

# L'atmosphère supérieure: nouveau laboratoire\*



**Gaston KOCKARTS**

*Docteur ès sciences, chargé de recherches à l'Institut d'aéronomie spatiale de Belgique, Bruxelles*

## *Introduction*

Avant l'utilisation scientifique des fusées et des satellites artificiels, les phénomènes physiques de l'atmosphère supérieure étaient accessibles par la méthode classique d'observation au sol et par l'analyse théorique. Mais, durant les deux dernières décennies, de nouveaux moyens d'investigation de l'atmosphère supérieure ont été développés dans divers pays. Tout d'abord, les premières fusées lancées en 1946 par le « Naval Research Laboratory » (Etats-Unis) ont permis l'observation du spectre solaire ultraviolet qui n'atteint pas le niveau du sol, c'est-à-dire que le rayonnement de longueurs d'onde inférieures à 3000 Å est absorbé par les constituants de l'atmosphère. Comme les premières observations par fusées n'avaient atteint que des altitudes de l'ordre de 200 km, il fallut attendre l'avènement des satellites artificiels au cours de l'Année géophysique internationale (1957-1958) pour explorer notre atmosphère aux altitudes plus élevées. Depuis lors, ont été lancés un grand nombre de satellites artificiels dont les périgées sont compris entre 200 et 1500 km d'altitude. Ainsi, l'analyse du freinage de ces satellites au voisinage du périgée a permis d'étudier avec plus de précision la distribution verticale de la densité atmosphérique et les variations qui se présentent au cours d'un cycle d'activité solaire. Mais, au moment où certaines observations spatiales sont effectuées jusqu'au milieu interplanétaire, il s'agit de déterminer avec précision les conditions physiques des gaz neutres et ionisés placés dans le champ magnétique terrestre et soumis aux rayonnements électromagnétiques et corpusculaires du Soleil. Ces conditions sont d'abord liées aux interactions apparaissant entre les particules chargées de haute énergie venant du Soleil et les particules neutres existant à la limite et au sein de l'atmosphère terrestre. Elles dépendent également des interactions

entre les constituants neutres et ionisés en présence ou en l'absence du rayonnement solaire ultraviolet. Ainsi, nous sommes en présence d'un vaste domaine, où la diversité et la complexité des interactions exigent de nouveaux moyens d'investigation particulièrement adaptés à des conditions physiques qui conduisent à la connaissance de nouveaux phénomènes. Comme le gaz neutre existe en tout cas et ne peut être éliminé, il est essentiel d'en déterminer les caractères fondamentaux. En effet, dans tout laboratoire on définit d'abord les conditions de travail telles que celles correspondant à la température et à la pression. En revanche, le laboratoire spatial — car tel est bien le sens qu'il faut donner aux nouvelles recherches — impose ces conditions ; nous devons nous y adapter au mieux grâce à des moyens techniques appropriés et à des méthodes d'observation compatibles avec les propriétés physiques et chimiques de l'atmosphère supérieure et de l'espace extra-atmosphérique où les phénomènes d'ionisation et de dissociation jouent un rôle essentiel.

## **1. Nomenclature de l'atmosphère neutre**

Pour décrire les phénomènes physiques de l'atmosphère supérieure, on peut utiliser deux types de nomenclatures basées soit sur la composition, soit sur la distribution de température [1].

Si on se rappelle que l'air au niveau du sol est composé essentiellement de 78 % d'azote moléculaire, de 21 % d'oxygène moléculaire et de 1 % d'argon, on pourrait tout d'abord imaginer que cette composition volumique reste constante avec l'altitude. En réalité, l'expérience nous apprend que des gaz de masse différente diffusent l'un dans l'autre pour arriver à une séparation complète.

Toutefois, aux altitudes inférieures à 100 km, l'atmosphère est soumise à un brassage continu qui empêche toute séparation par diffusion. Dès lors, cette région est appelée homo-

\* Voir en page 54 les traductions anglaise et allemande du résumé de cet article.

*Gaston Kockarts est né en 1937 à Welkenraedt (Belgique). Après avoir obtenu une licence en sciences physiques à l'Université de Liège, il présente une thèse de doctorat sur l'atmosphère supérieure à l'Université de Bruxelles (1963). Chercheur au Centre national de recherches de l'espace (1960), puis au Service d'aéronomie à l'Institut royal météorologique (1961), Gaston Kockarts appartient actuellement à l'Institut d'aéronomie spatiale de Belgique, créé en 1964. Ses publications se situent dans le domaine de l'analyse théorique des caractéristiques physiques et chimiques de l'atmosphère supérieure.*

sphère pour indiquer que la composition relative des constituants atmosphériques principaux ne change pas avec l'altitude. Ainsi, les divers gaz suivent une distribution de mélange caractérisée par une décroissance exponentielle qui est la même pour  $O_2$ ,  $N_2$  et A. Néanmoins, il convient de signaler que certains constituants minoritaires (ne jouant aucun rôle dans la masse moléculaire moyenne) ne suivent pas une distribution de mélange. L'ozone est un exemple, car sa concentration dépend de diverses réactions chimiques et de l'influence du rayonnement solaire. Aux environs de 100 km d'altitude, le régime hydrodynamique est modifié à la *turbopause*, car le brassage de l'air n'est plus suffisant pour s'opposer à l'action continue de la diffusion et ainsi à la *séparation des gaz* dans le champ de la pesanteur. Au-delà de la turbopause, la diffusion devient prépondérante; nous sommes dans l'*hétérosphère*, où les gaz se distribuent verticalement suivant une loi exponentielle caractérisée chacune par la masse du gaz considéré. Ainsi, dans l'hétérosphère, la masse moléculaire moyenne change avec l'altitude et diminue jusqu'à ce que l'élément le plus léger domine. Cependant, à une certaine altitude, il faut se rendre compte que la densité a suffisamment diminué pour que les particules décrivent diverses trajectoires balistiques sans subir de collision. C'est l'*exosphère*, la région qui constitue la limite extérieure de toute l'atmosphère.

En se basant sur la distribution verticale de la température, on peut définir les régions atmosphériques présentées dans la figure 1 :

- la troposphère, où la température décroît avec l'altitude ;
- la tropopause, où la température passe par un minimum de  $(210 \pm 20)^\circ K$  à une altitude de  $(13 \pm 5)$  km ;
- la stratosphère, où la température croît avec l'altitude ;
- la stratopause, où la température atteint un maximum de  $(273 \pm 20)^\circ K$  à une altitude de  $(50 \pm 5)$  km ;
- la mésosphère, où la température diminue avec l'altitude ;
- la mésopause, où la température passe par un minimum moyen de  $(170 \pm 25)^\circ K$  à une altitude de  $(85 \pm 5)$  km ;
- la thermosphère, où la température augmente avec l'altitude ;
- la thermopause, où commence une région caractérisée par une température constante avec l'altitude.

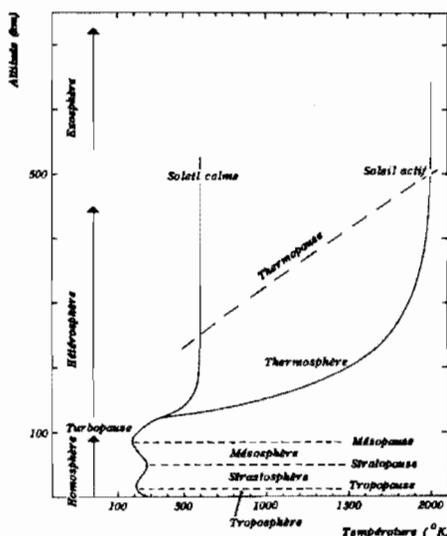


Fig. 1. Nomenclature physique de l'atmosphère supérieure.

Dans la thermosphère, la température est soumise à des variations importantes entre le jour et la nuit. D'autre part, la figure 1 montre deux distributions extrêmes de la température thermosphérique correspondant respectivement à des périodes de fortes et de faibles activités solaires.

## 2. Description de quelques méthodes expérimentales

La densité atmosphérique est un des paramètres fondamentaux de la structure de l'atmosphère supérieure. Dès lors, nous indiquons brièvement les principes des méthodes utilisées pour effectuer des mesures de densité. Dans l'homosphère, la technique de la sphère tombante est très efficace. Il s'agit essentiellement de mesurer l'accélération subie par une sphère éjectée d'une fusée [2]. En effet, l'accélération de la sphère est directement proportionnelle à la densité du milieu ambiant et à la vitesse de la sphère. Dès lors, en mesurant la vitesse et l'accélération de la sphère, on peut calculer la densité. En général, on utilise des sphères dont le diamètre est compris entre 20 cm et 3 m. Pour obtenir plus de précision, on incorpore souvent un accéléromètre à l'intérieur de la sphère, car les mesures d'accélération faites à partir du sol sont difficiles à réaliser. Cette méthode fournit de bons résultats aux altitudes inférieures à 100 km, c'est-à-dire dans l'homosphère.

Une autre méthode est basée sur l'absorption du rayonnement solaire ultraviolet et X [2, 3] par les constituants atmosphériques. Sous une forme graphique semi-logarithmique, la pente du flux observé en fonction de l'altitude donne le produit de la concentration de l'élément absorbant par la section efficace d'absorption. Dès lors, on peut déduire la concentration si la section efficace est connue. Malheureusement, de nombreuses mesures au laboratoire sont encore nécessaires pour déterminer sans ambiguïté les sections efficaces d'absorption dans l'ultraviolet. Néanmoins, cette méthode a été utilisée dans le domaine des rayons X de faible énergie (44 à 60 Å) où les sections efficaces d'absorption de O<sub>2</sub> et N<sub>2</sub> sont pratiquement identiques ; on obtient ainsi la concentration totale.

En général, les constituants atmosphériques absorbent de façon différente dans le domaine ultraviolet ; en choisissant un domaine spectral qui n'est absorbé que par un seul constituant atmosphérique, il est possible a priori de déterminer sa concentration.

Les jauges de pression et les spectromètres de masse [4] permettent d'effectuer des mesures directes *in situ* de la concentration des particules neutres. Mais ces mesures sont très difficiles à réaliser, car de nombreux facteurs peuvent les influencer.

Tout d'abord, les effets de réactions chimiques à l'intérieur de l'instrument perturbent la mesure physique. Ensuite, l'abondance relative des particules à l'intérieur de l'instrument peut être modifiée par le mouvement du véhicule par rapport à l'atmosphère. Finalement, les effets dus aux vents, au rayonnement solaire, au dégazage, etc., doivent être pris en considération. Ainsi, ces techniques exigent beaucoup de soin lors de l'interprétation des résultats, mais sont appelées à jouer un rôle énorme dans les études futures de la structure de l'atmosphère.

Actuellement, l'analyse du freinage subi par les satellites artificiels est la méthode la plus utilisée pour déterminer la densité atmosphérique. Depuis 1957, un très grand nombre de satellites ont été lancés avec des périodes comprises entre 200 et 1500 km d'altitude et l'observation des variations de la période de révolution a permis de s'attacher au problème de la détermination des conditions physiques de l'atmosphère supérieure. En principe, cette méthode est la plus simple, car elle n'exige pas la construction, la mise au point et l'utilisation d'instruments de mesure placés à bord du satellite. Dans le cas d'orbites elliptiques,

le freinage du satellite s'effectue surtout au voisinage du périhélie et l'on obtient ainsi une valeur moyenne de la densité à une altitude qu'il est possible de préciser. L'analyse des variations de la période de révolution des satellites a permis de mettre en évidence des phénomènes fondamentaux de l'hétérosphère comme la variation journalière de la densité et sa variation avec l'activité solaire.

### 3. L'hétérosphère

La région atmosphérique au-dessus de 100 km d'altitude est à la fois accessible au moyen des fusées et des satellites. Toutefois, la plupart des engins restant satellisés doivent avoir un périhélie situé à plus de 200 km d'altitude ; dès lors, les résultats d'observation entre 100 et 200 km proviennent avant tout de sondages effectués à l'aide de fusées. Il convient de rappeler que les mesures par fusées ne peuvent couvrir qu'un intervalle de temps relativement court et qu'en conséquence des variations journalières ou à longue échéance sont difficiles de détecter. Néanmoins, une intensification des recherches à l'aide de fusées est requise afin de pouvoir préciser les conditions physiques entre 100 et 200 km. La structure de cette zone est mal connue, alors qu'elle détermine le comportement des régions plus élevées. En particulier, il s'agit de déterminer avec au moins quelque précision les paramètres physiques tels que la température, la pression et la composition dans la thermosphère inférieure.

Même en adoptant des valeurs approximatives déduites des observations de la variation de la période de révolution des satellites, on se rend aisément compte que la variation de la densité atmosphérique avec l'altitude dans l'hétérosphère est très différente de celle observée entre le niveau du sol et l'altitude de 100 km. La densité atmosphérique diminue successivement d'un facteur de l'ordre de 100, de 150 à 400 km, de 400 à 700 km et de 700 à 1800 km, alors que du niveau du sol à 100 km elle décroît environ de 10<sup>-3</sup> à 10<sup>-9</sup> gm cm<sup>-3</sup>. Cette décroissance beaucoup plus lente de la densité dans l'hétérosphère doit être justifiée physiquement. D'après la loi de l'hydrostatique, la pression atmosphérique  $p$  décroît en fonction de l'altitude  $z$  suivant la relation :

$$dp = -\rho g dz \quad (1)$$

où  $\rho$  est la densité atmosphérique et  $g$  l'accélération due à la pesanteur. En combinant cette expression avec la loi des gaz parfaits on obtient :

$$\frac{d\rho}{\rho} + \frac{dT}{T} - \frac{dm}{m} = - \frac{dz}{kT/mg} \quad (2)$$

où  $k$  est la constante de Boltzmann,  $T$  la température absolue et  $m$  la masse moléculaire moyenne des constituants atmosphériques. L'équation (2) montre que la faible décroissance de la densité dans l'hétérosphère doit correspondre à une augmentation de la hauteur d'échelle  $H$  définie par :

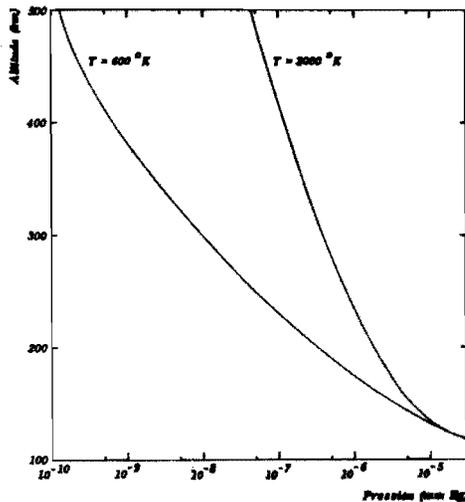
$$H = kT/mg. \quad (3)$$

Dès lors, une augmentation de la hauteur d'échelle  $H$  résulte d'un accroissement de la température  $T$  et d'une diminution de la masse moléculaire moyenne  $m$ . Ainsi, ce paramètre  $H$ , introduit dès 1939 par le professeur Chapman, nous fournit la clé du problème de la décroissance plus faible de la densité dans l'hétérosphère que dans l'homosphère.

Tout d'abord, une augmentation de la température au-dessus de 100 km exige la présence d'un processus d'échauffement. Le rayonnement solaire ultraviolet fournit suffisamment d'énergie aux particules de la haute atmosphère pour atteindre des températures de l'ordre de 2000 °K lors du maximum d'activité solaire (voir figure 1). Ainsi l'atmosphère est chauffée durant le jour par rayonnement tandis que le phénomène de conduction thermique est le phénomène de transport de chaleur. Après le coucher du soleil, la conduction thermique est suffisamment efficace dans l'hétérosphère pour faire diminuer la température diurne maximale d'environ 25 %. Dès lors, une variation journalière apparaît dans tous les paramètres physiques caractérisant l'hétérosphère. Comme les rayons solaires ne pénètrent pas dans l'atmosphère partout dans les mêmes conditions, il faut également s'attendre à des variations suivant la latitude, les saisons, etc. D'autre part, le Soleil est le siège d'une activité undécennale se manifestant en particulier dans le rayonnement ; il en résulte des modifications dans le chauffage atmosphérique entraînant des changements importants dans la structure de l'hétérosphère. En analysant les données de densité obtenues grâce à l'observation des satellites et celles résultant de la mesure des variations du flux solaire décimétrique provenant pratiquement des mêmes couches solaires où le rayonnement

ultraviolet est émis, il est possible d'établir une corrélation entre la température de la thermopause et les valeurs quotidiennes du flux décimétrique [1]. Ainsi, au cours d'un maximum d'activité solaire, la température diurne de la thermopause peut atteindre des valeurs de l'ordre de 2000 °K (en 1957-1958), tandis que lors d'un minimum d'activité (en 1964-1965) des températures nocturnes de 600 °K sont fréquentes. La figure 2 nous montre le domaine de variation de la pression au cours d'un cycle d'activité solaire. On constate que la différence entre les conditions de maximum et de minimum d'activité solaire augmente avec l'altitude pour atteindre un facteur de l'ordre de 150 à 500 km. Toutefois, la distribution verticale de la pression représentée à la figure 2 n'est pas le résultat dû uniquement au chauffage ultraviolet et à la conduction de la chaleur. L'augmentation de la hauteur d'échelle atmosphérique  $H$  est également due à une diminution de la masse moléculaire moyenne. Si, au niveau du sol, la masse moléculaire moyenne vaut 29 (78 %  $N_2 = 28,21$  %  $O_2 = 32,1$  %  $A = 40$ ), le phénomène de diffusion dans l'hétérosphère permet a priori le passage d'une masse 29 à des valeurs plus faibles correspondant à des éléments plus légers. Ainsi, l'azote moléculaire, qui est l'élément prédominant dans toute l'homosphère, devient progressivement moins important dans l'hétérosphère. Tout d'abord, la diffusion permet l'apparition d'une zone où l'oxygène atomique de masse 16 devient l'élément principal, car la dissociation de  $O_2$  dans la thermosphère inférieure est une source

Fig. 2. Distribution verticale de la pression pour des conditions extrêmes de l'activité solaire.



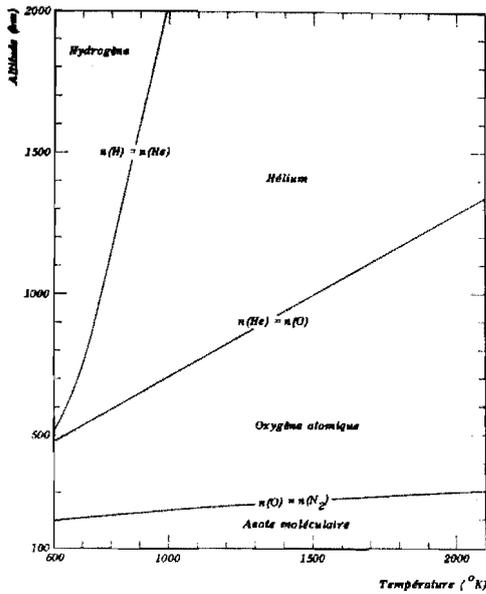


Fig. 3. Limites des ceintures d'azote moléculaire, d'oxygène atomique, d'hélium et d'hydrogène en fonction de la température de la thermopause.

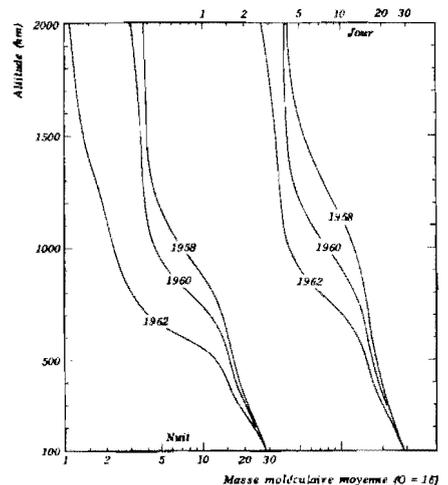
d'oxygène atomique. Ensuite, un gaz très léger, l'hélium de masse 4, qui est produit par désintégration radioactive à l'intérieur de la Terre, devient progressivement le constituant prédominant [1]. Finalement, l'hydrogène atomique de masse 1, résultant d'une série de réactions chimiques dans la mésosphère, conduit à la masse moléculaire inférieure de l'atmosphère terrestre. Ainsi, la figure 3 montre les différentes ceintures d'éléments neutres entourant la Terre aux altitudes supérieures à 100 km. Si nous désignons par  $n(X)$  la concentration (nombre de particules par  $\text{cm}^3$ ) de l'élément  $X$ , les courbes de cette figure donnent, en fonction de la température de la thermopause, l'altitude où on rencontre les équations  $n(\text{O}) = n(\text{N}_2)$ ,  $n(\text{He}) = n(\text{O})$  et  $n(\text{H}) = n(\text{He})$ . On peut remarquer que l'épaisseur des différentes zones varie avec l'activité solaire. Pour de fortes températures, les zones sont plus étendues, tandis qu'elles diminuent en épaisseur lorsque l'activité solaire décroît. Les variations, qui apparaissent dans ces diverses ceintures se traduisent dans la distribution verticale de la masse moléculaire moyenne représentée à la figure 4 pour plusieurs années correspondant à une période décroissante de l'activité solaire. En particulier, on note que la variation de la masse moléculaire moyenne est plus prononcée lorsque l'activité solaire décroît.

Ainsi, nous pouvons conclure que la structure de l'hétérosphère est liée à deux phénomènes essentiels : la diffusion des gaz et la conduction de la chaleur dans une atmosphère soumise à un chauffage solaire variable.

#### 4. L'exosphère

Dans l'hétérosphère, nous avons montré que tous les constituants atmosphériques neutres sont soumis au phénomène de diffusion dans le champ de la pesanteur. Bien que le nombre de collisions entre les particules diminue avec l'altitude, il apparaît toujours suffisant pour assurer une distribution maxwellienne des vitesses, c'est-à-dire pour conserver à un paramètre physique, comme la température, sa signification cinétique habituelle. Néanmoins, comme la pression et le nombre de collisions décroissent avec l'altitude, il en résulte que le libre parcours moyen des particules augmente rapidement avec l'altitude. La figure 5 présente des données sur le libre parcours moyen entre deux collisions d'atomes ou de molécules en fonction de l'altitude dans le cas de températures différentes de la thermopause. Alors qu'aux environs de 300 km d'altitude, le libre parcours moyen est compris entre 1 et 10 km, on constate qu'il atteint des valeurs supérieures à 100 km et même à 1000 km à des altitudes supérieures à 500 km. Des valeurs aussi élevées du libre parcours moyen des atomes ont conduit à se demander si la

Fig. 4. Distribution verticale de la masse moléculaire moyenne pour des conditions diurnes et nocturnes en 1958, 1960, 1962.



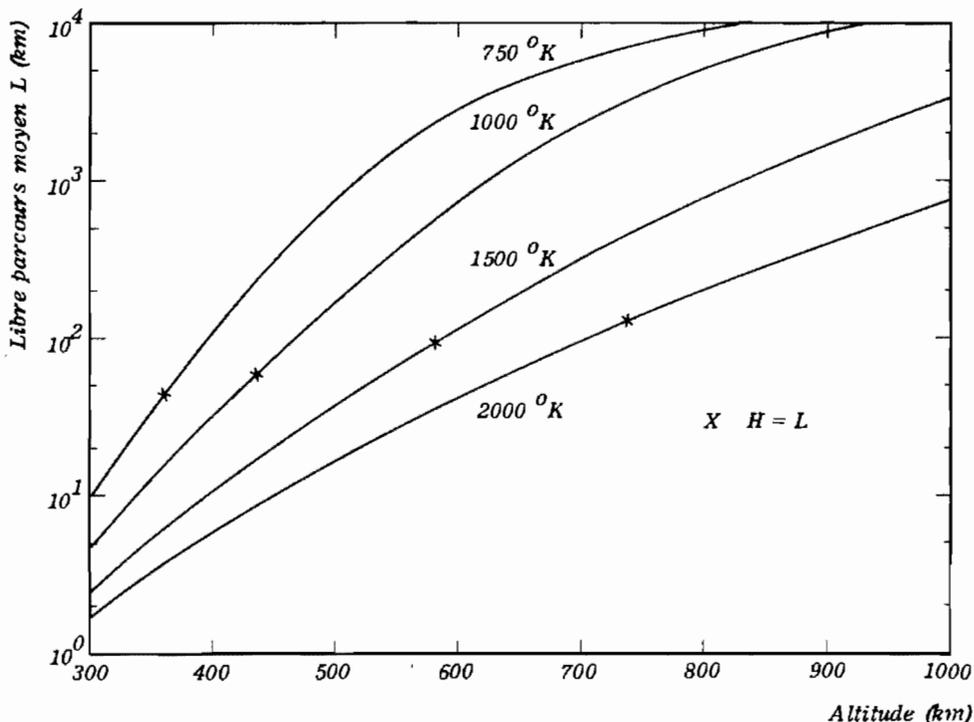


Fig. 5. Distribution verticale du libre parcours moyen pour diverses températures de la thermopause comprises entre 750 °K et 2000 °K.

loi de l'hydrostatique donnée par la relation (1) était encore valable. En effet, au-dessus d'une certaine altitude, on est amené à considérer que les collisions sont très rares et de là que les particules peuvent se déplacer suivant divers types de trajectoires sans subir pratiquement de collisions modifiant leur trajectoire. L'altitude à partir de laquelle on néglige les collisions est appelée niveau critique. Celui-ci fixe le début de l'exosphère où on n'applique pas la loi de l'hydrostatique, mais les lois s'appliquant au mouvement de particules libres. Habituellement, le niveau critique est choisi à l'altitude où le libre parcours moyen devient égal à la hauteur d'échelle atmosphérique  $H$  (voir les indications représentées par des croix à la figure 5), c'est-à-dire qu'un atome peut parcourir une distance horizontale égale à la valeur des hauteurs d'échelle dans l'atmosphère.

Dans l'exosphère, où il s'agit dès lors de déterminer la nature des diverses trajectoires que peuvent suivre les atomes dans le champ de la pesanteur, on peut introduire a priori les deux groupes suivants :

- (1) les particules passant par le niveau critique ;
- (2) les particules ne rencontrant pas le niveau critique.

Au premier groupe appartiennent les particules balistiques  $\varphi_1$ , c'est-à-dire des particules ayant quitté le niveau critique et pouvant y revenir (figure 6) et les particules hyperboliques  $\varphi_3$ , c'est-à-dire celles ayant quitté le niveau critique et en même temps l'atmosphère terrestre.

Au deuxième groupe appartiennent les particules satellites  $\varphi_2$ , pouvant tourner autour de la Terre sans rencontrer le niveau critique et les particules hyperboliques étrangères  $\varphi_4$  venant de l'extérieur de l'atmosphère et y retournant.

Si tous les types de particules existaient effectivement, l'exosphère serait caractérisée par une distribution verticale analogue à celle existant dans l'hétérosphère, car l'ensemble des trajectoires que nous venons de décrire correspond à une distribution maxwellienne. Les particules du premier groupe existent certainement, puisqu'elles proviennent directement de l'hétérosphère. Seule une fraction des particules  $\varphi_3$  est par définition d'origine extraterrestre, mais les calculs montrent que leur distribution à la concentration exosphérique n'est pas essentielle aux altitudes inférieures à 50 000 km.

Par contre, des arguments physiques permettent d'éliminer les particules du deuxième

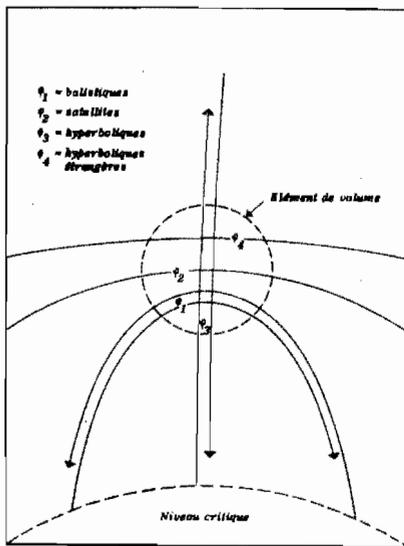


Fig. 6. Types de trajectoires suivies par les particules dans l'exosphère.

groupe. Tout d'abord, les concentrations des particules  $\Phi_4$ , qui seraient animées de vitesses pouvant dépasser quelques centaines de kilomètres par seconde, peuvent être estimées à partir de certaines observations et le résultat numérique montre que le nombre de particules hyperboliques étrangères est négligeable dans l'exosphère terrestre. Dans le cas de particules satellites définies plus haut par  $\Phi_2$ , on pourrait imaginer qu'un nombre important soit en orbite. Mais il faut tenir compte de la réalité en examinant des processus physiques détruisant les particules satellites. Parmi ces processus, on peut citer la photo-ionisation par le rayonnement solaire; dans ce cas, la particule satellite est ionisée et elle est par conséquent soumise à l'action du champ magnétique qui empêche l'ion de rester en orbite. D'autre part, la particule satellite peut entrer en collision avec un ion et échanger sa charge; le champ magnétique intervient encore. En tout cas, les conditions dynamiques d'une orbite satellite sont très difficilement satisfaites. C'est pourquoi, on peut émettre l'importante conclusion: pour déterminer les concentrations atomiques dans l'exosphère, il suffit de considérer les particules balistiques et hyperboliques existant à la base de l'exosphère. A la figure 7, nous comparons la distribution verticale dans l'exosphère de l'hélium et de l'hydrogène avec la distribution hydrostatatique utilisée dans l'hétérosphère. On constate que l'élément le plus léger, c'est-à-dire l'hydro-

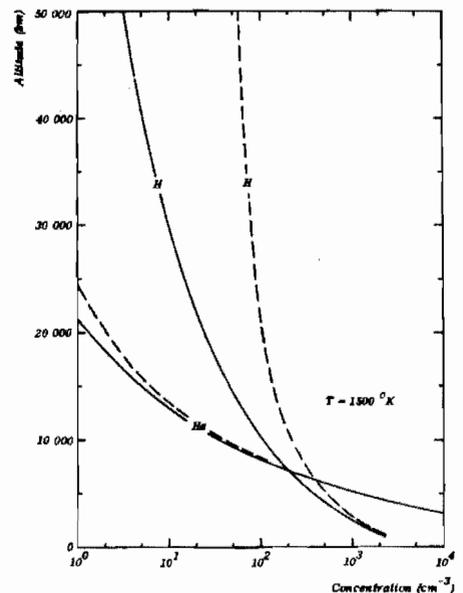
gène, est très sensible aux conditions exosphériques. Dès lors, la concentration des particules d'hydrogène existant dans l'exosphère est en réalité inférieure à la valeur obtenue en utilisant la distribution hydrostatatique classique.

### Conclusion

Après cette brève incursion dans ce nouveau laboratoire que l'aéronomie commence à utiliser, on peut dire avec certitude que le problème de l'atmosphère considérée par ses constituants neutres, c'est-à-dire non ionisés, peut être divisé en trois parties:

- (1) l'homosphère, où la masse moléculaire moyenne reste constante par suite du brassage continu de l'air;
- (2) l'hétérosphère soumise au chauffage ultraviolet du soleil, où le phénomène de diffusion entraîne une séparation des gaz dans le champ de la pesanteur et où la conduction de la chaleur détermine la distribution verticale de la température;
- (3) l'exosphère, où les atomes neutres peuvent, par suite de l'absence de collision, suivre des

Fig. 7. Exemple d'une distribution exosphérique de l'hélium et de l'hydrogène (courbes en trait plein). Les courbes en tireté correspondent à la distribution hydrostatatique qui n'est pas applicable dans l'exosphère.



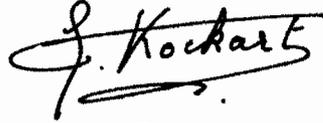
trajectoires dynamiques caractérisées essentiellement par des trajectoires balistiques.

Ces divers aspects conduisent à dire, en fin de compte, que toute observation spatiale doit être déterminée en fonction des conditions physiques caractérisant la région dans laquelle doit se faire l'expérience. C'est pourquoi il faut accorder une attention particulière à la mise au point des instruments de mesure, devant être utilisés dans le laboratoire atmosphérique. Celui-ci présente des conditions totalement différentes des conditions habituelles existant dans les laboratoires classiques. Il s'agit d'un milieu absolument différent et il faut revoir les techniques classiques d'investigation pour créer de nouvelles méthodes d'observation. Cette tâche difficile commence seulement.

G. K.

#### Bibliographie

- [1] M. NICOLET: *The Structure of the Upper Atmosphere*. Research in Geophysics, Vol. 1, pp. 243-275, Odishaw, H. (ed.). The MIT Press, Cambridge, Mass. (1964).
- [2] D. C. KING HELE, P. MULLER and G. RIGHINI (eds.): *Space Research V*, North Holland Publishing Company, Amsterdam (1964).
- [3] E. T. BYRAM, T. A. CHUBB and H. FRIEDMAN: *The Solar X-Ray Spectrum and the Density of the Upper Atmosphere*. Journal of Geophysical Research, 61, 251-263 (1956).
- [4] Résultats du satellite Explorer-XVII: Planetary and Space Science, 13, 593-646 (1965).



G. KOCKARTS.