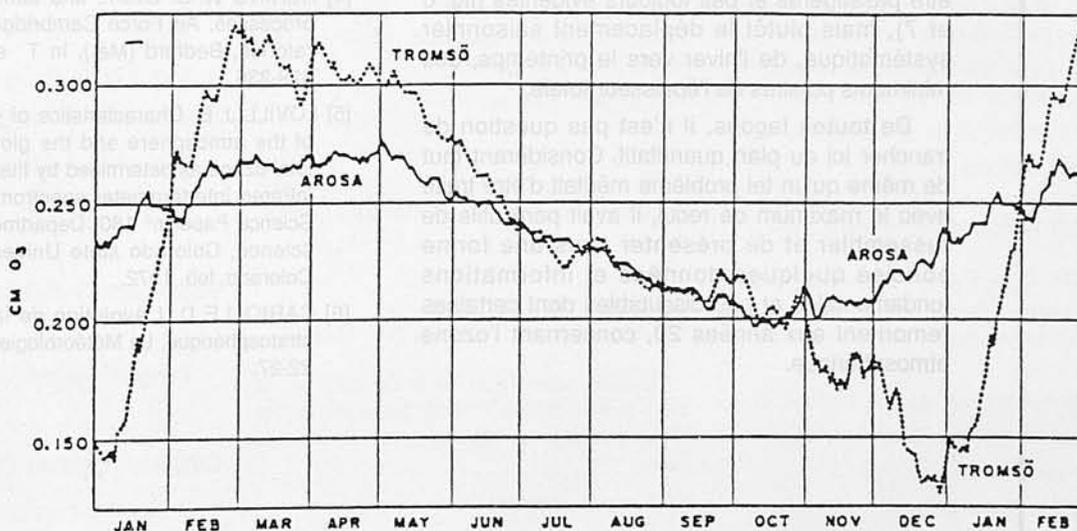
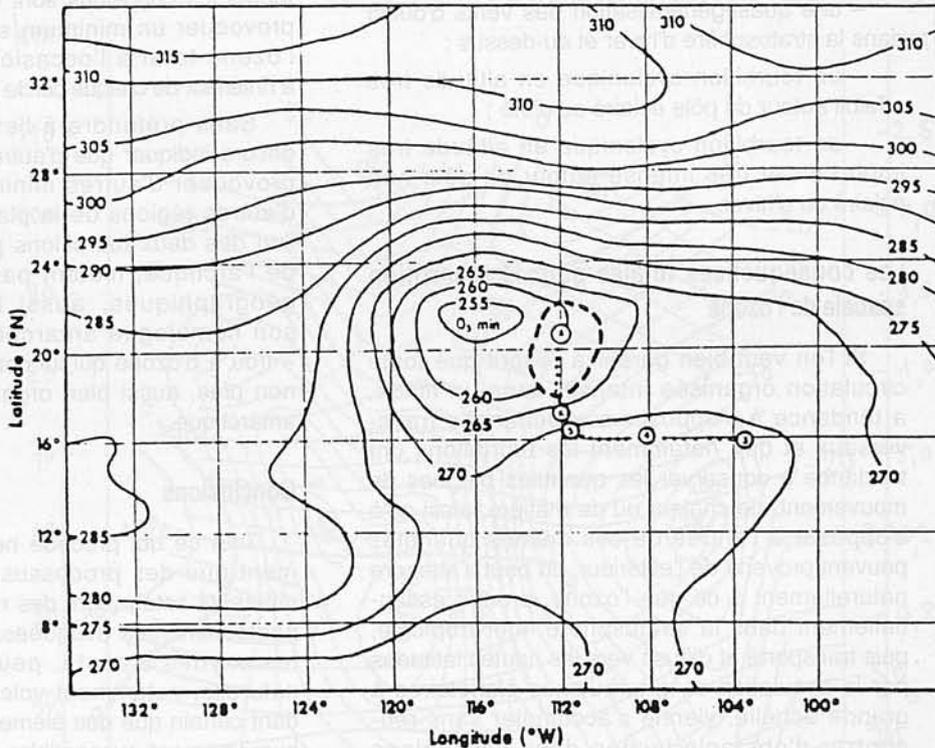


Figure 11.

Analyse d'ozone total ( $10^{-3}$  cm TPN ou unités Dobson) au-dessus de la tempête tropicale Ava le 7 juillet 1969. Les positions précédentes de Ava (A) sont indiquées par des nombres encadrés [5].

Total ozone analysis (m.atm.cm) over Tropical Storm Ava on 7 July 1969. Ava indicated by A and the numbers 3-6 indicate locations earlier in July [5].



sée », sous forme de gaz ou aérosol, produite dans un hémisphère, par exemple dans l'hémisphère Nord, le plus industrialisé, ne prend que de une à dix années pour pénétrer dans l'autre hémisphère et s'y répandre, ne serait-ce que par la diffusion turbulente.

Et parmi les observations qui n'ont toujours pas reçu d'explication purement naturelle satisfaisante, il faut bien citer, non pas tellement de récentes baisses de concentration, peut-être passagères et pas toujours évidentes (fig. 6 et 7), mais plutôt le déplacement saisonnier systématique, de l'hiver vers le printemps, des minimums polaires de l'épaisseur totale.

De toutes façons, il n'est pas question de trancher ici au plan quantitatif. Considérant tout de même qu'un tel problème méritait d'être traité avec le maximum de recul, il avait paru utile de rassembler et de présenter sous une forme concise quelques données et informations fondamentales et peu discutables dont certaines remontent aux années 20, concernant l'ozone atmosphérique.

## Bibliographie

- [1] GOETZ F. W. P. Ozone in the atmosphere, Compendium of meteorology, American Meteorological Society, Boston (Ma.), 1951, 275-291.
- [2] TASSON A. Caractères généraux de la circulation atmosphérique, La Météorologie, 4, 63, Paris, 1961, 237-260.
- [3] REITER E. R. Jet-stream meteorology, The University of Chicago Press, 1963.
- [4] HERING W. S. Ozone and atmospheric transport processes, Air Force Cambridge Research Laboratories, Bedford (Ma.), in Tellus, 18, 2-3, 1966, 329-336.
- [5] LOVILL J. E. Characteristics of general circulation of the atmosphere and the global distribution of total ozone as determined by the Nimbus 3 satellite infrared interferometer spectrometer, Atmospheric Science Paper n° 180, Department of atmospheric science, Colorado state University, Fort-Collins, Colorado, feb. 1972.
- [6] CARIOLLE D. L'évolution de la couche d'ozone stratosphérique, La Météorologie, 8, 1, Paris, 1993, 22-27.