

(Institut Royal Météorologique de Belgique, Service du Rayonnement, Uccle)

## La dissociation de l'oxygène dans la haute atmosphère<sup>1</sup>

Par

M. Nicolet

**Résumé.** Une étude des conditions aéronomiques dans la thermosphère inférieure montre que le maximum de la concentration de l'oxygène atomique est situé aux environs de 90 km et ne dépend pas des conditions d'équilibre photochimique. Une telle distribution de l'oxygène atomique permet de souligner les relations existant entre le transport des atomes d'oxygène et l'émission de la raie 5577 Å du ciel nocturne et également les basses températures au-dessus de la mésopause.

**Zusammenfassung.** Aus einer Untersuchung der aeronomischen Verhältnisse in der unteren Thermosphäre ergibt sich, daß das Maximum der Konzentration an atomarem Sauerstoff seinen Sitz in ungefähr 90 km Höhe hat und unabhängig ist von den Bedingungen des photochemischen Gleichgewichts. Eine solche Verteilung des atomaren Sauerstoffs gestattet einen Schluß auf die Beziehungen, die zwischen dem Transport der Sauerstoffatome und der Emission der Linie 5577 Å des Nachthimmelslichts sowie den niedrigen Temperaturen oberhalb der Mesopause bestehen.

**Summary.** An aeronomic study of departures from photoequilibrium conditions in the lower thermosphere shows that the peak of atomic oxygen concentration occurs in the neighbourhood of 90 km. Its vertical distribution must be associated with the airglow emission at 5577 Å and the low temperatures above the mesopause.

Dans un équilibre de dissociation de l'oxygène, la distribution verticale de l'oxygène atomique et moléculaire est fixée par l'égalité des nombres de processus de photodissociation de la molécule O<sub>2</sub> et de recombinaison des atomes O. Quelles que soient les valeurs admises par les divers auteurs pour les coefficients de dissociation et de recombinaison la même conclusion s'impose : Au-dessus de 100 km, la concentration de l'oxygène moléculaire décroît très rapidement et, à 150 km, la thermosphère ne contient pratiquement plus que de l'oxygène sous forme atomique.

<sup>1</sup> Dédié au Dr. ANDERS K. ÅNGSTRÖM à l'occasion de son 70<sup>e</sup> anniversaire

En 1954, NICOLET et MANGE [1] démontraient qu'un équilibre photochimique de l'oxygène ne pouvait exister et qu'il était nécessaire d'envisager une rupture complète de cet équilibre. En fait, une étude du problème aéronomique de l'oxygène par NICOLET [2] montrait que les observations effectuées à l'aide de fusées par FRIEDMAN [3] ne pouvaient s'expliquer que par une diffusion vers le haut des molécules d'oxygène. Le mécanisme complet peut s'expliquer sous la forme suivante : Lorsqu'une molécule d'oxygène est dissociée par le rayonnement solaire de longueurs d'onde inférieure à 1750 Å, elle ne peut être remplacée par une molécule formée sur place. Le temps nécessaire à la formation d'une molécule résultant de l'association de deux atomes d'oxygène au-dessus de 100 km est de l'ordre de plusieurs mois, sinon de plusieurs années, et le temps requis pour la dissociation n'atteint pas un mois. Or, le temps nécessaire au transport vers le haut d'une molécule d'oxygène est très court. Une molécule dissociée à 170 km est remplacée en moins de trois heures par une molécule venant de 150 km et une autre dissociée à 250 km serait remplacée dans le même laps de temps par une molécule  $O_2$  venant de 200 km dans des conditions d'équilibre photochimique. En d'autres termes, le temps de diffusion d'une molécule d'oxygène est beaucoup plus court que le temps requis pour atteindre l'équilibre photochimique.

L'introduction du concept de diffusion avait permis à NICOLET [2] de considérer qu'un état stationnaire ne pouvait être associé à des conditions d'équilibre photochimique mais devait correspondre à un équilibre de diffusion de l'oxygène moléculaire dans la thermosphère au-dessus de 100 km. En utilisant les équations de diffusion appliquées à un élément mineur soumis à la photodissociation dans une atmosphère avec gradient de température, MANGE [4] calcula une distribution ultime de l'oxygène moléculaire conduisant à un état stationnaire. Par ailleurs, en utilisant les temps requis pour la diffusion des gaz dans la thermosphère, qui ont été interprétés par MANGE [5], on peut montrer que la diffusion s'applique à tous les constituants atmosphériques au-dessus de 100 km. Seul l'azote moléculaire dont la masse  $M = 28$  présente une distribution verticale pratiquement identique à celle qu'aurait l'air pur et sec dont la masse est  $M = 28,9$ . Enfin, les observations les plus récentes de BYRAM, CHUBB et FRIEDMAN [6] jusqu'à 180 km indiquent que les hautes concentrations de  $O_2$  ( $4 \times 10^8 \text{ cm}^3$ ) ne peuvent être expliquées que par un transport vers le haut de molécules provenant de couches inférieures.

Le fait que des atomes d'oxygène résultant de la photodissociation de  $O_2$  viennent s'ajouter à ceux qui existent déjà et ne peuvent s'accumuler pendant plusieurs mois à l'endroit où ils sont formés nécessite leur descente jusqu'à des altitudes suffisamment basses où la recombinaison s'accomplit. Il est donc certain qu'un état stationnaire se traduit par une compensation entre l'ascension des molécules  $O_2$  et la descente simultanée des atomes  $O$ . Les données du tableau suivant fournissent le nombre de molécules dissociées par seconde pour une colonne verticale de  $1 \text{ cm}^2$  de section. Ainsi, à 110 km, le bilan est représenté par un transport vers le haut de  $10^{11}$  molécules  $O_2$  par  $\text{cm}^2\text{sec}$  et par un transport vers le bas de  $2 \cdot 10^{11}$

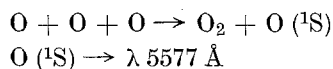
atomes O par  $\text{cm}^2\text{sec}$ . Les molécules vont se distribuer suivant un équilibre de diffusion tandis que les atomes vont vers le lieu de recombinaison.

Altitude (km)	Molécules dissociées	Atomes produits
110	$1 \cdot 10^{11} \text{cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$	$2 \cdot 10^{11} \text{cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$
130	$2 \cdot 10^{10}$	$4 \cdot 10^{10}$
180	$1 \cdot 10^9$	$2 \cdot 10^9$
240	$1 \cdot 10^8$	$2 \cdot 10^8$
340	$1 \cdot 10^7$	$2 \cdot 10^7$

En tenant compte de la distribution de température entre 85 km ( $150 \pm 10^\circ \text{K}$ ) et 100 km (environ  $200^\circ \text{K}$ ) on voit [7] que le temps de recombinaison à 100 km est de l'ordre de un an. Les calculs montrent que le maximum de concentration de l'oxygène atomique ne peut être situé au-dessous de la mésopause, sinon le temps de recombinaison ne serait que de l'ordre d'un jour. En considérant qu'à  $90 \pm 2,5$  km le temps de recombinaison de l'oxygène s'échelonne entre une semaine et un mois, on définit la région du maximum de concentration de l'oxygène atomique.

Comme ce maximum dépend d'un transport d'atomes, il sera fonction des conditions atmosphériques régnant à ces niveaux, c'est-à-dire subira des fluctuations dépendant des variations auxquelles est soumise la mésopause ou la basse thermosphère.

L'intérêt d'une telle détermination est qu'elle peut être mise en parallèle avec les résultats des observations de la raie verte du ciel nocturne à  $\lambda 5577 \text{ \AA}$  dont l'émission apparaît entre 85 km et 120 km avec un maximum d'intensité au voisinage de 90 km [8, 9, 10]. De plus, les mesures interférométriques de cette radiation par WARK [11] conduisent à une température de l'ordre de  $160^\circ \text{K}$ . Cette température correspond bien à celle résultant des déductions précédentes indiquant un maximum de concentration de l'oxygène au-dessus de la mésopause. C'est pourquoi le processus de CHAPMAN



doit représenter le mécanisme d'émission de la raie verte de la lueur nocturne.

Comme la raie verte présente ses maxima d'intensité à n'importe quelle heure de la nuit et que ses variations peuvent être de plus de 100%, on doit attribuer, dans le cadre du processus de CHAPMAN, au transport vertical et horizontal des atomes d'oxygène tous les caractères de l'émission nocturne. En fait, la descente des atomes d'oxygène doit être composée avec un transport méridien résultant d'un flux d'atomes des régions tropicales vers les régions polaires non soumises à la radiation solaire. Un tel transport devra se révéler dans des variations saisonnières et géographiques de l'intensité de la raie verte. Toutefois, il faut admettre l'effet de l'advection que l'on pourra retrouver en association avec l'étude des vents dominants au-dessus de la mésopause. En fin de compte, le caractère

variable (patchiness) dépend de la pénétration des atomes à des niveaux différents pour toute une région soumise à la fois à des mouvements dynamiques à petite échelle comme à un mouvement général associé à une circulation plus vaste. De tels mouvements existent à ces altitudes et ont été révélés par l'analyse des traînées des météorites.

### Références

1. NICOLET, M., et P. MANGE: *J. Geoph. Res.* **59**, 15 (1954).
2. NICOLET, M.: *J. Atmos. Terr. Phys.* **5**, 132 (1954).
3. FRIEDMAN, H.: *Ann. Géoph.* **11**, 174 (1955).
4. MANGE, P.: *Ann. Géoph.* **11**, 153 (1955).
5. MANGE, P.: *J. Geoph. Res.* **62**, 279 (1957).
6. BYRAM, E. T., T. A. CHUBB and H. FRIEDMAN, p. 211 in: *Proceedings of Conference on Chemical Aeronomy*, Edit. M. ZELKOFF, London and New York: Pergamon Press. 1957.
7. NICOLET, M.: *Symposium on Aeronomy*, Toronto 1957. *Ann. Géoph.*, 1958.
8. BERG, O. E., M. KOOMEN, L. MEREDITH and R. SCOLNIK: *J. Geoph. Res.* **61**, 302 (1956).
9. KOOMEN, M., R. SCOLNIK and R. TOUSEY: *J. Geoph. Res.* **61**, 304 (1956).
10. HEPPNER, J. P., J. D. STOLARIK and L. H. MEREDITH: *Am. Geoph. Union*, April 29 (1957).
11. WARK, D. Q., and J. M. STONE: *Nature* **175**, 254 (1955) and private communication.