

INSTITUT D'AERONOMIE SPATIALE DE BELGIQUE

Avenue Circulaire 3, 1180 BRUXELLES

AERONOMICA ACTA

A - N° 67 - 1969

L'Aéronomie
par M. NICOLET

BELGISCH INSTITUUT VOOR RUIMTE-AERONOMIE

Ringlaan 3, 1180 BRUSSEL

AVANT-PROPOS

" L'Aéronomie " sera publié dans un volume " La Terre " de
" l'Encyclopédie de la Pléiade ".

VOORWOORD

" L'Aéronomie " zal verschijnen in een boekdeel " La Terre " van
de " Encyclopédie de la Pléiade ".

FOREWORD

" L'Aéronomie " will be published in the book " La Terre " of the
" Encyclopédie de la Pléiade ".

VORWORT

" L'Aéronomie " wird in das Buch " La Terre " der " Encyclopédie
de la Pléiade " herausgegeben werden.

L'AERONOMIE

par

M. NICOLET.

<u>TABLE DES MATIERES</u>	<u>Pages</u>
Introduction	2
Caractères généraux de l'atmosphère	3
Les régions atmosphériques	3
Composition de l'atmosphère	8
La pression atmosphérique	11
La température	13
Observations visuelles et photographiques	15
Les étoiles filantes	15
Les aurores polaires	16
Les nuages lumineux nocturnes	18
Les observations spectroscopiques	19
L'analyse spectroscopique	19
La lumière des aurores	20
La lueur nocturne	27
Les observations ionosphériques	36
Le sondage ionosphérique	36
Le schéma ionosphérique	39
La région E normale	42
La région F ₂	45
La région F ₁	51
La région D	51
Au-dessus de la région F	58
L'homosphère	61
La chemosphère	67
L'hétérosphère	80
L'ionosphère	94
L'exosphère	117

INTRODUCTION

Jusqu'après la seconde guerre mondiale, l'étude de la haute atmosphère de la Terre fut basée presque exclusivement sur l'analyse des résultats de sondages indirects utilisant des procédés comme la spectrographie et la radio-électricité. Auparavant, on n'avait pu disposer que de méthodes indirectes, par exemple le magnétisme terrestre ou simplement des méthodes élémentaires comme des observations visuelles et photographiques de phénomènes tels que les nuages lumineux nocturnes, les étoiles filantes et les aurores polaires. Mais, avec le spectrographe, il devint possible d'analyser la lumière émise par les aurores et même la lueur beaucoup plus faible du ciel nocturne. D'une analyse spectrale, on peut, en effet, déduire quels sont les atomes et les molécules responsables d'une émission lumineuse et obtenir par conséquent des indications sur la composition de la haute atmosphère.

Depuis quelque trente ans, on peut, grâce à des "sondeurs ionosphériques", envoyer des ondes de diverses fréquences qui vont se réfléchir dans les plus hautes couches électroniques de l'atmosphère et obtenir ainsi des informations sur la constitution physique de diverses régions au sein desquelles a lieu la réflexion des ondes. Mais, à partir de 1945, on a pu disposer d'un autre moyen d'observation que le sondage indirect spectroscopique ou radio-électrique. C'est le sondage direct par fusées munies d'instruments scientifiques qui permettent ainsi d'effectuer des mesures à toute altitude.

Enfin, l'utilisation des satellites artificiels lancés pour la première fois au cours de l'Année géophysique internationale (1957-1958) est aujourd'hui un des moyens d'investigation permanente de l'atmosphère terrestre. C'est pourquoi on a assisté au début de l'ère spatiale à un développement extraordinaire de l'étude de l'ensemble de propriétés physiques et chimiques de la haute atmosphère où les phénomènes de dissociation moléculaire et de l'ionisation atomique jouent un rôle primordial ; c'est d'ailleurs ce qui constitue l'objet de l'aéronomie (ἀήρ - νόμος, air - loi).

CARACTERES GENERAUX DE L'ATMOSPHERE

LES REGIONS ATMOSPHERIQUES

Avant de décrire les résultats que l'on obtient par les diverses méthodes d'observation, il convient de définir d'abord les principales régions de l'atmosphère que l'on caractérise par le type de distribution verticale de la température. Ce sont : la troposphère, la stratosphère, la mésosphère, la thermosphère et l'exosphère (Figure 1).

Dans les recherches météorologiques, on a pris l'habitude, après Teisserenc de Bort, de considérer deux régions : la troposphère et la stratosphère.

La troposphère (τροπή, tour) est la région de l'atmosphère en contact avec le sol. Elle est le siège des hydrométéores (nuages, pluie, neige etc.) ; elle est caractérisée en général par une décroissance de la température avec l'altitude de l'ordre de 6° . La limite supérieure de la troposphère a reçu le nom de tropopause (παύσις, cessation) ; son altitude est d'environ 17 km à l'équateur et elle n'atteint que 6 à 8 km aux pôles. Aux latitudes moyennes, l'altitude de cette surface de séparation varie avec les conditions atmosphériques ; en particulier, dans les zones de haute pression (anticyclones), elle est de l'ordre de 13 km et dans les dépressions elle peut descendre jusqu'à moins de 7 km.

La stratosphère (stratum, couche) est un domaine atmosphérique que l'on atteint encore par des sondages météorologiques. Elle est tout d'abord caractérisée par une constance ou par une augmentation lente de la température avec l'altitude. Ensuite, l'augmentation de la température devient plus rapide pour atteindre un maximum de l'ordre de 0°C vers 50 km où se trouve la limite de la stratosphère, c'est-à-dire la stratopause. La température de la stratopause ne varie pas comme celle de la tropopause qui décroît grosso-modo de 50°C au

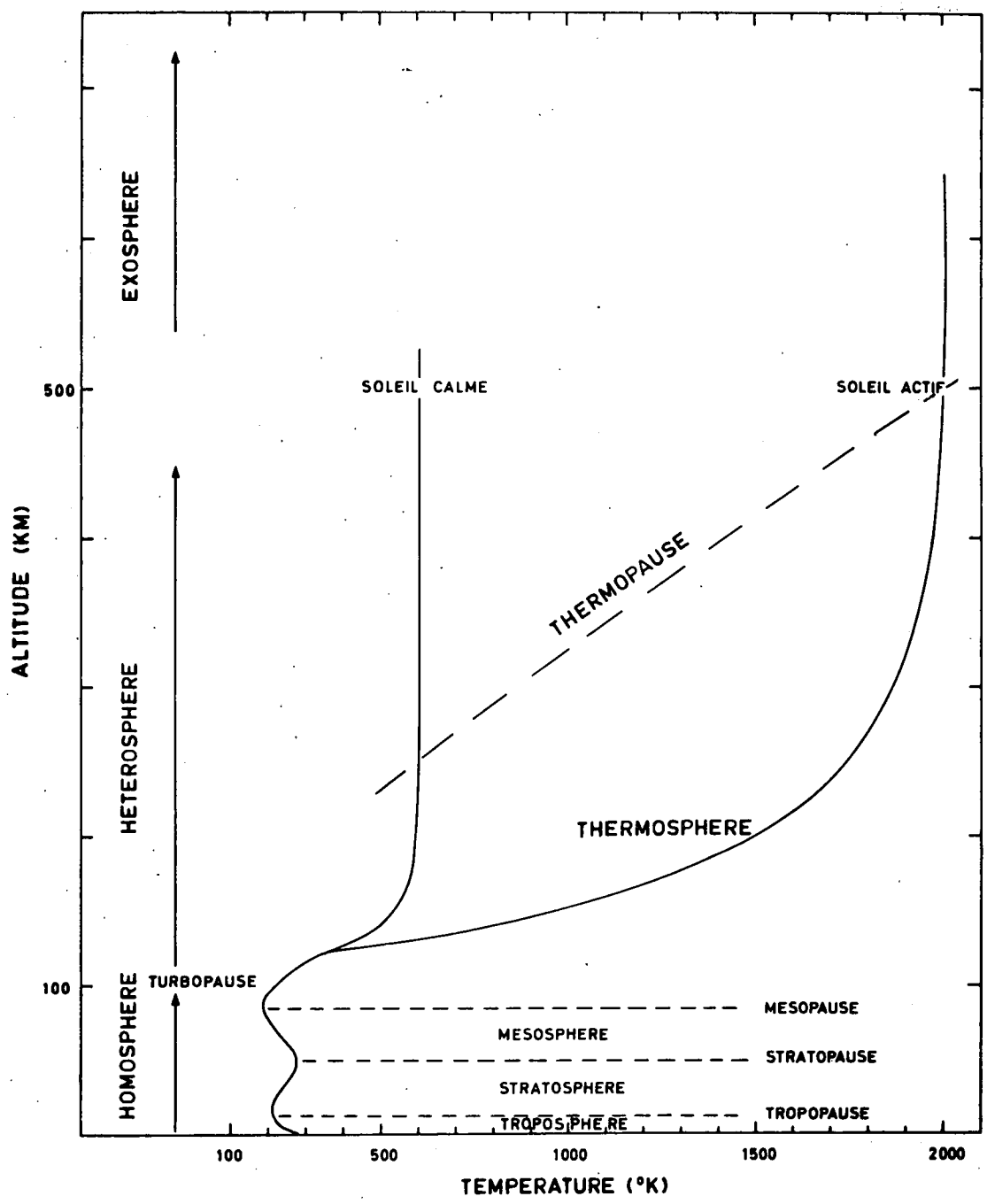


Fig. 1.- Schéma des diverses régions atmosphériques et de leurs zones de transition, qui est déterminé par la distribution verticale de la température ou par celle de la composition et de la constitution. Des variations apparaissent dans la thermosphère qui sont liées à l'activité solaire. Ainsi, la variation du niveau de la thermopause est un indice remarquable ; la température peut varier d'environ 1500°C entre le minimum nocturne le plus bas et le maximum le plus élevé au cours d'un cycle undécennal d'activité solaire.

pôle à environ - 85°C à l'équateur. Il se manifeste, néanmoins une variation de température avec la latitude et les saisons (voir figure 2). La séparation entre la troposphère et la stratosphère est réelle, car on peut dire que l'échange entre l'air troposphérique et l'air stratosphérique requiert plusieurs mois, sinon plusieurs années. Ceci indique que la circulation de l'air dans la stratosphère est différente de celle de l'air dans la troposphère.

Au-delà de 50 km, on se trouve dans la mésosphère (μέσος, qui est au milieu) dans une région caractérisée par une décroissance rapide de la température qui atteint généralement un profond minimum vers 85 km. Celui-ci peut correspondre en été et aux hautes latitudes, à des températures inférieures à - 100°C. Mais, comme la troposphère, la mésosphère est soumise à de fortes variations des températures liées à la latitude et à la saison. Le niveau habituel du minimum de la température indique une séparation dans l'atmosphère que l'on appelle la mésopause.

Au-delà de la mésopause, on entre dans l'atmosphère supérieure qui a un caractère différent de celui des régions inférieures. C'est d'abord la thermosphère caractérisée par une augmentation continue de la température jusqu'à 500°C au cours du minimum d'activité solaire et jusqu'à plus de 1500°C lors du maximum d'activité solaire. A l'altitude où cesse l'accroissement de la température, on atteint ainsi la thermopause, base d'une région isotherme qui se prolongerait jusqu'au domaine interplanétaire si on pouvait conserver les propriétés normales d'un gaz en équilibre hydrostatique. En réalité, à partir d'un certain niveau appelé niveau critique, la fréquence des chocs entre les atomes du gaz atmosphérique devenant trop faible, ceux-ci doivent être considérés comme ayant leurs trajectoires propres. On se trouve alors dans l'exosphère (ἐξω, au dehors) où les propriétés physiques doivent être étudiées dans le cadre de l'étude du mouvement de particules soumises à la pesanteur et pouvant même s'échapper de l'atmosphère. Dans l'exosphère, la température a perdu son sens habituel.

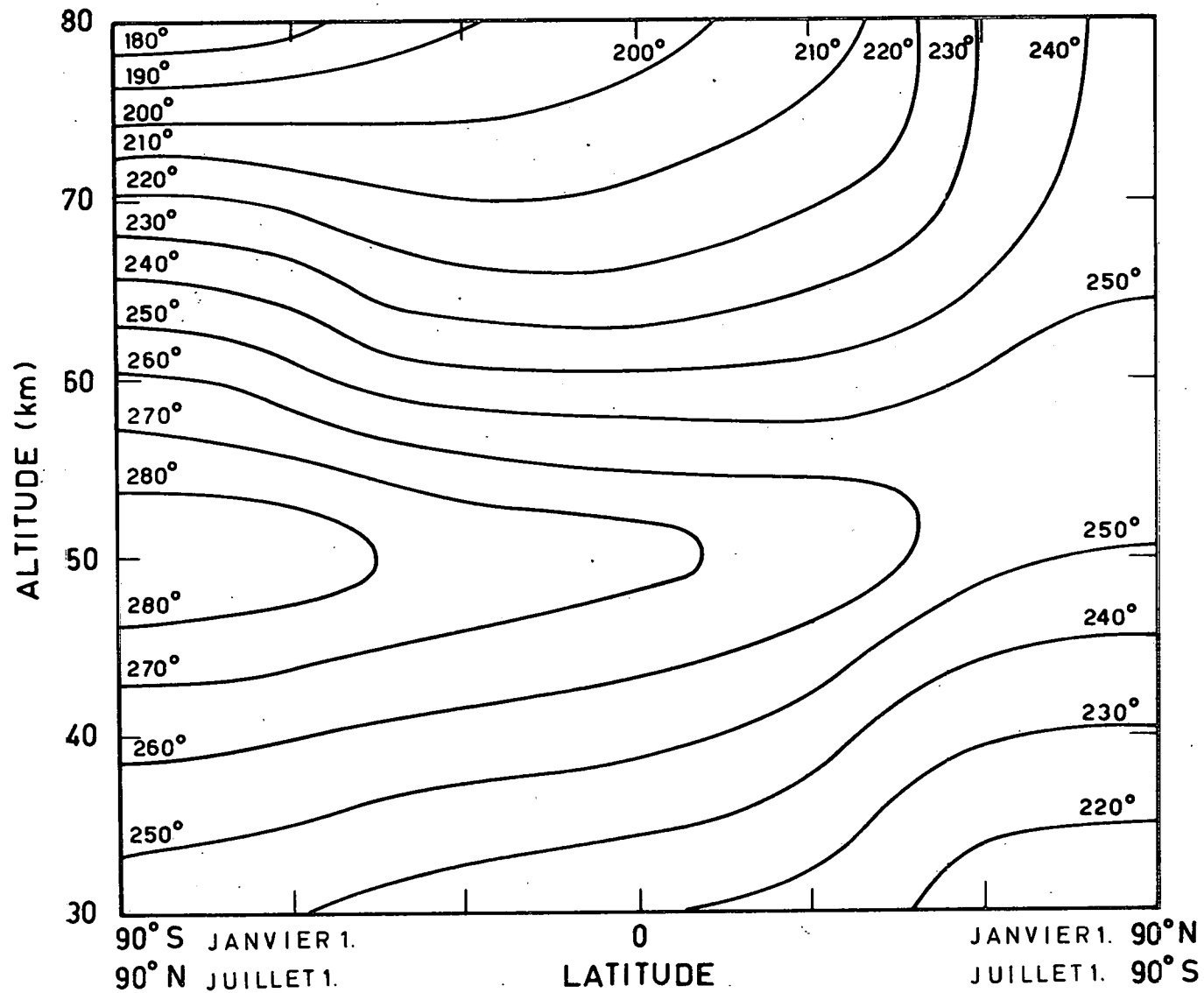


Fig. 2.- Répartition de la température dans la stratosphère et dans la mésosphère. Le maximum de température apparaît à la stratopause au voisinage de 50 km. La distribution en latitude est représentée dans un hémisphère (Nord ou Sud) au cours du mois de janvier ou de juillet.

Lorsqu'on considère, au point de vue de composition, les diverses régions que nous venons de décrire succinctement en tenant compte de la distribution verticale de la température, on constate que les trois premières régions, la troposphère, la stratosphère et la mésosphère ont la même composition générale. En d'autres termes, le mélange troposphérique d'azote et d'oxygène moléculaire se maintient dans la stratosphère et dans la mésosphère. Ainsi, on se trouve dans l'homosphère (ὁμός, semblable). A l'altitude de 100 km, dans la thermosphère, on constate que l'oxygène moléculaire a subi une forte dissociation et que l'oxygène atomique est un élément important de la composition atmosphérique ; on dit, alors, que l'on se trouve dans l'hétérosphère (ἕτερος, autre) qui aux hautes altitudes est d'ailleurs caractérisée par la présence d'atomes légers comme l'hélium et l'hydrogène. Le fait que l'hétérosphère se caractérise par un accroissement relatif des éléments légers comme l'hydrogène et l'hélium par rapport aux éléments lourds comme l'azote et l'oxygène est dû à la cessation du brassage suffisant de l'air qui est dominé par la diffusion des gaz dans le champ de la pesanteur. Cette région de transition (100-110 km) s'appelle la turbopause où un élément peut commencer à suivre sa propre distribution verticale plutôt que celle de l'atmosphère générale.

En tenant compte du fait que les propriétés normales de l'hydrostatique ne s'appliquent plus au-dessus du niveau critique, on peut dire que l'hétéropause s'identifie au niveau critique, début de l'exosphère.

Enfin, il s'agit de tenir compte qu'au-dessus d'un certain niveau l'atmosphère est soumise au rayonnement ultraviolet, aux rayons X et aux particules solaires. Il en résulte une production d'ions et d'électrons, c'est-à-dire de particules électriquement chargées provenant des divers atomes et molécules atmosphériques. On est ainsi dans l'ionosphère, qui s'étend de la mésosphère jusqu'aux confins de l'atmosphère. Mais, les particules chargées sont soumises au champ magnétique de la Terre et leur comportement aéronomique est dès lors différent de celui des particules neutres. Tant que la pression est suffisamment élevée, l'atmosphère neutre impose ses conditions à l'ionosphère.

C'est le cas dans la mésosphère et la majeure partie de la thermosphère. Mais, lorsque le rapport du nombre de particules chargées à celui des particules neutres n'est plus négligeable, l'ionosphère a ses conditions propres où on doit tenir compte du champ électrique liant les particules chargées positivement (ions) et les particules chargées négativement (électrons). Lorsque des particules chargées ont des énergies supérieures à celles correspondant aux vitesses thermiques et qu'elles se meuvent au sein des lignes de force du champ magnétique terrestre, on se trouve dans la magnétosphère. Cette vaste région est surtout liée au milieu interplanétaire où se propagent les particules chargées venant du soleil (vent solaire). C'est pourquoi on tient compte d'une zone aurorale appelée par suite de sa forme l'ovale auroral caractérisé par l'apparition concentrée d'aurores polaires résultant d'un afflux de particules chargées. C'est à l'intérieur de l'ovale auroral, c'est-à-dire la calotte polaire que des protons solaires viennent produire une ionisation particulière. Ainsi, l'atmosphère est aussi divisée géographiquement par suite de la présence du champ magnétique terrestre.

COMPOSITION DE L'ATMOSPHERE

L'air que nous respirons a une composition chimique bien définie. Il est constitué d'azote moléculaire N_2 (78,1% en volume), d'oxygène moléculaire O_2 (21%), d'argon (0,9%) et d'une faible quantité d'anhydride carbonique CO_2 (0,03%). L'atmosphère contient également une faible proportion, d'ailleurs très variable, de vapeur d'eau H_2O , tandis que le méthane CH_4 , l'oxyde azoteux N_2O , l'oxyde de carbone CO , l'hydrogène H_2 et l'ozone O_3 s'y trouvent à l'état de traces (Figure 3).

En météorologie, on considère uniquement l'air sec constitué d'oxygène, d'azote et d'argon dont les proportions ne varient pas et l'air humide où l'eau, sous ses divers états, intervient. Mais, en aéronomie, les constituants même à l'état de traces peuvent jouer un rôle physique aussi important que les gaz les plus abondants.

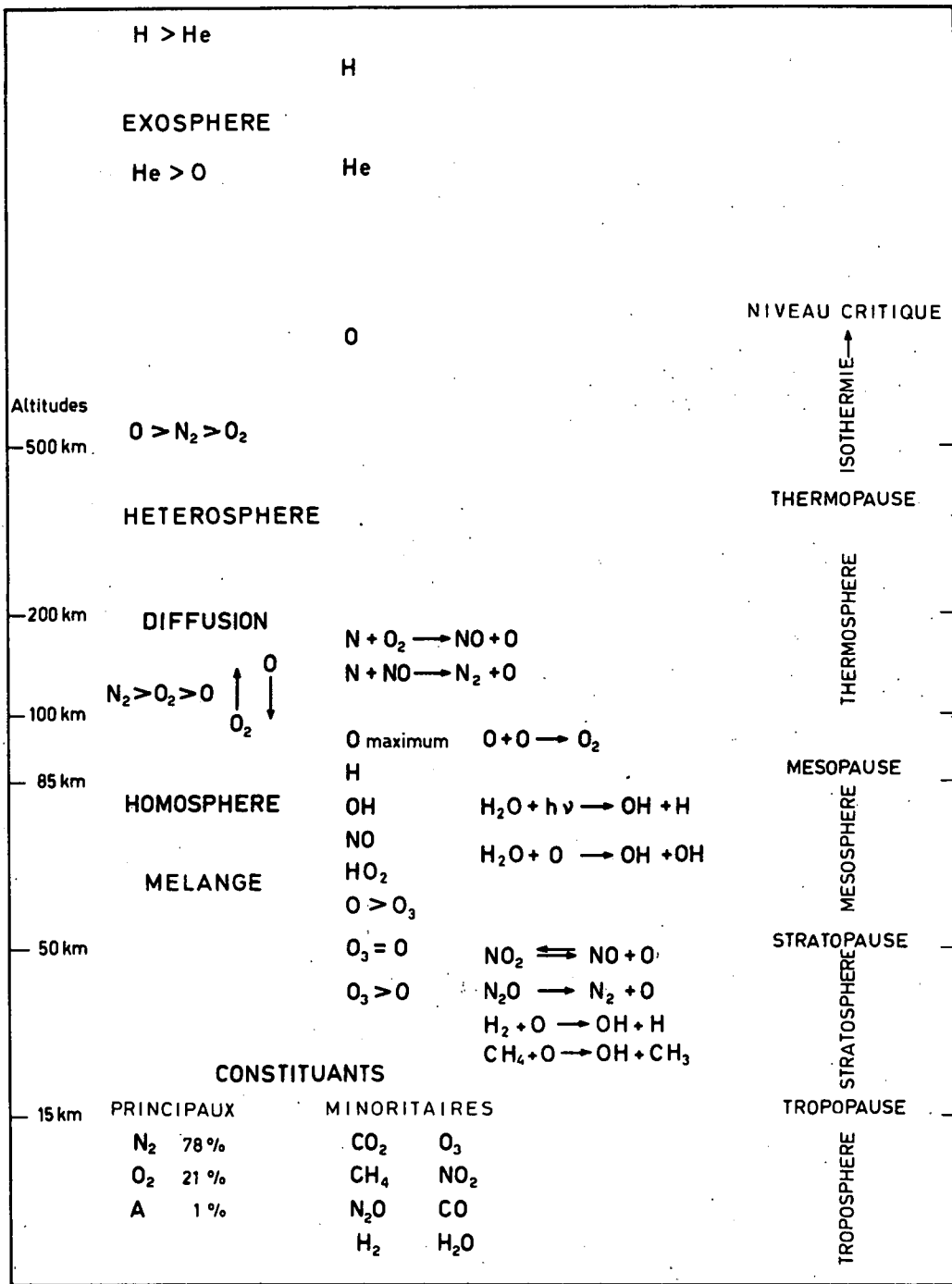


Fig. 3.- Répartition des constituants principaux et minoritaires dans l'homosphère, l'hétérosphère et l'exosphère.

Ainsi, l'ozone joue un rôle essentiel dans la mésosphère où son abondance est cependant 10.000 fois plus faible que dans la stratosphère. La réaction de l'ozone avec l'atome d'hydrogène produit le radical OH excité qui fournit l'émission la plus forte de la lueur nocturne. D'autre part, les oxydes d'azote interviennent dans la stratosphère et la mésosphère alors que leur formation résulte de la naissance de la molécule d'oxyde azotique NO au sein de la thermosphère à la suite de réactions chimiques et ioniques dont nous parlerons plus loin.

Il faut souligner, cependant, que la masse moléculaire de l'atmosphère ne dépend pas de ces molécules minoritaires. En effet, tant que le mélange subsiste par suite du brassage suffisant de l'air, sa composition est essentiellement représentée par l'azote et l'oxygène moléculaire. Ce n'est qu'à partir du niveau où la diffusion moléculaire l'emporte sur la diffusion turbulente que l'on note un appauvrissement relatif des molécules O_2 et N_2 par rapport à l'atome d'oxygène O. En effet, la masse de l'atome d'oxygène est 16 en unités relatives tandis que celle de l'oxygène moléculaire est 32 et celle de l'azote moléculaire est 28. A la masse moyenne de l'air homosphérique égale à 29 se substitue peu à peu au-delà de 100 km celle constituée par une proportion croissante d'oxygène atomique. De plus, les éléments rares dans l'homosphère (comme l'hélium, 5 millièmes de l'air au niveau du sol et l'hydrogène, un millionième d'air au niveau du sol) deviennent relativement abondants. Ceci est dû au fait que par suite de la faible masse (4 pour l'hélium et 1 pour l'hydrogène), la concentration de ces atomes décroît beaucoup plus lentement que celles de l'oxygène et de l'azote dans l'hétérosphère où chaque élément est soumis indépendamment au champ de la pesanteur. En fin de compte, l'atmosphère à ses confins est constituée d'atomes d'hydrogène. Ainsi, on rencontrera au cours de l'ascension dans l'hétérosphère la ceinture d'azote et d'oxygène moléculaires, celle d'oxygène atomique, celle d'hélium et enfin celle d'hydrogène.

LA PRESSION ATMOSPHERIQUE

La pression atmosphérique représentant le poids de la colonne d'air au-dessus du lieu d'observation, dépend de la masse des constituants principaux. Aussi longtemps que la composition ne change pas, sa mesure (par fusées) permet la détermination des propriétés atmosphériques en fonction de l'altitude.

On exprime la loi de variation de pression (statique atmosphérique) par l'expression : $dp = - \rho g dz$; on dit que la variation dp de la pression est proportionnelle à la densité ρ de l'air et à l'épaisseur dz de la couche. Le facteur g représente l'accélération due à la pesanteur. Comme l'air suit avec une très bonne approximation la loi des gaz parfaits, on écrit que : $p = nkT$; on dit que la pression p est proportionnelle au nombre n de molécules et à la température absolue T . Le facteur de proportionnalité k est appelé constante de Boltzmann.

Puisque la densité, $\rho = nm$, est égale au produit du nombre n de molécules par leur masse moyenne m , on peut, à l'aide des équations de la statique atmosphérique et des gaz parfaits, déterminer les propriétés atmosphériques en fonction de l'altitude lorsqu'on mesure la pression ou lorsqu'on détermine la densité.

Si on considère des valeurs moyennes de la densité, on peut dire que celle-ci diminue d'un millièème de gramme par cm^3 ($10^{-3} \text{ gm cm}^{-3}$) au niveau du sol jusqu'à environ un milliardième de gramme par cm^3 ($10^{-9} \text{ gm cm}^{-3}$) vers 100 km, c'est-à-dire une réduction d'environ un million de 0 à 100 km (Figure 4). De 100 km à 150 km, la densité est encore réduite d'un facteur 1000 ; elle passe ainsi à $10^{-12} \text{ gm cm}^{-3}$. Mais, on constate que pour une réduction d'un million à partir de 150 km, il faut atteindre au moins 1500 km ($10^{-18} \text{ gm cm}^{-3}$) ou 10-15 fois la valeur de la densité au niveau du sol (Figure 4). On voit ainsi qu'aux hautes altitudes, la densité et la pression décroissent lentement par suite d'abord de l'augmentation de la température et ensuite de la diminution de la masse moléculaire avec l'altitude.

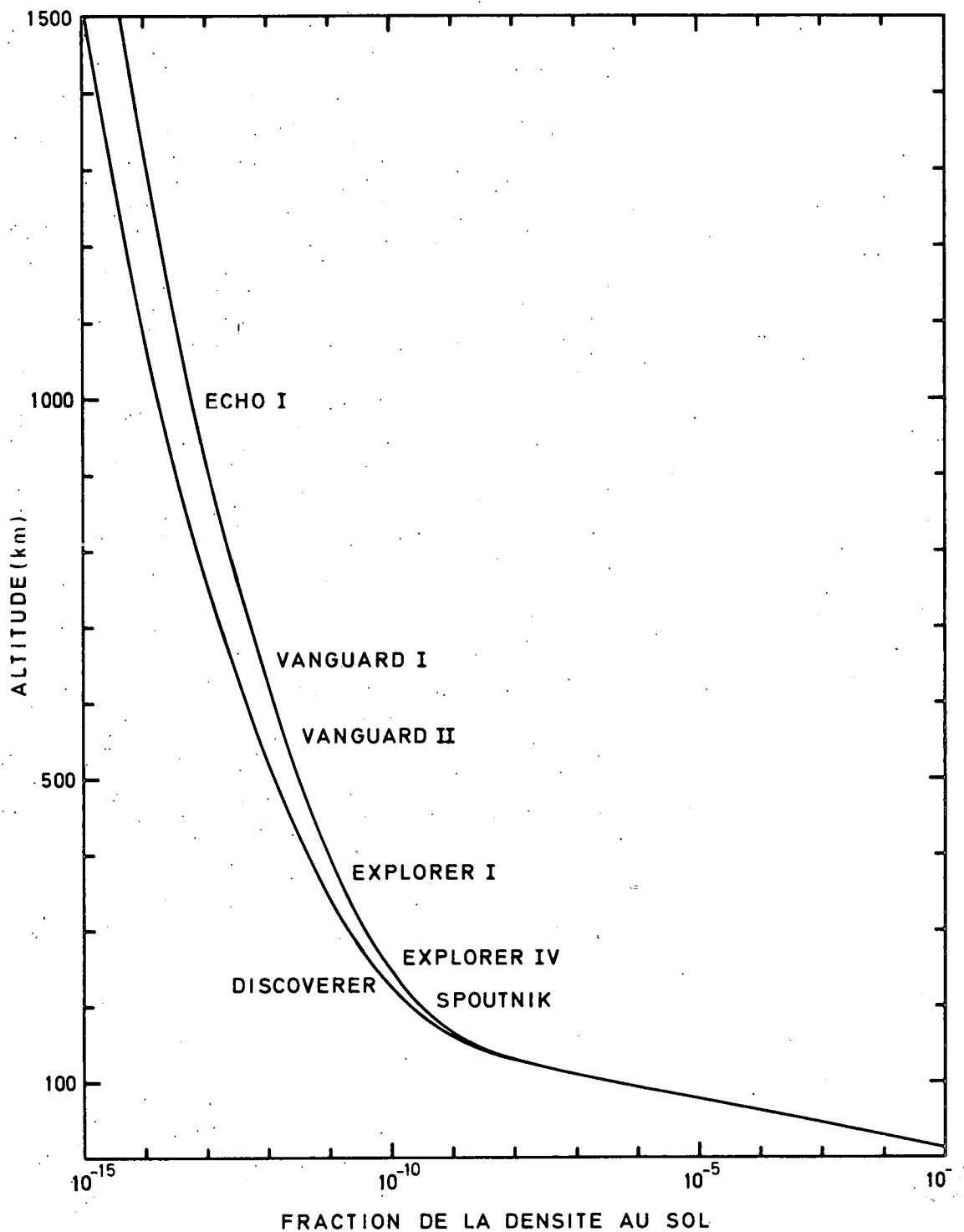


Fig. 4.- Variation de la densité telle qu'elle fut déterminée par l'étude du freinage provoqué par l'atmosphère sur les premiers satellites artificiels (des Spoutniks, Explorers et Vanguards jusqu'à Echo I) dont les périgées s'échelonnaient de 220 km à 1500 km. Deux courbes sont présentées au-dessus de 150 km afin de souligner les variations observées suivant les conditions solaires.

On constate que la densité est plus faible pendant la nuit que pendant le jour ; ceci est dû à une variation diurne de la température. Depuis que l'atmosphère supérieure est sous contrôle permanent par l'observation des satellites, on a pu montrer que l'activité solaire se manifeste dans les variations de la pression ou de la densité par suite des variations de température. On a noté que, de 1958 (maximum d'activité solaire) à 1964 (minimum d'activité solaire), la densité à 750 km a diminué d'un facteur 100 alors qu'à 200 km elle n'a pas diminué de plus de 50 %.

LA TEMPERATURE

Lorsqu'on dit que la température est de l'ordre de 0°C au niveau du sol ou à 50 km d'altitude, ou bien de 1000°C à 500 km, la signification physique reste la même et il est faux de croire qu'il y a changement de concept. Il est bien évident que le thermomètre utilisé couramment en météorologie ne serait pas suffisamment sensible pour mesurer la température exacte de l'air à des altitudes élevées. D'ailleurs au niveau du sol, beaucoup de précautions sont déjà requises pour obtenir une mesure exacte de la température de l'air.

La théorie cinétique des gaz montre que les molécules constituant un gaz sont animées de mouvement très rapides avec une distribution de vitesses telle que celle-ci permet de déterminer une vitesse moyenne correspondant à une température déterminée. Lorsque les collisions sont très nombreuses, il y a équipartition de l'énergie entre les diverses sortes de molécules, ce qui définit une température unique. Lorsqu'on dit que la température est de l'ordre de 0°C au niveau du sol, à 50 km et à 100 km, on affirme que les énergies cinétiques des molécules à ces niveaux sont identiques, car le nombre de chocs est suffisant pour assurer une équipartition de l'énergie. En conséquence, des thermomètres parfaits (immédiatement en équilibre) fourniraient la même indication. Cependant, comme de tels thermomètres ne peuvent être réalisés dans la pratique, on utilise des procédés indirects basés sur la détermination de la pression et la loi des gaz parfaits.

$$\langle \frac{1}{2} m v^2 \rangle = \frac{3}{2} kT$$

energie cinétique moyenne

$$\langle v \rangle = \sqrt{\frac{8kT}{\pi m}}$$

vitesse moyenne

A l'heure actuelle, la plupart des déterminations ont été basées sur la décroissance de la densité atmosphérique totale ou de la densité d'un élément déterminé. Afin d'expliquer le freinage des satellites artificiels, on détermine les valeurs adéquates de la densité. En tenant compte de sa variation avec l'altitude et en introduisant une hypothèse sur la nature des constituants, on détermine la température. Dans le cas où on suit la distribution verticale d'un élément comme l'azote moléculaire, on peut obtenir directement la température. Ainsi, par une étude permanente on voit qu'au-dessus de 150 km, la température est soumise à de larges variations. La variation diurne se manifeste par une température de la nuit 30 à 40 % plus basse que celle du jour; au chauffage pendant le jour par le soleil doit se substituer le refroidissement nocturne. Comme l'émission solaire ultraviolette varie au cours d'un cycle d'activité solaire, on retrouve dans la température de l'atmosphère supérieure les effets de la variation du chauffage ultraviolet. Ainsi, au cours de l'année 1964 correspondant à un minimum d'activité, la température minimum à la thermopause a été de quelque 500°C pendant le jour et environ 300°C pendant la nuit. Mais, en 1958, lors d'un maximum important de l'activité solaire, les températures de jour et de nuit ont atteint respectivement environ 1500°C et 1000°C.

A partir du niveau critique, la température perd évidemment son sens habituel puisque les atomes suivent leur trajectoire dynamique en ne subissant pratiquement plus de collisions. C'est pourquoi il faut se rappeler que si pour une même température les atomes possèdent la même énergie, ils ne possèdent pas la même vitesse ; celle-ci dépend de leur masse. Les atomes légers sont animés de vitesses plus grandes que les atomes lourds ; pour une même énergie, l'hydrogène a une vitesse double de celle de l'hélium qui lui-même est caractérisé par une vitesse égale à deux fois celle de l'oxygène atomique. C'est pourquoi dans l'exosphère un atome léger comme l'hydrogène peut en raison de sa vitesse quatre fois supérieure à celle de l'oxygène atomique s'échapper de l'atmosphère terrestre alors que ce dernier reste toujours soumis au champ de la pesanteur.

OBSERVATIONS VISUELLES ET PHOTOGRAPHIQUES

Les observations visuelles et photographiques ne sont pas susceptibles d'apporter beaucoup de renseignements sur les propriétés physiques de la haute atmosphère. Ce n'est que par les observations spectroscopiques et radio-électriques que l'essentiel de nos premières connaissances a été obtenu. Néanmoins, il est intéressant de dire quelques mots sur les principaux résultats que l'on a acquis par la méthode visuelle ou photographique.

LES ETOILES FILANTES

L'apparition des étoiles filantes est un phénomène présentant un aspect sporadique ou collectif caractérisé alors par des essaims. Les étoiles filantes sont des débris de météorites que la rencontre avec les molécules d'air porte à l'incandescence et rend ainsi visibles.

La vitesse des étoiles filantes dans l'atmosphère varie entre les deux limites de 12 à 72 km par seconde suivant la direction de leur origine. Comme la vitesse orbitale de la Terre est de 30 km par seconde et que la vitesse limite des débris météoriques sur une orbite elliptique est de 42 km par seconde, on constate ainsi que, suivant la position et l'excentricité de l'essaim, la vitesse de pénétration peut varier entre les larges limites citées plus haut.

En mesurant par un procédé de triangulation les points d'apparition ou les points de disparition des étoiles filantes, on est parvenu à les situer à des altitudes comprises entre 80 et 120 km. En introduisant les processus physiques qui doivent être à l'origine de l'incandescence et de l'énergie lumineuse émise lors de la rencontre des météores avec les molécules d'air, on est parvenu à trouver quel était l'ordre de grandeur requis pour la densité de l'air. Une des conclusions essentielles a été que la température devait augmenter dans l'ensemble de la stratosphère afin d'obtenir les données adéquates.

Mais un résultat d'observation auquel on attache beaucoup d'importance aujourd'hui est la modification que subissent les traînées persistantes qui, d'abord rectilignes, se déforment et deviennent complètement distordues avant de disparaître. Ce phénomène résulte des mouvements atmosphériques qui existent au voisinage de la mésopause. Il démontre que l'atmosphère à ces niveaux est toujours soumise à la turbulence qui provoque le brassage de l'air et ainsi le maintien de la composition normale dans l'homosphère. Mais, l'étude des météores est aujourd'hui exclusivement basée sur la méthode de détection radio-électrique (radar).

LES AURORES POLAIRES

L'observation des aurores remontent à plus de 2000 ans ; celles-ci étaient déjà observées sur les rivages méditerranéens. Le nom d'aurore boréale fut donnée par Gassendi à un phénomène lumineux exceptionnel apparu dans le ciel nocturne en 1621, tandis que celui d'aurore australe fut introduit à la suite de la première observation d'une aurore dans l'hémisphère sud par Cook cent cinquante ans plus tard (1773).

La découverte de l'électron amena le physicien norvégien Birkeland à proposer la première théorie rationnelle de l'aurore en 1896. Il s'agissait d'expliquer la lumière aurorale par des électrons émis par le soleil pénétrant dans le champ magnétique terrestre et déviés vers les régions polaires.

Les aurores se présentent sous divers aspects et les premières observations en ont fait une classification qui subsiste encore aujourd'hui dans les atlas d'aurores. L'aurore se présente sous trois formes principales. Il y a d'abord des formes qualifiées d'arcs calmes de couleur verte d'intensité assez uniforme, se déplaçant très lentement et ayant une épaisseur de l'ordre de 3 km. L'autre forme d'un tout autre caractère se manifeste par des taches diffuses qui apparaissent à des endroits très différents dans le ciel. Enfin, la troisième forme est celle qui est représentée par des arcs rayés à peu près verticaux qui apparaissent et disparaissent rapidement.

Très souvent, cette forme ressemble à des draperies mouvantes dans le ciel.

L'aurore débute généralement sous la forme d'un ou plusieurs arcs calmes ou des bandes dans l'ovale auroral. Ces arcs peuvent s'étendre sur des milliers de km ; dans les cas exceptionnels, ils atteignent jusqu'à 10.000 km, en ceinturant dans un ovale relativement étroit le pôle géomagnétique. La partie active du développement auroral se manifeste à la fois par la brillance du phénomène, l'apparition des rayons et l'extension vers les latitudes moyennes. A ce moment, l'aurore peut couvrir une ceinture relativement large allant à la fois vers le nord et vers le sud de l'ovale auroral. Cette phase d'expansion de l'aurore est alors suivie d'une phase de contraction en latitude et en longitude, mais qui est souvent moins rapide que la première phase. Finalement, l'arc du début réapparaît avec encore des taches diffuses qui s'estompent dans le ciel.

Déjà en 1892, on parvint à prendre des photographies d'aurores ; mais c'est à partir de 1910 que Störmer débuta dans son étude systématique de la détermination de la distribution spatiale du phénomène. Celui-ci présente un maximum entre 100 et 110 km et s'étale en général sur une épaisseur moyenne de 50 km. Cependant, ce résultat statistique concerne les formes les plus communes. Des aurores peuvent apparaître à des altitudes exceptionnellement basses, mais ne dépassant pas le niveau de 70 km. Mais, en fait, les aurores les plus remarquables se présentent sous la forme de draperies et surtout de rayons dont le sommet peut atteindre des altitudes de 800 à 1000 km. Dans ce cas, les rayons auroraux apparaissent presque exclusivement dans une atmosphère encore éclairée par le Soleil.

L'observation photographique des aurores apporte ainsi une contribution intéressante à notre connaissance de l'atmosphère supérieure car elle souligne l'existence de molécules et d'atomes au moins jusqu'à 1000 km. En outre, elle permet d'étudier l'action des particules émises par le Soleil par une analyse statistique des variations diurnes, annuelles et de la distribution géographique.

Ainsi, l'étude générale photographique effectuée au cours de l'Année géophysique internationale (1957-58) et des années suivantes a permis de mieux connaître la morphologie des aurores. En particulier, l'ovale auroral correspondant à la zone d'apparition maximum des aurores tant dans l'Antarctique que dans l'Arctique est bien déterminé à quelque 20° des pôles magnétiques. Enfin, il doit encore être souligné qu'il existe une relation statistique remarquable entre l'activité solaire et l'apparition des aurores. Au minimum d'activité magnétique correspondant à celui de l'activité solaire, il n'y a pratiquement pas d'aurores en dehors de l'ovale auroral, alors que le maximum d'apparition est bien lié au maximum d'activité magnétique lors de la forte activité solaire.

LES NUAGES LUMINEUX NOCTURNES

On connaît toute la série des nuages troposphériques intéressant le météorologiste et on sait que des nuages nacrés apparaissent dans la stratosphère au-delà de 20 km ; mais il existe également à des altitudes supérieures, au niveau de la mésopause, des nuages que l'on appelle nuages lumineux nocturnes. Ceux-ci sont en général observés dans un domaine de latitudes s'étendant de 45° à 60°. Lorsque le Soleil est couché depuis quelque temps et se trouve sous l'horizon, des nuages peuvent apparaître dans le cercle crépusculaire existant au cours des nuits d'été.

Les nuages lumineux nocturnes, dont l'aspect ordinaire ne diffère pas beaucoup des cirro-stratus, présentent des caractères remarquables. Leur altitude moyenne déterminée par le procédé photographique est d'environ 82 km. Leur vitesse est de l'ordre de 50 m par seconde, mais peut atteindre et même dépasser 100 m par seconde. Ils présentent parfois des déplacements internes assimilables à des mouvements de vagues distantes d'environ 10 km. En général, leur forme continuellement changeante est une manifestation des mouvements atmosphériques à l'altitude de la mésopause.

Bien que l'origine de ces nuages ne soit pas tout à fait déterminée, on peut penser que leur formation exige à la fois un noyau de poussière et suffisamment d'eau sous forme de cristaux de glace. En tout cas, l'observation de ces nuages, en même temps que la mesure de la température à 85 km, démontre que la température doit être inférieure à -120°C . Ainsi, les nuages lumineux nocturnes seraient formés par des cristaux de glace entourant des noyaux de poussières cosmiques ; ils peuvent apparaître lorsque la vapeur d'eau est suffisamment abondante au niveau de la mésopause alors que les températures sont très basses. De telles conditions apparaissent normalement dans la mésosphère d'été aux hautes latitudes.

LES OBSERVATIONS SPECTROSCOPIQUES

L'ANALYSE SPECTROSCOPIQUE

Depuis l'expérience de Newton (1666), on sait comment décomposer la lumière émise par les astres ou par tout corps rayonnant. La spectroscopie moderne permet de reconnaître l'origine de la lumière émise, car chaque atome et chaque molécule présentent des radiations caractéristiques dont l'intensité dépend des conditions physiques du milieu émetteur. Néanmoins, dans le cas de faibles luminosités comme celles des aurores et surtout du ciel nocturne, le spectroscope doit être doué d'un grand pouvoir lumineux. Aujourd'hui, on est arrivé comme d'ailleurs en photographie courante, à réaliser des appareils susceptibles d'analyser la lumière émise par les sources les plus faibles. Bien qu'une aurore se présente dans l'obscurité comme une manifestation brillante, sa luminescence décomposée au spectroscope apparaît bien faible. On y reconnaît seulement une radiation verte - la fameuse raie verte des aurores - et quelques autres radiations qui tombent malheureusement dans un domaine du spectre où l'oeil n'est pas très sensible. Aussi est-il très difficile de fixer la position exacte de ces radiations, dans le spectre, c'est-à-dire en longueur d'onde. A.J. Angström fut le premier, en 1869, à pouvoir observer la raie verte et jusqu'en 1912, la plupart des observations effectuées visuellement apportèrent peu

de renseignements utilisables sur le spectre des aurores. Mais avec l'emploi de spectrographes et de la plaque photographique permettant de fixer a posteriori la position des radiations, on découvrit immédiatement que des radiations situées dans le bleu (4 300 Å) étaient dues à la molécule d'azote. Après ces débuts difficiles, l'analyse spectroscopique a fait de tels progrès qu'il est possible aujourd'hui d'obtenir des renseignements d'une extrême importance sur la constitution de la haute atmosphère.

LA LUMIERE DES AURORES

Lorsqu'on analyse la lumière des aurores, on y trouve les radiations caractéristiques émises par l'oxygène et par l'azote.

L'azote émet des spectres de bandes indiquant qu'il est sous forme moléculaire (N_2) exactement comme au niveau du sol. Ce sont les bandes appelées bandes du premier et du second système positif de l'azote. Le premier système positif se trouve dans le domaine des grandes longueurs d'onde, c'est-à-dire dans le rouge et surtout l'infrarouge proche. Le second système positif se trouve dans le domaine des courtes longueurs d'onde, c'est-à-dire dans l'ultraviolet. En outre, l'azote moléculaire est encore caractérisé par le système des bandes de Vegard-Kaplan que l'on observe au laboratoire dans des conditions physiques déterminées. Cependant, les bandes les plus intenses dues à la molécule d'azote appartiennent à des systèmes appelés systèmes négatifs. Elles sont dues à la molécule ionisée, c'est-à-dire à la molécule qui a perdu un électron. En d'autres termes, les particules qui entrent en collision avec les molécules d'azote peuvent non seulement les exciter et donner lieu à l'émission de différents systèmes positifs, mais également les ioniser (arracher un électron) en provoquant l'émission de systèmes négatifs. Le même phénomène d'ionisation se produit pour les molécules d'oxygène (O_2) pour lesquelles on observe également les radiations caractéristiques de la molécule ionisée.

Ces diverses radiations aurorales caractérisant la présence des molécules d'azote et d'oxygène semblent n'apporter à première vue aucune indication nouvelle sur l'atmosphère supérieure, car ces radiations sont observées dans certaines décharges produites dans l'air. Cependant, lorsqu'on examine la distribution des diverses radiations en fonction du type ou de la forme des aurores, on obtient des résultats intéressants.

On constate, en particulier, que la lumière émise par les rayons auroraux atteignant 800 à 1000 km est surtout due à la présence des bandes du système négatif N_2^+ de l'azote. En d'autres termes, l'atmosphère jusqu'aux plus hautes altitudes est caractérisée par la présence de l'azote moléculaire ; ainsi la distribution des gaz dans le champ de la pesanteur est telle qu'il subsiste des molécules d'azote à toutes les altitudes.

On peut encore obtenir un autre résultat important grâce à une analyse précise des spectres ; c'est la détermination de la température. Lorsqu'on parvient à déterminer la distribution d'intensité d'une bande moléculaire, on peut en déduire la température du milieu gazeux. En procédant à une telle détermination dans le cas des bandes de la molécule d'azote émises par les aurores, on trouve que les températures s'échelonnent de - 100°C à plus de 500°C suivant les altitudes où les radiations sont observées. Ceci correspond bien aux températures déduites des mesures de la densité par les fusées. Lorsque des spectrographes adéquats seront utilisés, dans tous les domaines spectraux, il sera possible d'obtenir des données sur la température en fonction de l'altitude et des conditions physiques propres aux divers types d'aurores. Si les aurores indiquent la présence jusqu'aux plus hautes altitudes de molécules qu'on trouve dans l'air de la troposphère, il n'en résulte pas moins que les radiations dues à l'atome d'oxygène et à l'atome d'azote apparaissent avec une intensité remarquable dans la luminescence aurorale. Nous avons déjà parlé de la raie verte des aurores que tout spectroscopie révèle facilement, car elle se trouve dans le domaine où l'oeil a son maximum de sensibilité. Cette raie verte resta longtemps sans interprétation, car elle n'était pas observée en laboratoire.

En fait, Vegard l'attribuait à l'azote solide et d'autres à un élément inconnu, le géocoronium par analogie avec le nom donné à des radiations alors inconnues (coronium) émises par la couronne solaire. On sait aujourd'hui que ce type de radiations - géocoronium, coronium, nebulium, (transitions interdites) - est dû à des éléments connus. Il faut des conditions physiques spéciales pour permettre leur émission. En général, les émissions habituelles (transitions permises) sont dues à des molécules ou à des atomes qui émettent spontanément (en un cent-millionième de seconde) leurs radiations après l'excitation, tandis que les transitions interdites requièrent souvent plusieurs secondes et parfois même des heures avant de pouvoir être émises. Dans ce dernier cas, il en résulte une possibilité de collisions entre les molécules excitées et d'autres molécules qui en les désexcitant suppriment l'émission. Dans l'atmosphère supérieure où la pression est très faible, c'est-à-dire où les chocs sont peu nombreux, l'émission n'est pas entravée et on peut observer des transitions interdites de l'atome d'oxygène. D'autre part, l'atome d'azote possède dans l'ultraviolet et dans le vert d'autres transitions interdites observées également dans les aurores. Les transitions interdites de l'atome d'oxygène neutre sont la raie verte à 5577A et le doublet rouge à 6300 et 6364A (Figure 5a) ; celles de l'atome d'azote sont la radiation ultraviolette à 3465A et la radiation verte à 5200A (Figure 5b).

Enfin, les radiations qu'on obtient habituellement au laboratoire dans l'analyse du spectre des atomes d'oxygène et d'azote apparaissent également comme radiations aurorales. On voit donc que la thermosphère est constituée à la fois de molécules et d'atomes et que sa constitution est essentiellement différente de celle de la troposphère et de la stratosphère.

Un des problèmes aéronomiques fondamentaux consiste donc dans la détermination des proportions exactes du nombre de molécules et d'atomes. Jusqu'à présent, les théories de la formation des aurores ne sont pas encore suffisamment développées pour permettre de tels calculs, d'autant plus que les aurores ne correspondent pas à des conditions normales de la thermosphère, mais plutôt s'identifient à des perturbations.

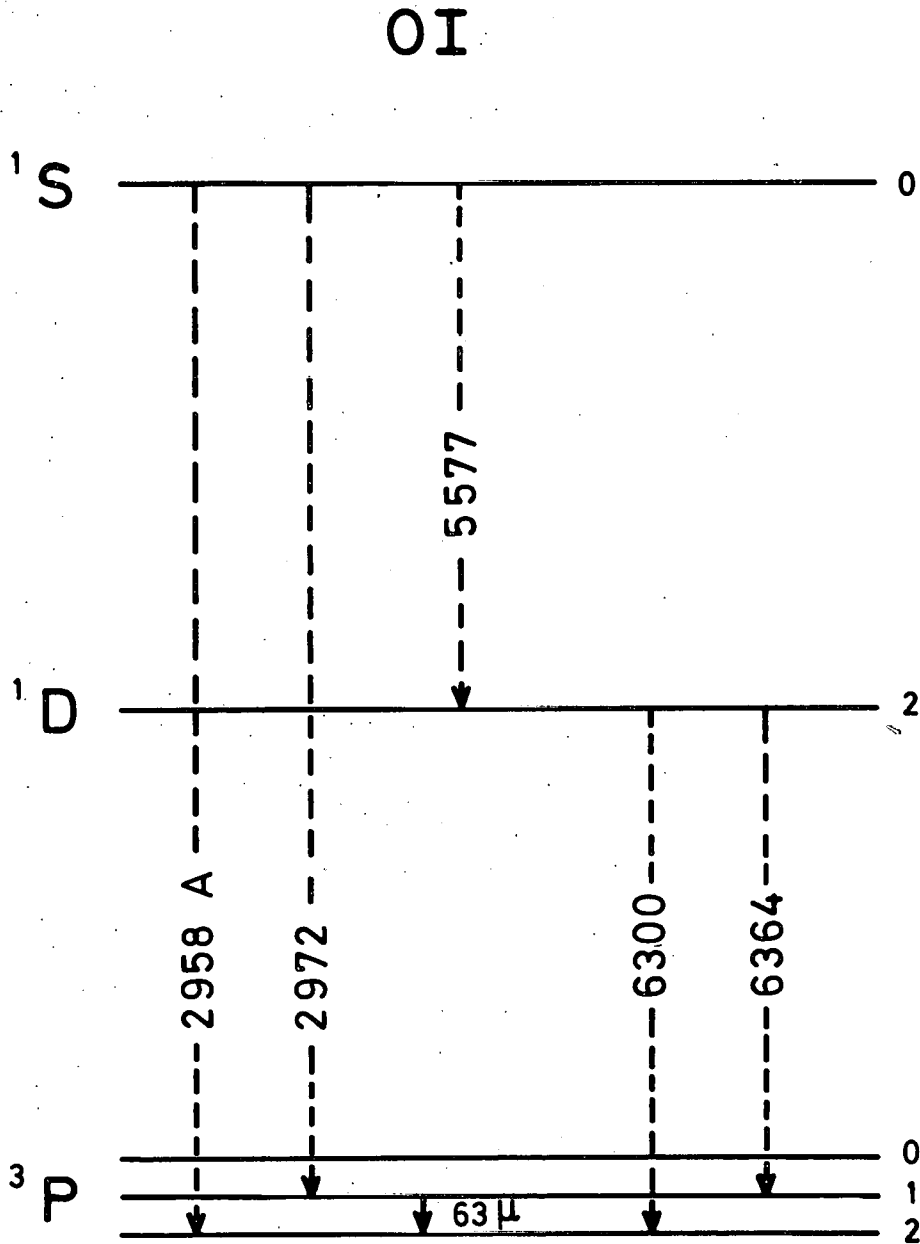


Fig. 5a.- Radiations de l'oxygène atomique neutre émises à partir des deux états métastables 1S_0 et 1D_2 . La raie verte provient de l'état 1S_0 et le doublet rouge provient de l'état 1D_2 . La radiation $^1S_0 - ^3P_1$ à 2972 A est observée au-dessus de la couche d'ozone où elle est absorbée. Les durées de vie des états 1S et 1D sont respectivement de l'ordre de 1 seconde et 100 secondes.

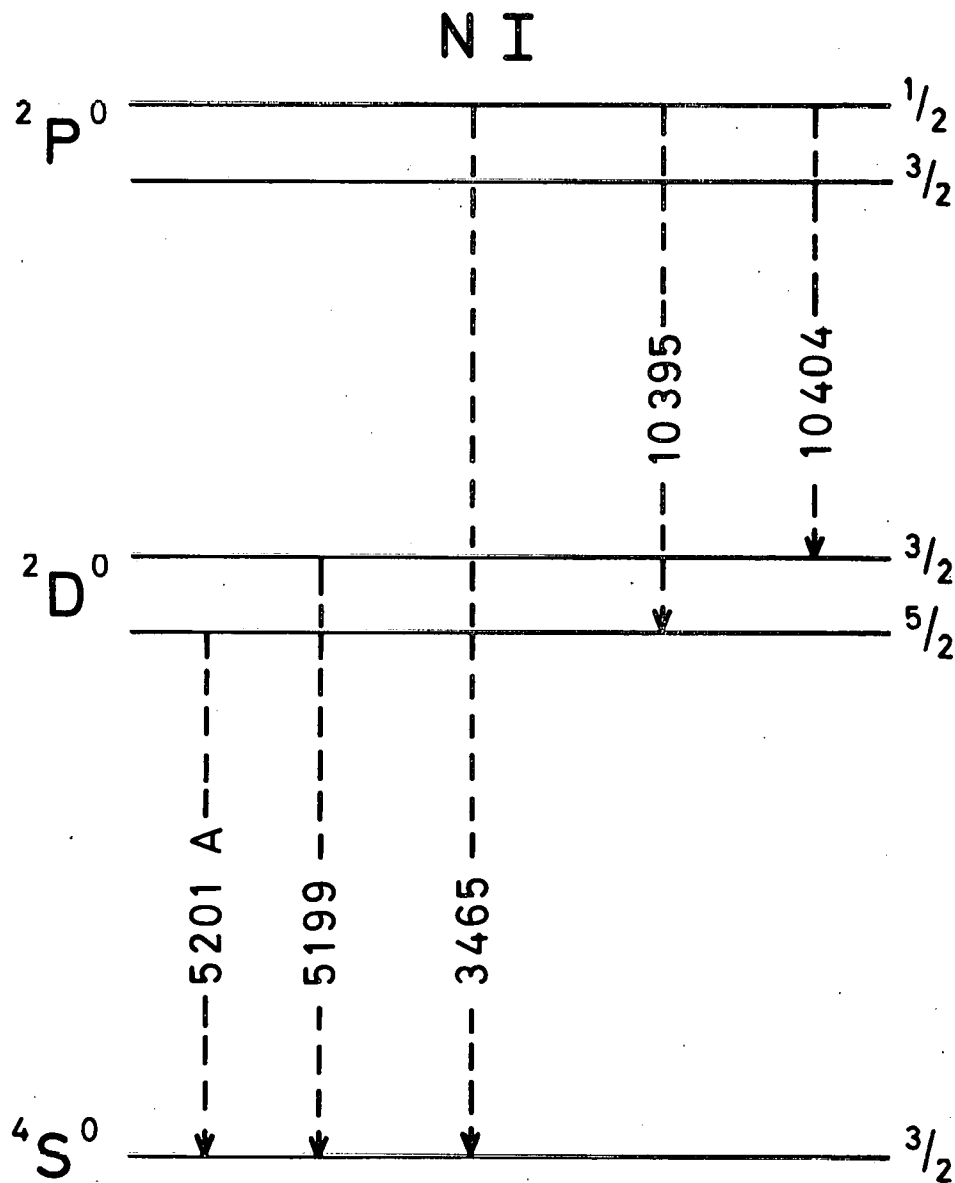


Fig. 5b.- Radiations de l'azote atomique neutre émises à partir des deux états métastables ${}^2P^0_{1/2,3/2}$ et ${}^2D^0_{3/2,5/2}$. Les radiations vers 10400A et 3465 A apparaissent dans les aurores. Le doublet ${}^2D^0_{3/2,5/2}$ - ${}^4S^0_{3/2}$ à 5200 A apparaît également dans la lueur nocturne malgré une durée de vie très longue de l'état 2D de l'ordre d'un jour.

Outre ces émissions caractérisant à la fois les molécules neutres et ionisées d'azote et d'oxygène et les atomes d'oxygène et d'azote, qui sont dues aux constituants principaux de l'air au-dessus de 100 km, on observe également des radiations faibles de l'hélium et dans quelques aurores des émissions de l'hydrogène atomique.

On sait que l'atome d'hydrogène émet des radiations caractéristiques $H\alpha$, $H\beta$... constituant ce qu'on appelle la série de Balmer. Cependant l'aspect auroral est essentiellement différent de celui qu'elles présentent au laboratoire. Ou bien elles apparaissent élargies, ou bien elles sont déplacées par rapport à leur position normale dans le spectre. L'interprétation de ce phénomène est le suivant : par suite de l'effet Doppler, une radiation émise par des atomes est déplacée dans le spectre proportionnellement à leur vitesse. La raie est décalée vers le violet si les atomes s'approchent et vers le rouge si les atomes s'éloignent. Dans le cas de l'hydrogène des aurores, les protons arrivent au sommet de l'atmosphère à des vitesses qui ne sont pas inférieures à 10.000 km par seconde. Au fur et à mesure que ces protons pénètrent dans la thermosphère, le nombre de leurs collisions avec les molécules atmosphériques augmente et provoque un freinage. Lorsqu'ils atteignent une vitesse réduite de 3000 à 2000 km par seconde, ils se trouvent dans les conditions optimales pour capter un électron appartenant aux molécules ou aux atomes atmosphériques et constituent ainsi l'atome d'hydrogène émettant les radiations $H\alpha$, $H\beta$... C'est pourquoi on observe des radiations de l'hydrogène déplacées dans le spectre. Ainsi, on possède une observation directe montrant que l'origine des aurores réside dans un afflux de particules venant du Soleil. En réalité, l'ensemble du problème aéronomique est plus compliqué, car il s'agit d'étudier le mouvement de particules chargées soumises au champ magnétique terrestre, lequel d'ailleurs subit des variations importantes lors de l'apparition des aurores.

D'une manière générale, on peut dire que la distribution d'intensité des émissions aurorales ne change pas beaucoup. Il y a évidemment des variations typiques d'une aurore à l'autre ce qui se traduit à l'oeil par des variations de

couleur. Ces changements de couleur se manifestent surtout dans les aurores de haute altitude où on voit apparaître des taches rouges dues à l'oxygène atomique ou des rayons violets dus à la molécule ionisée d'azote.

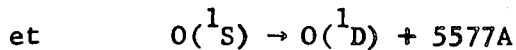
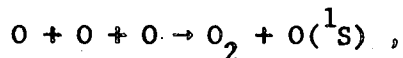
Dans les aurores ordinaires, les raies d'hydrogène sont très faibles et souvent inexistantes. Au contraire, on s'est aperçu à la suite de l'analyse du spectre et de la géométrie de l'aurore que l'émission des radiations d'oxygène et d'azote est due à des électrons d'une énergie de quelques kiloélectronvolts, c'est-à-dire ayant des vitesses de l'ordre de 50.000 km par seconde. Chaque électron entrant dans l'atmosphère produit un grand nombre d'ions avec des atomes et des molécules excités et ainsi des électrons secondaires qui à leur tour ionisent et excitent les atomes et les molécules atmosphériques. De là, on se trouve presque toujours dans les mêmes conditions puisque l'action des électrons secondaires est primordiale et que ceux-ci possèdent des propriétés permanentes résultant de leur action sur les atomes et molécules d'azote et d'oxygène de l'atmosphère. On peut donc conclure en disant qu'en général le spectre des émissions aurorales subit des variations qui résultent surtout des changements de la constitution et de la composition de l'atmosphère supérieure. Néanmoins, il faut aller dans le détail des mécanismes aéronomiques lorsqu'on veut expliquer les différences de détail dans le spectre auroral.

En tout cas, le problème de base de la physique de l'aurore est l'origine des électrons pénétrant dans l'atmosphère. En effet, on peut montrer qu'en vue de maintenir une aurore d'intensité moyenne dans un domaine relativement étroit, il est nécessaire de prévoir un flux de quelque dix milliards d'électrons par cm^2 et par seconde. Ces électrons sont soit éjectés par un moyen détourné à partir du vent solaire ou bien sont accélérés au sein de la magnétosphère par la création d'un champ électrique résultant d'une perturbation provoquée par une variation dans le vent solaire. Le problème auroral est ainsi lié très intimement à celui de la magnétosphère que nous n'étudions pas ici.

LA LUEUR NOCTURNE

La lueur nocturne n'est pas due à la lumière des étoiles, mais essentiellement à une luminosité propre à l'atmosphère. L'analyse spectrale de la lueur nocturne est plus difficile que celle des aurores, car en même temps que son intensité est plus faible, elle est due à une source diffuse que l'oeil ne peut distinguer. Au cours de ces dernières années, de grands progrès ont été accomplis par suite de l'extension des observations spectroscopiques habituellement faites au niveau du sol à des observations effectuées en avion, par ballons ou à l'aide de fusées et de satellites.

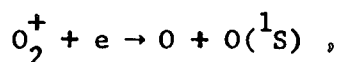
Disons tout d'abord que l'on retrouve dans la lumière du ciel nocturne les radiations vertes et rouges de l'oxygène atomique respectivement à 5577A et à 6300-6363A. On a pu observer que la raie verte est émise dans deux couches distinctes. La première couche est centrée aux environs de 100 km, c'est-à-dire dans une région où l'atome d'oxygène a sa concentration maximum pouvant atteindre presque 10^{12} atomes par cm^3 . L'émission résulte d'un effet de recombinaison des atomes d'oxygène suivant le processus suivant :



où trois atomes d'oxygène O entrent dans une collision triple conduisant à la formation d'une molécule O_2 tandis que l'énergie résultant de la formation de O_2 (5,1 électronvolts) passe en partie dans l'excitation de l'autre atome. Cet atome est dans l'état excité 1S où il peut rester environ une seconde avant d'émettre la radiation 5577A en passant à l'autre état excité 1D (voir figure 5a). L'atome excité d'oxygène dans l'état 1S peut passer également, mais avec une probabilité 20 fois plus faible que pour la raie verte, vers le premier état normal 3P en émettant la radiation ultraviolette à 2972A.

Ce mécanisme d'émission de la raie verte indique bien que des réactions chimiques provoquent des émissions caractéristiques des éléments présents dans la haute atmosphère. L'analyse de telles émissions de la chémosphère permet de déterminer le détail de processus élémentaires et de fixer les mécanismes physiques au sein des couches supérieures de l'atmosphère.

Si l'observation par fusée permet de montrer que l'émission importante (jusqu'à 90 %) de la raie verte de l'oxygène est située aux environs de 100 km, elle permet également de détecter à plus haute altitude (au-dessus de 250 km pendant la nuit) une autre couche. Celle-ci est formée par un autre processus ; il s'agit d'une réaction ionique,

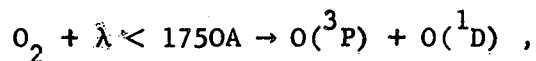


où l'ion moléculaire d'oxygène O_2^+ en présence de l'électron e est soumis à une recombinaison dissociative en deux atomes d'oxygène neutre ; l'un ou l'autre de ces atomes peut capter une partie de l'énergie d'ionisation libérée par le processus, par exemple dans l'état 1S qui conduit à l'émission de la raie verte. Ainsi, on voit que l'ionosphère avec ses divers ions et les électrons jouent un rôle dans la production de la lueur nocturne. Inversement, l'émission de certaines radiations peut conduire à une meilleure connaissance des processus ionosphériques.

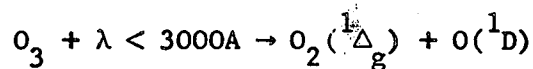
Si la lueur nocturne est le phénomène d'émission auquel on a accordé d'abord toute l'importance, c'est parce que les conditions de nuit permettaient son observation au niveau du sol. Mais les fusées permettent l'observation de toute émission pendant le jour au-dessus des couches basses diffusant la lumière. Sous certaines conditions, il est possible d'observer spectroscopiquement la lueur du ciel au crépuscule lorsque le soleil est couché au niveau du sol, mais éclaire encore la haute atmosphère. Ainsi, on retrouve l'émission de la raie verte de l'oxygène pendant le jour et au cours du crépuscule comme pendant la nuit. Comme le nombre d'ions et d'électrons augmente pendant le jour, l'émission de la raie verte augmente également ; on peut grâce à l'observation par fusée

déterminer la structure verticale des effets de l'ionisation. L'observation par satellite permet d'avoir une image de la distribution géographique de l'émission ; on voit, en particulier la corrélation avec la morphologie de l'ionosphère supérieure et avec l'ovale auroral ou même la calotte polaire où un flux d'électrons provoque un renforcement de l'excitation des atomes d'oxygène conduisant à l'émission de la raie verte.

Lorsqu'on compare les observations du doublet rouge de l'oxygène à 6300-6363A avec celles de la raie verte, on s'aperçoit que la corrélation entre les intensités est quelquefois présente, mais peut être totalement absente. A première vue, les deux radiations provenant du même atome devraient présenter des propriétés physiques identiques. Cependant, on note que la durée de vie de l'atome d'oxygène dans l'état 1D est de l'ordre de 100 secondes alors qu'il n'est que de l'ordre de la seconde par l'état 1S . Ainsi, la probabilité que l'atome d'oxygène dans l'état 1D soit désactivé avant de pouvoir émettre est beaucoup plus grande que celle correspondant à l'état 1S . Par conséquent, au niveau de 100 km, la désactivation de l'état 1D est tellement forte que l'on n'observe pas la radiation rouge alors que la radiation verte est émise à son maximum. Au-delà de 250 km, les collisions devenant moins nombreuses, la désactivation s'estompe et on observe les raies rouges de l'oxygène. On voit ainsi combien les émissions du ciel sont des traceurs impitoyables des mécanismes physiques de la haute atmosphère. Il faut d'ailleurs ajouter aux processus d'excitation cités plus haut des processus de photodissociation par la lumière solaire qui fournissent des atomes d'oxygène dans l'état $O(^1D)$. Ainsi, sous l'effet de la radiation solaire de longueurs d'onde inférieures à 1750A (au-dessus de 100 km, la molécule O_2 est dissociée suivant le mécanisme

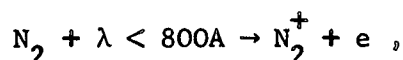


où un atome est dans l'état excité 1D . Il en est de même de la molécule d'ozone qui sous l'effet de la radiation de longueurs d'onde inférieures à 3000 A



produit des atomes d'oxygène excités $O(^1D)$ et même des molécules excitées d'oxygène dans l'état $^1\Delta_g$ jusqu'à des altitudes de 25 km dans la stratosphère. De là, on voit apparaître une émission infrarouge très intense pendant le jour à 1,27 microns ; elle résulte de l'émission de O_2 à partir de l'état métastable $O_2(^1\Delta_g)$, qui a une durée de vie de l'ordre d'une heure, vers le niveau normal de la molécule d'oxygène $O_2(^3\Sigma)$. Malgré sa longue durée de vie, la molécule excitée $O_2(^1\Delta_g)$ n'est pas très sensible à la désactivation comme l'ont démontré les diverses expériences réalisées en laboratoire. De là, on arrive à la conclusion que la molécule O_2 excitée dans l'état $^1\Delta_g$ est plus abondante que la molécule d'ozone au-dessus de 60 km. Ceci est dû au fait que la molécule d'ozone soumise au champ de radiation solaire est photodissociée une fois toutes les 100 secondes et produit chaque fois une molécule et un atome d'oxygène excités. C'est grâce à la technique des ballons stratosphériques et des fusées, qu'il est devenu possible d'observer dans les détails diverses émissions qui n'apparaissent pas, sinon faiblement, dans la lueur nocturne. Le cas le plus typique est celui des bandes de la molécule ionisée d'azote N_2^+ à 3914\text{\AA}.

Alors que les bandes de N_2^+ n'apparaissent pas dans le spectre normal de la lueur nocturne et ne se manifestent que dans l'ovale auroral ou dans la calotte polaire où l'effet d'excitation par des particules chargées est évident, elles sont bien apparentes dans le ciel crépusculaire et ont été observées par fusées au cours de la journée. Il s'agit ici d'un double effet de la radiation solaire ; tout d'abord, sous l'effet de la radiation de longueurs d'onde inférieures à 800\text{\AA}, la molécule d'azote est ionisée suivant le schéma

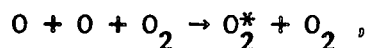


où la molécule N_2^+ est soit dans son état normal ou dans un état excité. Mais toute molécule N_2^+ qui subsiste dans la haute atmosphère peut être portée dans l'état excité par effet d'absorption de la lumière solaire et émettre alors par

fluorescence. Des études très approfondies démontrent que quelque 80 % de l'émission sont dus au phénomène de fluorescence et que pratiquement 20 % peuvent être attribués à la photo-ionisation directe.

On peut signaler ici un phénomène intéressant que révèlent les observations du ciel nocturne. Elles s'appliquent à des électrons photo-électriques, c'est-à-dire à des électrons d'énergie suffisante arrachés aux atomes et aux molécules de la haute atmosphère par le rayonnement solaire ultraviolet de courtes longueurs d'onde. Ces électrons peuvent ioniser à nouveau ou en tout cas exciter les atomes. Dans le cas, où un hémisphère est éclairé (sud par exemple) et que l'autre se trouve dans la nuit (nord, par conséquent), on voit que des photo-électrons produits dans l'hémisphère sud se dirigent vers le nord en suivant les lignes de force du champ magnétique à haute altitude. Ceux-ci pénètrent dans l'hémisphère nord non éclairé et entrent en collision avec les molécules et les atomes qu'ils peuvent soit ioniser ou exciter. On peut observer ainsi des émissions caractéristiques associées à un tel effet et déterminer les propriétés physiques de la haute atmosphère dans les moindres détails.

La lueur nocturne présente encore d'autres émissions dans le domaine ultraviolet et le domaine infrarouge. L'analyse spectrale est une source de données pour la physique et la chimie de la haute atmosphère. On peut citer dans l'ultraviolet l'émission des bandes de Herzberg de l'oxygène et dans l'infrarouge celle des bandes atmosphériques à 8640Å et 7600Å. De telles émissions peuvent résulter d'une collision triple,



où une molécule d'oxygène capte une partie de l'énergie de dissociation, est portée dans un état excité O_2^* et de là peut émettre les bandes propres au système. Bien qu'il soit extrêmement difficile d'obtenir des valeurs absolues dans des réactions aussi diverses que celles où interviennent des atomes d'oxygène, on peut néanmoins affirmer que la région atmosphérique associée à

de telles émissions est la thermosphère inférieure au voisinage de 100 km.

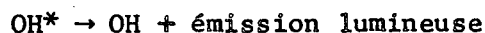
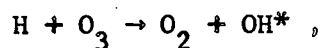
Parmi les autres émissions qui apparaissent dans la lueur du ciel, on doit absolument décrire des émissions d'éléments métalliques, du radical OH et de la molécule d'oxyde azotique NO sans oublier les émissions atomiques de l'azote, de l'hélium et de l'hydrogène.

Avant l'année géophysique internationale (1957-1958), on pouvait dire que seul le sodium avait été étudié dans l'émission du ciel nocturne par son doublet à 5890 - 5896A découvert déjà en 1929. Le doublet du calcium ionisé venait d'être observé par une émission crépusculaire à 3974A (raie H) et à 3968A (raie K). La découverte de la radiation crépusculaire du lithium à 6708A fut annoncée après l'explosion de bombes thermonucléaires en 1958. Il est certain, en effet, que l'introduction du lithium dans l'atmosphère lors d'explosions thermonucléaires provoque un afflux de lithium. Néanmoins, il est clair aujourd'hui que le lithium apparaît naturellement dans la même région où légèrement plus bas que le sodium aux environs de la mésopause. Enfin, un autre élément métallique a été découvert dans le ciel crépusculaire, c'est le potassium avec son doublet à 7566 - 7665A apparaissant avec des propriétés analogues à celles du sodium.

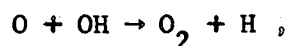
Toutes ces émissions qui sont observées dans le ciel crépusculaire résultent de l'effet de résonance ; sous l'effet de la lumière solaire, chaque atome absorbant est porté dans son premier état excité à partir duquel il réémet à la longueur d'onde absorbée. Jusqu'à présent les observations se rapportent au domaine spectral visible à partir du sol ; c'est pourquoi un élément comme le magnésium qui a ses raies de résonance situées dans l'ultraviolet inobservable à partir du sol n'est pas observé dans le ciel crépusculaire. C'est par la méthode de spectrographie de masse qu'il a été observé sous forme d'ions dans l'ionosphère. Ainsi, il apparaît bien grâce aux observations spectroscopiques effectuées au crépuscule qu'il existe des couches de métaux alcalins et alcalinoterreux dans la haute atmosphère. S'il apparaît possible d'attribuer une origine marine au sodium et au potassium, il est clair que la présence des

autres éléments démontre que l'origine météorique est certaine ; leur abondance et leur distribution verticale dépendent du comportement des poussières et des agrégats de particules soumis à la diffusion verticale de l'atmosphère supérieure et à ses divers mouvements.

La présence de radiations de rotation-vibration du radical OH dans le spectre rouge et surtout infrarouge du ciel nocturne détectée il y a quelque vingt ans (1950) est aujourd'hui encore l'objet de nombreuses recherches. Ainsi, le processus de Bates-Nicolet,



met en présence un atome d'hydrogène H avec une molécule d'ozone O_3 en vue de redonner une molécule d'oxygène O_2 et de produire une molécule excitée OH^* . L'énergie d'excitation du radical OH correspond exactement à l'énergie de la réaction exothermique entre l'hydrogène atomique et l'ozone. L'importance de cette réaction est telle qu'elle produit un nombre de photons de l'ordre de dix mille fois le nombre de photons émis par la raie verte de l'oxygène. A la réaction de formation de OH s'oppose celle de sa destruction,

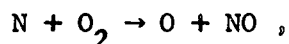


où un atome d'oxygène O réagissant avec OH donne à nouveau une molécule d'oxygène O_2 et rétablit l'atome d'hydrogène H. On voit donc que l'hydrogène atomique est un catalyseur, qui utilise l'ozone et l'oxygène atomique pour reformer la molécule d'oxygène en produisant continuellement des molécules OH^* excitées. Ainsi, on arrive à devoir développer une étude aéronomique de réactions dans lesquelles sont impliqués tous les composés de l'hydrogène, H_2 , OH, HO_2 , H_2O_2 , H_2O . Il s'agit, en effet, de voir comment des constituants minoritaires comme l'hydrogène moléculaire H_2 dont l'abondance relative n'est que d'un demi-millionième, ou la vapeur d'eau dont l'abondance stratosphérique est

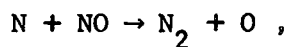
de l'ordre de quelque 3 milliardièmes de l'air peuvent jouer un rôle dans la stratosphère et dans la mésosphère. C'est tout le problème de l'ozone atmosphérique dans une atmosphère d'azote et d'oxygène, mais avec un contenu très faible en vapeur d'eau.

D'un autre côté, il convient de rappeler l'importance que peut jouer une molécule comme l'oxyde azotique NO. Bien qu'introduite il y a plus de vingt-cinq ans afin d'expliquer des propriétés ionosphériques dans la mésosphère, il a fallu attendre les premières fusées emportant des spectrographes de masse afin d'observer l'ion NO^+ à l'altitude 100 km. Mais, ce n'est qu'en 1966 que les bandes ultraviolettes, appelées bandes γ , de la molécule NO ont été observées par fusée dans le ciel crépusculaire.

La production de la molécule d'oxyde d'azote requiert d'abord la production d'atomes d'azote N. Ces derniers par le processus suivant :



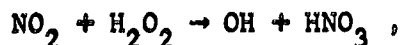
c'est-à-dire par une réaction avec la molécule d'oxygène O_2 peuvent produire l'oxyde azotique NO avec production d'atomes O. La reformation de molécules d'azote est due à la réaction



où à nouveau les atomes d'azote N réagissent avec NO. Ces deux réactions ne sont importantes que dans la thermosphère et il en résulte que tout l'oxyde azotique NO que l'on rencontre dans la mésosphère et la stratosphère provient des régions supérieures. Un transport continu existe entre la thermosphère et la mésosphère.

Le fait que dans la stratosphère des composés minoritaires comme ceux de l'hydrogène et de l'azote existent permet de conclure à la présence de composés tels que l'acide nitreux HNO_2 et de l'acide nitrique HNO_3 . Il est

d'ailleurs très probable que l'acide nitrique constitue le moyen d'éliminer l'oxyde nitrique de la stratosphère ; on peut supposer, par exemple,



c'est-à-dire une réaction entre le peroxyde d'azote NO_2 avec l'eau oxygénée H_2O_2 en vue de produire l'acide nitrique HNO_3 qui est éliminé de la stratosphère par la descente dans la troposphère.

En conséquence, il convient d'accorder une grande importance aux processus physiques et chimiques qui apparaissent dans la stratosphère et la mésosphère, car ils constituent la base des phénomènes qui se présentent aux altitudes supérieures. C'est ainsi que l'hydrogène atomique doit être considéré ; il est produit, en effet, aux environs de la mésopause et il disparaît dans l'espace interplanétaire en s'échappant de l'exosphère après avoir traversé toute la thermosphère.

La détection de l'hydrogène a eu lieu grâce à l'observation par fusée de son émission ultraviolette principale Lyman-alpha à la longueur d'onde de 1215,7A. Cette radiation est diffusée par les atomes d'hydrogène qui s'étendent dans toute la haute atmosphère jusqu'à l'espace interplanétaire. En d'autres termes, l'ensemble des observations de Lyman-alpha effectuées par fusées et par satellites permet de suivre la distribution verticale de l'hydrogène jusqu'aux plus hautes altitudes. Il en résulte que l'hydrogène est le constituant fondamental de toute la couronne terrestre. D'ailleurs, on a pu observer dans la lueur nocturne au cours des récentes années et à partir du sol, la radiation de l'hydrogène Balmer-alpha à 6563A qui est bien connue dans le spectre des aurores.

Quant à l'hélium, il ne peut être observé que dans la lueur du ciel crépusculaire par une radiation infrarouge à 10830A. Cette radiation fut d'abord observée, il y a quelque dix ans, dans le spectre d'aurores éclairées par le soleil. Ce n'est que tout récemment qu'elle a pu être observée dans

la lueur crépusculaire. Il s'agit, en effet, d'un atome dont les radiations exigent des énergies relativement élevées qui ne peuvent être atteintes que lorsque le soleil éclaire encore la haute atmosphère. Sous l'effet des rayons ultraviolets courts, des électrons photo-électriques sont produits et possèdent l'énergie suffisante pour porter les atomes d'hélium sur des niveaux excités. Il est d'ailleurs clair qu'un tel effet se manifeste à haute altitude, car l'émission crépusculaire de l'hélium semble être maximum vers des altitudes de l'ordre de 500 km.

En bref, on peut conclure que l'analyse de l'émission de la lueur du ciel sous ses formes nocturne, crépusculaire et diurne conduit à des résultats essentiels pour le développement des connaissances aéronomiques. L'interprétation des émissions de l'oxygène atomique est la base de la connaissance détaillée de la structure de la thermosphère. La présence des éléments métalliques indique combien la haute atmosphère dépend de phénomènes extra-terrestres. Quant à l'étude des composés de l'hydrogène, elle permet de pénétrer dans le dédale des questions difficiles se rapportant à la détermination des conditions aux limites inférieures de toute atmosphère supérieure. D'autre part, l'oxyde azotique est une molécule dont le caractère de permanence dans la mésosphère et la stratosphère doit permettre de mieux connaître les mouvements atmosphériques. Enfin, l'hélium parce qu'il est un gaz noble est un traceur remarquable des conditions atmosphériques depuis le niveau du sol où il apparaît jusqu'à la limite de l'atmosphère où il s'échappe.

LES OBSERVATIONS IONOSPHERIQUES

LE SONDAGE IONOSPHERIQUE

En 1901, Marconi établissait la première liaison radio-électrique entre Poldhu en Cornouailles et Saint Jean de Terre-Neuve. Le succès de cette transmission remettait à l'honneur l'hypothèse émise quelque dix ou vingt ans auparavant, selon laquelle une partie du champ magnétique terrestre

résulte de courants électriques dans la haute atmosphère. En effet, l'existence d'une couche conductrice pressentie par les études géomagnétiques était proposée (1902) afin d'expliquer la propagation des ondes électromagnétiques à longue distance. En 1912, Eccles, introduisant l'effet d'ionisation provoqué par le rayonnement solaire proposait la théorie fondamentale de la propagation des ondes dans un milieu ionisé. Entretemps, des expériences avaient été effectuées sur la variation de l'intensité de la réception avec la distance et, en 1920, il apparaissait bien que la propagation des grandes ondes pouvait s'expliquer par une théorie mathématique lorsque le milieu était limité par deux sphères conductrices concentriques - la Terre et l'atmosphère. En étendant successivement la théorie mathématique de la propagation des ondes à un milieu raréfié, possédant un champ magnétique, et à un milieu où les collisions entre électrons et particules neutres interviennent, on arrive à la théorie magnéto-ionique. Ainsi, en 1927, Appleton donnait une théorie générale de la propagation des ondes électromagnétiques dans un milieu constitué de particules chargées et neutres soumis à l'effet des chocs en présence d'un champ magnétique. Cette théorie s'appliquait donc à l'atmosphère.

Tandis que s'était développée la théorie mathématique, les méthodes expérimentales avaient subi des perfectionnements dans le domaine d'exploration de l'ionosphère. En particulier, la méthode des échos adaptée à l'enregistrement automatique sert actuellement à la détermination journalière des caractères de l'ionosphère : la hauteur virtuelle et la fréquence critique.

Cette méthode des échos consiste en un sondage radio-électrique de l'ionosphère (Figure 6). Des signaux très brefs sont émis et reçus au même endroit, après renvoi par l'ionosphère. Lorsqu'on mesure le temps mis par une telle onde pour son trajet aller et retour on obtient la hauteur du niveau de renvoi en tenant compte de la vitesse de propagation. Adoptant la vitesse de la lumière, on dira qu'on mesure sa hauteur virtuelle. Si des sondages verticaux sont effectués à l'aide de fréquences croissantes (longueurs d'onde de plus en plus petites), on constate que, pour certains

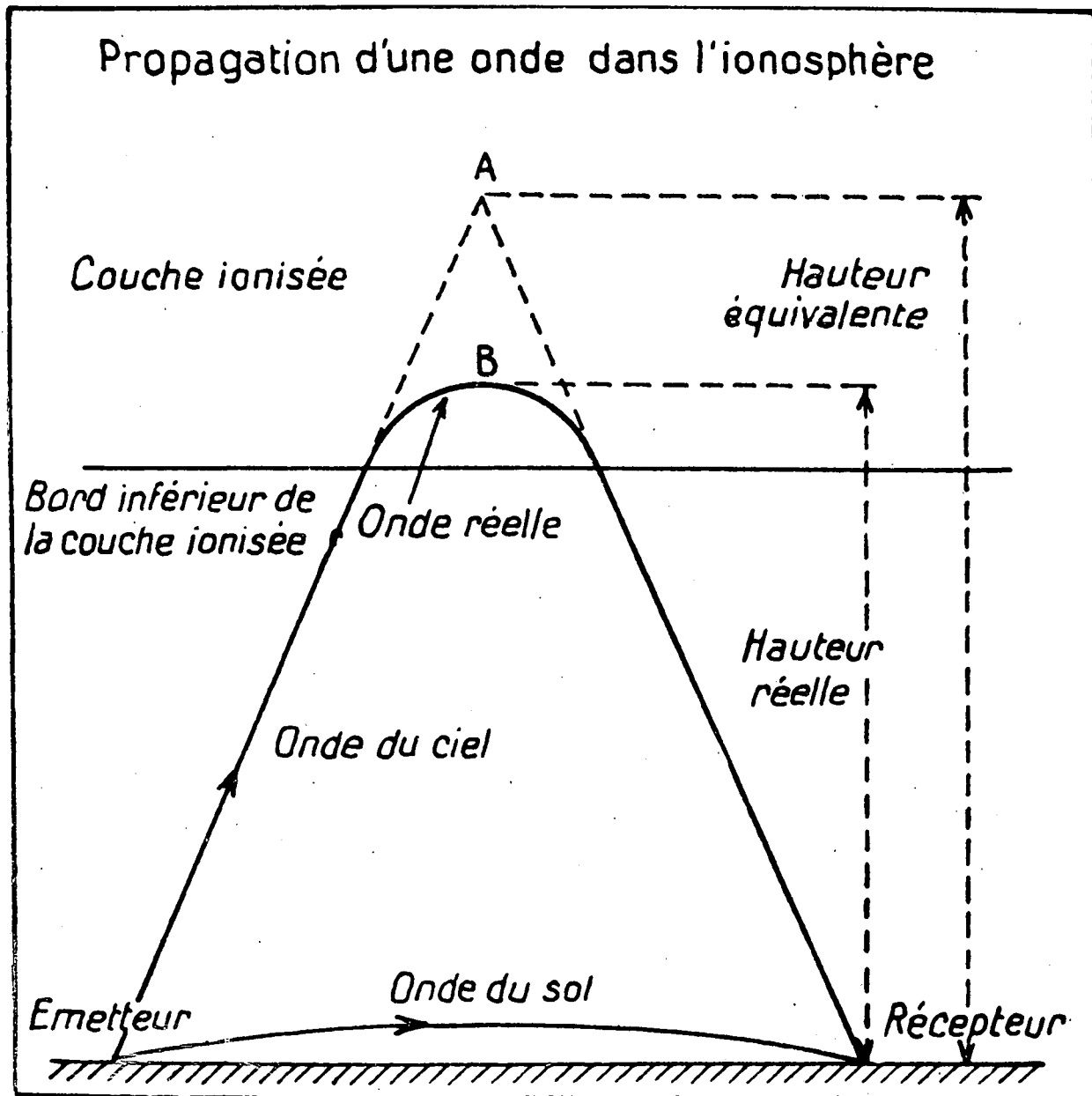


Fig. 6.- Aspect schématisé de la propagation d'une onde au sein de l'ionosphère. L'onde peut être émise par un émetteur voisin du récepteur. La méthode s'applique également lorsque le sondeur est transporté par un satellite ; l'onde est alors réfléchiée dans des régions ionosphériques non observables à partir du sol.

intervalles de fréquence, les hauteurs virtuelles sont plus ou moins constantes et définissent ainsi des régions atmosphériques distinctes. Les passages d'une région à l'autre sont caractérisés par des changements brusques de la hauteur virtuelle. Les fréquences associées à ces changements sont appelées fréquences critiques. La théorie montre que les fréquences critiques correspondent aux nombres maximums de particules chargées (électrons) dans des couches définies. Cette méthode de sondage ionosphérique a décelé l'existence de régions ionosphériques (Figures 7a et 7b) bien caractérisées : la région D vers 80 km, la région E vers 100 km, et la région F à 300 ± 100 km. Grâce à des observations continues effectuées en de nombreux points du Globe, on peut suivre le comportement des diverses régions ionosphériques. Celui-ci est soumis à la variation de la distance zénithale du Soleil (effets diurnes, saisonniers et géographiques), au champ magnétique terrestre (effet de longitude), aux perturbations de l'atmosphère solaire (orages ionosphériques) et, en général, à l'activité undécennale solaire.

LE SCHEMA IONOSPHERIQUE

L'observation basée sur les ondes kilométriques indique qu'une région ionisée existe au-dessous de 100 km ; c'est la région D. L'onde de l'ordre de l'hectomètre est en général renvoyée par la région E. Enfin, les ondes décamétriques prouvent l'existence de la région F qui se subdivise généralement en deux couches, la couche F_1 , située vers 170 km, et la couche F_2 , dernière région observable au-delà de 250 km.

On peut décrire schématiquement la distribution de l'état d'ionisation comme suit : près du sol, les sources cosmiques ou terrestres peuvent produire quelques milliers d'ions par cm^3 . Au fur et à mesure que l'on s'élève dans la troposphère et la stratosphère, la concentration ionique peut augmenter jusqu'à une altitude de 16-18 km. Cependant, c'est au-delà de 60 km que l'existence d'une véritable région ionisée doit être reconnue. Dans la région D la concentration des électrons pendant le jour est comprise entre

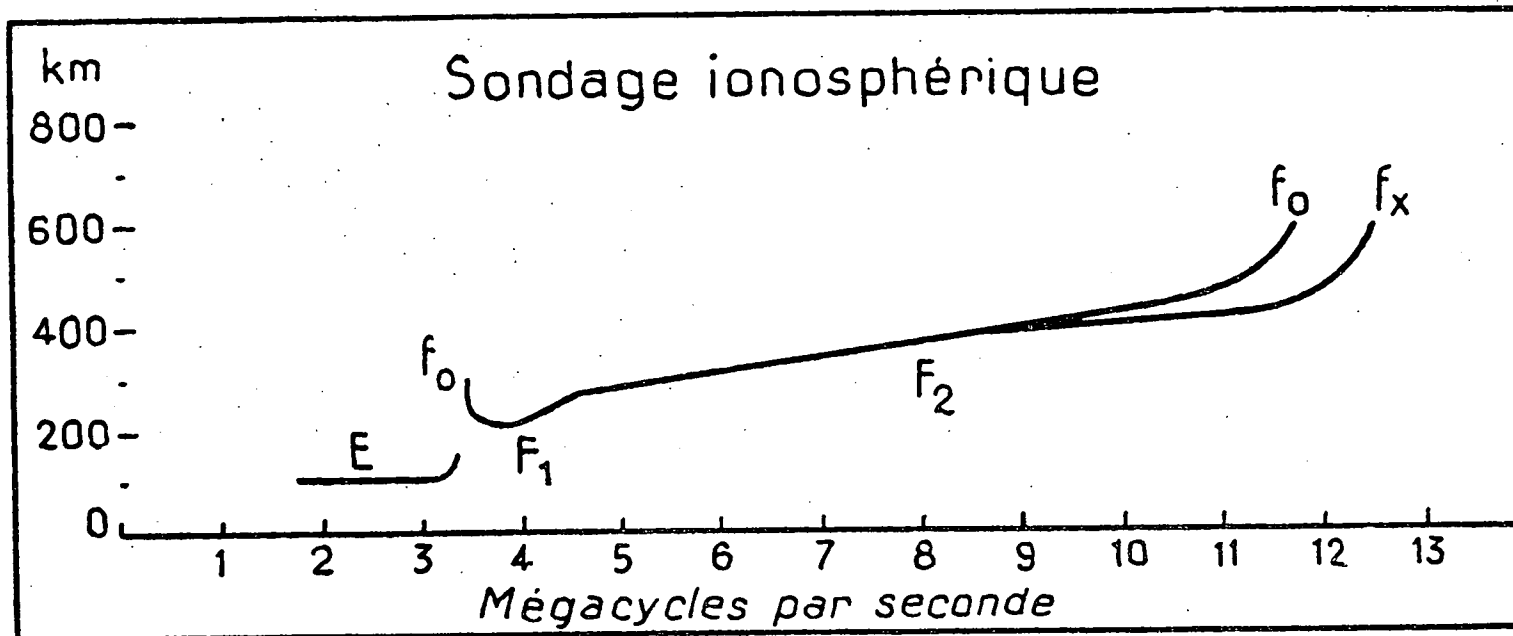


Fig. 7a.- Représentation de l'aspect d'un sondage ionosphérique à fréquences multiples. On en déduit la stratification en couches E, F₁ et F₂ où la trace est double par effet du champ magnétique, les hauteurs virtuelles et les fréquences critiques correspondant à des maximums de la concentration électronique.

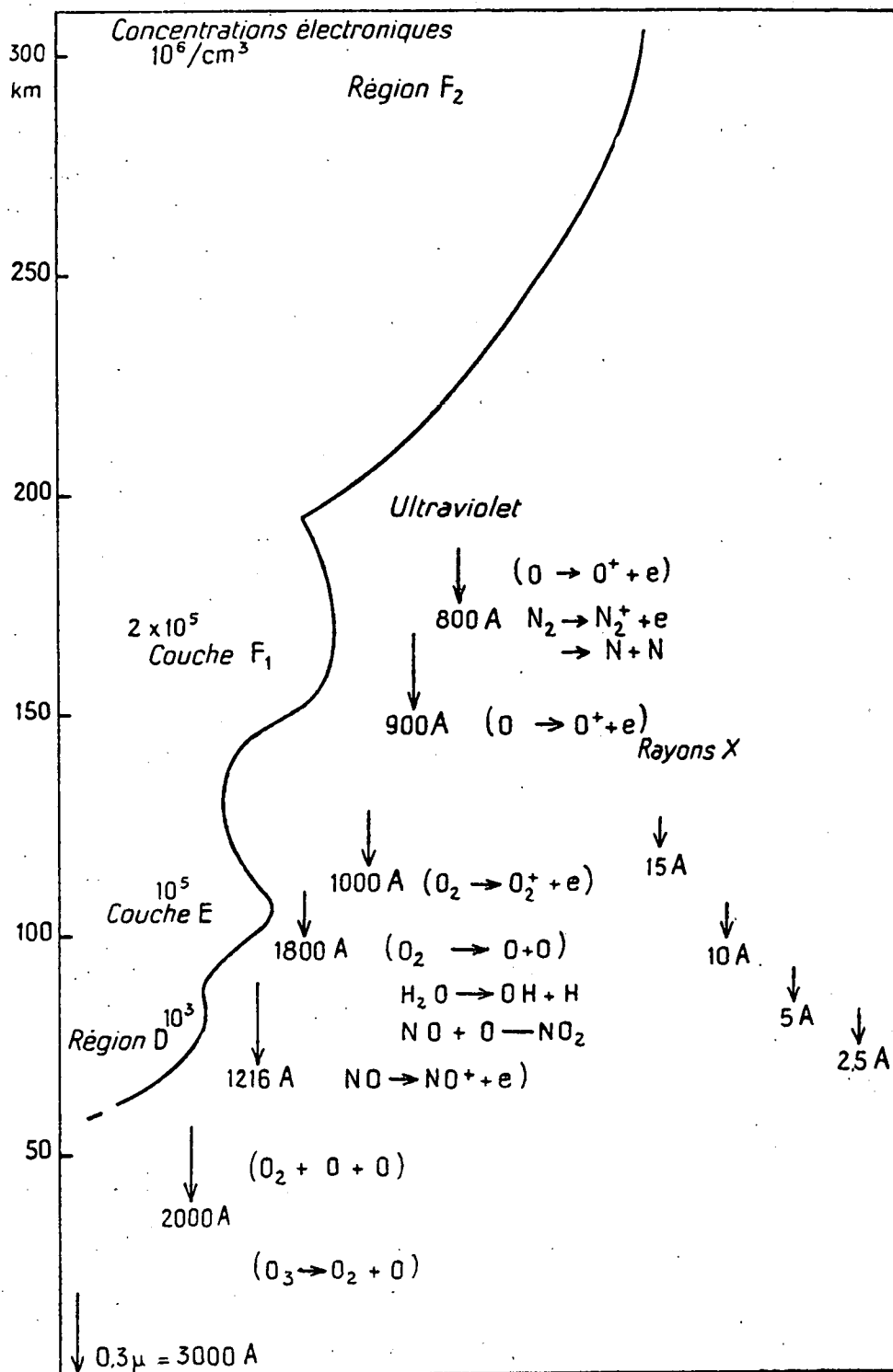


Fig. 7b.- Schéma de la répartition verticale de la concentration électronique et de la pénétration de la radiation dans l'atmosphère. Divers effets de la photodissociation et de photoionisation sont indiqués aux altitudes de leurs maximums.

1.000 et 10.000 électrons par cm^3 . Vers 100-110 km, l'accroissement de l'ionisation est tellement important que la concentration maximum atteinte à midi dépasse 100.000 électrons par cm^3 ; c'est la région E. Dans certains cas, on trouve également une couche à structure nuageuse située au voisinage de la couche E ; on l'appelle la région E sporadique. Après une très légère diminution, l'ionisation augmente de nouveau pour atteindre une valeur élevée supérieure à celle de la couche E (environ le double) ; c'est la région F_1 , disparaissant au cours de la nuit. Enfin apparaît le maximum le plus important, correspondant à la région F_2 dont la concentration des électrons est de l'ordre de 1.000.000 par cm^3 . Ces divers maxima d'ionisation possèdent des propriétés essentiellement différentes que nous allons brièvement examiner.

LA REGION E NORMALE

Le maximum de la région E se présente comme celui d'une couche régulière dont le comportement peut s'expliquer par des lois relativement simples. La concentration électronique maximum varie synchroniquement avec la hauteur au lever du Soleil, atteint un maximum vers midi et diminue au cours de l'après-midi en suivant la courbe observée au cours de l'avant-midi, et finalement retourne après le coucher du Soleil à une valeur voisine de la valeur crépusculaire matinale (Figure 8). Cette observation journalière montre donc qu'un équilibre s'établit rapidement entre la production des électrons par le rayonnement solaire et leur disparition par un phénomène de recombinaison entre ions positifs et électrons dans l'atmosphère.

Les résultats d'observation obtenus au cours d'une même année dans une station révèlent que les valeurs d'été à midi sont toujours supérieures à celles d'hiver (Figure 9). Ceci s'explique très aisément, car l'état d'ionisation dépend de la hauteur effective du Soleil au-dessus de l'horizon. Lorsqu'on compare entre elles les données des stations situées à des latitudes différentes, on retrouve encore les mêmes lois, d'après lesquelles la hauteur du Soleil détermine l'état d'ionisation.

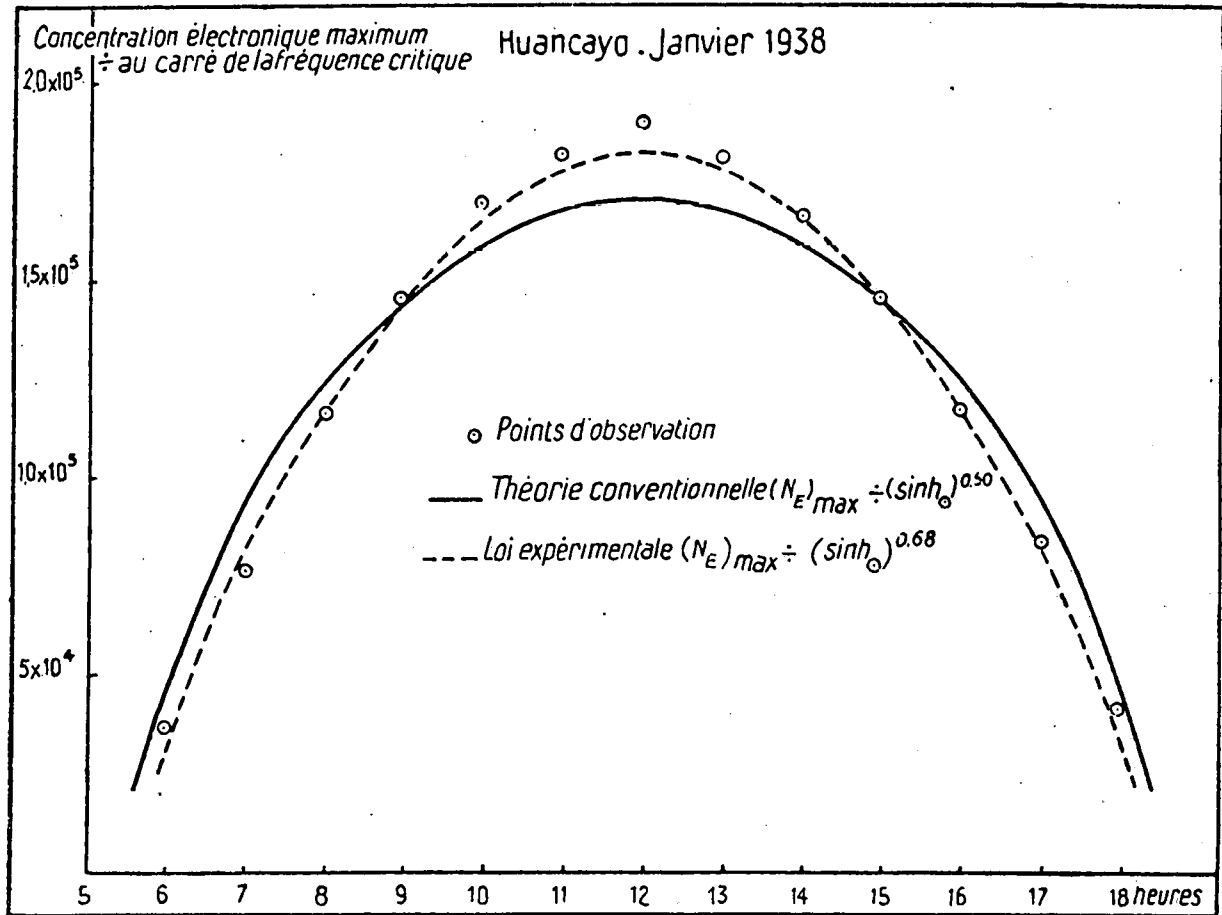


Fig. 8.- Variation de la concentration électronique maximum de la région E.

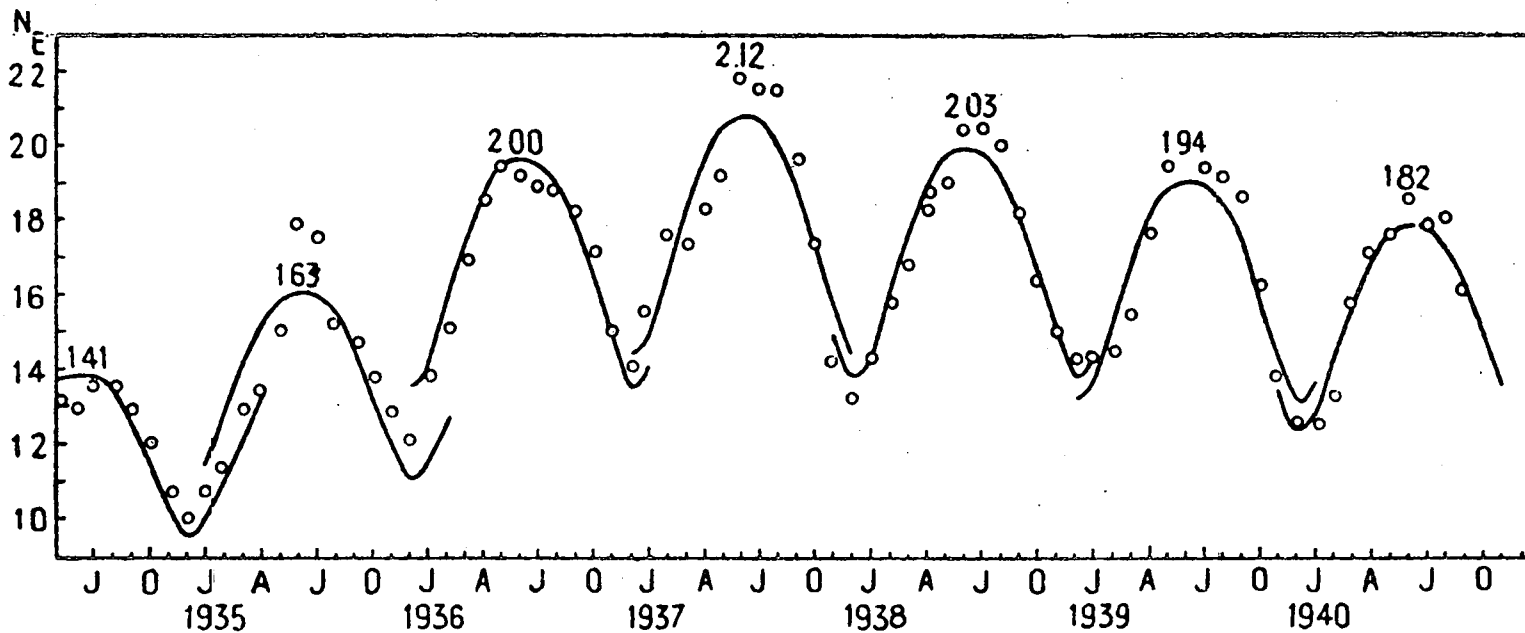


Fig. 9.- Variation annuelle de la concentration électronique (Ne) et influence de l'activité undécennale solaire dans la région E.

Lors d'une étude plus approfondie, on constate que toutes les stations manifestent à des degrés divers dans leurs valeurs moyennes des fluctuations ne pouvant être attribuées à l'effet de hauteur du Soleil. Lorsqu'on ramène par le calcul les valeurs de la concentration électronique à la même hauteur du Soleil, on constate qu'elles présentent des fluctuations parallèles. Ces variations sont dues à l'activité solaire et on le démontre comme suit : si on place sur un même graphique un indice d'activité solaire comme la surface couverte par les facules et les concentrations électroniques de diverses stations débarrassées de l'effet de hauteur du Soleil, on constate qu'au cours des différents mois de l'année, toutes les courbes subissent des fluctuations simultanées. Ainsi le rayonnement solaire ultraviolet agissant sur la région E est soumis à des variations qui se répercutent sur l'état d'ionisation de l'atmosphère. D'ailleurs, le cycle undécennal d'activité solaire bien connu par la variation du nombre de taches solaires se manifeste dans l'évolution de la concentration électronique de la région E. Depuis le début des observations, on a pu suivre la corrélation très étroite entre la région E et l'activité solaire définie par le nombre total des taches.

La région E subit également des effets particuliers dus à des perturbations apparaissant lors des orages magnétiques. Cependant, par suite de sa mise rapide en état d'équilibre, les effets sont moins manifestes que dans d'autres régions ionosphériques. Il convient toutefois de noter que dans les régions polaires où les perturbations magnétiques sont très intenses, la région E subit parfois une augmentation anormale d'ionisation due à l'arrivée de particules.

LA REGION F₂

La région F₂, à l'opposé de la région E, présente des variations qui ne s'interprètent pas par les lois simples. Mais elle est la plus importante de toutes les régions ionosphériques, car c'est par son canal que s'effectuent les propagations à longue distance des ondes courtes. C'est d'ailleurs la seule couche normale dont l'ionisation subsiste avec suffisam-

ment d'ampleur au cours de la nuit.

Dans cette région, située dans la thermosphère supérieure où la densité des gaz devient très faible, il ne peut plus être question d'un équilibre rapide entre la production et la disparition des électrons. Dès lors, la concentration électronique ne sera plus distribuée symétriquement par rapport au midi local ; au coucher du Soleil, la cessation de la production d'électrons n'empêche pas la couche de rester encore ionisée. Il y aura toujours une augmentation assez rapide du nombre d'électrons au lever du Soleil, en général une augmentation au cours de la journée et une diminution au cours de la nuit pour atteindre un minimum avant le lever du Soleil (Figure 10).

Par suite de la lenteur des processus de disparition des électrons, on peut concevoir sans peine que si d'autres phénomènes atmosphériques suffisamment rapides existent, ils joueront un rôle déterminant dans le comportement de la région F_2 . Ainsi, si des contractions ou des dilatations se produisent, elles se manifesteront par des transports verticaux et horizontaux de l'ionisation. Il en résultera une modification de la structure verticale de la couche ionisée et un changement de la valeur de la concentration électronique maximum. L'aspect définitif de la couche sera totalement différent de celui d'une couche obéissant uniquement au contrôle solaire direct de sorte que son comportement sera difficile à suivre dans ses variations diurnes géographiques et saisonnières.

Lorsqu'on étudie à l'échelle mondiale l'état d'ionisation de la région F_2 , on s'aperçoit que sa distribution présente des anomalies géographiques. Ainsi l'équateur géographique (à l'équinoxe) considéré sous l'angle des phénomènes de la région F_2 n'est plus une ligne de séparation entre les deux hémisphères comme dans le cas de la région E. En fait, on trouve que la position de l'équateur géomagnétique y joue un rôle déterminant. En approfondissant l'étude de l'effet possible du champ magnétique (latitudes géomagnétiques et géographiques), on voit que la marche de la région F_2

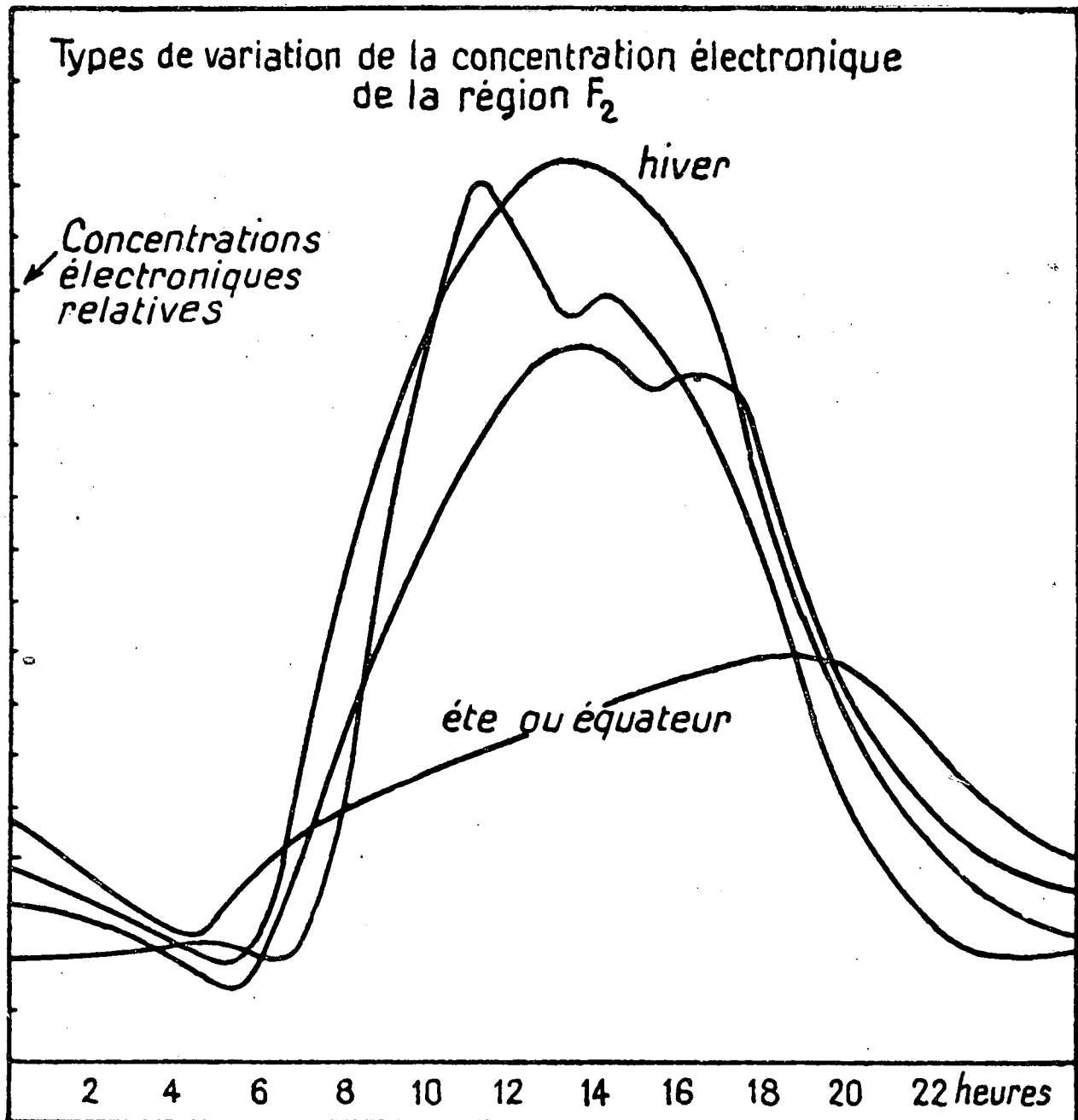


Fig. 10.- Aspect schématisé du comportement journalier de la région F_2 .

dépend de la position de la station par rapport aux lignes d'égalé inclinaison magnétique. On appelle couramment cette influence du champ magnétique l'effet de longitude. Si l'on essaie d'approfondir l'étude des causes pouvant influencer plus rapidement l'état d'ionisation de la région F_2 , on se heurte à de nombreuses difficultés. Les phénomènes de l'ionosphère supérieure ne rentrent pas dans le cadre de la théorie cinétique des gaz telle qu'on l'applique habituellement et il faut envisager leur étude comme des mouvements de particules chargées dans un champ magnétique où les chocs sont peu nombreux. Jusqu'à présent, des résultats intéressants ont cependant été acquis. On trouve que la diffusion dans la thermosphère joue un rôle important et peut provoquer des mouvements verticaux des électrons qui, influençant fortement la distribution électronique initiale, entraînent des modifications dans la concentration maximum des électrons (fréquence critique) et dans son altitude (hauteur virtuelle). Cependant la variation de la hauteur réelle est moins importante que celle de la hauteur virtuelle et, en conséquence, les mouvements réels sont moins importants que les mouvements apparents.

En considérant une moyenne journalière de la concentration électronique de la région F_2 en vue de caractériser son comportement moyen, il est possible de voir immédiatement que les données mensuelles obtenues pour une station ionosphérique subissent des fluctuations analogues à celles du nombre de taches solaires. On parvient ainsi à déceler les périodes variables de l'activité solaire et finalement la période undécennale. Cette relation entre les phénomènes ionosphériques et solaires, non encore nettement définie au point de vue physique, est déjà suffisamment connue pour permettre d'effectuer des prévisions quelques mois à l'avance. La variation du nombre des taches observées depuis quelque 200 ans peut être prédite par le calcul (Figure 11). En y associant les résultats ionosphériques obtenus depuis vingt ans (Figure 12), on trouve des corrélations suffisamment bonnes pour prévoir le comportement futur de la région F_2 en relation avec l'activité solaire future.

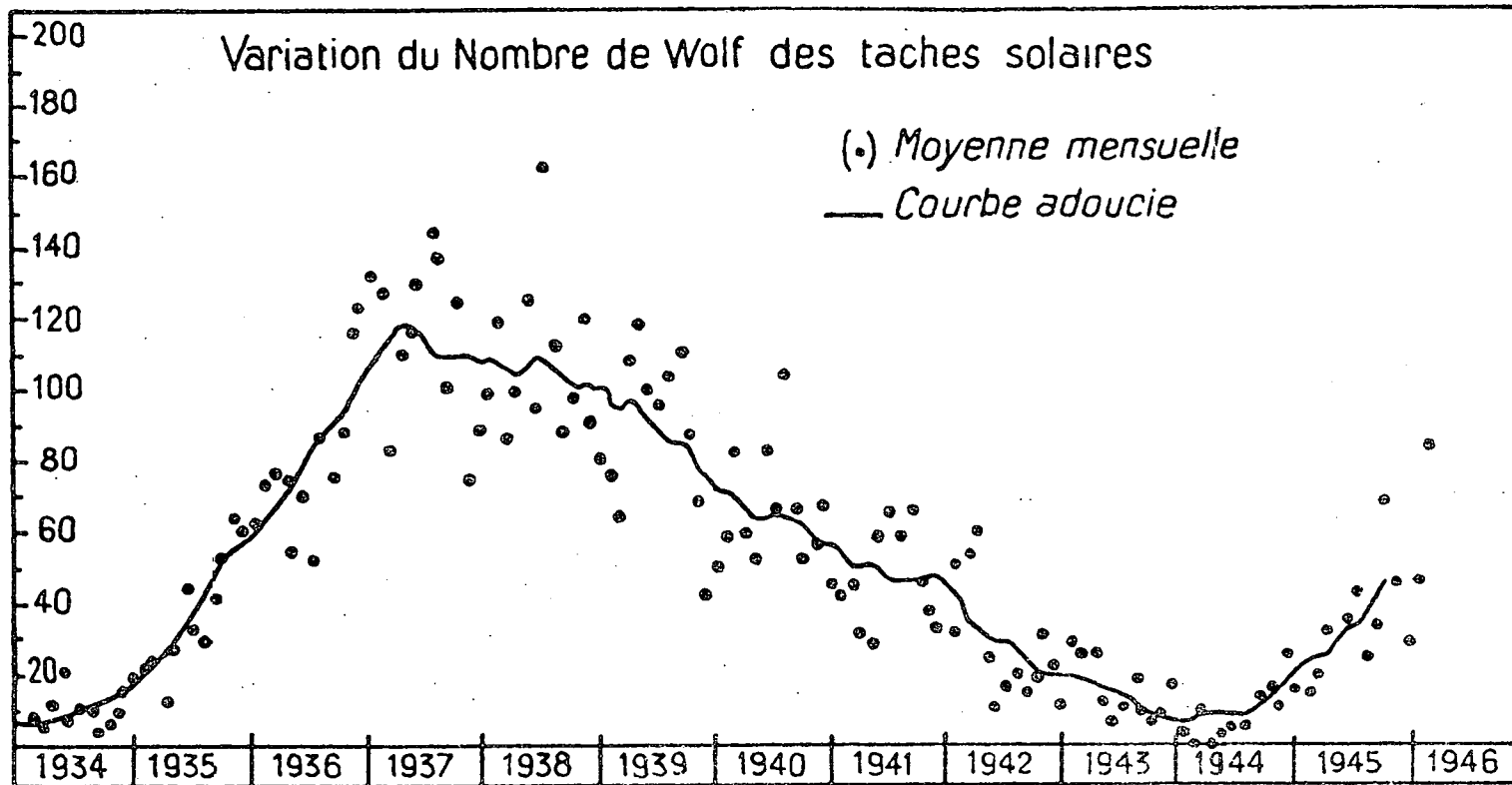


Fig. 11.- Activité solaire au cours d'un cycle undécennal.

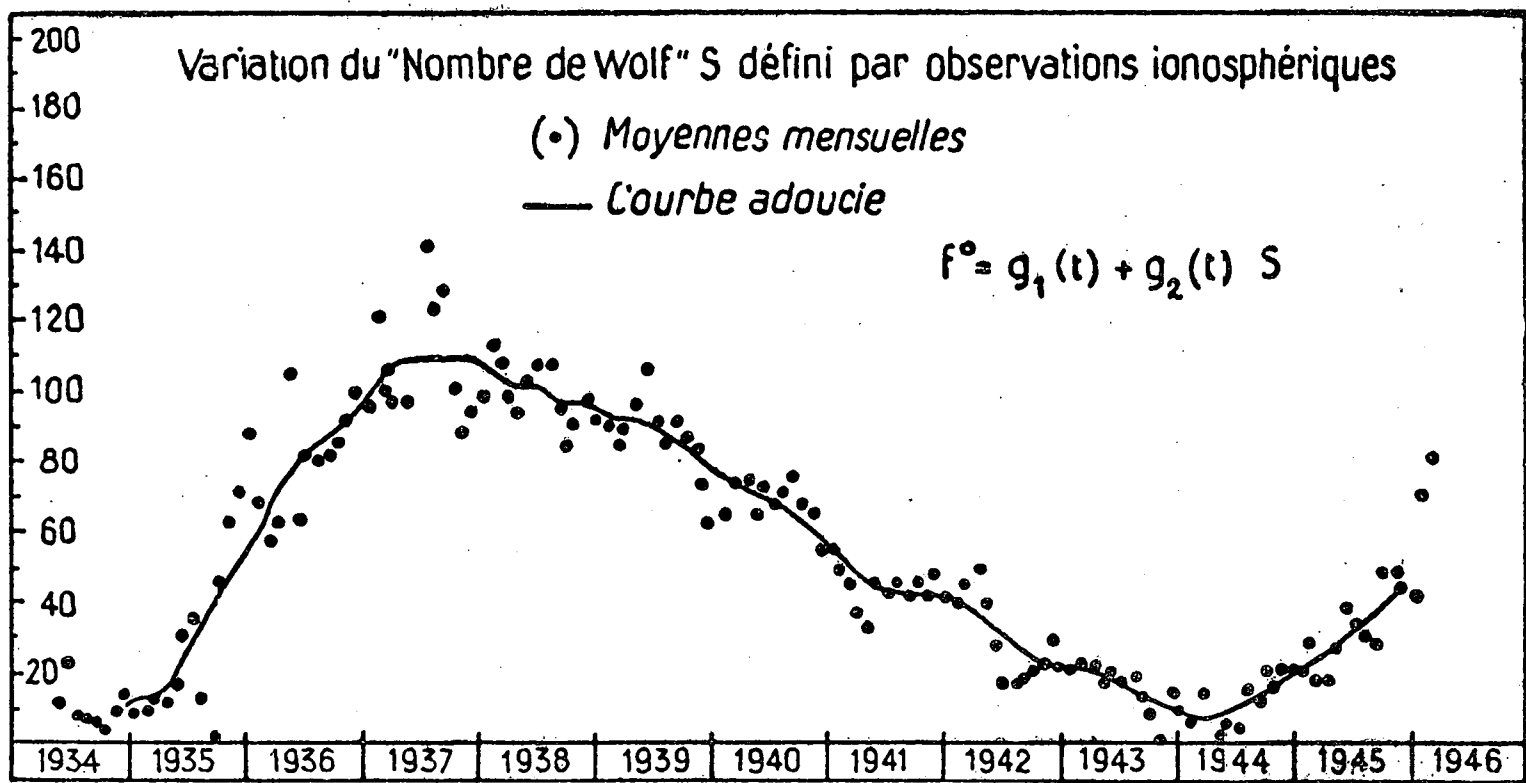


Fig. 12.- Variation de la fréquence critique de la région F_2 au cours d'un cycle d'activité solaire.

La région F_2 est très sensible aux perturbations. Lorsqu'une aurore ou un orage se manifestent, elle subit une destruction telle qu'il faut une nouvelle action du Soleil pour rétablir l'équilibre habituel. Aux latitudes moyennes, les effets d'un orage ionosphérique sont en général moins prononcés ; néanmoins, lorsque la perturbation est bien caractérisée, la région F_2 subit de telles modifications que l'ionisation maximum tombe à un niveau anormalement bas et que la couche est complètement désagrégée. Il faut parfois deux ou trois jours avant que le Soleil, par son action ionisante, puisse rétablir la couche sous sa forme primitive. Dans le cas des perturbations les plus faibles, on note souvent une tendance à la récurrence après 27 jours correspondant à la période moyenne de rotation du Soleil. Une plage du Soleil manifeste ainsi son activité par une modification de l'état physique de l'ionosphère supérieure.

LA REGION F_1

La région F_1 , souvent incorporée dans la région F_2 , est une couche dont le comportement peut être assimilé à celui de la région E (Figure 13). Elle présente une variation au cours de la journée quasi synchronisée sur le mouvement du Soleil au-dessus de l'horizon et disparaît toujours au cours de la nuit. Les variations saisonnières et undécennales sont également comparables à celles de la région E. Cependant, il convient de noter que dans les régions du Globe où la variation saisonnière est très prononcée, la couche F_1 n'apparaît pas l'hiver, alors que dans les régions équatoriales elle est toujours observée.

LA REGION D

Les sondages ionosphériques classiques n'apportent pas beaucoup de renseignements sur la région D, car les ondes courtes traversent généralement cette couche. Les ondes moyennes utilisées couramment en radio-diffusion ne peuvent être utilisées car elles sont absorbées dans la région D diurne. Les

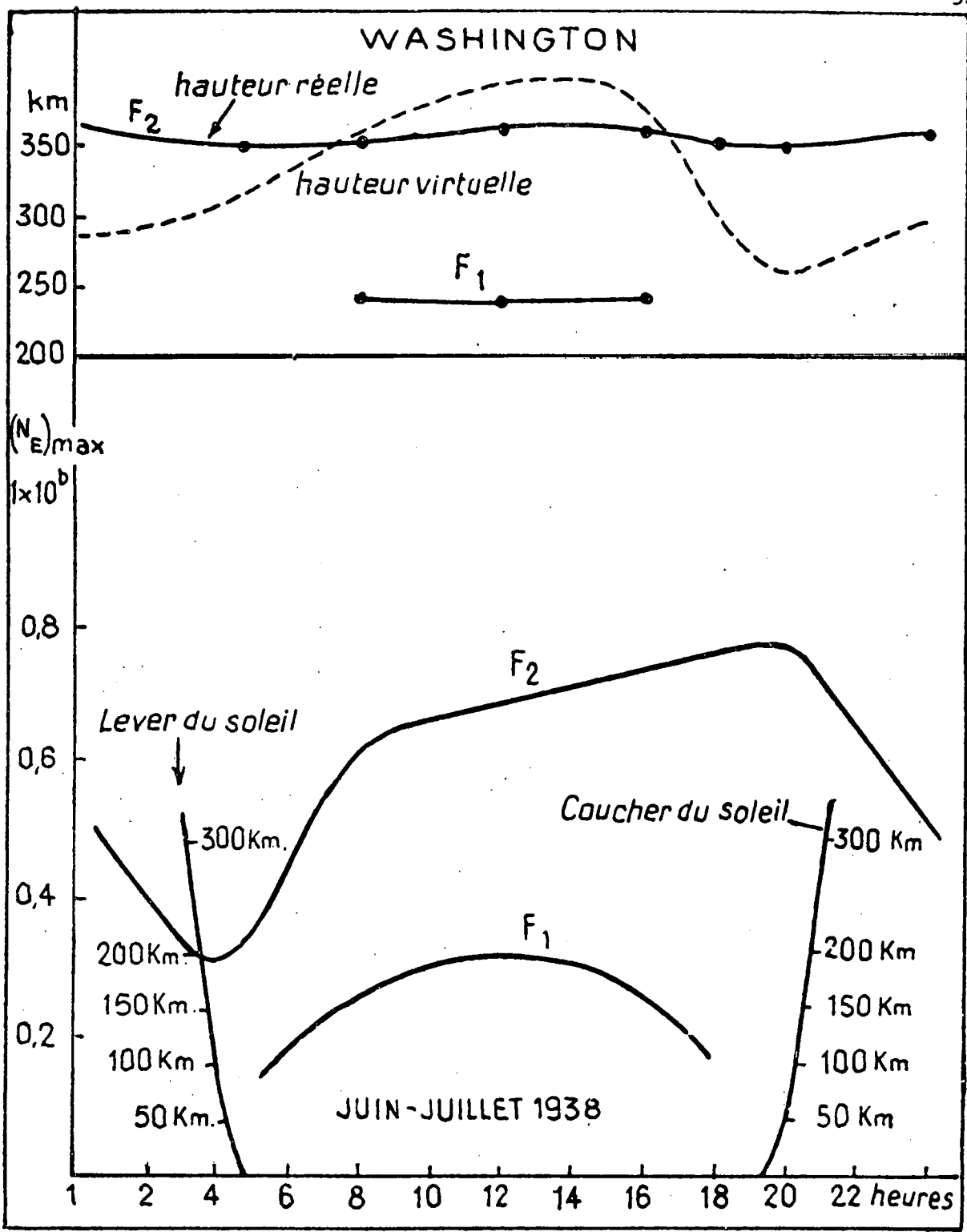


Fig. 13.- Variation de la concentration électronique maximum de la région F₁.

procédés habituels de sondage ionosphérique par ondes courtes étant inapplicables, pour l'étudier on a recours aux ondes longues (supérieures au km), à l'observation de phénomènes habituels comme les atmosphériques (parasites provoqués par les orages) ou à des phénomènes particuliers résultant de perturbations ionosphériques. Avant de préciser quelles sont les données d'observation, on peut toutefois indiquer quelques conclusions afin de comprendre le rôle joué par la plus basse des couches ionosphériques.

Le nombre maximum d'électrons dans la région D est de l'ordre de quelques milliers d'électrons par cm^3 pendant le jour. Ce nombre d'électrons ne peut pas provoquer une réfraction sensible des ondes courtes, mais est suffisant pour la réflexion des ondes longues. Au cours de la nuit, l'ionisation disparaît complètement et toutes les ondes atteignent les couches supérieures avant d'être renvoyées.

Un des caractères les plus importants de cette couche est que les ondes y subissent un amortissement d'autant plus important que leur fréquence est plus faible (Figure 14). Les électrons ionosphériques entrant en vibration sous l'influence de l'onde radio-électrique captent une partie de son énergie. Comme l'électron au cours de sa vibration entre en collision avec les molécules atmosphériques, une partie de l'énergie oscillante est dégradée en une énergie d'agitation moléculaire et n'est pas restituée à l'onde incidente. La perte sera d'autant plus grande que le nombre de chocs est plus élevé et se manifestera surtout aux altitudes inférieures à 100 km. Cependant, l'onde peut subir sa réflexion avant de pénétrer profondément dans la couche et dès lors son amortissement sera faible. Ce dernier cas correspond pratiquement à celui des ondes kilométriques. Avec des ondes de l'ordre de 20 km, on peut observer des réflexions à des altitudes moyennes de 75 km. Les éclairs émettant des ondes dans une très large bande de fréquences, permettent l'observation radio-électrique d'ondes kilométriques qui se réfléchissent également à de faibles altitudes, inférieures à 80 km. La nuit, comme ces divers échos semblent provenir d'altitudes supérieures, de l'ordre de 90-95 km, il apparaît bien que la région D tend à disparaître complètement. Dans le domaine des

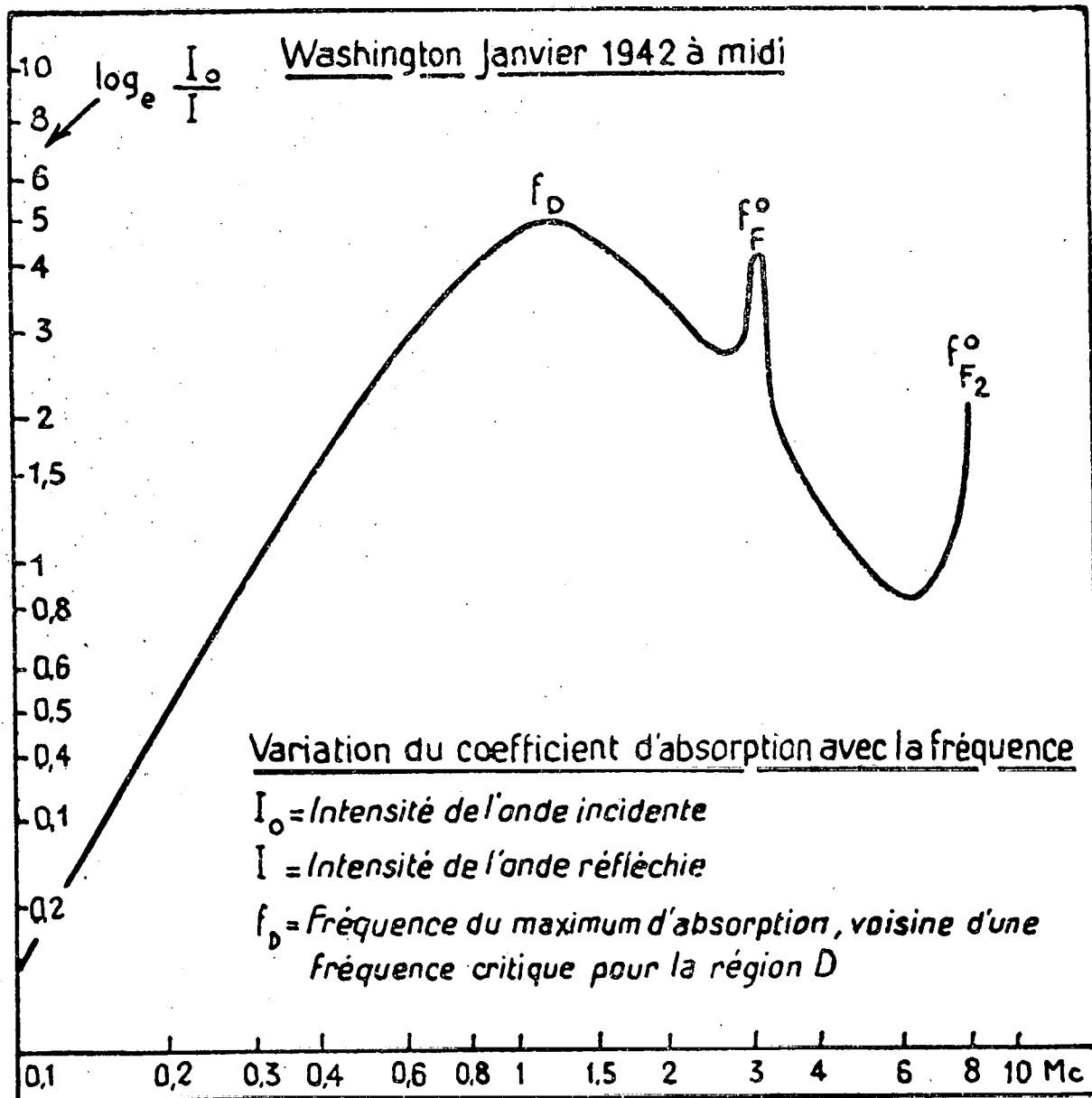


Fig. 14.- Variation de l'absorption d'une onde suivant la fréquence.

ondes moyennes, le phénomène d'amortissement atteint son maximum. C'est pourquoi il n'est pas possible de recevoir à de longues distances au cours de la journée les émissions des stations de radiodiffusion à ondes moyennes. La nuit, l'absorption ne jouant plus par suite de la disparition de la région D, l'onde du ciel peut être reçue à de grandes distances (Figure 15).

Il existe des procédés techniques permettant de mesurer, lors d'un sondage ionosphérique, l'absorption que subissent les ondes courtes dans leur double traversée de la région D. On observe aisément que cette absorption totale varie avec la hauteur du Soleil au-dessus de l'horizon et n'existe pas la nuit. Toutefois, les résultats d'observation révèlent une très grande dispersion dans les données obtenues et également des fluctuations tellement rapides qu'on doit les attribuer à des variations de l'état d'ionisation de la région D.

Ces variations de l'état d'ionisation peuvent être interprétées par des modifications du rayonnement solaire. Au rayonnement normal provoquant l'ionisation fondamentale de la région, s'ajoute le rayonnement variable dépendant de l'activité du Soleil. Si l'activité solaire atteint un paroxysme, l'état d'ionisation atteindra un extrême. Le résultat sera un accroissement anormal des collisions des électrons avec les molécules et, en fin de compte, un amortissement très prononcé ou total de l'onde courte. C'est l'évanouissement brusque des ondes courtes.

Lorsque la réception des ondes courtes cesse brusquement, on s'aperçoit généralement qu'une éruption solaire (Figure 16) c'est-à-dire une lueur brillante et brusque, est apparue dans une place active de la chromosphère solaire. Au même moment, on note également que les grandes ondes, kilométriques ou myriamétriques, qui se réfléchissent sur le bord inférieur de la région D sont renforcées. L'effet ionosphérique se manifeste sur des trajets d'ondes éclairés par le Soleil et est le plus marqué à l'endroit où le Soleil a sa plus grande hauteur. Le nombre d'évanouissements est lié à l'activité solaire, en ce sens que le nombre d'éruptions suit l'activité

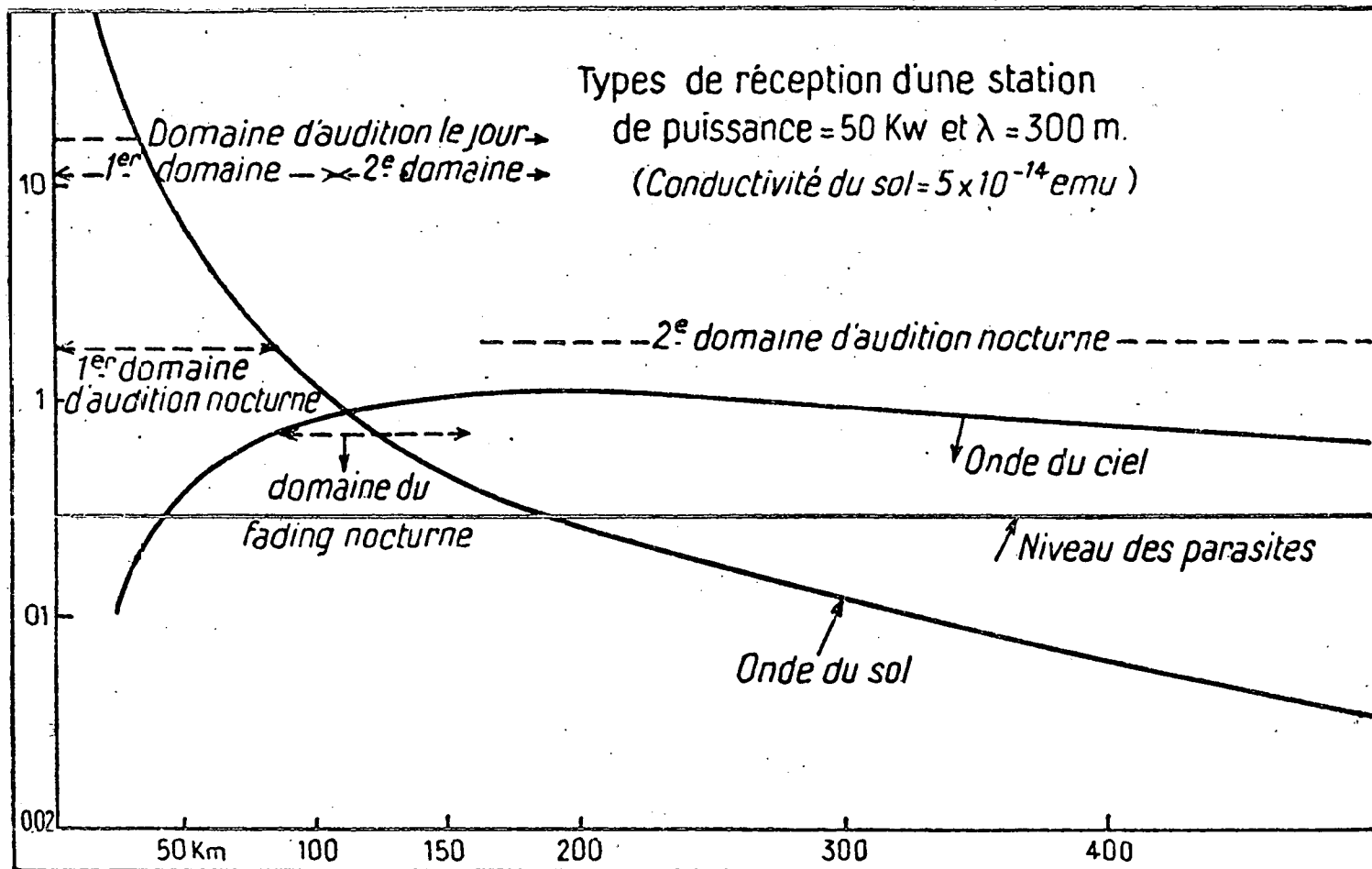


Fig. 15.- Intensité de la réception d'une émission sur onde moyenne.

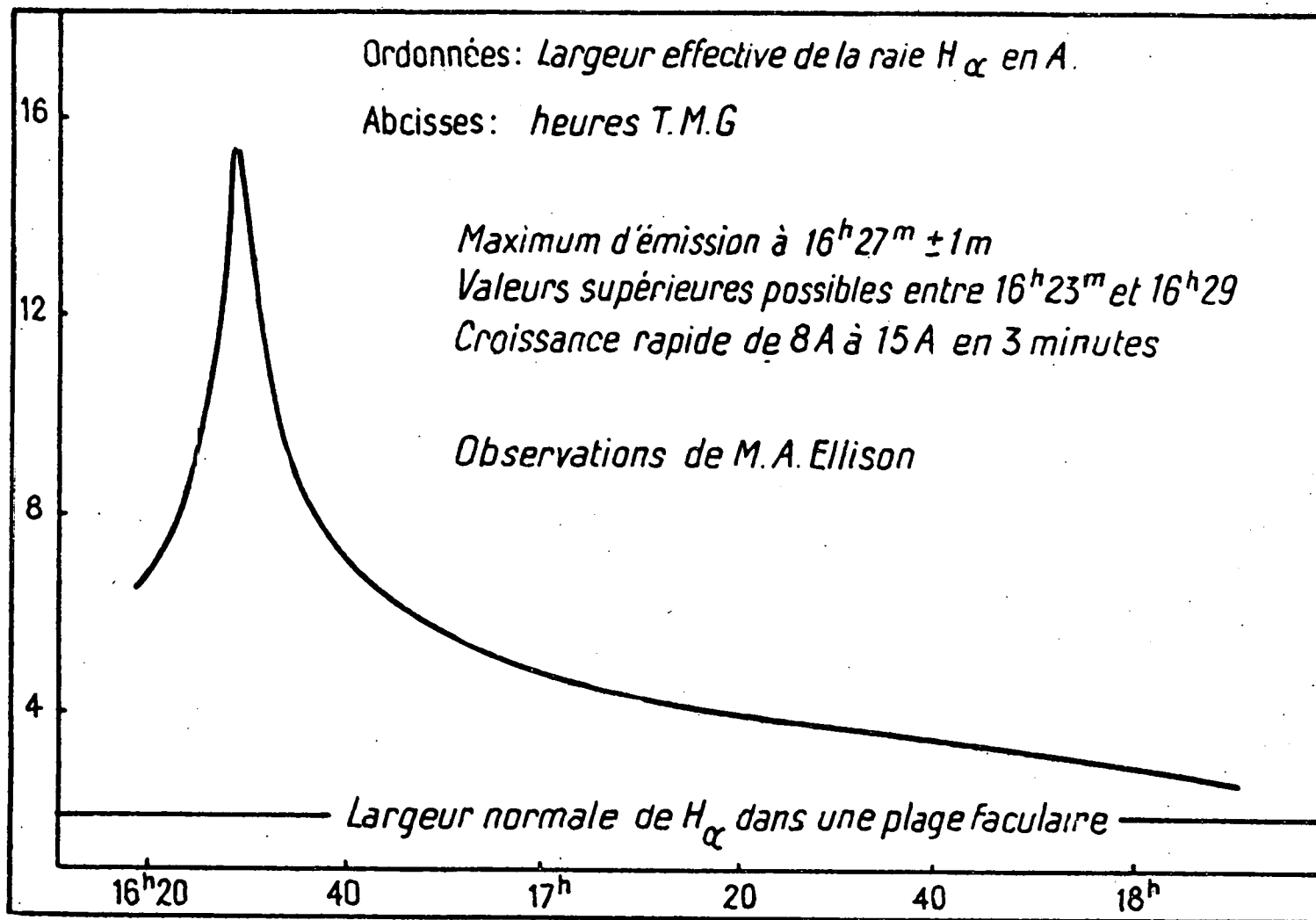


Fig. 16.- Emission au cours d'une éruption solaire.

undécennale et qu'elles sont d'autant plus intenses que la surface solaire révèle des plages très actives.

Le phénomène de l'éruption solaire et de ses effets terrestres peut se décrire comme suit dans les cas les plus typiques. Au sein d'une plage faculaire caractérisée par un groupe de taches, apparaît une éruption correspondant à une émission lumineuse d'éclat parfois supérieur à celui du disque solaire avoisinant. Cette illumination extraordinaire et mouvante produit une perturbation ionosphérique se manifestant sous forme d'évanouissement brusque d'ondes courtes, de renforcement d'ondes longues et d'un crochet dans les enregistrements magnétiques. On note également un sursaut dans les émissions radio-électriques du Soleil sur ondes décimétriques et métriques. Le rayonnement cosmique subit un accroissement légèrement retardé et déplacé à la surface du Globe suivant la vitesse et le chemin parcouru par les particules (Figure 17). Quelque vingt-quatre heures plus tard, éclate l'orage magnétique observé à toutes les stations magnétiques tandis qu'une aurore illumine au cours de la nuit le ciel des latitudes élevées, et parfois des latitudes moyennes. A ce moment, se présente également une variation dans le rayonnement cosmique sous l'influence de la variation du champ magnétique terrestre. Ces effets retardés de l'éruption solaire sont dus à des particules expulsées du Soleil sous l'influence des processus électrodynamiques au sein de son atmosphère, qui parcourent la distance du Soleil à la Terre à une vitesse réduite comparée à celle du phénomène lumineux.

AU-DESSUS DE LA REGION F

Avant l'utilisation des satellites, il ne fut jamais possible de déterminer la concentration électronique au-dessus du maximum de concentration de la région F_2 . Mais, dès qu'un sondeur ionosphérique fut placé dans un satellite tournant autour du globe terrestre au-dessus du maximum de concentration de la région F_2 , il devint facile d'effectuer une analyse de la région supérieure de l'ionosphère par le même procédé qui a été utilisé au sol. Un sondeur satellisé peut procéder par une variation de fréquences à

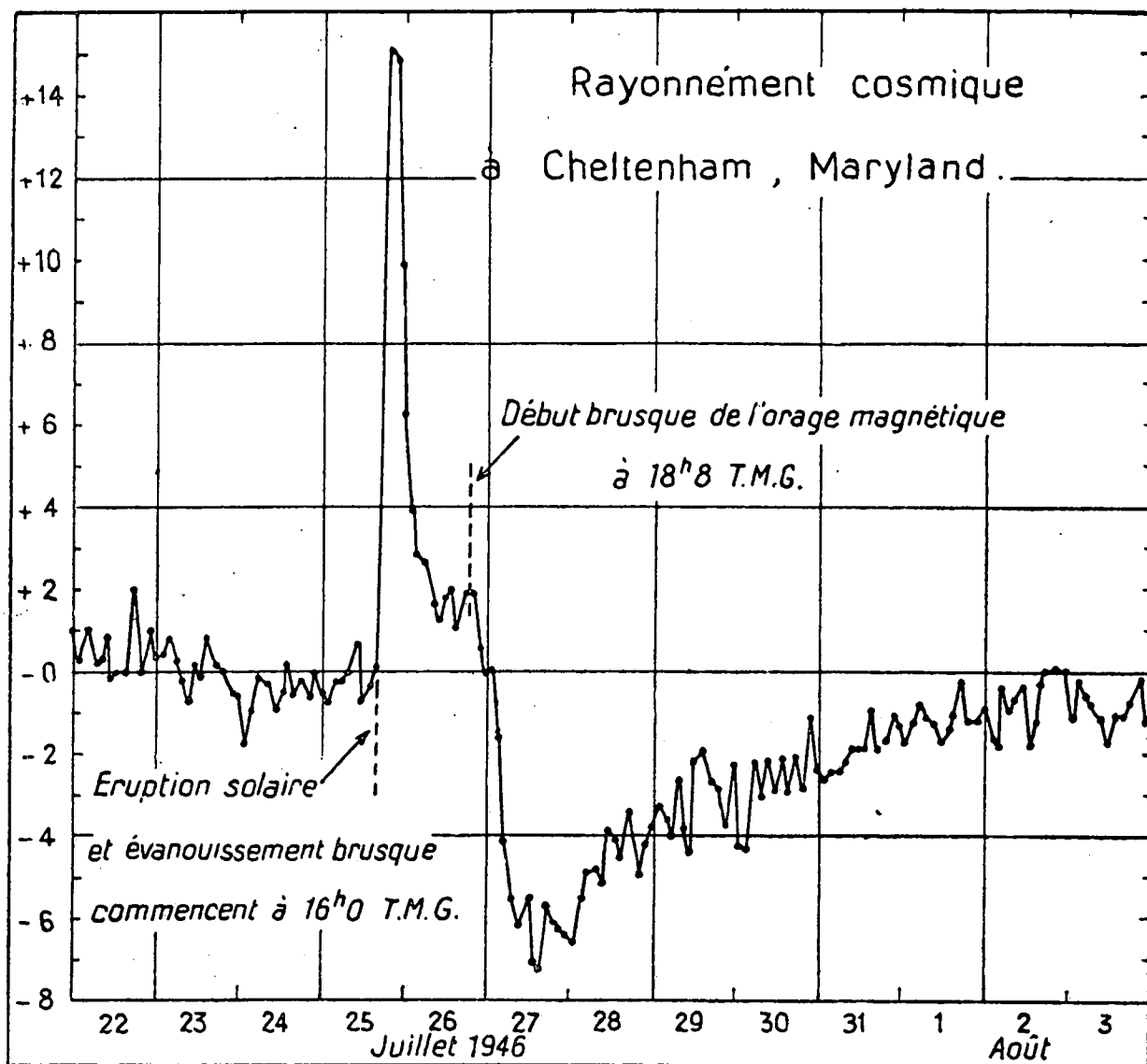


Fig. 17.- Relation entre une éruption solaire et l'intensité du rayonnement cosmique.

un balayage de toute la région ionosphérique située entre l'émetteur et le maximum de la région F_2 . Ainsi, aujourd'hui, on peut par l'intermédiaire de deux sondeurs ionosphériques déterminer la distribution verticale de la concentration électronique sur toute l'étendue de l'ionosphère. On s'aperçoit ainsi que la distribution en latitude et en longitude des électrons dans l'ionosphère supérieure est fortement liée aux effets du champ magnétique terrestre. En principe, la répartition verticale des électrons au-dessus du maximum de la région F s'aligne sur une ligne de force du champ magnétique terrestre.

A une certaine altitude, le libre parcours moyen des particules chargées devient suffisamment grand (au-delà de 3000 km) pour que l'on puisse considérer que l'on se trouve dans l'exosphère ionique où les ions et les électrons suivent leurs trajectoires propres guidées par le champ magnétique. C'est pourquoi les particules chargées qui s'échappent de l'atmosphère ne peuvent le faire qu'en suivant les lignes de force du champ magnétique qui se rattachent au milieu interplanétaire ; ce sont les lignes de force dans les régions polaires qui permettent le contact avec le milieu extérieur. A l'équateur et aux latitudes moyennes, les particules ne peuvent aller que d'un point d'un hémisphère à un point magnétiquement conjugué de l'autre hémisphère. Cependant, l'ionosphère ne s'étend pas jusqu'au domaine interplanétaire ; on constate en effet que ses propriétés restent identiques jusqu'à en général 4 rayons terrestres du centre de la Terre à l'équateur, où brusquement la concentration électronique tombe à de très faibles valeurs. On peut dire qu'il existe une cassure dans le milieu ionisé (plasma ionosphérique) de telle sorte que l'on peut affirmer que l'ionosphère fait bien partie de l'atmosphère ionisée en rotation et qu'à la cassure le milieu ionisé n'en fait plus partie. Cette cassure appelée la plasmopause n'est pas toujours fixée à l'équateur à 4 rayons terrestres : elle s'étend jusqu'à 5,5 rayons au cours de période de grand calme de l'activité magnétique tandis qu'elle descend jusqu'à 2 ou 3 rayons terrestres en période d'orage magnétique. Il existe d'ailleurs une variation dans l'altitude de la plasmopause qui doit être due au fait que la structure de la magnétosphère (lignes de force du

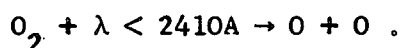
champ magnétique) se modifie suivant la position de la Terre par rapport au Soleil. Par suite de l'influence du vent solaire (Figure 18), les lignes de force du champ magnétique de la Terre tournant en 24 heures se modifient constamment passant de la position de nuit à la position de jour et vice-versa. C'est pourquoi l'ionosphère dans son extension supérieure est toujours liée à la magnétosphère.

L'HOMOSPHERE

Il n'est pas difficile de décrire l'homosphère si on ne s'en tient qu'à l'analyse de la concentration de ses éléments principaux que sont l'azote et l'oxygène moléculaire (Tableau I). Cependant, il faut tenir compte des phénomènes qui se passent sous l'influence du rayonnement solaire et du rayonnement cosmique. En effet, si la majeure partie des molécules d'azote et d'oxygène n'est pas influencée (Figure 19) par l'action des rayonnements provenant de l'extérieur de l'atmosphère, il faut reconnaître que l'absorption des divers rayonnements conduit à certains effets d'ionisation et de dissociation.

Le rayonnement cosmique galactique provoque une ionisation permanente dans toute la stratosphère et dans la mésosphère. On verra plus loin comment cette ionisation est à l'origine de la région D ionosphérique au-dessus de 65 km. Les caractères essentiels de cette ionisation par le rayonnement cosmique sont qu'elle varie fortement avec la latitude, minimum à l'équateur et maximum dans la calotte polaire et qu'elle atteint un minimum au maximum d'activité solaire. Cependant, l'ionisation est un phénomène tout à fait secondaire dans l'homosphère. En fait, la dissociation sous l'influence du rayonnement ultraviolet solaire est un phénomène plus important.

L'oxygène moléculaire O_2 est photodissocié sous l'influence du rayonnement de longueurs d'onde inférieures à 2410A,



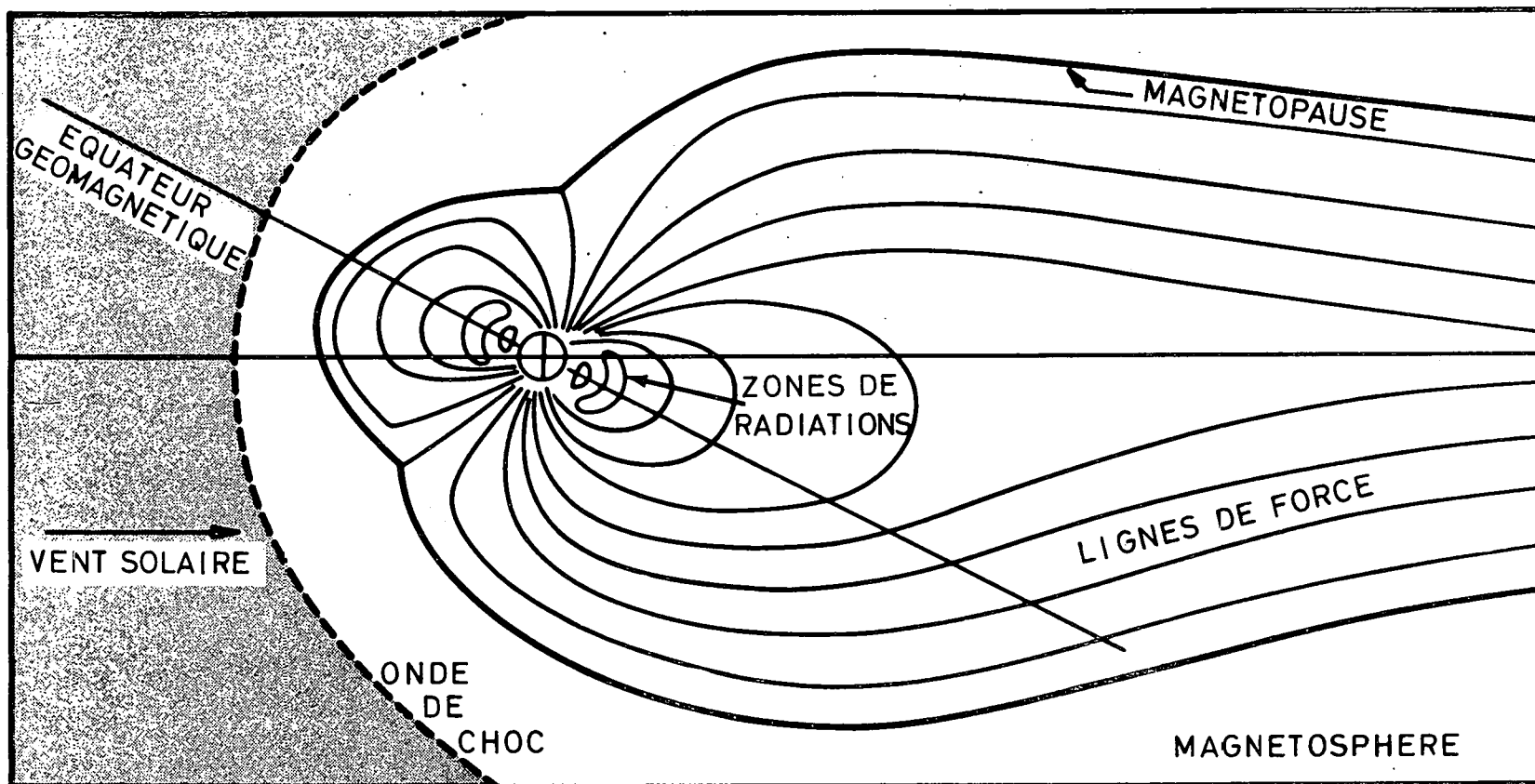


Fig. 18.- La configuration du champ magnétique général de la Terre est continuellement déformée sous l'effet du vent solaire, c'est-à-dire des particules émises par le Soleil. Les lignes de force sont comprimées du côté du Soleil et sont étendues du côté opposé. Des particules (protons et électrons) sont piégées dans le domaine des lignes de force fermées. Le champ magnétique étant ouvert dans les régions polaires du côté opposé au soleil permet l'échappement.

TABLEAU I. Pression, densité, concentration et température dans l'homosphère(*)

Altitude (km)	Température (°K)	Pression (mm Hg)	Densité (g cm ⁻³)	Concentration (cm ⁻³)
15	211	8,5x10 ¹	1,9x10 ⁻⁴	3,9x10 ¹⁸
20	219	3,9x10 ¹	8,2x10 ⁻⁵	1,7x10 ¹⁸
25	227	1,8x10 ¹	3,7x10 ⁻⁵	7,7x10 ¹⁷
30	235	8,6	1,7x10 ⁻⁵	3,6x10 ¹⁷
35	252	4,3	8,0x10 ⁻⁶	1,7x10 ¹⁷
40	268	2,3	3,9x10 ⁻⁶	8,1x10 ¹⁶
45	274	1,2	2,0x10 ⁻⁶	4,3x10 ¹⁶
50	274	6,6x10 ⁻¹	1,1x10 ⁻⁶	2,3x10 ¹⁶
55	274	3,6x10 ⁻¹	6,0x10 ⁻⁷	1,3x10 ¹⁶
60	253	1,9x10 ⁻¹	3,5x10 ⁻⁷	7,2x10 ¹⁵
65	232	9,4x10 ⁻²	1,9x10 ⁻⁷	3,9x10 ¹⁵
70	211	4,4x10 ⁻²	9,7x10 ⁻⁸	2,0x10 ¹⁵
75	194	1,9x10 ⁻²	4,6x10 ⁻⁸	9,6x10 ¹⁴
80	177	7,9x10 ⁻³	2,1x10 ⁻⁸	4,3x10 ¹⁴
85	160	2,9x10 ⁻³	8,5x10 ⁻⁹	1,8x10 ¹⁴
90	177	1,5x10 ⁻³	2,9x10 ⁻⁹	7,6x10 ¹³
95	193	4,5x10 ⁻⁴	1,1x10 ⁻⁹	2,2x10 ¹³
100	209	2,0x10 ⁻⁴	4,3x10 ⁻¹⁰	1,0x10 ¹³

(*) Les données du tableau ne doivent être considérées que comme fournissant des indications ; l'homosphère est soumise à des variations (latitudes et saisons).

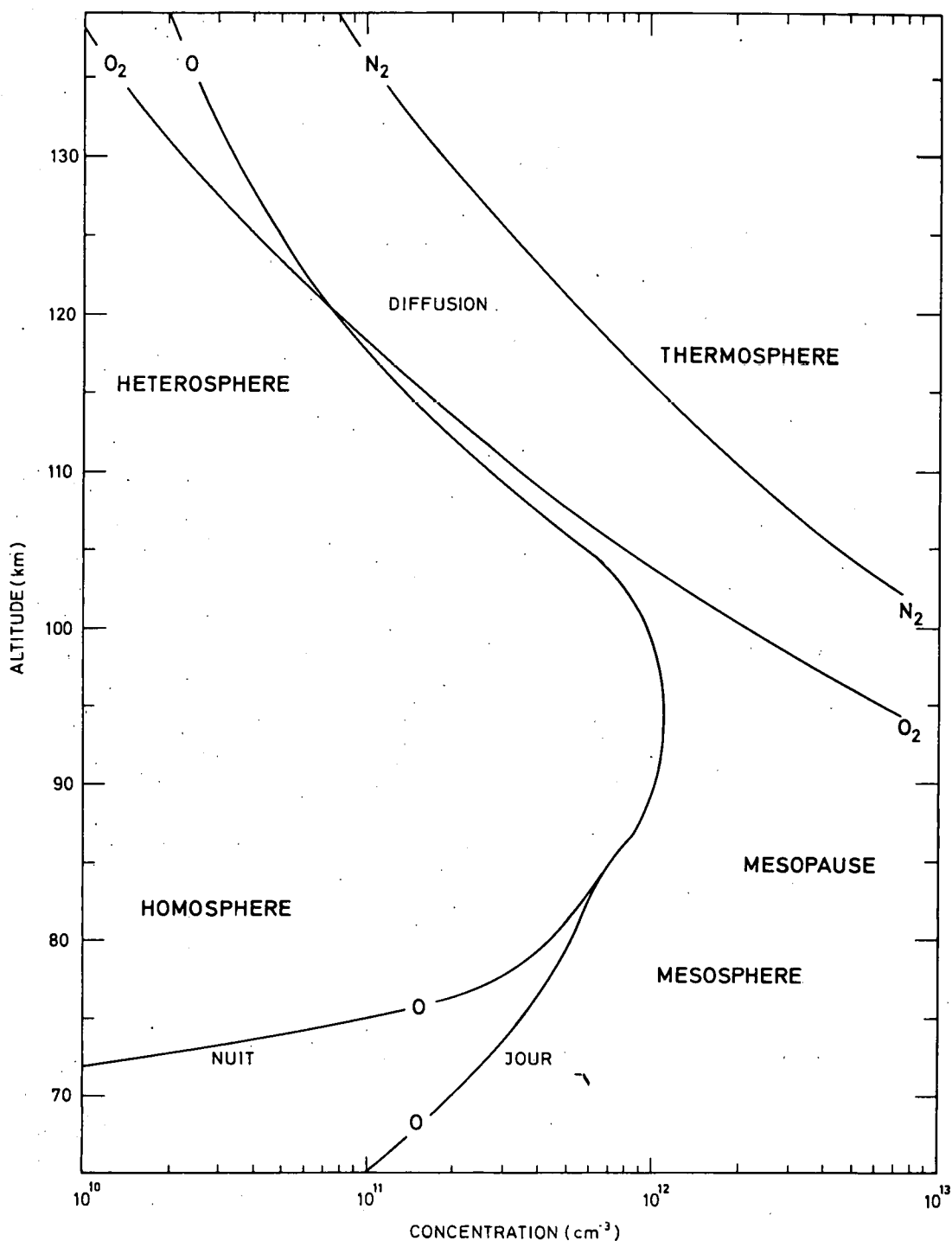
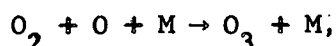


Fig. 19.- Région de transition dans l'atmosphère terrestre de l'homosphère à l'hétérosphère. L'homosphère est caractérisée par un rapport constant des constituants principaux, l'azote et l'oxygène moléculaires. Dans la région de transition, l'oxygène atomique se manifeste comme constituant important. Enfin, la région de transition se caractérise par le passage de l'état de mélange des gaz principaux à celui de l'état de diffusion.

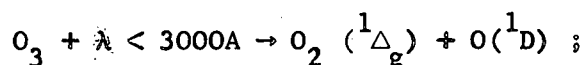
Ce processus est à la base de toute la photochimie dans l'homosphère. La production d'atomes d'oxygène O dans la stratosphère et la mésosphère conduit immédiatement à la production de la molécule d'ozone,



où par l'intermédiaire d'une collision triple entre une molécule d'oxygène O_2 , un atome d'oxygène O et une troisième particule M correspondant à une molécule d'oxygène ou d'azote, on obtient la formation d'une molécule d'ozone O_3 .

Ainsi, les molécules O_3 et O_2 absorbent dans l'homosphère tout le rayonnement ultraviolet solaire de 3000 Å à 1800 Å, l'ozone absorbant surtout de 3000 Å à 2000 Å et l'oxygène à des longueurs d'onde inférieures à 2000 Å. Il en résulte que l'absorption par l'ozone de ce rayonnement ultraviolet est la base de la croissance de la température avec l'altitude dans la stratosphère ; le chauffage ultraviolet est suffisant pour provoquer un maximum de température à la stratopause. L'absorption par l'oxygène, par contre, est trop faible dans la mésosphère et il en résulte une décroissance de la température avec l'altitude jusqu'au profond minimum de la mésopause.

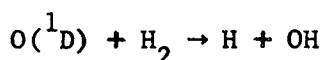
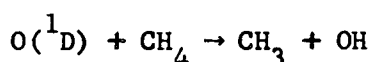
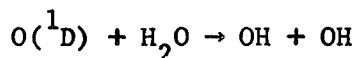
La présence de l'ozone dans la stratosphère et la mésosphère déclenche toute une série de processus chimiques. Ainsi, sous l'effet du rayonnement ultraviolet solaire de longueurs d'onde inférieures à 3000 Å, l'ozone est photodissocié,



mais, le caractère essentiel de cette dissociation est que les molécules et les atomes d'oxygène se trouvent dans des états excités. On a déjà parlé, dans l'examen de la lueur du ciel, de la présence des molécules d'oxygène excitées dans l'état $^1\Delta_g$, ce qui donne lieu à une émission infrarouge intense dans toute la stratosphère et dans toute la mésosphère. Le fait qu'un atome

d'oxygène excité 1D est produit (un atome excité à l'état 1S est également possible) est d'une très grande importance.

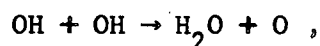
Lorsqu'un atome d'oxygène excité est mis en présence de la vapeur d'eau H_2O , du méthane CH_4 , de l'hydrogène H_2 , il en résulte une oxydation immédiate suivant les mécanismes



On voit donc que la vapeur d'eau étant dissociée, tous les composés de l'hydrogène peuvent être formés : HO_2 , H_2O_2 , ... Comme d'autre part l'oxyde azotique NO est présent, on peut arriver à la formation de composés tels que l'acide nitrique HNO_3 . L'analyse aéronomique de ces réactions sera présentée plus loin. Néanmoins, on a voulu souligner ici comment, au sein de l'homosphère, le fait d'une légère photodissociation de l'oxygène conduit à la création de séries remarquables de réactions de composés minoritaires qui jouent un rôle capital dans l'économie générale de la stratosphère et de la mésosphère.

Un des aspects essentiels qu'il convient toujours de retenir dans le cas de l'homosphère est que le brassage de l'air est toujours suffisant pour maintenir les mêmes proportions de mélange de l'azote et de l'oxygène moléculaires. Si la "diffusion moléculaire", c'est-à-dire la tendance à la séparation des gaz de masses moléculaires différentes existe dans l'homosphère, elle est toujours contrebalancée par la "diffusion turbulente", c'est-à-dire la tendance au mélange parfait, dans le cas des gaz principaux. Mais, lorsqu'il s'agit, par exemple, du méthane et de l'hydrogène moléculaire qui sont oxydés, on s'aperçoit que leur destruction ne peut être compensée par un apport de molécules venant de la troposphère. La diffusion moléculaire et la diffusion

turbulente ne sont pas suffisantes pour compenser la perte par oxydation. On découvre ainsi qu'au niveau de la stratopause, on assiste à la disparition du méthane et de l'hydrogène moléculaire. Cependant, on note que, pour la vapeur d'eau, il n'y a aucune difficulté à son maintien par suite de sa recombinaison,



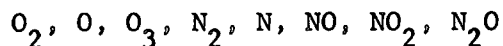
dans la stratosphère et dans la mésosphère. Au niveau de la mésopause, l'effet de la dissociation de H_2O est facilement compensé par l'apport de molécules par diffusion turbulente.

Les exemples ont été donnés afin de souligner combien les mécanismes de transport horizontaux et verticaux de l'air dans la stratosphère et dans la mésosphère sont importants. Une analyse aéronomique de l'homosphère est intimement liée à l'aspect dynamique. D'ailleurs, les problèmes aéronomiques de l'hélium et de l'hydrogène dans l'hétérosphère dépendent des conditions de transport dans l'homosphère. L'hélium étant produit dans la croûte terrestre apparaît dans l'atmosphère pour cheminer dans l'homosphère par le processus de diffusion moléculaire avant d'atteindre la thermosphère où il joue un rôle important dont nous dirons quelques mots plus loin. Quant à l'hydrogène atomique, il est le produit de l'oxydation de composés hydrogénés dont le comportement est déterminé par les propriétés de l'homosphère. Nous reviendrons également sur cet élément dans l'examen de la chémosphère.

LA CHEMOSPHERE

Lorsqu'on aborde le problème de la dissociation des deux constituants de l'air, l'oxygène et l'azote moléculaires, on doit immédiatement faire intervenir les multiples réactions qui découlent de la présence des atomes d'oxygène et d'azote.

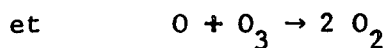
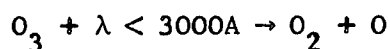
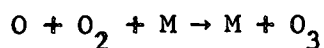
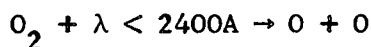
Dans une atmosphère d'oxygène et d'azote, le problème est relativement simple ; on peut considérer a priori les constituants suivants :



c'est-à-dire d'une part avec l'oxygène moléculaire O_2 , l'atome O et l'ozone O_3 (Figure 20) et d'autre part avec l'azote moléculaire N_2 , l'atome N , l'oxyde azotique NO , le peroxyde d'azote NO_2 et l'oxyde azoteux N_2O .

Tant que l'on reste dans l'homosphère, on s'aperçoit que seul l'oxygène peut être photodissocié par le rayonnement solaire de longueurs d'onde supérieures à 1800Å qui pénètre dans l'atmosphère au-dessus de la mésopause. L'azote moléculaire n'est pas soumis à la dissociation directe et on peut dire que la présence de l'atome d'azote est négligeable dans la stratosphère et la mésosphère.

Ainsi, dans une atmosphère d'oxygène et d'azote moléculaires soumise au rayonnement ultraviolet du soleil, on considère une faible photodissociation partielle de O_2 et la formation de l'ozone (voir plus haut). Rappelons l'ensemble des processus :



L'examen des coefficients numériques correspondant à ces divers processus montre immédiatement que l'ozone est plus abondant dans la stratosphère que l'atome d'oxygène (voir Figure 20) ; c'est au sein de la mésosphère que l'atome d'oxygène finit par l'emporter sur l'ozone.

Cette vue simple ne peut cependant être adoptée que comme un premier pas dans l'analyse de la chémosphère. En effet, le fait que des composés

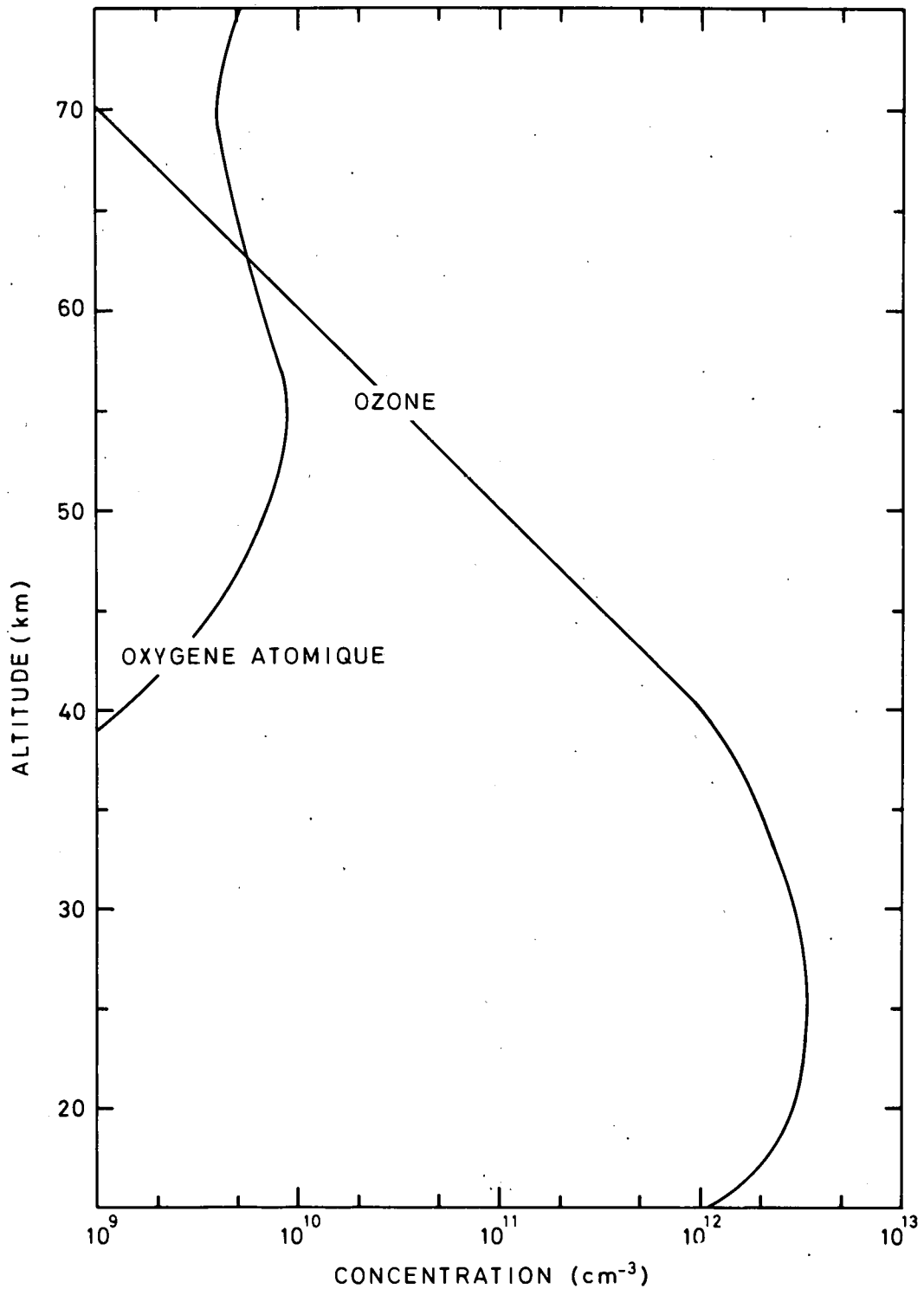
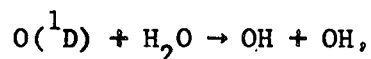
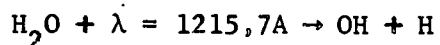


Fig. 20.- Distribution verticale de l'ozone et de l'oxygène atomique dans la stratosphère et la mésosphère. Les valeurs de la concentration de l'ozone sont choisies afin de représenter au mieux les conditions de jour tandis que celles de l'oxygène atomique sont des valeurs d'équilibre photochimique.

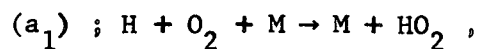
d'hydrogène même minoritaires apparaissent à la suite de la dissociation indirecte de la vapeur d'eau,



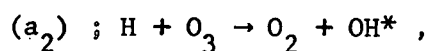
ou de la dissociation directe par la radiation solaire à 1215,7A Lyman-alpha qui pénètre jusqu'à 70 km dans la mésosphère,



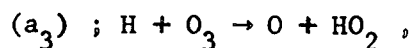
conduisent à de nouvelles réactions (voir figure 21) :



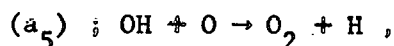
formation de HO_2 par collision triple entre l'atome d'hydrogène H et la molécule d'oxygène O_2 ;



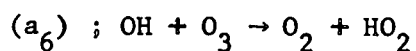
formation du radical OH^* excité (donnant lieu à l'émission intense infrarouge dans la lueur nocturne) par une réaction rapide entre l'hydrogène atomique H et la molécule d'ozone O_3



réaction également entre l'hydrogène atomique H et l'ozone O_3 , mais moins rapide que la précédente, qui conduit à la formation de HO_2 ;



où l'effet de l'atome d'oxygène se manifeste sur OH pour fournir à nouveau l'hydrogène atomique :



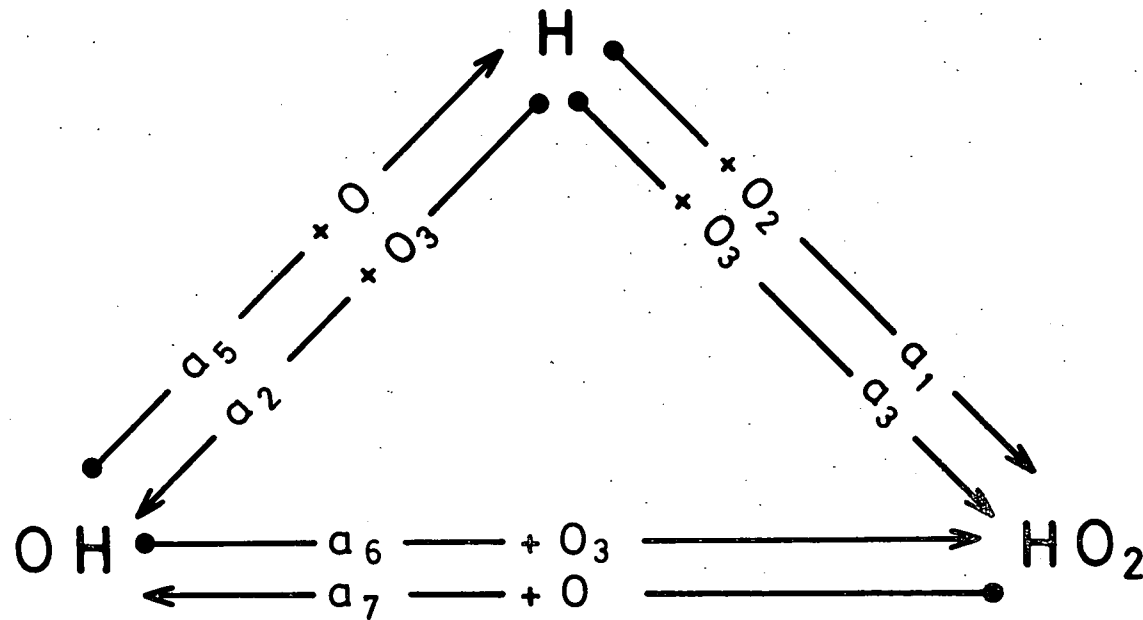
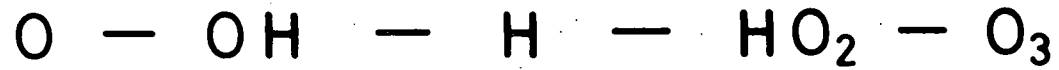
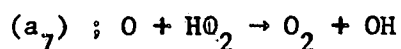


Fig. 21.- Schéma des réactions principales entre l'hydrogène atomique H, le radical OH et la molécule HO₂ dans l'oxygène moléculaire O₂ et atomique O avec l'ozone O₃. Dans la mésosphère supérieure, l'hydrogène atomique H l'emporte tandis que dans la stratosphère H est négligeable vis-à-vis de OH et HO₂.

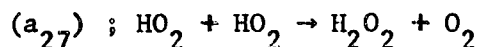
où l'effet simultané de l'ozone O_3 sur OH conduit à la formation de HO_2 ;



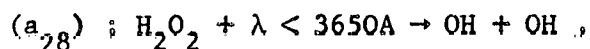
où l'effet de l'atome d'oxygène sur HO_2 permet de retrouver le radical OH.

On voit par cet ensemble de réactions comment l'équilibre ozone-atome d'oxygène peut être influencé par les constituants minoritaires H, OH et HO_2 . Dans la mésosphère, où l'atome d'oxygène domine, l'hydrogène atomique l'emporte sur OH et HO_2 par suite de l'importance des réactions a_5 et a_7 où HO_2 est d'abord transformé en OH et ensuite OH en H. D'autre part, on s'aperçoit que l'hydrogène atomique peut se maintenir dans la mésosphère supérieure et au-delà, car il joue le rôle de catalyseur dans le doublet des réactions a_2 et a_5 [$H + O_3 \rightarrow OH (+ O_2) + O \rightarrow H (+ O_2)$] où on détruit l'ozone et l'oxygène atomique. Ce rôle de catalyseur de l'hydrogène atomique dans la mésosphère est doublé par celui de régulateur de la concentration de l'ozone mésosphérique. En d'autres termes, la présence des composés hydrogénés provoque une diminution de la concentration de l'ozone dans la mésosphère.

Dans la stratosphère, où l'abondance de l'atome d'oxygène est relativement basse, ce sont les réactions avec l'ozone qui l'emportent. De là, OH et HO_2 l'emportent sur l'hydrogène atomique H qui disparaît pratiquement. On a alors affaire à des réactions conduisant à une grande abondance de HO_2 et ainsi la production d'eau oxygénée a lieu suivant le processus (Figure 22)



où deux molécules HO_2 entrent en réaction. Dès que la molécule H_2O_2 est formée par la réaction a_{27} , elle peut subir une photodissociation par un rayonnement de longueurs d'onde inférieures à 3650Å,



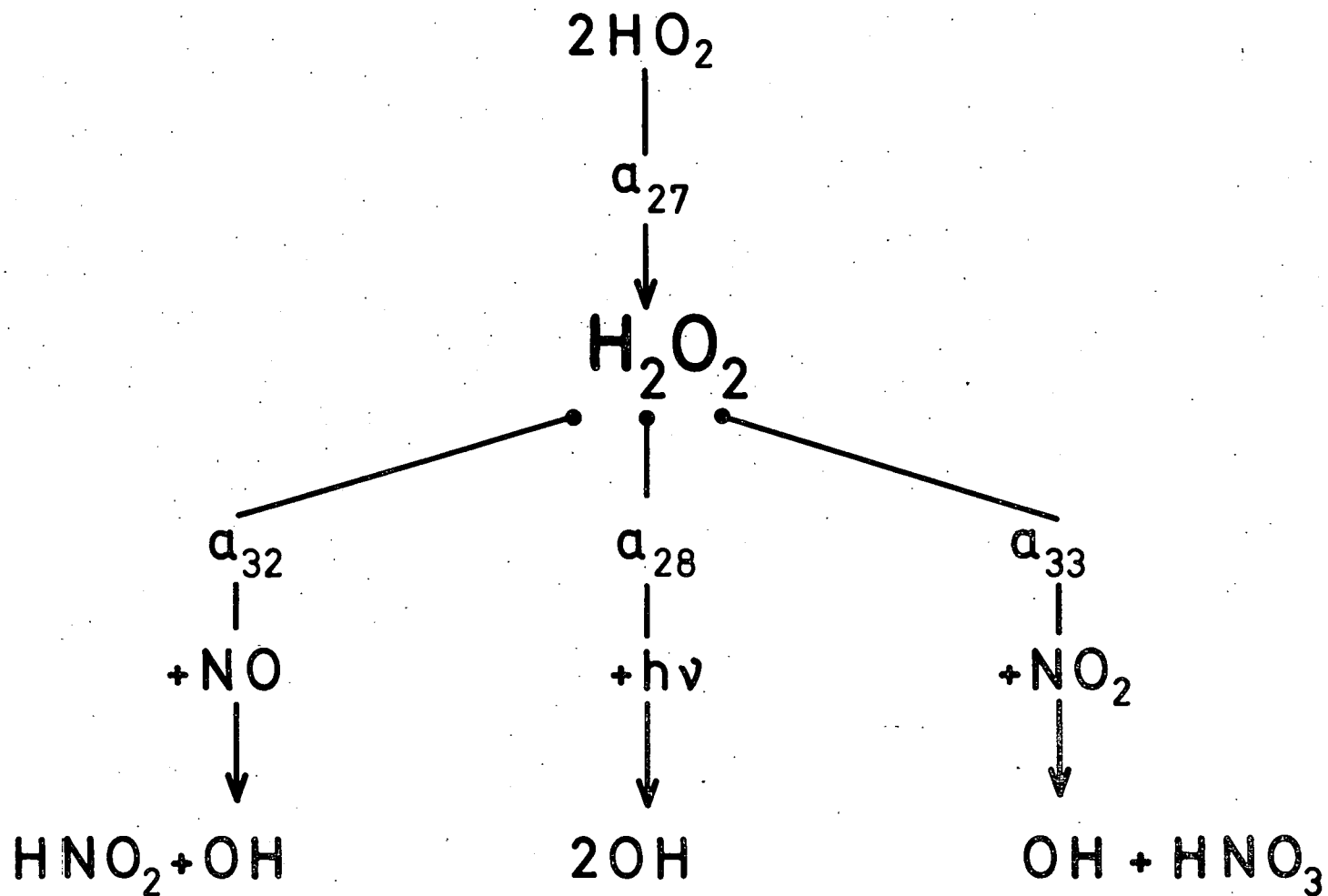
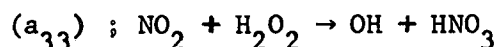
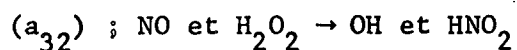


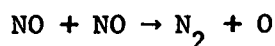
Fig. 22.- Schéma de la réaction produisant l'eau oxygénée H_2O_2 et des principales réactions de sa destruction par la photodissociation en radicaux OH et par l'intermédiaire des oxydes d'azote : oxyde azotique NO et peroxyde d'azote NO_2 conduisant respectivement à l'acide nitreux HNO_2 et l'acide nitrique HNO_3 .

en reproduisant deux radicaux OH. Cependant, ce processus de dissociation n'est pas le seul conduisant à la dissociation de l'eau oxygénée : on peut considérer que l'oxyde azotique NO et le peroxyde d'azote NO₂ réagissent avec l'eau oxygénée H₂O₂ suivant le schéma



où on voit se former avec la réapparition de OH, l'acide nitreux HNO₂ et l'acide nitrique HNO₃. L'acide nitrique deviendrait ainsi le composé éliminant les oxydes d'azote de la stratosphère vers la troposphère.

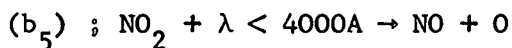
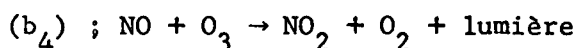
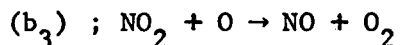
La présence de NO et de NO₂ dans la stratosphère résulte du transport de l'oxyde azotique de la thermosphère vers le bas. En effet, NO est une molécule qui est stable lorsque l'atome d'azote n'est pas présent. En d'autres termes, pour dissocier la molécule NO, il faut que la réaction suivante



ait lieu, c'est-à-dire il faut que l'atome d'azote soit suffisamment abondant ce qui n'est pas le cas dans la mésosphère et a fortiori dans la stratosphère. Il en résulte que l'oxyde azotique produit dans la thermosphère inférieure est transporté par diffusion turbulente au travers de la mésosphère et de la stratosphère sans être soumis à une destruction définitive. Cette molécule ne disparaît que par le détour d'une formation telle que l'acide nitrique HNO₃ qui est d'ailleurs observé dans la stratosphère.

La présence de l'ozone O₃ et de l'oxygène atomique O dans l'atmosphère où NO pénètre conduit aux réactions





L'atome d'oxygène conduit à la fois à la production de NO_2 et à sa destruction. C'est pourquoi, dans la mésosphère, l'oxyde azotique NO domine le peroxyde d'azote NO_2 . Mais, dans la stratosphère, le rapport de la concentration de NO_2 à celle de NO augmente au fur et à mesure que l'on se rapproche de la tropopause même si la photodissociation de NO_2 est importante. Pendant le jour, NO_2 dépasse NO au-dessus de 40 km (Figure 23) ; pendant la nuit, par suite de la disparition des atomes d'oxygène tout l'oxyde azotique se transforme en peroxyde d'azote.

En fin de compte, on voit comment des constituants minoritaires aussi éloignés que les oxydes d'azote et les composés hydrogénés jouent un rôle aéronomique extrêmement important. Afin de clôturer le bilan général, sous une forme schématique, nous dirons (voir Figure 24) que la vapeur d'eau attaquée par l'atome d'oxygène excité (réaction a_{13}^*) dans la stratosphère et la mésosphère et par le rayonnement ultraviolet (réaction a_{13}) dans la mésosphère supérieure donne lieu respectivement à deux radicaux OH et à l'atome d'hydrogène avec également un radical OH. L'atome d'hydrogène réagissant avec l'oxygène moléculaire (réaction a_1) fournit la molécule HO_2 tandis qu'avec l'ozone (réaction a_2) il peut donner OH. L'effet de l'atome d'oxygène est d'abord produire OH (réaction a_7) quand il s'agit de HO_2 et de retrouver l'atome d'hydrogène H (réaction a_5) à partir de OH. C'est pourquoi, lorsque l'abondance en atomes d'oxygène (aux plus hautes altitudes de la mésosphère et dans la thermosphère) est suffisamment élevée, l'ensemble des processus conduit à la prédominance de l'atome d'hydrogène sur les molécules OH et HO_2 .

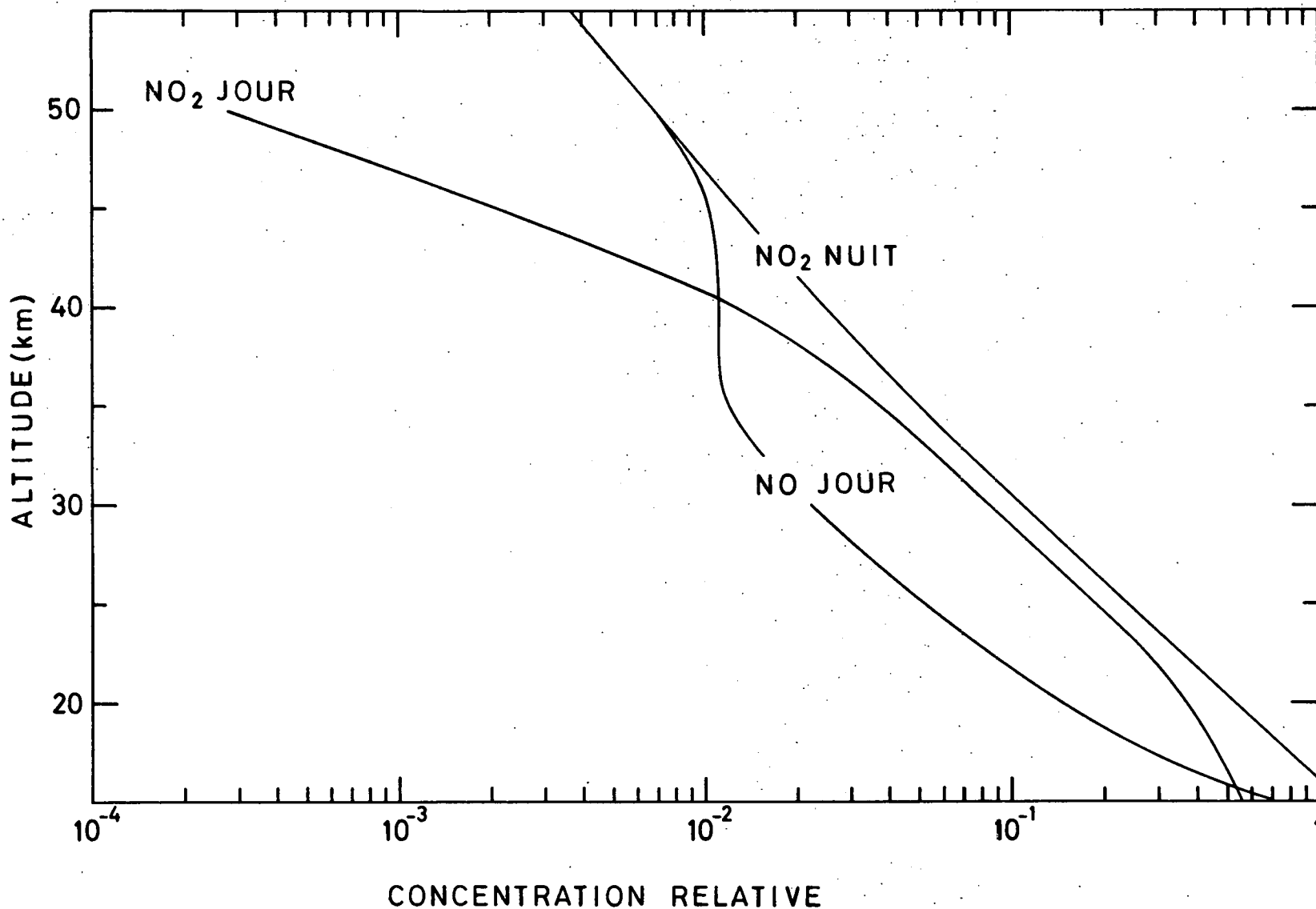


Fig. 23.- Répartition verticale de l'oxyde azotique NO et du peroxyde d'azote NO₂ dans la stratosphère. Il s'agit de valeurs relatives de la concentration en supposant que la distribution verticale (courbe NO₂ nuit) soit une distribution de mélange qui suit la distribution de l'oxygène et de l'azote moléculaire. On note l'importance de NO₂ au-dessous de 40 km.

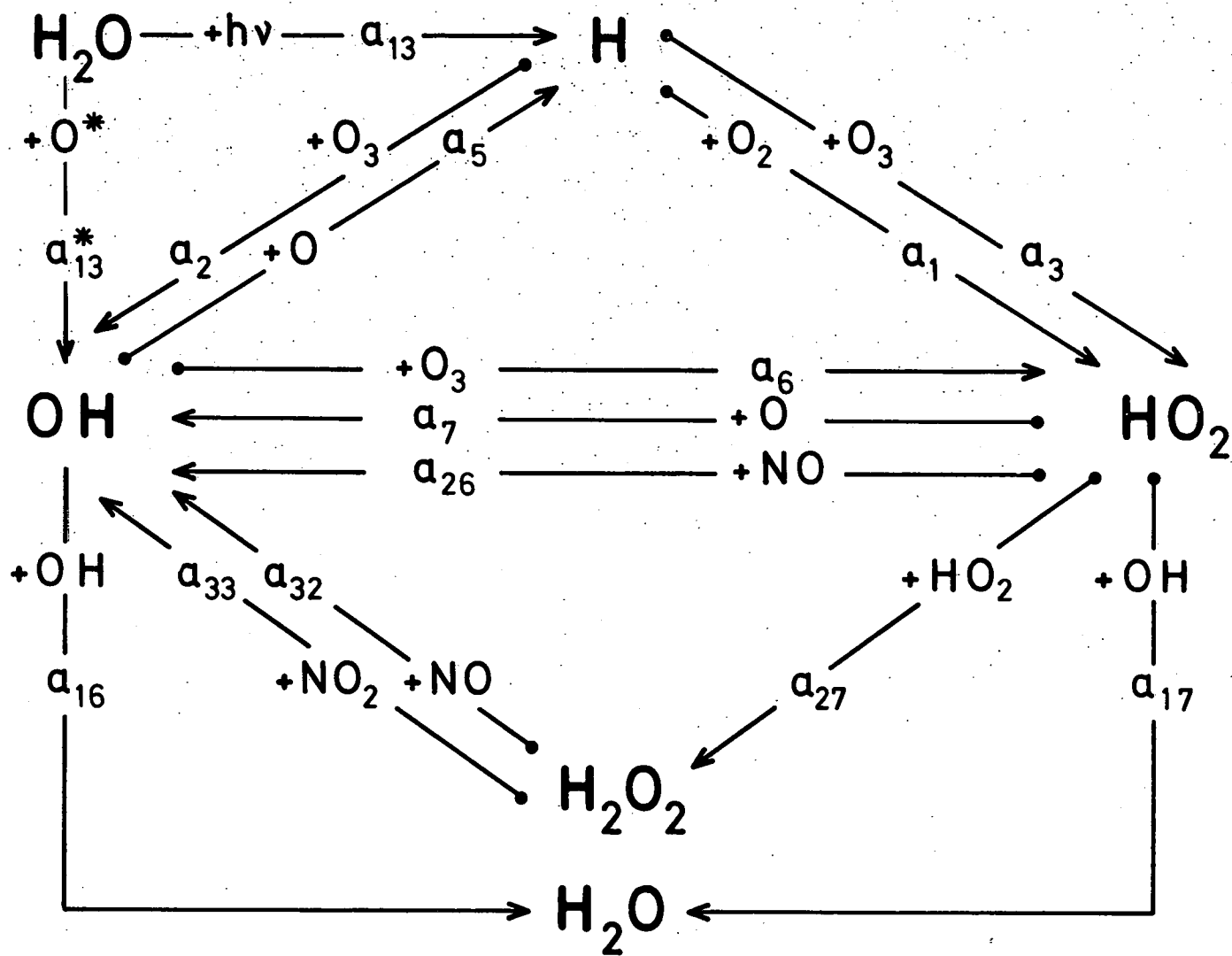
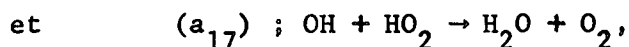
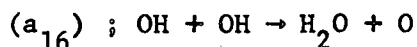
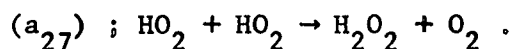


Fig. 24.- Schéma de l'ensemble des réactions principales résultant de la formation et de la destruction de la vapeur d'eau H_2O . Le premier stade est l'oxydation ou la dissociation de H_2O conduisant au radical OH et à l'atome H . La présence de O_2 conduit à la formation de HO_2 . L'équilibre H , OH et HO_2 dépend des réactions avec l'ozone O_3 et l'oxygène atomique O . Le bilan final dans la stratosphère est lié à la destruction de l'eau oxygénée H_2O_2 pour les oxydes d'azote NO et NO_2 .

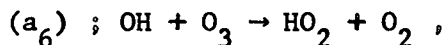
Mais, dès que le radical OH devient suffisamment important au sein de la mésosphère, on voit que par les deux réactions



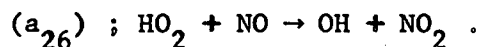
on retrouve la molécule de vapeur d'eau H_2O ; une partie, néanmoins, a été transformée en eau oxygénée par la réaction



On constate, par le calcul numérique que la reformation de la vapeur d'eau est assez rapide par les réactions a_{16} et a_{17} en admettant des proportions identiques de OH et HO_2 . En tout cas, la proportion de ces deux molécules dépend du rapport de la réaction (a_6) de OH avec l'ozone, avec O_3 ,



avec la réaction (a_{26}) de HO_2 avec NO ,



Enfin, l'accumulation d'eau oxygénée est freinée par les réactions a_{32} et a_{33} avec l'oxyde azotique NO et le peroxyde d'azote NO_2 qui reproduisent le radical OH en éliminant les oxydes d'azote par une production d'acide nitrique HNO_3 (Figure 25). Tels sont les éléments essentiels de la chimie aéronomique lorsqu'on extrait les principales réactions parmi celles qui peuvent apparaître dans la stratosphère et la mésosphère.

ACIDE NITRIQUE

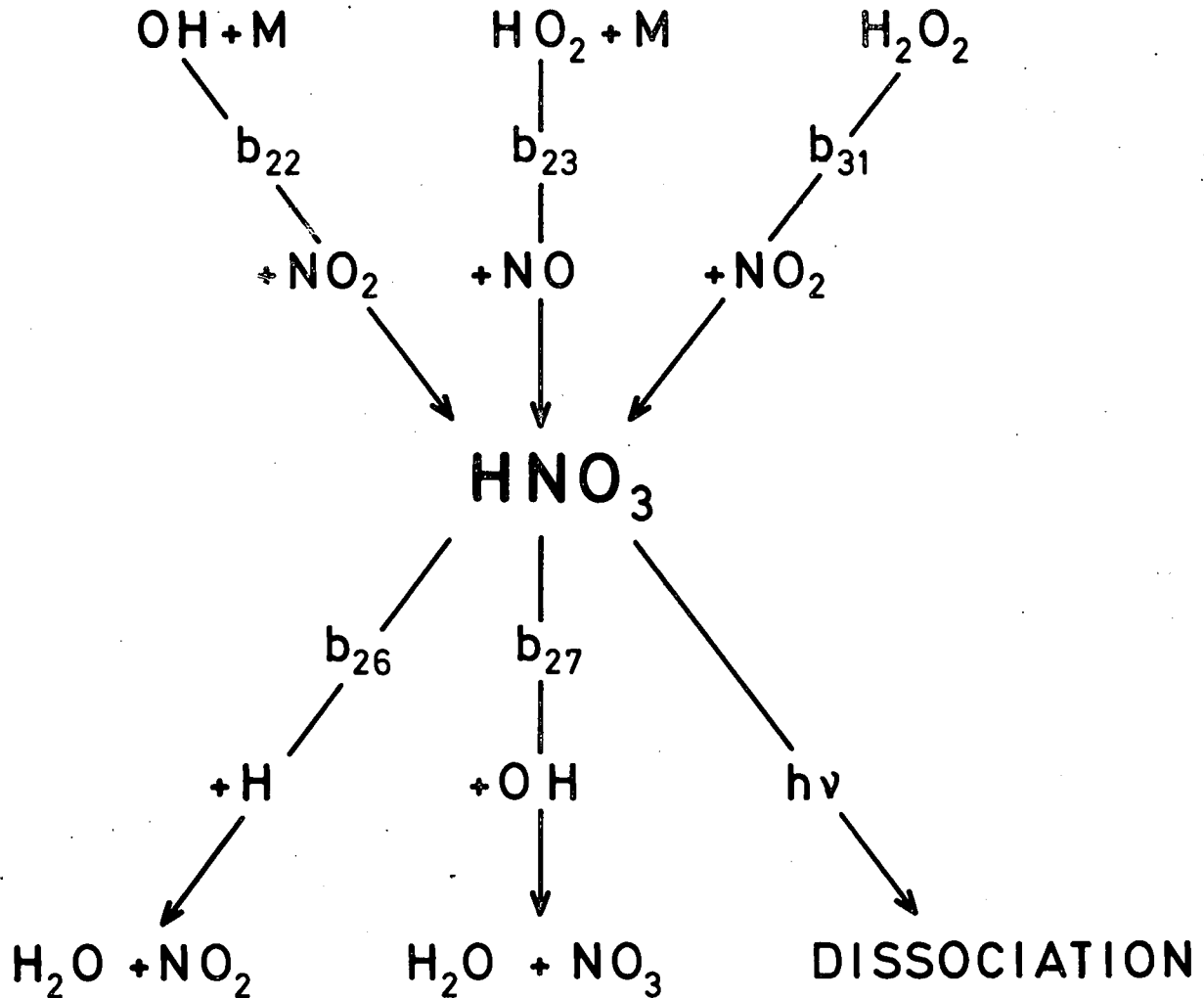
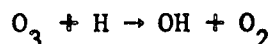
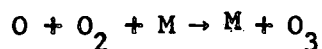


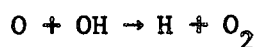
Fig. 25.- Schéma de l'ensemble des réactions pouvant conduire à la formation et à la destruction de l'acide nitrique HNO_3 . L'oxyde azotique NO réagissant avec HO_2 et le peroxyde d'azote NO_2 réagissant avec OH et H_2O_2 sont la source de HNO_3 . Les trois processus de destruction avec H , OH et la photodissociation ne sont peut-être pas très importants ; l'acide nitrique pourrait être transporté dans la troposphère.

L'HETEROSPHERE

Dès que l'on pénètre dans la thermosphère inférieure le changement de composition se manifeste en même temps que la croissance de la température. L'atome d'oxygène à 100 km joue un rôle dans la détermination de la masse moléculaire moyenne : à côté de la masse 32 de la molécule O_2 et 28 de la molécule N_2 , il convient d'ajouter la masse 16 de l'atome d'oxygène O. Ainsi, apparaît une diminution de la masse moléculaire moyenne qui est due essentiellement à la photodissociation de la molécule d'oxygène sous l'influence du rayonnement solaire ultraviolet de longueurs d'onde inférieures à 1750Å.

Lorsqu'on étudie les conditions de l'état de dissociation de la molécule d'oxygène, on s'aperçoit rapidement que des conditions d'équilibre ne peuvent pas exister entre sa dissociation et sa reformation. En d'autres termes, l'égalité parfaite entre le nombre de processus donnant lieu à la dissociation de la molécule d'oxygène et le nombre de processus conduisant à la recombinaison des atomes d'oxygène n'est pas possible dans les conditions aéronomiques fixées par l'altitude. La molécule à 100 km peut subsister pendant plus de 10 jours sans être photodissociée et de là sa distribution verticale dépend beaucoup plus des conditions de transport que des conditions de formation ou de destruction. Il y a en fait rupture des conditions d'équilibre de dissociation pour s'adapter aux conditions d'équilibre de diffusion. C'est pourquoi au sein de la thermosphère supérieure, on assiste aux mécanismes suivants : d'abord, lorsqu'une molécule d'oxygène est photodissociée par le rayonnement solaire, elle donne lieu à deux atomes d'oxygène. Ces atomes ne recombinent pas à l'altitude de la production, mais sont soumis à un courant de diffusion descendant jusqu'à l'altitude où la concentration atmosphérique est suffisante pour provoquer sa disparition. Des processus tels que





jouent évidemment un rôle essentiel. Ensuite la molécule qui a été dissociée est remplacée par une molécule qui vient du bas car O_2 subsiste suffisamment longtemps dans le champ de radiation du soleil pour être transportée vers le haut par diffusion moléculaire ou turbulente.

En bref, l'état de dissociation de l'oxygène dans la thermosphère inférieure se présente sous une forme de rupture d'équilibre de photodissociation où les molécules O_2 lourdes sont soumises à un effet d'ascension tandis que les atomes d'oxygène légers doivent descendre avant de pouvoir entrer en recombinaison.

Dans la région où l'oxygène est soumis aux conditions de transport vertical, les processus de transport apparaissent d'ailleurs avec toutes leurs conséquences pour les autres constituants (Figure 26 et Figure 27). C'est dans le domaine atmosphérique de 100 à 120 km que la diffusion turbulente commence à perdre sa primauté vis à vis de la diffusion moléculaire. Ceci résulte du fait que le coefficient de diffusion moléculaire est inversement proportionnel à la densité. Comme la densité a diminué d'un facteur d'au moins un milliard depuis le niveau du sol jusqu'à 100 km, la diffusion moléculaire a augmenté son intensité d'un même facteur. La diffusion turbulente, d'autre part, n'ayant acquis aucun privilège à 100 km, il en résulte que la diffusion moléculaire l'a emporté dès que l'on se trouve à 120 km. Il en résulte que tous les constituants atmosphériques dont la réactivité n'est pas trop forte ont le temps suffisant de se distribuer suivant leur propre masse dans le champ de la pesanteur. Tout d'abord, (voir Figure 19) l'azote qui est la molécule la plus abondante à 100 km, de l'ordre de 10 trillions de molécules par cm^3 ($10^{13} cm^{-3}$), ayant une masse 28 suit pratiquement une distribution verticale de l'air normal dont la masse moléculaire moyenne est 29. Ensuite, l'oxygène moléculaire avec sa masse 32 décroît plus rapidement avec l'altitude que l'azote moléculaire (voir Tableau II). En outre, l'oxygène atomique avec sa masse 16 croît relativement avec l'altitude

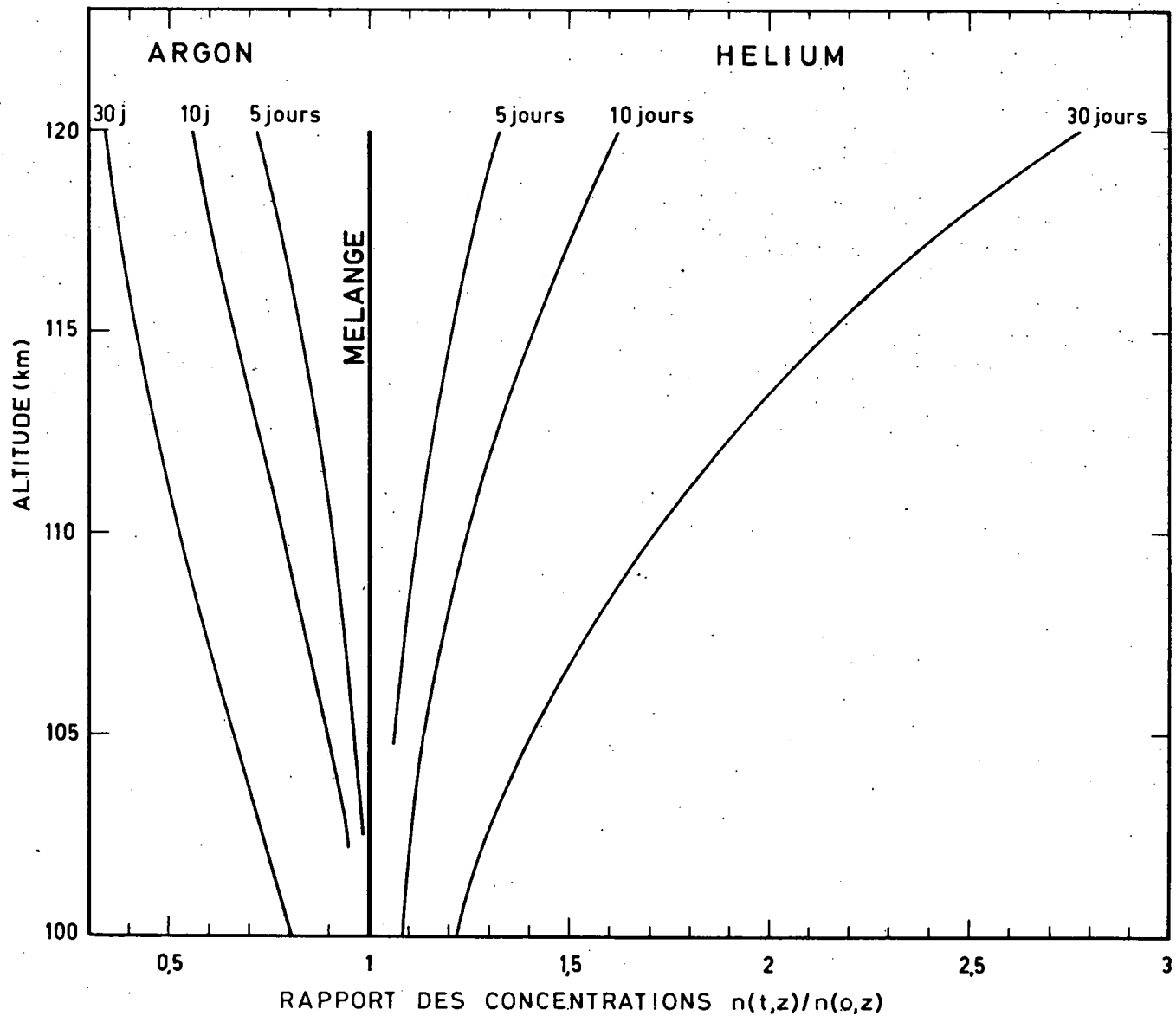


Fig. 26.- Effet de la diffusion moléculaire sur la répartition verticale de l'hélium et de l'argon. L'hétérosphère est supposée au départ en mélange parfait où le rapport des concentrations au départ $n(t,z)/n(0,z) = 1$, puisque le temps $t = 0$ à toute altitude z . On voit que l'écart se manifeste par une augmentation du rapport des concentrations de l'hélium atteignant à peu près un facteur 3 en un mois ; quant à l'argon, plus lourd que le gaz atmosphérique, le rapport diminue jusqu'à 0,7 après 30 jours.

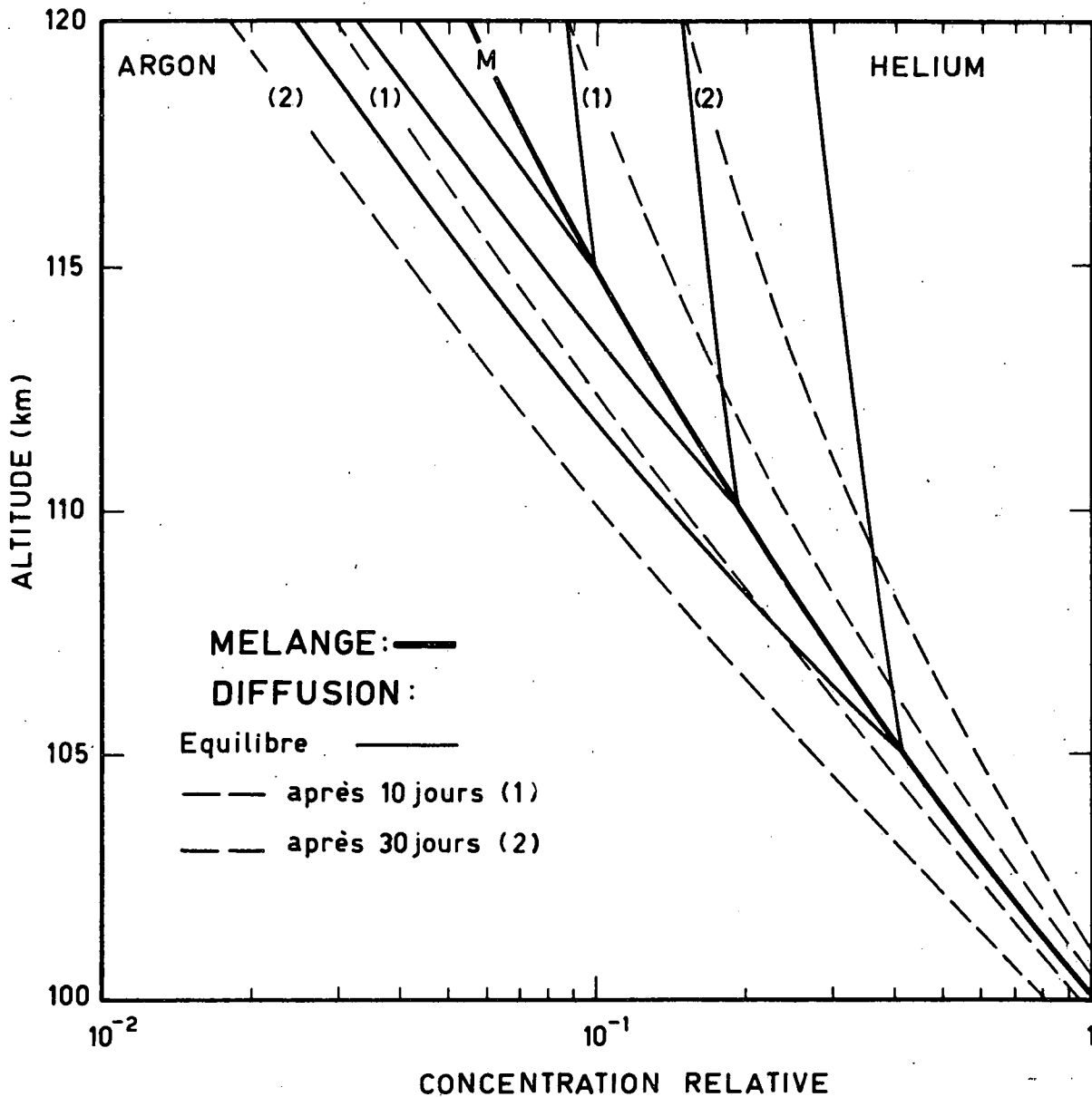


Fig. 27.- Evolution de la répartition verticale de l'argon et de l'hélium sous l'effet de la diffusion moléculaire. A partir de la courbe de mélange (M), on note qu'après dix et trente jours, la distribution de diffusion de l'hélium, par exemple, équivaut à un équilibre de diffusion débutant brusquement à partir de 115 km et de 110 km, respectivement.

TABLEAU II. Concentrations (atomes par cm^3) des divers éléments de l'hétérosphère
pour des températures de la thermopause de 750°K, 1000°K et 1500°K.

Altitude (km)	Température (°K)	Azote moléculaire	Oxygène moléculaire	Oxygène atomique	Hélium	Hydrogène atomique
120	324	$4,0 \times 10^{11}$	$4,0 \times 10^{10}$	$1,0 \times 10^{11}$	$2,0 \times 10^7$	$5,7 \times 10^6$
	324	$4,0 \times 10^{11}$	$4,0 \times 10^{10}$	$1,0 \times 10^{11}$	$2,0 \times 10^7$	$5,7 \times 10^6$
	324	$4,0 \times 10^{11}$	$4,0 \times 10^{10}$	$1,0 \times 10^{11}$	$2,0 \times 10^7$	$5,7 \times 10^6$
150	573	$2,7 \times 10^{10}$	$2,0 \times 10^9$	$1,7 \times 10^{10}$	$1,0 \times 10^7$	$2,6 \times 10^5$
	693	$2,8 \times 10^{10}$	$2,2 \times 10^9$	$1,6 \times 10^{10}$	$9,5 \times 10^6$	$7,2 \times 10^5$
	845	$2,9 \times 10^{10}$	$2,2 \times 10^8$	$1,5 \times 10^{10}$	$8,7 \times 10^6$	$4,9 \times 10^6$
200	716	$2,0 \times 10^9$	$1,1 \times 10^8$	$3,5 \times 10^9$	$6,4 \times 10^6$	$1,9 \times 10^5$
	916	$3,2 \times 10^9$	$1,9 \times 10^8$	$4,1 \times 10^9$	$6,1 \times 10^6$	$3,3 \times 10^5$
	1238	$4,5 \times 10^8$	$2,8 \times 10^6$	$4,3 \times 10^9$	$5,5 \times 10^6$	$1,5 \times 10^5$
250	742	$2,4 \times 10^8$	$9,3 \times 10^7$	$1,0 \times 10^9$	$4,7 \times 10^6$	$1,7 \times 10^6$
	974	$6,0 \times 10^9$	$2,8 \times 10^7$	$1,5 \times 10^9$	$4,7 \times 10^6$	$2,5 \times 10^5$
	1386	$1,2 \times 10^7$	$6,7 \times 10^5$	$2,0 \times 10^8$	$4,4 \times 10^6$	$7,5 \times 10^4$
300	748	$3,1 \times 10^8$	$9,0 \times 10^6$	$3,1 \times 10^8$	$3,5 \times 10^6$	$1,6 \times 10^5$
	991	$1,3 \times 10^8$	$4,7 \times 10^7$	$6,2 \times 10^9$	$3,7 \times 10^6$	$2,2 \times 10^4$
	1448	$4,1 \times 10^5$	$1,9 \times 10^3$	$1,0 \times 10^7$	$3,7 \times 10^6$	$4,6 \times 10^6$
400	750	$5,9 \times 10^6$	$9,8 \times 10^5$	$3,2 \times 10^8$	$2,0 \times 10^6$	$1,4 \times 10^5$
	999	$6,4 \times 10^7$	$1,5 \times 10^6$	$1,1 \times 10^8$	$2,4 \times 10^6$	$1,9 \times 10^4$
	1489	$5,3 \times 10^4$	$1,9 \times 10^2$	$3,2 \times 10^6$	$2,7 \times 10^6$	$2,8 \times 10^6$
500	750	$1,3 \times 10^5$	$1,2 \times 10^3$	$3,6 \times 10^7$	$1,1 \times 10^6$	$1,2 \times 10^5$
	1000	$3,6 \times 10^6$	$5,7 \times 10^5$	$2,2 \times 10^8$	$1,6 \times 10^6$	$1,7 \times 10^4$
	1500	$7,7 \times 10^6$	$2,0 \times 10^5$	$1,1 \times 10^8$	$2,0 \times 10^6$	$2,2 \times 10^5$
750	750	1,4		$2,0 \times 10^4$	$3,1 \times 10^5$	$8,5 \times 10^5$
	1000	$3,8 \times 10^2$	2,3	$4,3 \times 10^5$	$6,0 \times 10^5$	$1,3 \times 10^5$
	1500	$8,1 \times 10^4$	$1,1 \times 10^3$	$7,7 \times 10^6$	$1,1 \times 10^6$	$1,7 \times 10^5$
1000	750			$1,5 \times 10^2$	$9,1 \times 10^4$	$6,2 \times 10^5$
	1000			$1,1 \times 10^4$	$2,4 \times 10^5$	$1,1 \times 10^5$
	1500	$1,1 \times 10^3$	8,7	$6,9 \times 10^5$	$5,8 \times 10^5$	$1,4 \times 10^4$
1500	750				$1,0 \times 10^4$	$3,6 \times 10^4$
	1000			$1,5 \times 10^1$	$4,6 \times 10^5$	$7,0 \times 10^4$
	1500			$8,6 \times 10^3$	$1,9 \times 10^3$	$1,1 \times 10^5$
2000	750				$1,5 \times 10^4$	$2,2 \times 10^4$
	1000				$1,1 \times 10^4$	$4,9 \times 10^3$
	1500			$1,8 \times 10^2$	$7,3 \times 10^2$	$8,5 \times 10^5$
2500	750				$2,6 \times 10^3$	$1,4 \times 10^4$
	1000				$3,0 \times 10^3$	$3,5 \times 10^3$
	1500			5,9	$3,1 \times 10^4$	$6,8 \times 10^3$
3000	750				$5,6 \times 10^1$	$9,7 \times 10^4$
	1000				$9,4 \times 10^2$	$2,6 \times 10^4$
	1500				$1,5 \times 10^4$	$5,6 \times 10^3$

par rapport aux molécules O_2 et N_2 ; il devient, en général, plus abondant que O_2 au-dessus de 125 km et même que N_2 au-dessus de 250 km (Figure 28). C'est pourquoi l'hétérosphère est caractérisée par une ceinture importante d'oxygène atomique s'étendant sur plusieurs centaines de km.

Enfin, un gaz noble tel que l'hélium et l'hydrogène atomique dont les proportions à 100 km sont de l'ordre du millionième sont soumis à l'effet de diffusion ; par suite de leurs faibles masses, respectivement 4 et 1, ils peuvent devenir des éléments prédominants. On a pu montrer, dès 1961, qu'une ceinture d'hélium existait dans la haute atmosphère au-dessus de la couche d'oxygène atomique (Figure 29). Quant à l'hydrogène atomique, il finit par constituer la couronne de l'atmosphère terrestre. Un exemple de l'ensemble des distributions verticales de l'hydrogène atomique, de l'hélium, de l'oxygène atomique, de l'azote et de l'oxygène moléculaires est présenté à la figure 28 où la densité est donnée pour chaque constituant pour une température relativement basse de 600°K.

Lorsqu'on reprend les données obtenues depuis 1957 au sujet de la densité atmosphérique, c'est-à-dire des données à partir du freinage des satellites artificiels (Figure 30), on s'aperçoit que la densité de l'hétérosphère est soumise à des variations considérables. Alors qu'au maximum d'activité solaire de 1958, la densité était extraordinairement élevée, elle est descendue à une valeur très basse au cours du minimum d'activité solaire de 1964. Quand on cherche une corrélation étroite avec l'activité solaire, on s'aperçoit qu'elle existe avec un indice d'activité solaire (Figure 31) tel que le flux radio-électrique émis par le soleil dans la gamme des ondes décimétriques, 10 cm en particulier. Ce flux radio-électrique provient de couches solaires correspondant à la chromosphère supérieure et à la couronne inférieure où sont émises des radiations ultraviolettes. Ce sont ces radiations ultraviolettes qui pénètrent dans l'hétérosphère où elles sont absorbées. D'autre part, ces radiations ultraviolettes subissent des variations étroitement liées à l'activité du soleil que le flux radioélectrique traduit aisément au niveau du sol par l'intermédiaire du radiotélescope. Ainsi, on peut, par

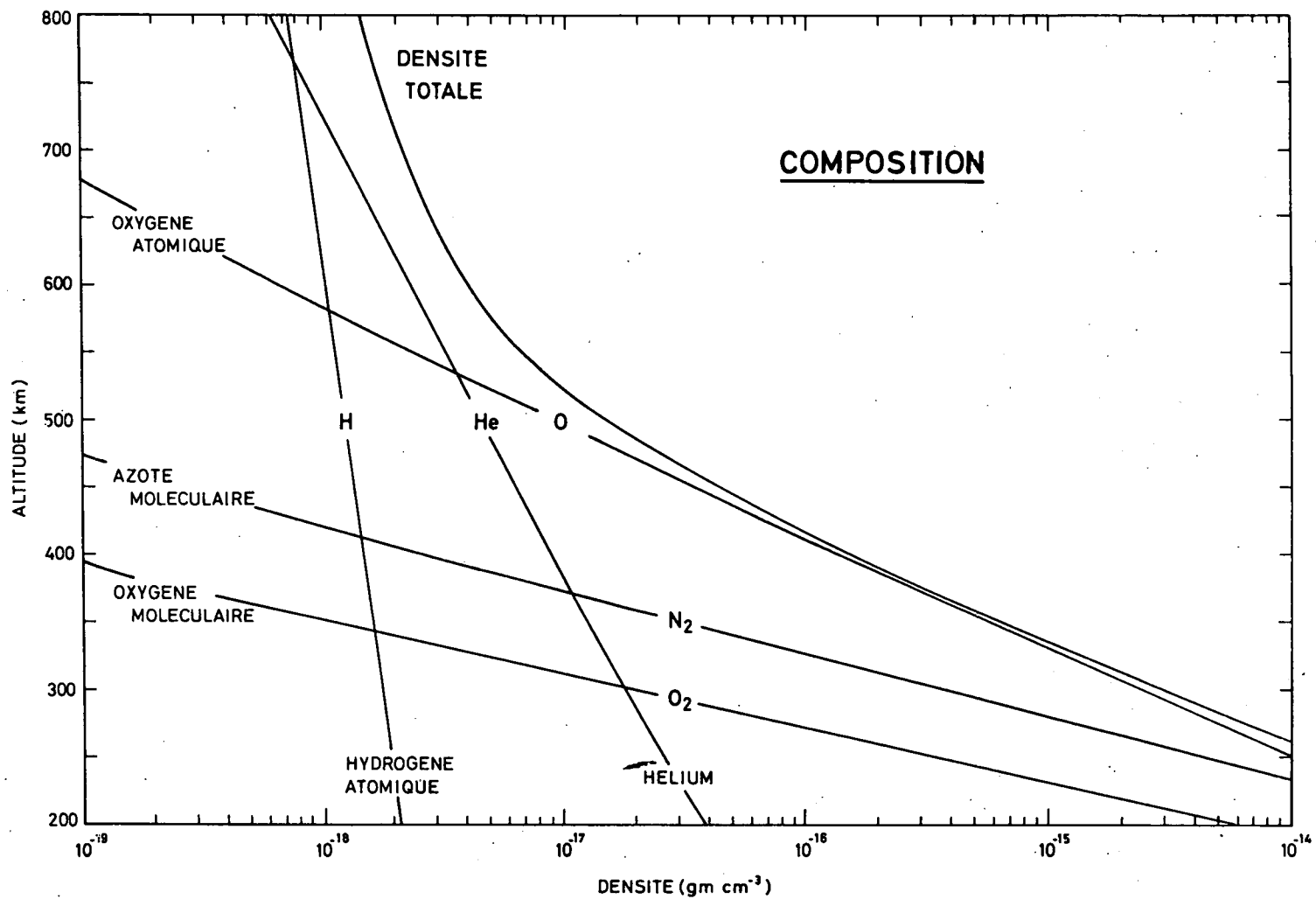


Fig. 28.- Densité des divers constituants en équilibre de diffusion dans une hétérosphère à 600°K. Lorsque chaque élément suit sa propre loi de distribution verticale en fonction de sa propre masse, l'hélium et l'hydrogène deviennent des éléments importants aux hautes altitudes.

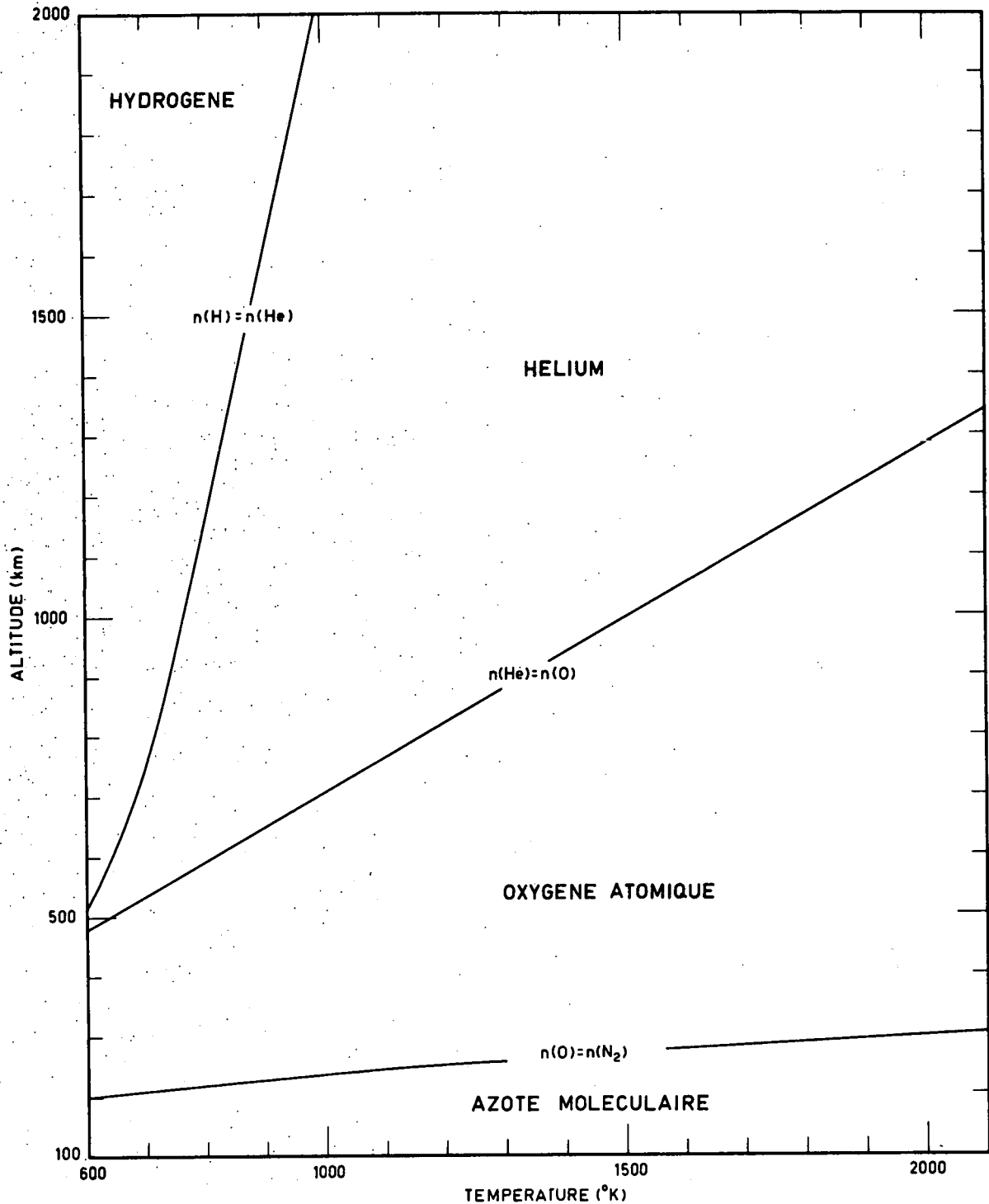


Fig. 29. = Ceintures d'oxygène atomique, d'hélium et d'hydrogène atomique. Les ceintures ont une ampleur fixée par la température. La ceinture d'hélium se manifeste le mieux au maximum d'activité solaire lorsque la température est la plus élevée. L'hydrogène atomique, au contraire, marque son importance lorsque la température est la plus basse. Les lignes de séparation correspondent à des concentrations identiques ; par exemple, $n(He) = n(O)$, concentrations identiques d'hélium et d'oxygène atomique.

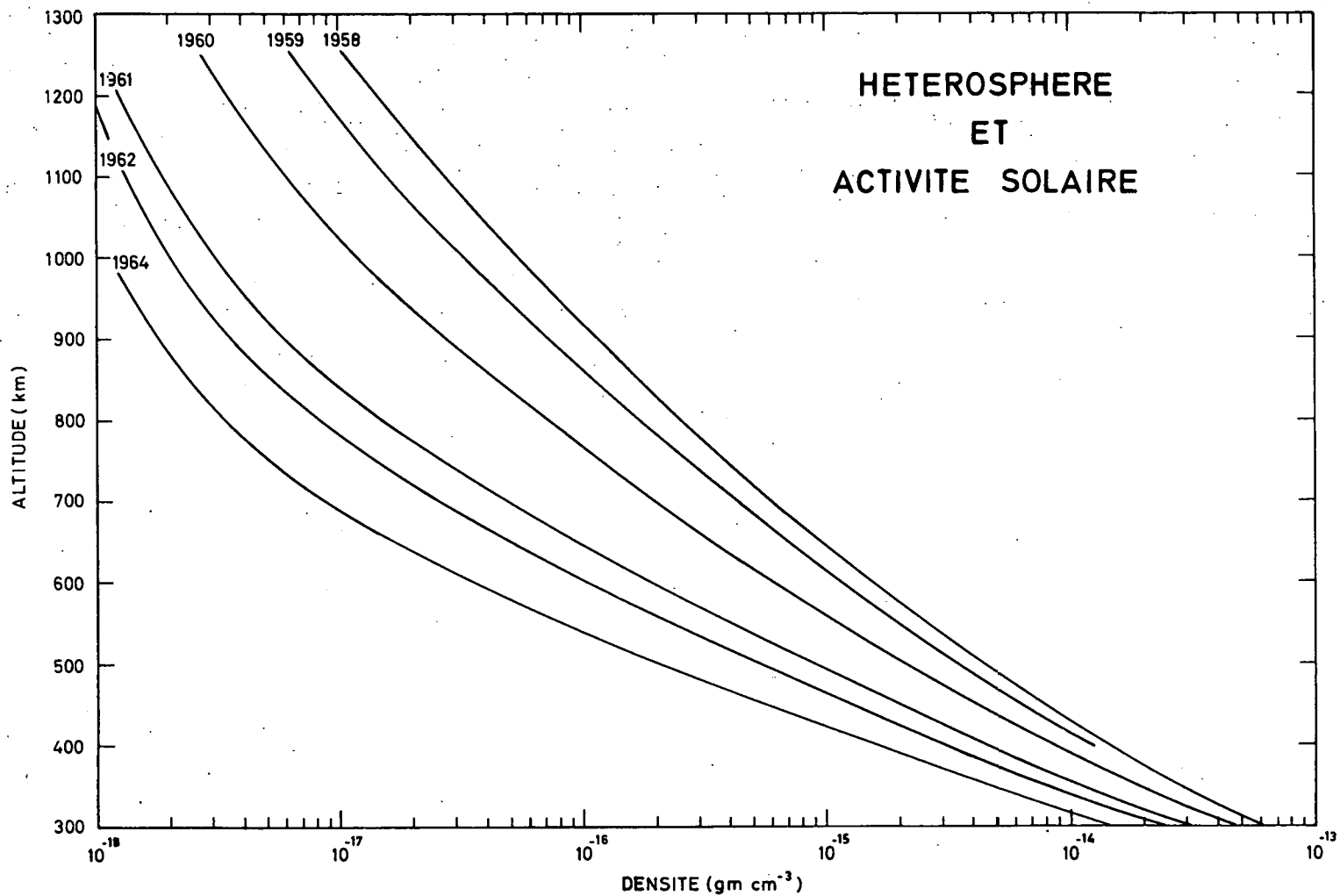


Fig. 30.- Densité moyenne de l'hétérosphère de 1958 à 1964 représentant une période d'un cycle undécennal solaire. Au cours du maximum très prononcé de l'activité solaire en 1958, la densité de l'hétérosphère a atteint des valeurs extrêmement élevées ; à 1000 km, elle a atteint 50 fois la valeur observée en 1964, année du minimum de l'activité solaire.

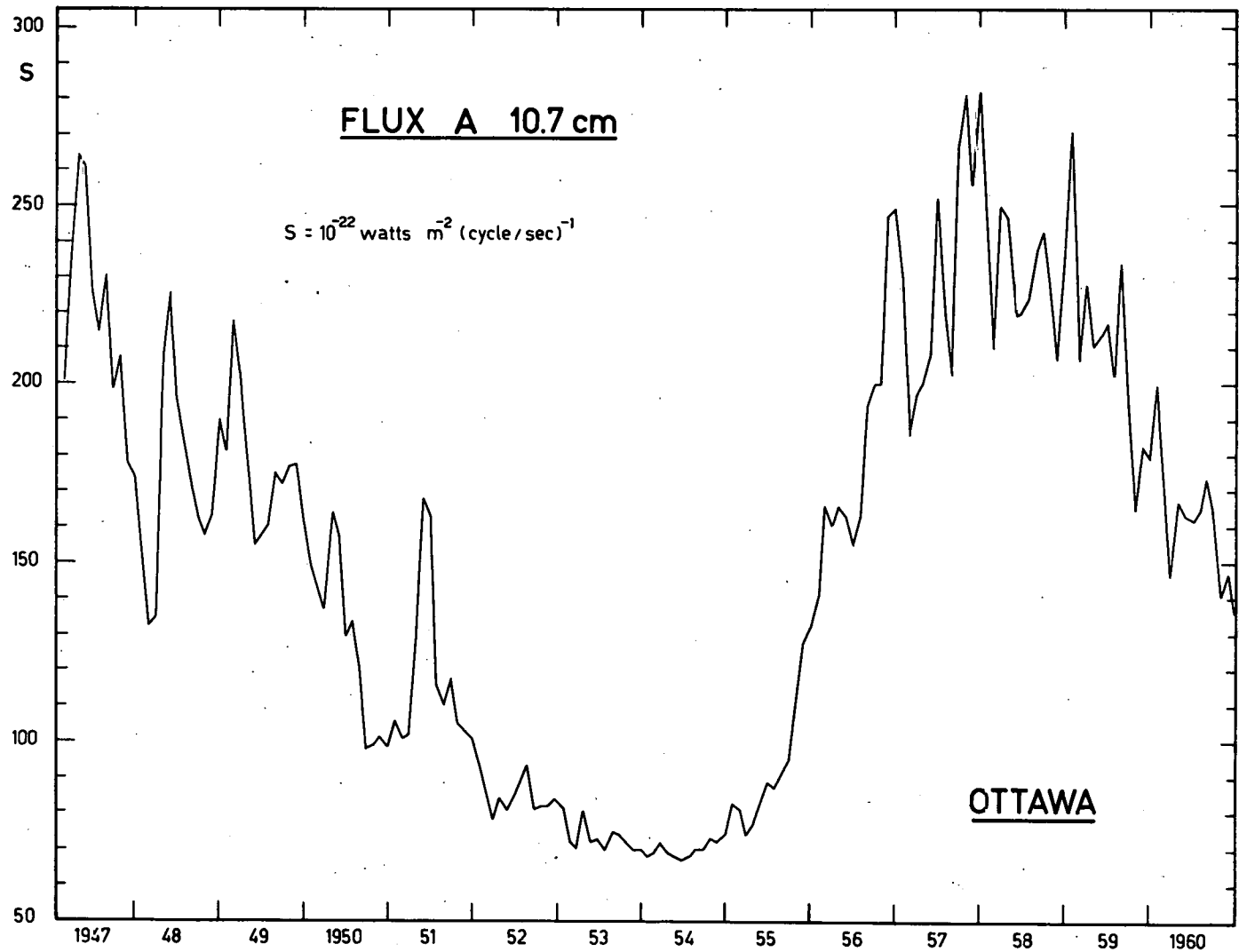


Fig. 31. - Flux radio-électrique solaire à 10,7 cm observé à Ottawa. Les valeurs moyennes mensuelles du flux représentées de 1947 à 1960 permettent de suivre l'évolution de l'activité solaire par un indice d'activité très approprié. Entre les deux maxima de 1947 et de 1958, on note le minimum caractéristique en 1954. Les fluctuations qui apparaissent dans les courbes représentent les variations d'activité associées à la période de rotation de 27 jours du soleil.

par l'intermédiaire du flux radioélectrique, associer la variation de la pression atmosphérique à l'effet de la variation des radiations ultraviolettes absorbées. A titre d'exemple, nous présentons à la figure 32 les conditions d'observation du satellite Vanguard II tournant autour de la Terre à une altitude de 560 km au cours de l'année 1959. On voit que la variation de la période de rotation du satellite qui est liée à la pression ou à la densité de l'atmosphère au voisinage du périhélie présente des maxima et des minima liés à ceux du flux radioélectrique. De plus, on note une diminution graduelle allant de mars à novembre lorsque l'angle solaire diminue ; cette diminution est particulièrement marquée lorsque le périhélie du satellite se trouve dans l'atmosphère non éclairée. Cet exemple, parmi tant d'autres, permet de dire d'abord qu'il existe une variation de la densité du jour à la nuit et qu'ensuite les variations, qui se manifestent par une période de 27 jours dans le flux solaire apparaissent également dans les valeurs de la densité.

Dès que l'on veut interpréter ces variations de densité dans la thermosphère, on doit immédiatement considérer que le gaz thermosphérique est soumis à de fortes variations de température. Le bilan thermique s'évalue en admettant qu'au chauffage ultraviolet s'oppose un refroidissement rapide. Les conditions thermiques dans l'hétérosphère sont évidemment différentes de celles de l'homosphère. Dans la région inférieure de l'homosphère, la troposphère qui est en contact avec le sol, la source du chauffage est essentiellement le sol qui a absorbé les rayons solaires tandis que la convection est le moyen adéquat de transport de la chaleur. Dans la stratosphère et la mésosphère, la convection et le rayonnement infrarouge s'opposent à la fois au chauffage ultraviolet. Mais, dans la thermosphère, le troisième moyen de transport de la chaleur, c'est-à-dire la conduction, l'emporte nettement sur les autres moyens qui sont la radiation et surtout la convection. C'est pourquoi le bilan thermique est tel que des conditions très différentes apparaissent entre le jour et la nuit. Pendant le jour, le refroidissement par conduction est compensé par un chauffage ultraviolet tandis que pendant la nuit la perte de chaleur par conduction verticale n'est pas compensée par un transport horizontal. Il existe donc une variation diurne très importante de la température de la thermopause qui se

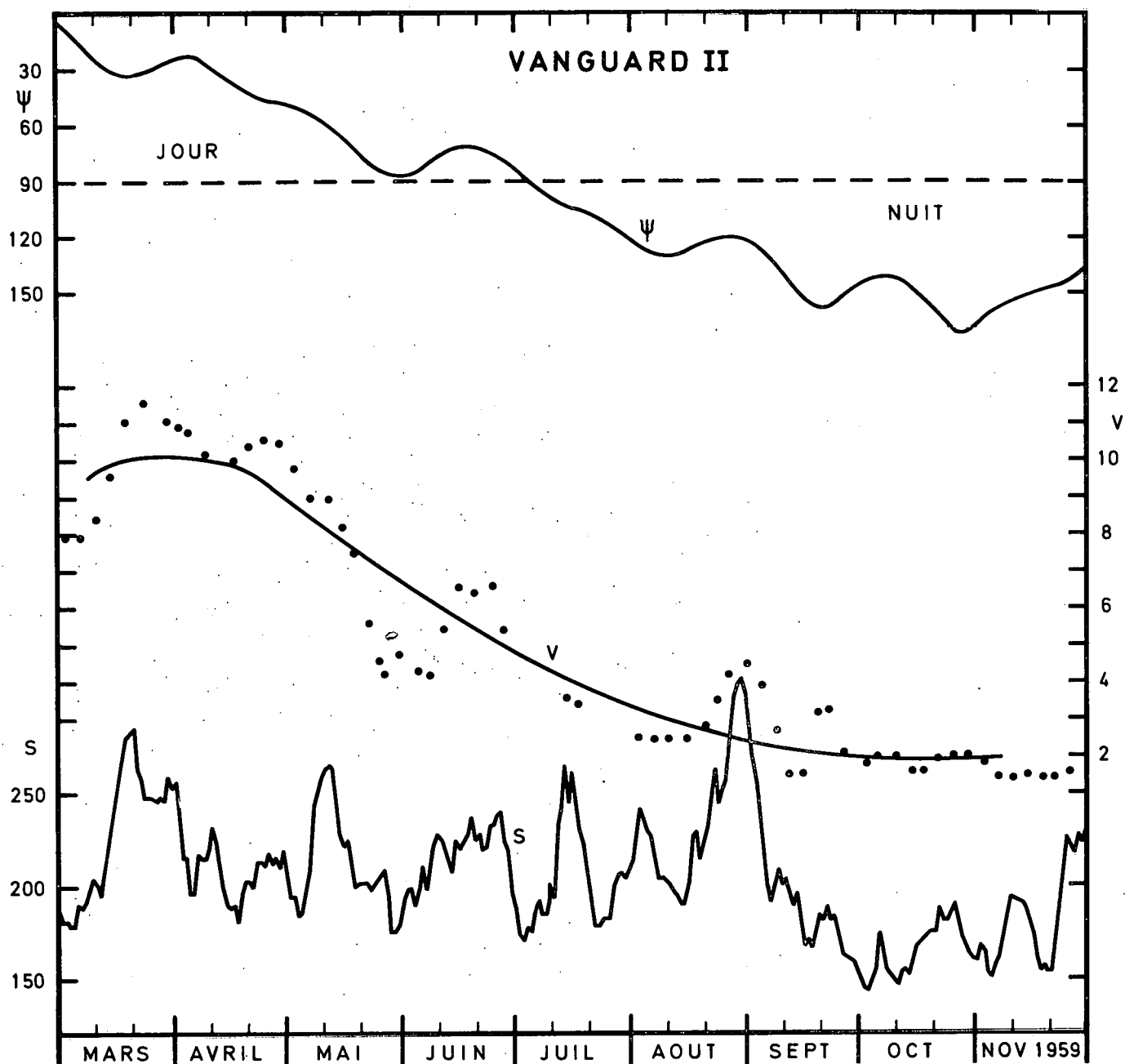


Fig. 32.- Variation de la densité de l'hétérosphère à 560 km représentée par la variation de la période de rotation du satellite VANGUARD II. Les points représentent les observations de la variation de la période (V), tandis que, dans la partie supérieure, on a indiqué l'angle (ψ) du soleil montrant que le périégée du satellite où a surtout lieu le freinage est dans la partie éclairée (Jour) ou non éclairée (Nuit) de l'hétérosphère. Les fluctuations que l'on décèle dans les valeurs de la période sont bien associées avec les fluctuations de l'activité solaire (courbe inférieure, S).

manifeste à l'observateur par une variation de la densité atmosphérique.

En outre, le fait que l'on détecte des périodes de 27 jours dans les variations de la densité atmosphérique doit s'interpréter dans le cadre de la rotation du soleil. L'émission ultraviolette se manifeste dans le cas d'un soleil parfaitement calme pour l'ensemble du disque ; mais les plages brillantes visualisées par les taches solaires émettent un rayonnement ultraviolet plus important. D'où, un accroissement d'activité du soleil dans l'hémisphère visible de la Terre est un indice d'un chauffage ultraviolet accru. C'est pourquoi le bilan thermique est variable suivant la proportion du chauffage ultraviolet qui s'offre au refroidissement par conduction.

En tenant compte de la variation au cours d'un cycle d'activité solaire, on peut prévoir quelle est la température de la thermosphère pour une longue période. A la figure 33, on indique quelle est l'extrême variation de la température à midi ; elle a varié de 800°K au minimum d'activité solaire jusqu'à 2000°K .

Il est bien entendu que la composition de l'hétérosphère varie en fonction de la température (voir Tableau II) et qu'ainsi la distribution verticale des constituants atmosphériques est très variable. A la figure 29, où on indique comment les concentrations identiques des constituants sont distribuées en altitude en fonction de la température, on note que la ceinture d'hélium prend toute son extension pour les températures les plus élevées alors qu'au contraire l'hydrogène se manifeste le plus profondément dans l'hétérosphère lorsque la température est la moins élevée. D'ailleurs, il faut reconnaître que les problèmes aéronomiques de l'hélium et de l'hydrogène atomique sont essentiellement différents de ceux des autres éléments. L'introduction continuelle de l'hélium dans l'atmosphère à un taux moyen de deux à trois millions d'atomes par cm^2 et par seconde - à la suite de sa formation dans le sol par la désintégration du thorium et de l'uranium - conduit au cours d'un million d'années à une équivalence de la quantité totale de l'hélium existant dans l'atmosphère. Depuis la formation de la Terre, il y a quelque

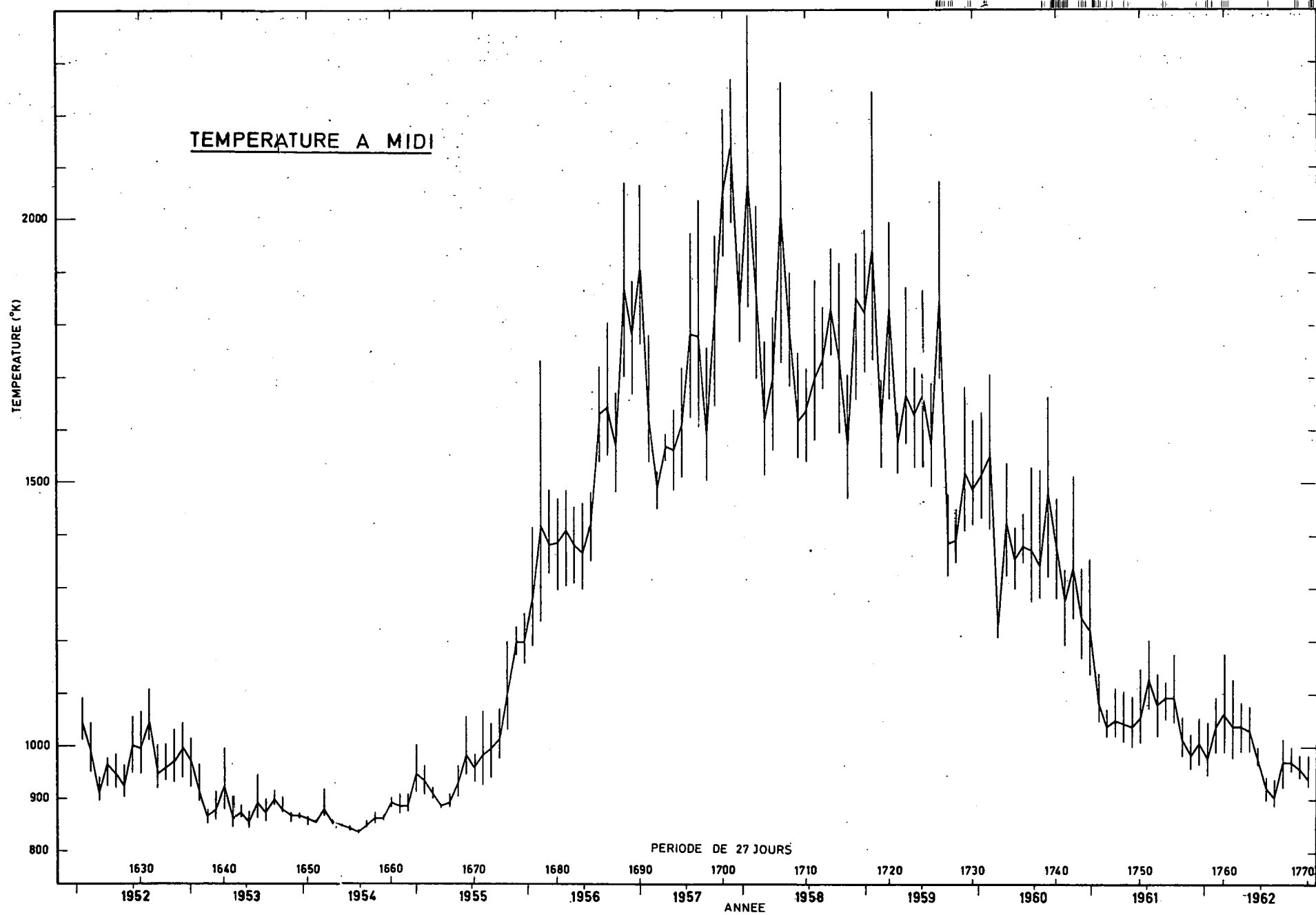


Fig. 33.- Température moyenne de l'hétérosphère à la thermopause pendant le jour pour une période de 27 jours au cours du cycle undécennal 1952-1962. Les maximums et les minimums des lignes verticales correspondent respectivement aux températures maximales et minimales au cours de la période de 27 jours.

cinq milliards d'années, une libération équivalente à la production d'hélium est requise en vue d'éviter l'accumulation. L'échappement ne peut s'effectuer qu'au sommet de l'atmosphère par un transport qui s'accomplit dans l'homosphère et l'hétérosphère. En appliquant les équations de la diffusion, on voit que le flux d'atomes d'hélium de 2 à 3 millions d'atomes par cm^2 et par seconde est possible tout en maintenant une distribution d'hélium dans l'hétérosphère proche de l'équilibre de diffusion. Mais, dans le cas de l'hydrogène où un flux de quelque 100 millions d'atomes apparaît, on est à la limite de ce que la diffusion peut supporter. C'est pourquoi la distribution verticale de l'hydrogène n'est pas celle d'un équilibre de diffusion (Figure 34). En réalité, la distribution verticale dépend d'un état de transport où le nombre d'atomes partant à la base de l'hétérosphère est égale à celui qui la quitte. Dans ce cas, on arrive à la conclusion (voir figure 35) qu'il y a plus d'atomes d'hydrogène dans la thermosphère à basse température qu'à haute température. Enfin, on comprend pourquoi (voir tableau II) le rôle de l'hydrogène dans la thermosphère se manifeste surtout au minimum d'activité solaire. En fin de compte, on peut dire que la masse totale d'atomes d'hydrogène passant de l'atmosphère terrestre à l'espace interplanétaire est de plusieurs centaines de grammes par seconde.

On peut encore développer le sujet de l'hétérosphère dans le cas de perturbations comme les orages magnétiques. Il est clair que l'apport d'énergie due à des particules peut provoquer un chauffage général si l'énergie est apte à pénétrer au travers des lignes de force du champ magnétique terrestre. Le chauffage peut être local comme dans l'ovale auroral où il y a précipitation directe de particules. Il a été démontré que la densité du gaz thermosphérique varie avec l'indice géomagnétique, ce qui peut s'expliquer par une variation de la température. Néanmoins, de tels processus requièrent des explications difficiles et nous terminons ici la description de l'hétérosphère.

L'IONOSPHERE

Tant que l'étude de l'ionosphère reposait sur l'analyse du sondage ionosphérique, on se basait uniquement sur l'examen de la distribution verti-

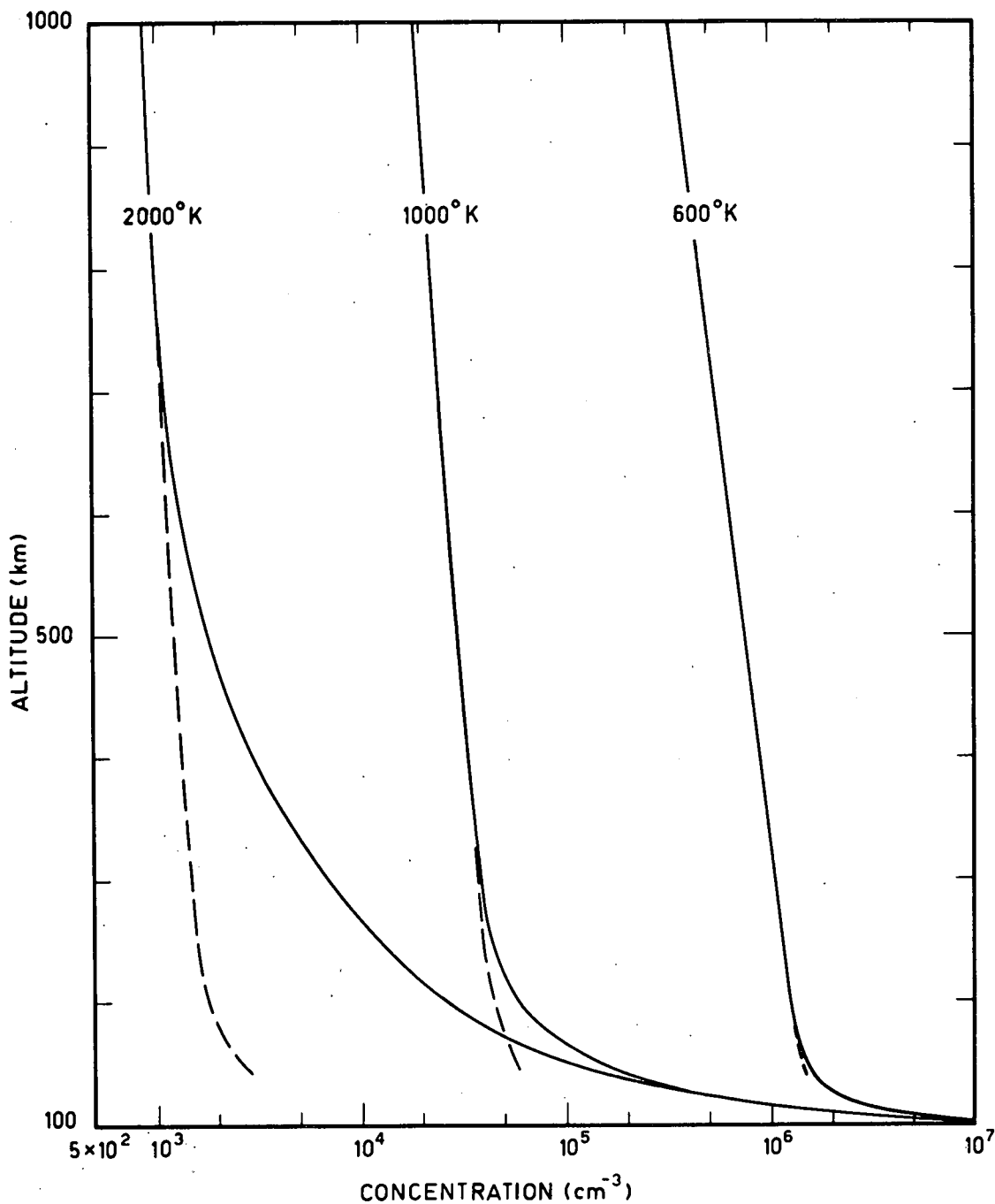


Fig. 34.- Distribution verticale de l'hydrogène atomique dans l'hétérosphère. On note que la distribution réelle (en trait plein) n'est pas déterminée par une distribution en équilibre de diffusion (tiretés). La concentration est plus élevée aux basses températures qu'aux températures élevées.

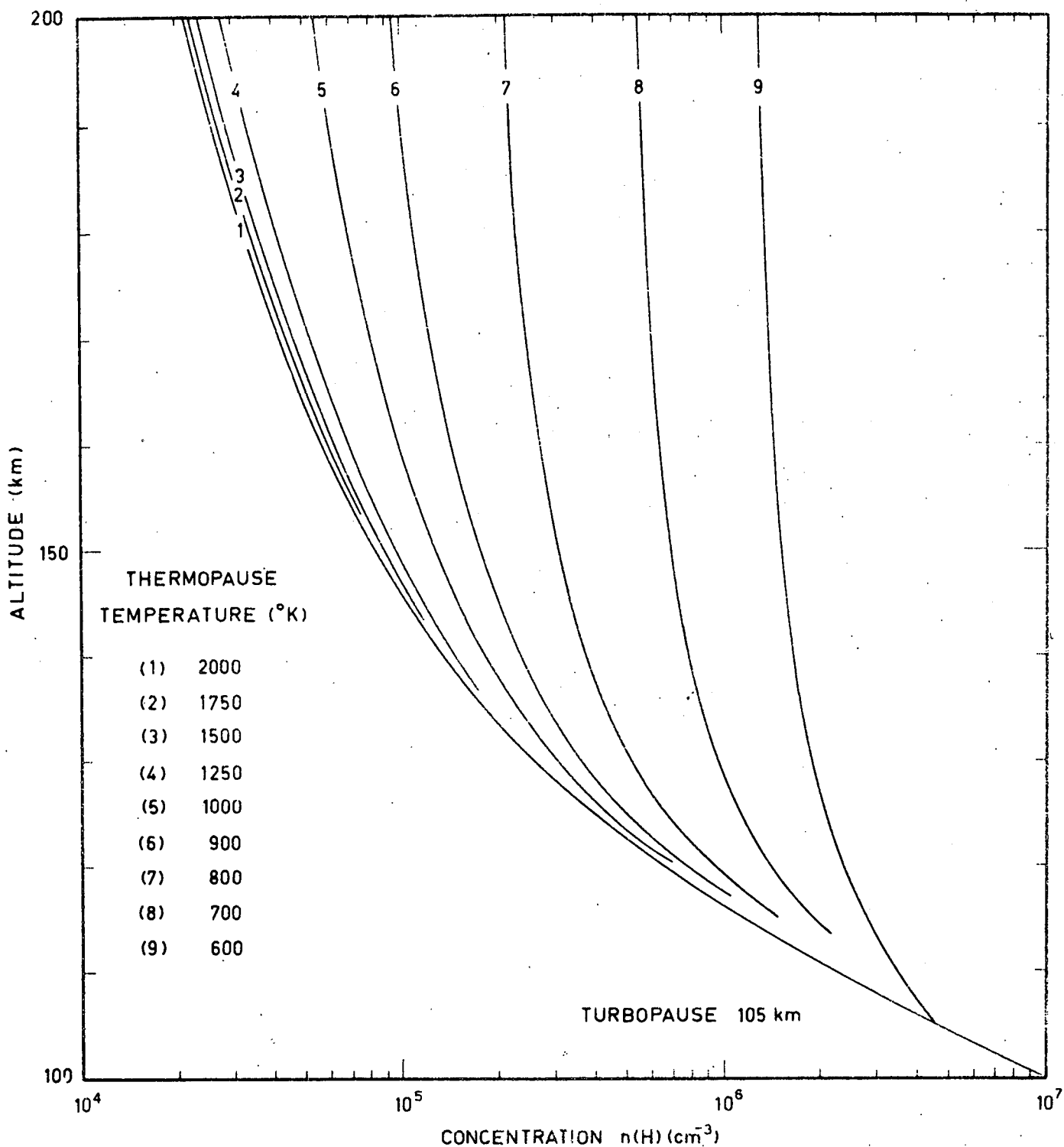


Fig. 35.- Distribution verticale de la concentration de l'atome d'hydrogène dans l'hétérosphère pour des températures de la thermopause comprises entre 600°K et 2000°K. On note que la concentration fixée à 100 km varie par un facteur de l'ordre de 100 au cours d'un cycle d'activité solaire.

cale de la concentration électronique et de ses diverses variations. En effet, la propagation des ondes électromagnétiques dépend essentiellement de l'électron et non de l'ion dont la masse est trop élevée par rapport à celle de l'électron.

En premier lieu, on se posait la question de savoir sous quelles conditions une couche ionisée peut être formée, c'est-à-dire sous quelles conditions peut apparaître un maximum de la concentration électronique. Ce maximum doit résulter à la fois d'une combinaison des distributions verticales de la production des électrons et de leur recombinaison. Dans le cas où cette recombinaison est indépendante de l'altitude, la production électronique fixe directement les propriétés de la région ionisée. Il suffit donc que l'ionisation produite par le rayonnement solaire atteigne un maximum à une certaine altitude pour qu'apparaisse la couche ionisée avec son maximum de concentration électronique. Cette forme de couche ionisée conventionnelle peut être admise pour la couche E et la couche F_1 que nous avons décrite précédemment.

Si la recombinaison des électrons varie avec l'altitude, la couche ionisée ne peut pas apparaître avec son maximum au niveau du maximum de la production électronique. C'est le cas de la couche F_2 où le maximum de concentration apparaît à une altitude nettement supérieure à tout maximum possible de la production électronique.

Dans tous les cas, il faut trouver quelles sont les raisons de cette distribution verticale des électrons depuis le bas de la région D jusqu'au delà de la région F_2 . Tout d'abord, il est clair que le rayonnement solaire de courtes longueurs d'onde est responsable de cette ionisation de la haute atmosphère ; les conditions diurnes et nocturnes démontrent l'effet de photo-ionisation des radiations solaires.

Si l'on examine de près (Figure 36) les possibilités de production électronique dans la haute atmosphère, il faut retenir que l'hétérosphère est constituée d'abord d'azote et d'oxygène, que l'hélium et l'hydrogène atomique

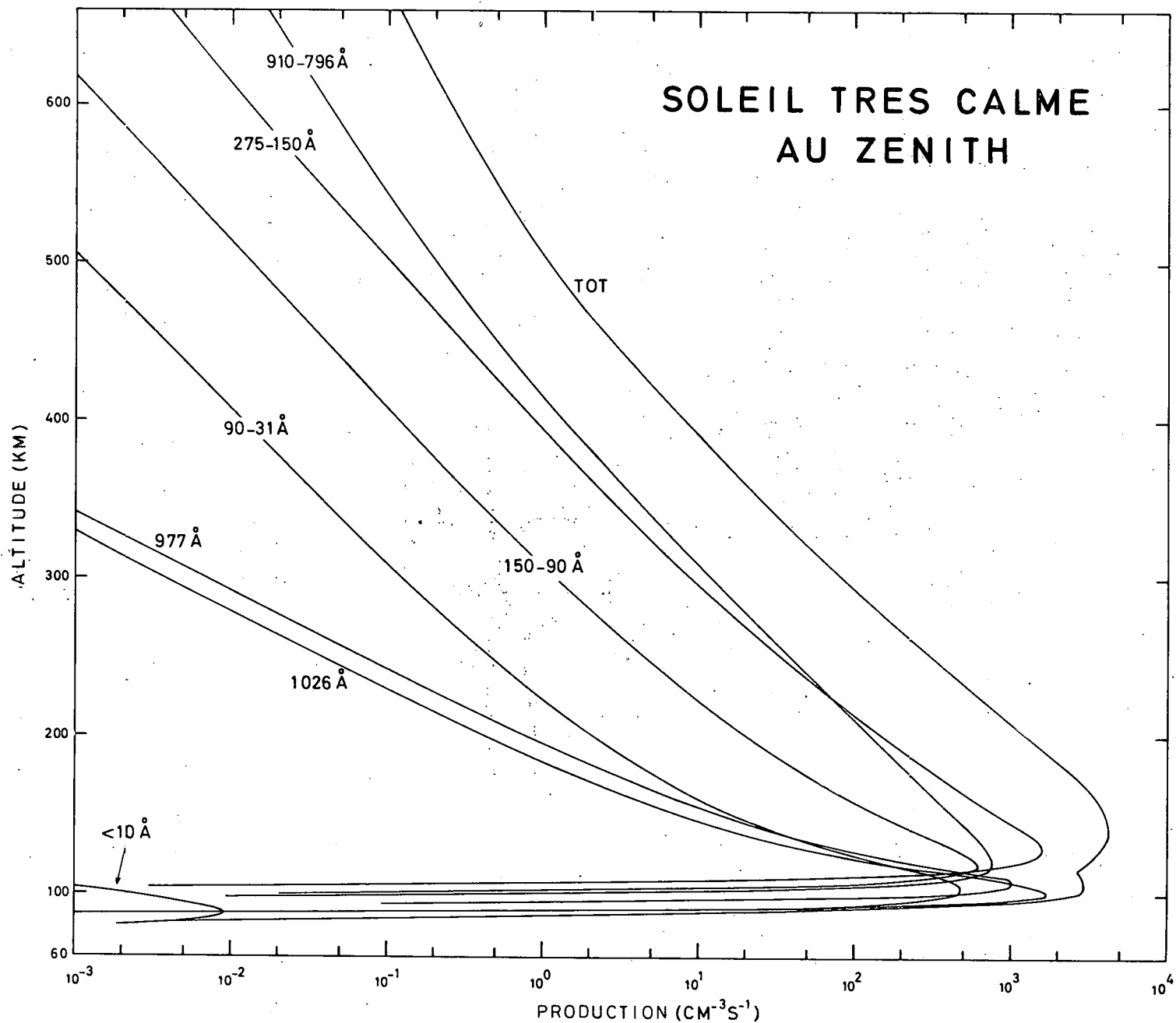


Fig. 36.- Production ionique pour soleil au zénith. Le calcul a été fait pour des conditions d'activité solaire minimum - soleil très calme - et des conditions atmosphériques correspondant à une température de la thermopause de 750°K (voir Tableau II). L'ion d'oxygène moléculaire est le plus important ion dans la région E vers 100 km, l'ion d'azote moléculaire qui est le premier ion dans la région F₁ est complètement transformé en ion d'oxygène O⁺ et O⁺₂ et en ion d'oxyde azotique NO⁺.

sont des constituants qui jouent un rôle dans la densité atmosphérique aux plus hautes altitudes de l'hétérosphère et que l'oxyde azotique NO peut être produit dans la thermosphère et apparaître dans la mésosphère. Les conditions de composition fixent les conditions d'absorption du rayonnement solaire. Ainsi, l'oxyde azotique qui a le plus faible potentiel d'ionisation, peut déjà être photo-ionisé par des radiations de longueurs inférieures à 1340Å. La molécule d'oxygène est encore ionisée par du rayonnement de longueurs d'onde supérieure à 1000Å (< 1028Å) tandis que l'azote moléculaire requiert un rayonnement de longueurs d'onde inférieures à 796Å. L'oxygène atomique est ionisé sous l'influence de radiations de longueurs d'onde inférieures à 910Å très proches de celles susceptibles d'ioniser l'hydrogène (911Å). L'hélium exige des longueurs d'onde relativement courtes 504Å afin d'être photo-ionisé. On voit donc que tout rayonnement de longueurs d'onde inférieures à 800Å est absorbé à la fois par l'oxygène et l'azote. Ce sera donc le rayonnement qui sera le plus fortement absorbé. En fait, on s'aperçoit après des considérations détaillées tenant compte des coefficients d'absorption de l'oxygène moléculaire et atomique et de l'azote moléculaire que l'absorption maximum a lieu au niveau de la région F_1 ; on peut ainsi affirmer que le rayonnement solaire de longueurs d'onde inférieures à 800Å est responsable de la formation de la région F de l'ionosphère en provoquant l'ionisation de l'oxygène atomique et de l'azote moléculaire (voir figure 36).

Les radiations solaires entre 1028Å et 910Å ne sont pratiquement absorbées que par l'oxygène moléculaire et il en résulte que leur absorption a lieu au-dessous de la région F. En fait, on voit qu'elle a lieu au voisinage de 100 km et constitue donc un élément certain de constitution de la région E (Figure 36). Quant à l'oxyde azotique NO, il est bien placé dans l'échelle spectrale pour absorber la radiation solaire de longueurs d'onde supérieures à 1100Å. En examinant le spectre d'absorption de la molécule d'oxygène, on constate qu'il y a dans ce spectre un certain nombre de faiblesses dans l'absorption. En particulier, une "fenêtre" apparaît à 1216Å correspondant à l'émission remarquable Lyman-alpha de l'hydrogène dans la chromosphère solaire ; c'est par cette fenêtre que pénètre au-dessous de la mésopause le

rayonnement photo-ionisant la molécule NO et ainsi on trouve la cause essentielle d'une production d'électrons dans la région D. Mais, si on tient compte du fait que le soleil n'émet pas uniquement du rayonnement solaire ultraviolet mais également des rayons X, on s'aperçoit qu'il faut introduire comme élément de production électronique ces rayons X solaires. D'ailleurs, les rayons X étant moins absorbés par l'azote et l'oxygène que les rayons ultraviolets ont donc un pouvoir de pénétration plus grand dans l'atmosphère. En fait, on trouve aisément que les rayons X de longueurs d'onde comprises entre 100A et 10A sont absorbés dans le domaine de la région E. On peut donc conclure que la région E est formée sous l'effet de la photo-ionisation directe de la molécule d'oxygène par le rayonnement solaire ultraviolet et des molécules d'azote et d'oxygène par les rayons X de longueurs d'onde supérieures à 10A.

Quant aux rayons X de longueurs d'onde comprises entre 10 et 1A, leur absorption a lieu dans la région D ; ils participent ainsi à la production électronique de cette région.

Enfin, à tous ces moyens de production électronique, il faut rappeler l'ionisation produite par le rayonnement permanent qu'est le rayonnement cosmique galactique. Celui-ci manifeste le mieux ses effets dans le bas de la région D où la production électronique résultant de l'ionisation de NO devient insuffisante.

Comme les conditions aéronomiques de l'état d'ionisation dépendent à la fois de la distribution verticale des éléments neutres (azote et oxygène) et de la distribution spectrale du rayonnement solaire et de son absorption, il est facile de conclure que l'ionosphère est étroitement liée à l'activité solaire. La variation diurne, la variation saisonnière, la variation périodique et la variation undécennale de l'ionosphère dépendent toutes des conditions solaires ; leur analyse ne peut donc être complète sans une connaissance permanente du spectre solaire.

Avant l'emploi des fusées, on n'avait jamais pu observer le rayonnement solaire de longueurs d'onde inférieures à 3000A. C'est l'ozone stratosphérique qui limite la pénétration dans la troposphère du rayonnement solaire de longueurs d'onde comprises entre 3000A et 2000A. Ce ne fut qu'à partir de 1950 que ce spectre solaire fut connu lorsqu'une fusée emportant un spectrographe atteignit la mésopause. Ensuite, le domaine de longueurs d'onde inférieures à 1000A ne fut observé que plus tard tandis que les rayons X étaient détectés. En fin de compte, tout un ensemble de fusées atteignant ou dépassant l'altitude de 200 km a permis d'avoir une connaissance de tout le spectre solaire au moment où les satellites ont pu être utilisés pour une surveillance permanente du soleil. On est ainsi arrivé à pouvoir compter sur des données du rayonnement solaire valables pour l'étude de la formation de l'ionosphère.

Il faut ajouter que l'ionisation de l'atmosphère, surtout dans les régions de hautes latitudes, dépend également de la précipitation de particules chargées (électrons et protons) pénétrant de la magnétosphère vers l'hétérosphère. On se trouve alors en présence d'une série de processus qui se manifestent dans une région de l'atmosphère, où le champ magnétique manifeste son influence d'une manière très caractéristique.

L'atmosphère tournant en 24 heures entraîne avec elle le champ magnétique terrestre qui est soumis à l'effet du vent solaire. Toute l'ionosphère qui est en co-rotation avec la Terre subit cependant une déformation très prononcée, en particulier dans les régions polaires où les lignes de force sont déformées par le vent solaire. La distribution verticale de la concentration électronique dépendant à la fois des actions de la pesanteur et du champ magnétique sera dirigée le long des lignes de force du champ. C'est pourquoi, dans les régions polaires où les lignes de force sont projetées dans la queue de la magnétosphère allant jusque l'espace interplanétaire au cours de la rotation diurne de l'ionosphère, on voit que les ions légers peuvent s'épandre dans un volume moins restreint. Il y aura donc un échappement vers l'extérieur des électrons et des ions les plus légers. C'est là un autre

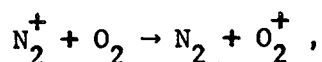
aspect de l'ionosphère qui résulte des propriétés de particules chargées dans un champ magnétique. D'ailleurs, l'interaction sous diverses formes entre la magnétosphère, l'ionosphère et l'hétérosphère est un des problèmes les plus délicats qui ne peut être résolu complètement qu'après de nombreuses observations spatiales.

Il ne faut pas essayer de résoudre le problème aéronomique de l'ionosphère en ne tenant compte que de la distribution de la concentration électronique même si on introduit les différents aspects dynamiques au sein du champ magnétique terrestre. On doit tenir compte, en effet, à la suite des divers processus d'ionisation, des réactions qui apparaissent entre les ions et les particules neutres tout en tenant compte des processus de disparition des électrons et des ions.

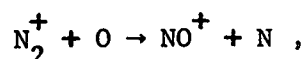
Lorsqu'une radiation ionisante provoque l'éjection d'un électron, d'un atome ou d'une molécule déterminée, un photo-électron apparaît qui possède une certaine énergie cinétique déterminée ; elle correspond à la différence d'énergie de la radiation solaire et de celle requise pour l'ionisation. Ce photo-électron peut perdre une partie de son énergie en ionisant un autre atome si elle est suffisamment élevée. C'est surtout le cas des électrons fortement énergétiques produits par les rayons X. En général, tout photo-électron perd une partie de son énergie en excitant les atomes et les molécules les plus abondants ; cependant, dans l'ionosphère supérieure, le photo-électron entrant surtout en collision avec les autres électrons provoque un chauffage général du gaz électronique.

Le photo-ion peut entrer en collision avec l'électron et, dans ce cas, il est possible qu'ils reconstituent les éléments neutres. Mais, la possibilité plus grande existe que le photo-ion entre en collision avec un atome ou une molécule d'une autre espèce afin d'échanger sa charge et retourner à l'état neutre. C'est tout le problème de l'ionosphère. A titre d'exemple, la molécule d'azote qui est l'élément le plus abondant dans toute l'ionosphère inférieure et moyenne devrait fournir l'ion le plus abondant.

En réalité, le photo-ion d'azote moléculaire entre en contact très rapidement avec la molécule d'oxygène (Figure 37) ou avec l'atome d'oxygène. Dans le premier cas, on a affaire à un transfert de charge,



c'est-à-dire à un échange de l'électron périphérique de la molécule d'oxygène O_2 à l'ion d'azote N_2^+ qui reconstitue la molécule normale N_2 pour former l'ion moléculaire O_2^+ . Le second cas correspond à un changement d'atome et d'ion,



où l'ion d'azote moléculaire N_2^+ entrant en collision avec l'atome d'oxygène se dissocie pour former l'ion d'oxyde azotique NO^+ tout en fournissant un atome d'azote N. Ainsi, dans le second cas, on voit apparaître un ion NO^+ qui n'a pas été produit directement sous l'influence du rayonnement solaire. Tels sont les détours auxquels on doit s'attendre dans l'étude aéronomique de l'ionosphère ; en fait, ils fixent les conditions physiques réelles de l'ionosphère.

On ne peut reprendre en quelques pages toutes les conditions aéronomiques auxquelles on veut arriver dans une analyse des diverses régions ionosphériques. Nous allons toutefois esquisser dans les lignes qui vont suivre quelques uns des aspects du problème extrêmement complexe des réactions ioniques de l'ionosphère.

Reprenons le problème de l'ion moléculaire d'azote N_2^+ dont nous avons dit plus haut qu'il se transforme en ion NO^+ par une réaction avec l'atome d'oxygène ou qu'il perd sa charge en la transférant à la molécule d'oxygène par simple échange. Ces processus apparaissent naturellement parce qu'ils se font par une réaction exothermique, c'est-à-dire par un bilan positif d'énergie. L'énergie d'ionisation de la molécule d'azote est

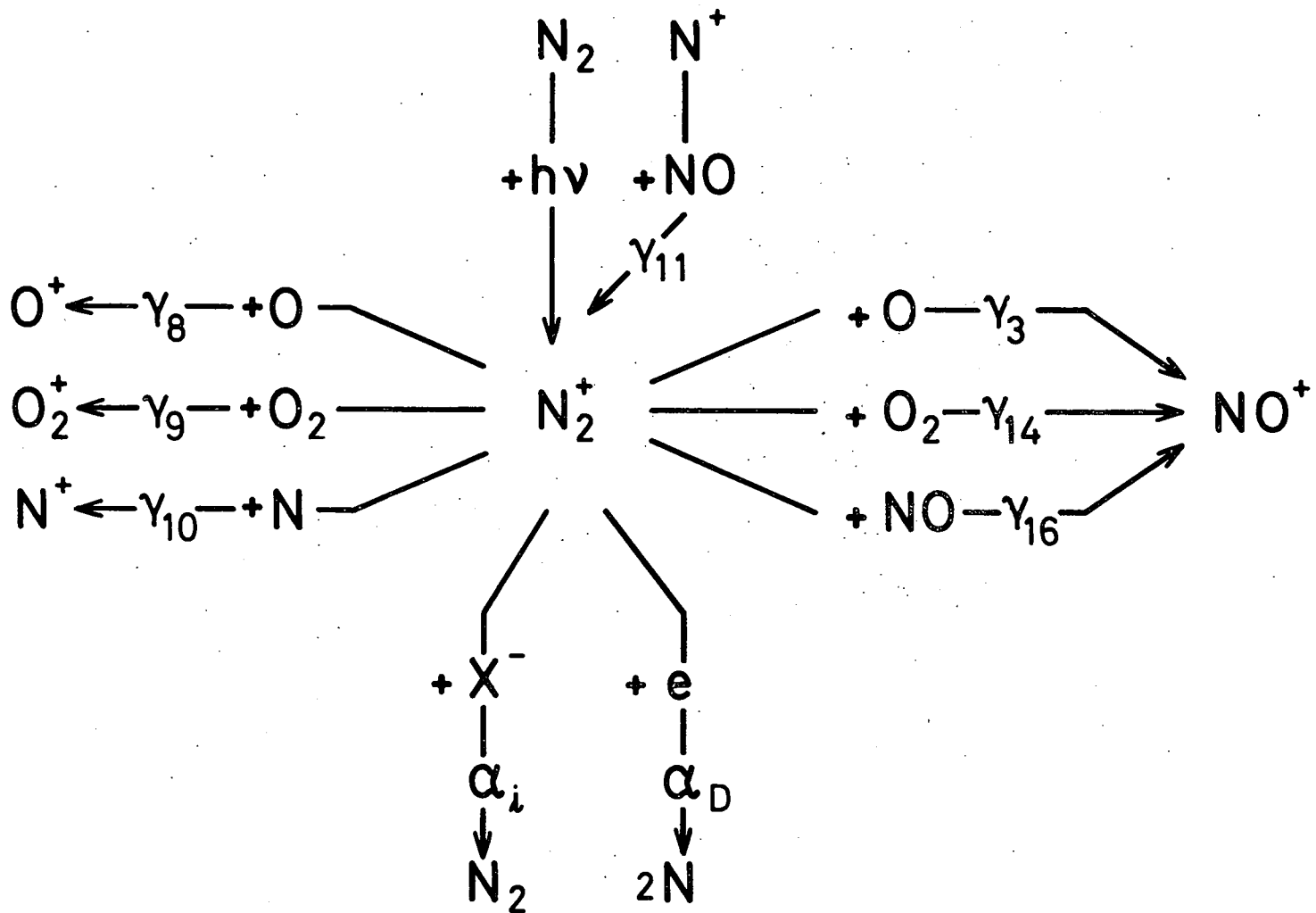
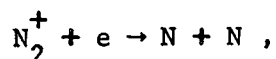


Fig. 37.- Schéma des réactions de l'ion moléculaire d'azote. La disparition de l'ion N_2^+ résulte essentiellement des 2 processus de réaction avec l'oxygène moléculaire O_2 et atomique O . La recombinaison n'intervient effectivement qu'à haute altitude.

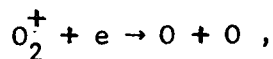
supérieure à celle de la molécule d'oxygène, par exemple. Aux deux processus que nous venons de citer, nous devons ajouter la recombinaison



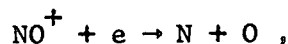
où l'ion N_2^+ rencontrant un électron est soumis à ce que l'on appelle une recombinaison dissociative fournissant deux atomes d'azote. Ainsi, on pourra déclarer en tenant compte des valeurs numériques s'appliquant aux trois processus de disparition de N_2^+ que, dans les régions ionosphériques inférieures, c'est le premier processus qui l'emporte parce que la concentration de la molécule d'oxygène O_2 est élevée. Dans l'ionosphère moyenne, où l'atome d'oxygène est plus abondant que la molécule, la production de NO^+ est importante. Enfin, dans l'ionosphère supérieure le troisième processus, la recombinaison finit par l'emporter, car la concentration électronique atteint son maximum dans la région F_2 où la concentration d'atomes d'oxygène a déjà suffisamment diminué.

La conclusion de cette courte analyse des propriétés de l'ion moléculaire N_2^+ est qu'il ne peut subsister dans la région D, qu'il est insignifiant dans la région E et qu'il ne peut se manifester réellement que dans la région F. C'est ce que révèlent les nombreuses observations par spectrographe de masse par fusées ou par satellites.

La recombinaison dissociative se manifeste évidemment pour tous les ions moléculaires ; d'où, l'ion moléculaire d'oxygène (Figure 38),



donne lieu par collision avec un électron à deux atomes d'oxygène comme d'ailleurs l'ion d'oxyde azotique,



produit par sa disparition un atome d'azote N et un atome d'oxygène O.

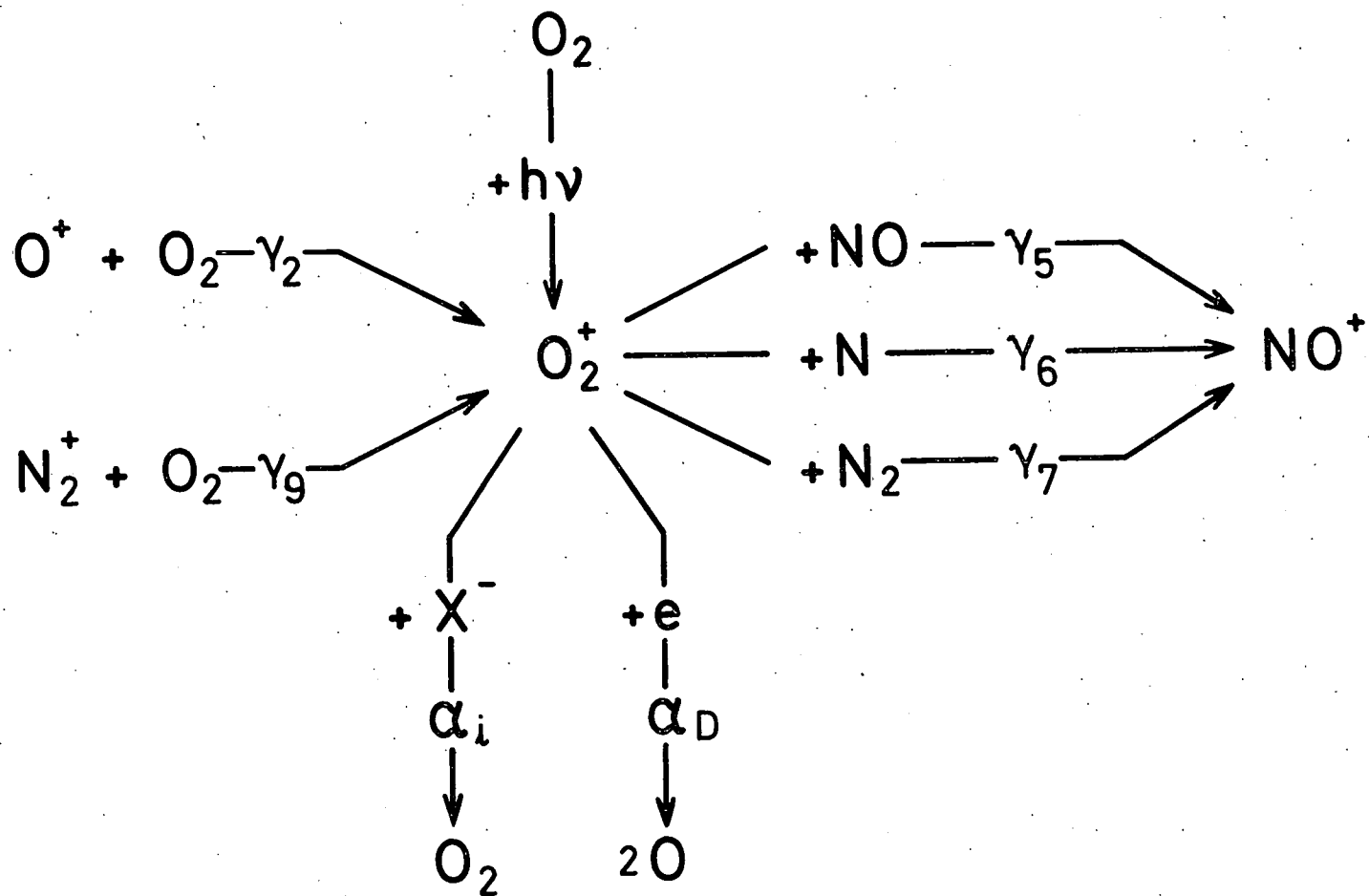
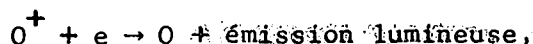


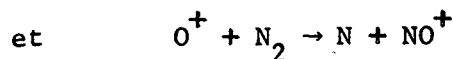
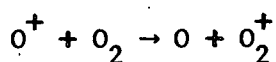
Fig. 38.- Schéma des réactions de l'ion moléculaire d'oxygène. A la production de O_2^+ par photo-ionisation, il faut ajouter les réactions avec O^+ et N_2^+ de l'oxygène moléculaire. La disparition de l'ion O_2^+ résulte essentiellement de la recombinaison.

Le caractère essentiel de ces diverses recombinaisons dissociatives est qu'elles peuvent donner lieu à des atomes d'azote ou d'oxygène qui se trouvent dans leur état normal et dans des états excités. Les divers états excités sont ceux qui correspondent aux deux états métastables permettant l'émission des transitions interdites de l'oxygène et de l'azote atomique dans la lueur nocturne et dans les aurores. Il s'agit des raies vertes (5577A) et rouges (6300 - 6363A) de l'oxygène et de raies vertes (5200A) et ultraviolette (3465A) de l'azote. On voit ainsi comment les recombinaisons électroniques au sein de l'ionosphère au cours de la journée, du crépuscule et de la nuit donnent lieu à des émissions caractéristiques dont les propriétés sont étroitement liées aux conditions aéronomiques. On peut revoir à ce sujet les figures 5a et 5b ainsi que la discussion de la lueur nocturne.

Quant à l'ion d'oxygène atomique O^+ , la recombinaison radiative,



est extrêmement lente ; cent mille fois moins rapide que celle par recombinaison dissociative de N_2^+ , O_2^+ et NO^+ . C'est pourquoi le processus essentiel de disparition de l'ion O^+ (Figure 39) dépend d'un changement avec les molécules d'oxygène O_2 et les molécules d'azote N_2 ,



c'est-à-dire respectivement la production de deux ions moléculaires O_2^+ et NO^+ . On s'aperçoit donc que la production ionique à partir de la molécule N_2 et de l'atome d'oxygène O se transforme par réaction avec les constituants neutres en ions d'oxygène moléculaire O_2^+ et en ions d'oxyde azotique NO^+ même s'il n'existe pas de molécules neutres NO (Figure 40). Par la recombinaison dissociative de O_2^+ et NO^+ , une production atomique se manifeste. Les atomes d'azote, en particulier, réagissent avec l'oxygène moléculaire pour

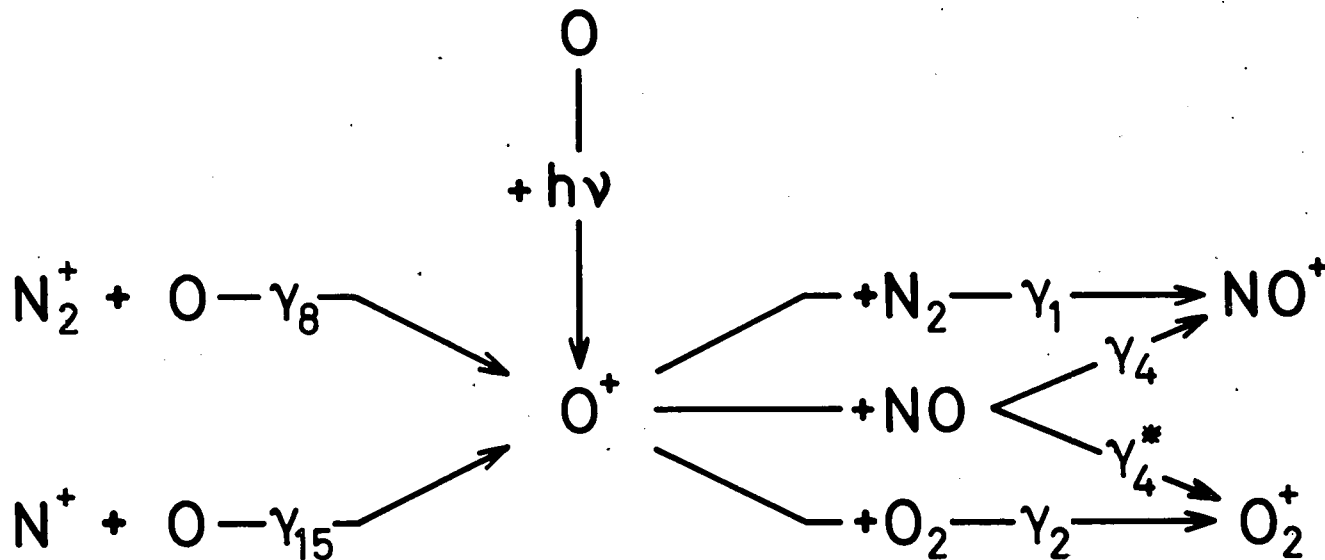


Fig. 39.- Schéma des réactions de l'ion atomique d'oxygène. A la production de O^+ par photo-ionisation, on ajoute la réaction de l'oxygène atomique avec l'ion moléculaire d'azote N_2^+ . La disparition de l'ion O^+ a lieu par transformation en NO^+ ou O_2^+ respectivement par réaction avec l'azote moléculaire N_2 et l'oxygène moléculaire O_2 .

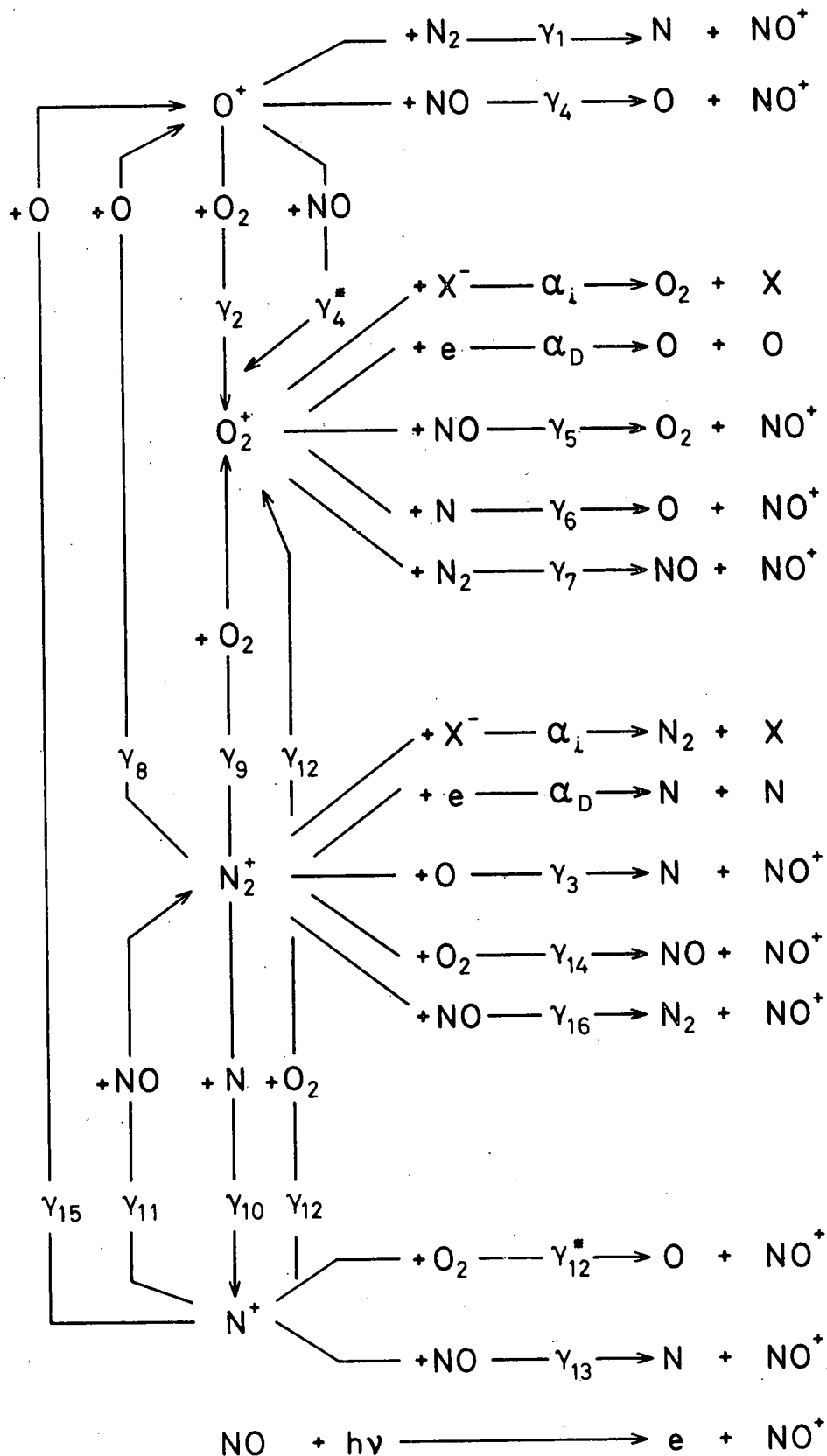


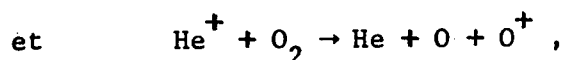
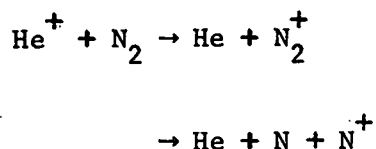
Fig. 40.- Schéma général des réactions ioniques apparaissant dans une atmosphère d'oxygène et d'azote. On note que l'ensemble des réactions conduit, en fin de compte, à la production de l'ion d'oxyde azotique NO^+ . Seules les deux recombinaisons dissociatives de O_2^+ et N_2^+ permettent une autre voie.

former l'oxyde azotique NO (voir la Chémosphère).

Les transformations entre ions et particules neutres ont évidemment tendance à décroître avec l'altitude par suite de la diminution progressive des constituants neutres que sont l'oxygène et l'azote. C'est pourquoi, d'ailleurs, on voit subsister l'ion d'azote moléculaire N_2^+ et que l'ion d'oxygène atomique O^+ est l'ion dominant dans le domaine de la région F_2 ionosphérique.

Aux plus hautes altitudes, au-dessus du maximum de la région F_2 , on voit également apparaître l'ion de l'hélium He^+ et celui de l'hydrogène atomique H^+ . Cette apparition s'explique naturellement par la présence de plus en plus importante de ces deux constituants par rapport à l'oxygène et l'azote au fur et à mesure que l'on s'élève dans l'hétérosphère. Cependant, il faut signaler que les deux ions He^+ et H^+ ne se présentent pas dans des proportions correspondant à la photo-ionisation des atomes neutres d'hélium et d'hydrogène.

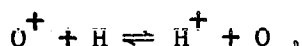
L'hélium, qui est photo-ionisé par du rayonnement de longueurs d'onde inférieures à 504A, est soumis sous sa forme ionique à une réaction avec l'azote et l'oxygène moléculaires,



où l'ion He^+ disparaît pour devenir à nouveau un atome d'hélium neutre He tandis que N_2 et O_2 se transforment respectivement en ion N_2^+ ou N^+ et O^+ . Ce n'est qu'aux très hautes altitudes que l'ion d'hélium subsiste. En fait, la production d'ions d'hélium qui échappe à la réaction avec l'azote et l'oxygène est encore de quelques millions de photo-ions par cm^2 et par seconde.

Ce sont en fait ces ions qui peuvent s'échapper le long des lignes de force du champ magnétique polaire ouvert dans la magnétosphère nocturne.

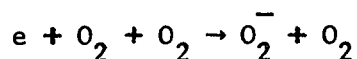
L'hydrogène atomique, s'il est photo-ionisé par le rayonnement solaire de longueurs d'onde inférieures à 910A, a cependant un état d'ionisation qui est fixé d'abord par sa réaction avec l'oxygène atomique. Il s'agit d'un équilibre d'échange de charges



où un ion atomique d'oxygène O^+ et l'atome neutre d'hydrogène H donnent lieu à un atome neutre d'oxygène O et un ion atomique d'hydrogène H^+ et vice-versa. Ce processus d'équilibre apparaît parce que les deux atomes ont des énergies d'ionisation à peu près égales et il n'y a aucune difficulté de passer, si les concentrations sont suffisantes, d'un état à l'autre suivant les proportions des deux constituants H et O à l'état neutre. Mais, on peut concevoir aisément que cet état d'équilibre d'ionisation entre l'oxygène et l'hydrogène atomiques ne peut être maintenu aux plus hautes altitudes. En effet, le mécanisme d'échange de charge dépend de la fréquence des collisions entre ions et atomes neutres dont la concentration décroît avec l'altitude. C'est pourquoi lorsque les échanges sont trop ralentis, le phénomène de diffusion des ions dans le champ de la pesanteur se manifeste. L'ion d'hydrogène H^+ qui est 16 fois plus légers que celui d'oxygène O^+ aura tendance à se distribuer le long d'une ligne de force de champ magnétique suivant sa propre masse et à échapper à la réaction avec l'atome neutre d'oxygène. Il finira donc par devenir un ion beaucoup plus important que celui d'oxygène atomique.

Dans l'ionosphère inférieure, tous les ions atomiques disparaissent rapidement et on ne peut avoir affaire qu'à des ions moléculaires. De plus, par suite de conditions de pression relativement élevée les ions biatomiques comme NO^+ et O_2^+ , qui sont produits dans la région D de l'ionosphère, le premier par l'ionisation de NO par la radiation Lyman- α à 1215 A et le second par les rayons X de longueurs d'onde inférieures à 10A, peuvent disparaître

dans des complexes d'ions polyatomiques. Nous ne discuterons pas ici de ce problème aéronomique très complexe, mais nous signalons qu'au niveau de la région D apparaissent des ions négatifs. La molécule d'oxygène O_2 capte aisément un électron par le mécanisme de collision triple (Figure 41),



qui donne lieu ainsi à l'ion négatif d'oxygène moléculaire O_2^- . Dès que ce processus est déclenché (Figure 42), un ensemble de réactions a lieu avec l'ozone O_3 , l'anhydride carbonique CO_2 , le peroxyde d'azote NO_2 , etc, et produit successivement des ions négatifs tels que O_3^- , CO_2^- , NO_2^- , CO_3^- , NO_3^- (Figure 43)... Encore une fois, la multiplicité de ces réactions où se forment peut-être des complexes dans lesquels la vapeur d'eau intervient, comme dans le cas des ions positifs, rend cette étude très délicate. Il est, en effet, très difficile d'attaquer, dans cette région de densité relativement élevée, l'étude des ions négatifs par des spectrographes de masse portés par fusées.

En tout cas, il est clair que, lorsque la haute atmosphère est soumise à une analyse aéronomique, c'est-à-dire est analysée dans le cadre de sa constitution physique où interviennent simultanément les électrons, les ions et les atomes neutres, il faut entrer dans le détail des divers types de réaction et déterminer leur exacte nature. Tout d'abord, on doit retenir que l'interaction entre deux électrons est beaucoup plus prononcée que celle apparaissant entre un ion et un électron. Ensuite, l'interaction entre un électron et un atome neutre est beaucoup plus faible que celle existant entre un ion et un électron. Toutes ces interactions peuvent prendre des formes différentes allant des collisions élastiques aux échanges de charge ou d'énergie. En fin de compte, il résulte de l'ensemble de ces processus que les électrons peuvent avoir leur propre température ; il suffit que l'interaction entre électrons l'emporte sur les autres interactions à la suite d'une abondance suffisante d'électrons par rapport aux particules neutres. D'ailleurs, lorsque le temps requis, lors des interactions entre ions et particules neutres, pour

ION NEGATIF D'OXYGENE MOLECULAIRE

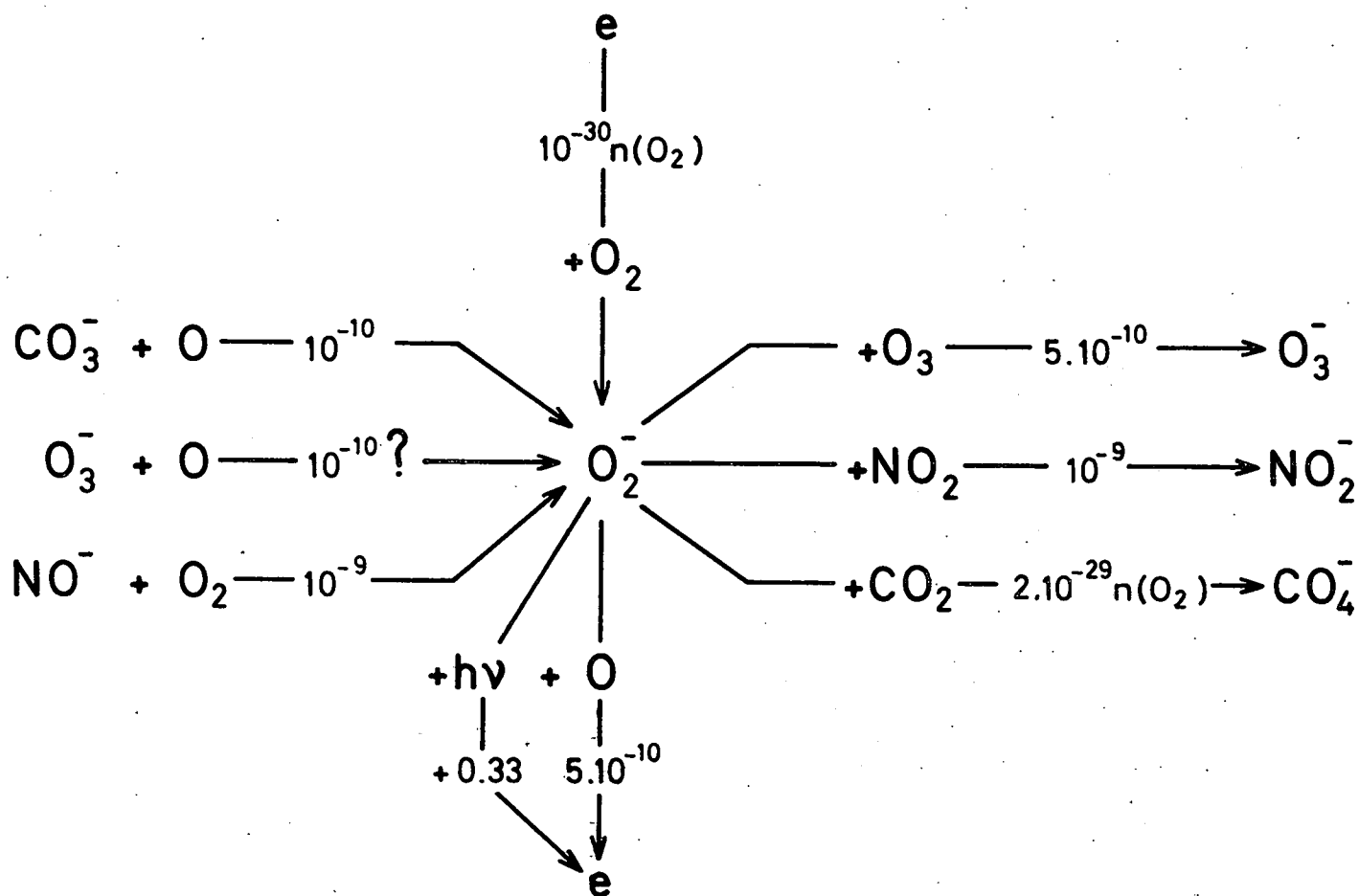


Fig. 41.- Schéma des réactions de l'ion négatif d'oxygène moléculaire. Formé à partir d'une collision triple entre un électron et deux molécules d'oxygène O_2 , il peut disparaître très rapidement par photo-dissociation ou par réaction avec l'atome d'oxygène O . En l'absence de ces deux derniers processus (pendant la nuit), la réaction avec l'ozone O_3 est la cause de sa disparition. Les valeurs numériques correspondent aux coefficients de réactions; ($10^{-10} \text{ cm}^3 \text{ sec}^{-1}$).

ION NEGATIF D'OZONE

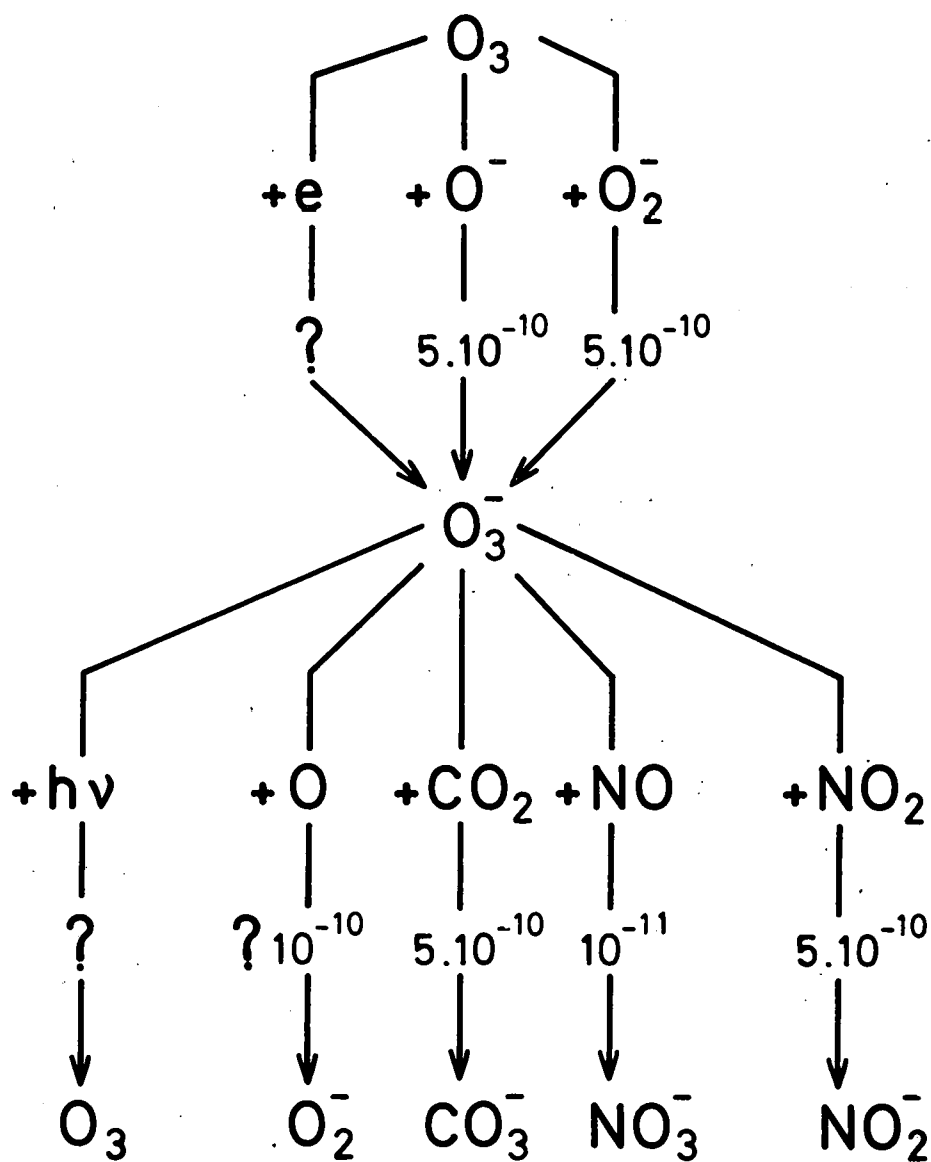


Fig. 42.- Schéma des réactions de l'ion négatif d'ozone. Les processus de formation et de destruction de O_3^- étant tous très rapides, cet ion négatif est finalement très peu abondant dans la région D.

NO₂⁻ · IONS NEGATIFS · NO₃⁻

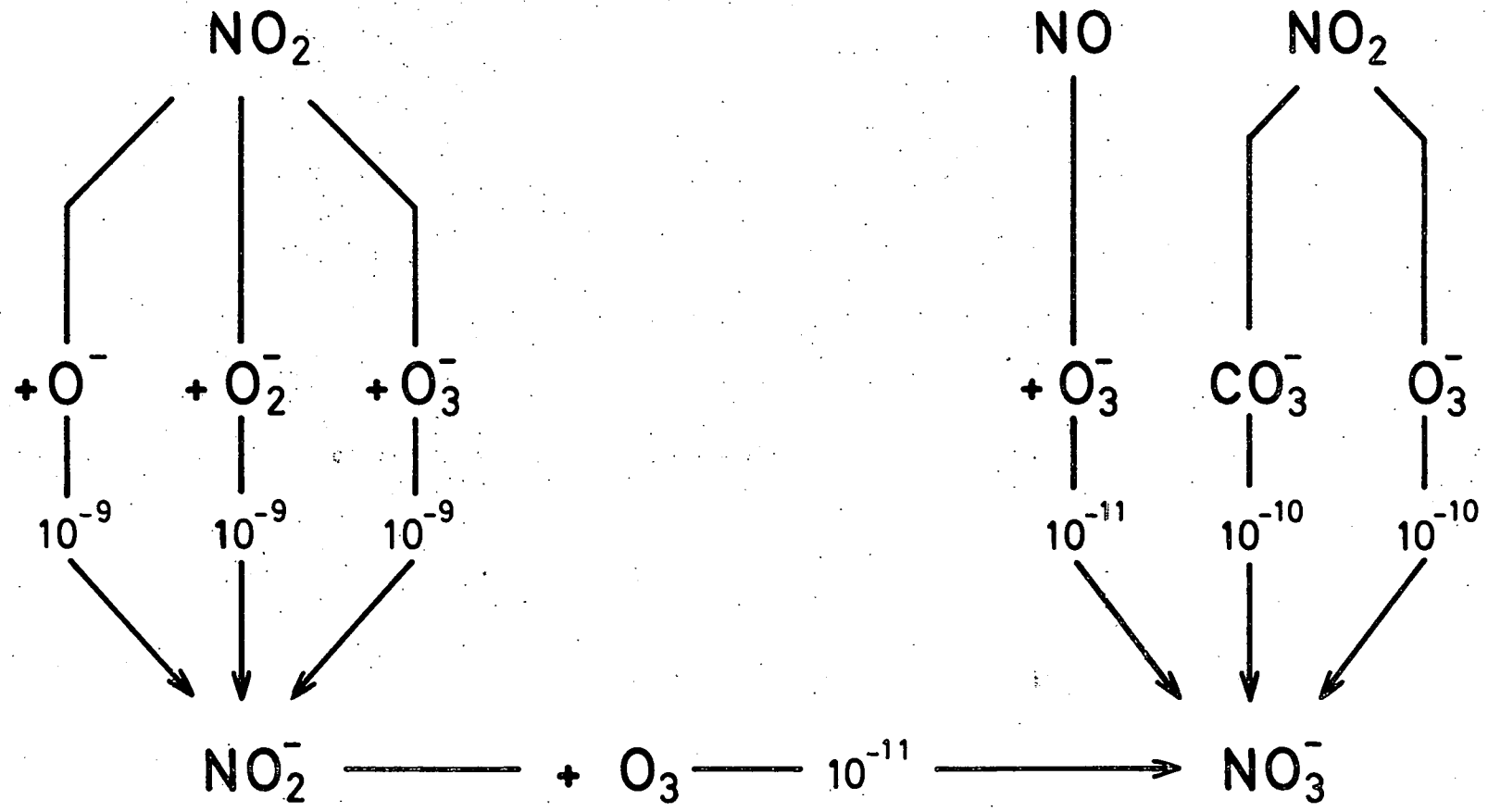


Fig. 43.- Schéma des réactions des ions négatifs NO₂⁻ et NO₃⁻. A partir des divers ions négatifs possibles O⁻, O₂⁻, O₃⁻, CO₃⁻ ... la formation de l'ion négatif NO₃⁻ devient indubitable lorsque les oxydes d'azote NO ou NO₂ sont présents.

les échanges d'énergie est relativement long, les ions et les atomes neutres peuvent être maintenus à des températures différentes.

Le problème de la température du gaz neutre, ionique ou électronique peut être décrit sous la forme suivante. Imaginons un photo-électron éjecté, sous l'effet du rayonnement solaire, d'un atome neutre d'oxygène ; cet électron possède une certaine énergie cinétique nettement supérieure à celle des électrons déjà présents à la même altitude. Dans les couches inférieures de l'ionosphère (au-dessous de 120 km), ce photo-électron entrera en collision avec les molécules neutres relativement nombreuses et il perdra rapidement l'excès de son énergie, aux dépens de ces molécules pour atteindre la température de gaz neutre. Dans les couches moyennes de l'ionosphère (150-200 km), ce même photo-électron entrera surtout en contact avec les électrons déjà présents et l'excès de son énergie servira d'abord à accroître leur énergie totale ; dès lors, il en résultera une augmentation de la température générale des électrons par rapport à la température des ions et à celle des atomes neutres. Dans les couches supérieures, on aura encore affaire à des photo-électrons de grande énergie entrant d'abord en contact avec les autres électrons qui subissent des collisions avec les ions. Là encore, ces photo-électrons provoqueront une hausse de la température électronique et indirectement de celle des ions mais, tout comme dans l'atmosphère neutre, il faut tenir compte du fait que la conduction de la chaleur existe au sein du gaz électronique présentant un gradient de température. Il y aura donc tendance vers l'isothermie aux plus hautes altitudes, par suite du transport rapide de la chaleur tendant à l'uniformité de la température. On voit ainsi combien l'état physique liant les atomes neutres, les ions et les électrons dans la haute atmosphère est très différent de celui qu'il est permis de réaliser au laboratoire. En fait, l'aéronomie expérimentale permet, à l'aide d'instruments adéquats placés dans des fusées ou des satellites, d'effectuer certaines opérations chimiques ou physiques qui font de la haute atmosphère un nouveau type de laboratoire. D'ailleurs, les conditions étant presque toujours différentes par suite de variations diurnes, géographiques, saisonnières, géomagnétiques et solaires, le nombre de phénomènes qu'il faut étudier sous de nouveaux aspects est considérable.

L'EXOSPHERE

En admettant que tous les processus physiques élémentaires peuvent intervenir sans restriction dans l'hétérosphère, on considère néanmoins que les changements de composition et de constitution s'expliquent dans le cadre habituel d'un équilibre hydrostatique. Les collisions doivent être assez nombreuses afin de fournir une distribution complète des vitesses des particules telle qu'elle est définie dans la théorie cinétique des gaz. C'est une distribution maxwellienne conduisant à une énergie cinétique moyenne des particules avec une définition claire de la température. Toutes les composantes de la distribution maxwellienne des vitesses apparaissent dans une distribution hydrostatique. Toutefois, au fur et à mesure que l'on s'élève au-dessus de la thermopause, le libre parcours moyen entre les atomes augmente graduellement. Au-delà d'un certain niveau, ce libre parcours moyen est tel que les collisions entre les atomes sont trop peu nombreuses pour maintenir l'uniformité du gaz atmosphérique. On s'imagine aisément que les particules (atomes, ions et électrons) peuvent accomplir de longs chemins en étant livrés uniquement au champ de la pesanteur dans le cas de particules neutres et, en outre, aux champs magnétiques et électriques dans le cas des particules chargées.

Ainsi, l'hétérosphère où les collisions sont considérées est séparée de l'exosphère où les collisions sont négligées par une zone critique où l'on passe progressivement de la zone de collisions notables dans le bas à la zone de collisions négligées dans le haut.

Le moyen le plus adéquat de déterminer la zone critique est de rechercher un niveau où les conditions aéronomiques peuvent être définies pour chaque élément neutre ou ionisé. On peut, par exemple, rechercher le libre parcours moyen de tout élément. Si on fixe la probabilité, par exemple 1 sur 2 cas, qu'une particule se présentant à un niveau déterminé soit susceptible de s'échapper sans subir de collision, on fixe ainsi le libre parcours moyen

caractérisant un niveau critique, début de l'exosphère.

Le calcul montre que, pour les atomes neutres, le niveau critique est situé pour des températures allant de 500°C à 1750°C respectivement à des altitudes allant de 400 km à 800 km. En d'autres termes, l'exosphère neutre considérée comme la région où les collisions entre les atomes neutres sont négligeables au point de permettre l'échappement des atomes qui ont une vitesse suffisante (11 km par seconde) débute à 400 km au minimum d'activité solaire (500°C) et atteint 800 km au maximum d'activité solaire (1750°C). Quant à l'exosphère ionique, elle commence à une altitude supérieure de 2000 km à 3000 km à celle de l'exosphère neutre, car les collisions entre particules chargées sont toujours beaucoup plus nombreuses, la section efficace des collisions des particules chargées étant nettement plus élevée que celle des particules neutres. D'autre part, l'exosphère ionique doit être traitée sous une forme différente de l'ionosphère neutre, car au champ de la pesanteur réglant les trajectoires des particules dans l'exosphère neutre, il faut ajouter, dans le cas de l'exosphère ionique, le champ géomagnétique dirigeant les particules chargées et le champ électrostatique existant entre l'ion lourd et l'électron imposant la vitesse.

En tout cas, un volume déterminé de l'exosphère peut comprendre un certain nombre de particules a priori sur les trajectoires suivantes (Figure 44):

- (I), particules venant du niveau critique et y retournant,
- (II), particules ne venant ni du niveau critique ni de l'extérieur,
- (III), particules venant du niveau critique et allant à l'extérieur ou vice-versa,
- (IV), particules venant de l'extérieur et y retournant.

Ces 4 groupes de particules constituent toutes les possibilités ; à toute altitude, on pourra donc dire que la densité ρ d'un élément déterminé normalisée à l'unité est constituée de 4 densités

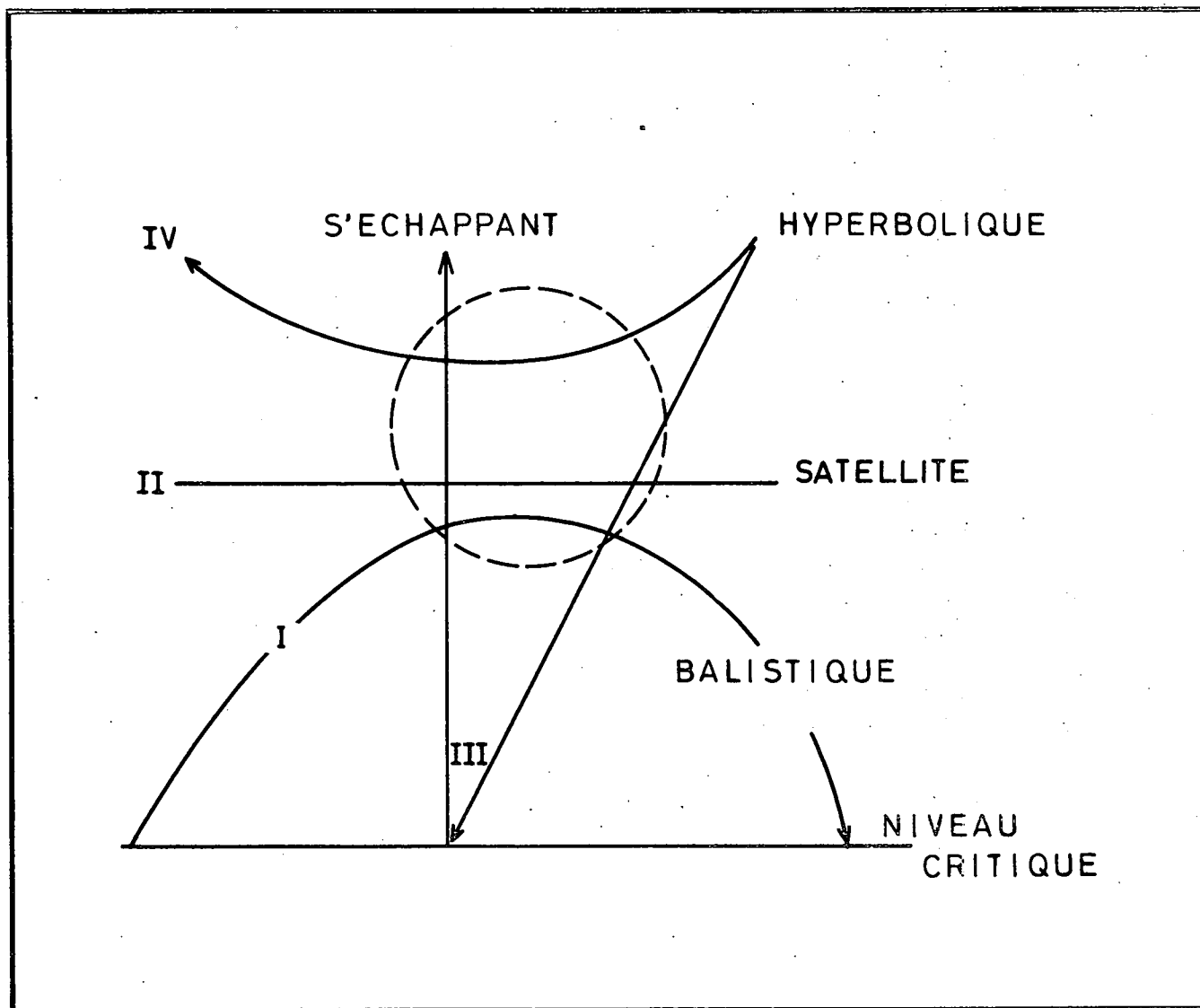


Fig. 44.- Composantes possibles de la population au sein de l'exosphère. L'ensemble des composantes indiquées représente une distribution maxwellienne des vitesses. Les particules qui jouent un rôle essentiel sont les particules I à trajectoires balistiques; les particules III s'échappant sont importantes pour les atomes ou ions légers, hydrogène et hélium. Quant aux particules avec trajectoires satellites ou hyperboliques extérieures, elles sont négligées.

$$\rho = \rho_I + \rho_{II} + \rho_{III} + \rho_{IV} = 1.$$

Dans le cas du premier groupe (Figure 45) on a affaire à des trajectoires balistiques pour lesquelles la particule quitte le niveau critique, sous un certain angle, avec une certaine vitesse, et y retourne après avoir atteint son altitude limite au sein de l'exosphère. L'énergie cinétique au départ du niveau critique est inférieure à celle qui est requise lors d'une libération du champ d'attraction terrestre. C'est le cas de la particule neutre pour lequel la trajectoire est réglée par le champ de la pesanteur ; mais lorsqu'il s'agit de particules chargées, les lignes de force du champ géomagnétique les dirigent. C'est pourquoi une ligne de force complètement fermée n'autorise pas la libération d'un ion ou d'un électron quelle que soit la vitesse.

Le deuxième groupe de particules (Figure 45) n'atteignant pas le niveau critique ou n'étant pas en contact avec l'extérieur correspond à des particules piégées. Ce sont des atomes neutres satellisés ou des ions soumis à des mouvements de va-et-vient le long d'une ligne de force du champ magnétique. On peut montrer que les conditions à satisfaire en vue de maintenir des particules thermiques sur des orbites elliptiques sont difficiles à réaliser. En général, on peut négliger la présence de particules satellites ou piégées dans la distribution exosphérique. On négligera donc la densité ρ_{II} des particules exosphériques se trouvant sur des orbites elliptiques en présence des particules de densité ρ_I se trouvant sur des orbites balistiques.

Le troisième groupe de particules doit être divisé en deux sous-groupes suivant que les particules quittent le niveau critique pour s'échapper vers l'extérieur ou qu'elles arrivent au niveau critique venant de l'extérieur. En général, on ne s'attarde pas à considérer des particules ayant les vitesses adéquates venant de l'espace interplanétaire. Mais, on s'attache beaucoup aux atomes qui, au niveau critique, peuvent atteindre des vitesses supérieures à la vitesse de libération de 11 km par seconde (Figure 46). C'est le cas, en toute certitude, de l'atome d'hydrogène et quelquefois de l'atome d'hélium.

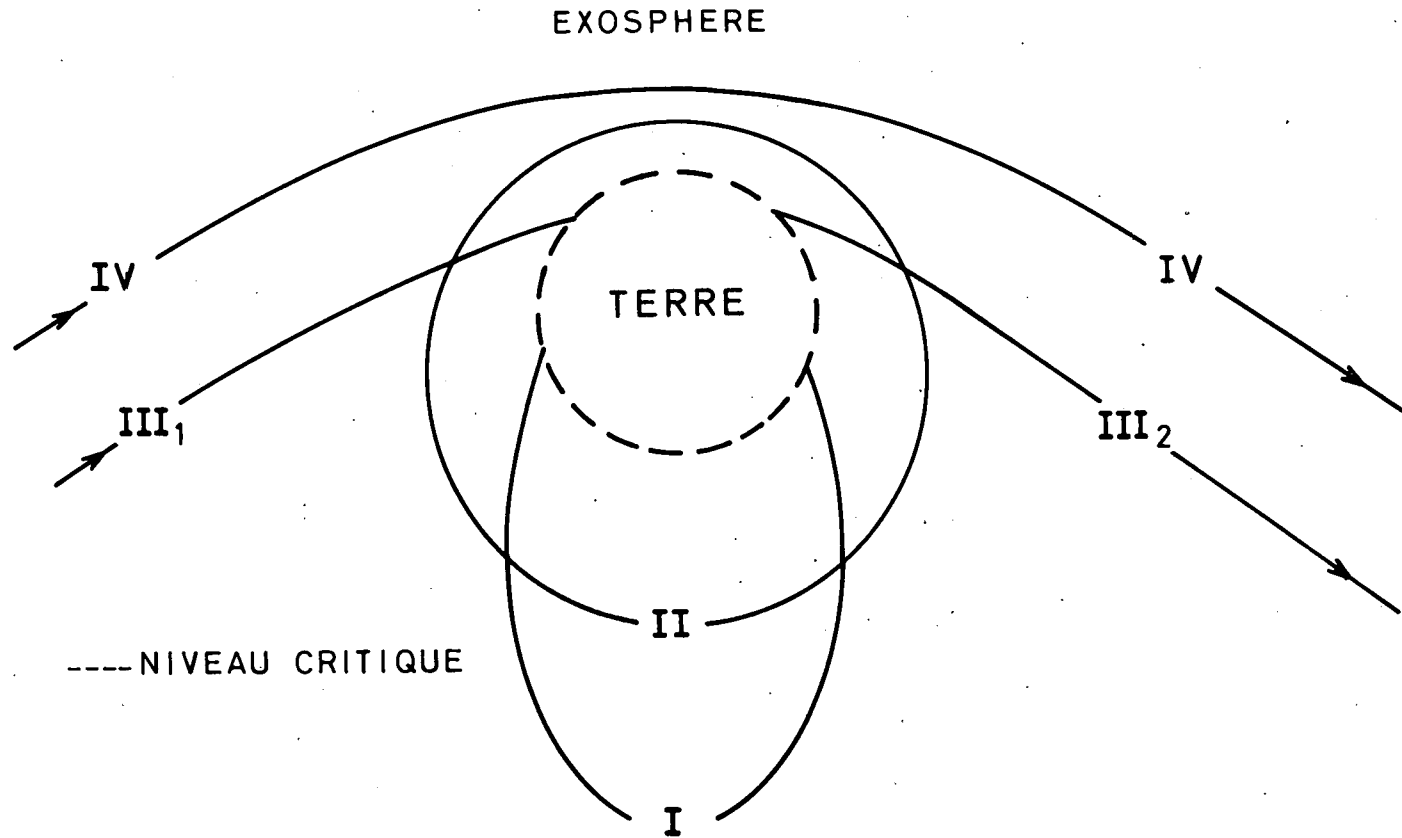


Fig. 45. - Trajectoires des particules dans l'exosphère. Au voisinage du niveau critique, les trajectoires balistiques sont les plus nombreuses, tandis qu'aux plus grandes distances les trajectoires hyperboliques pourraient apparaître.

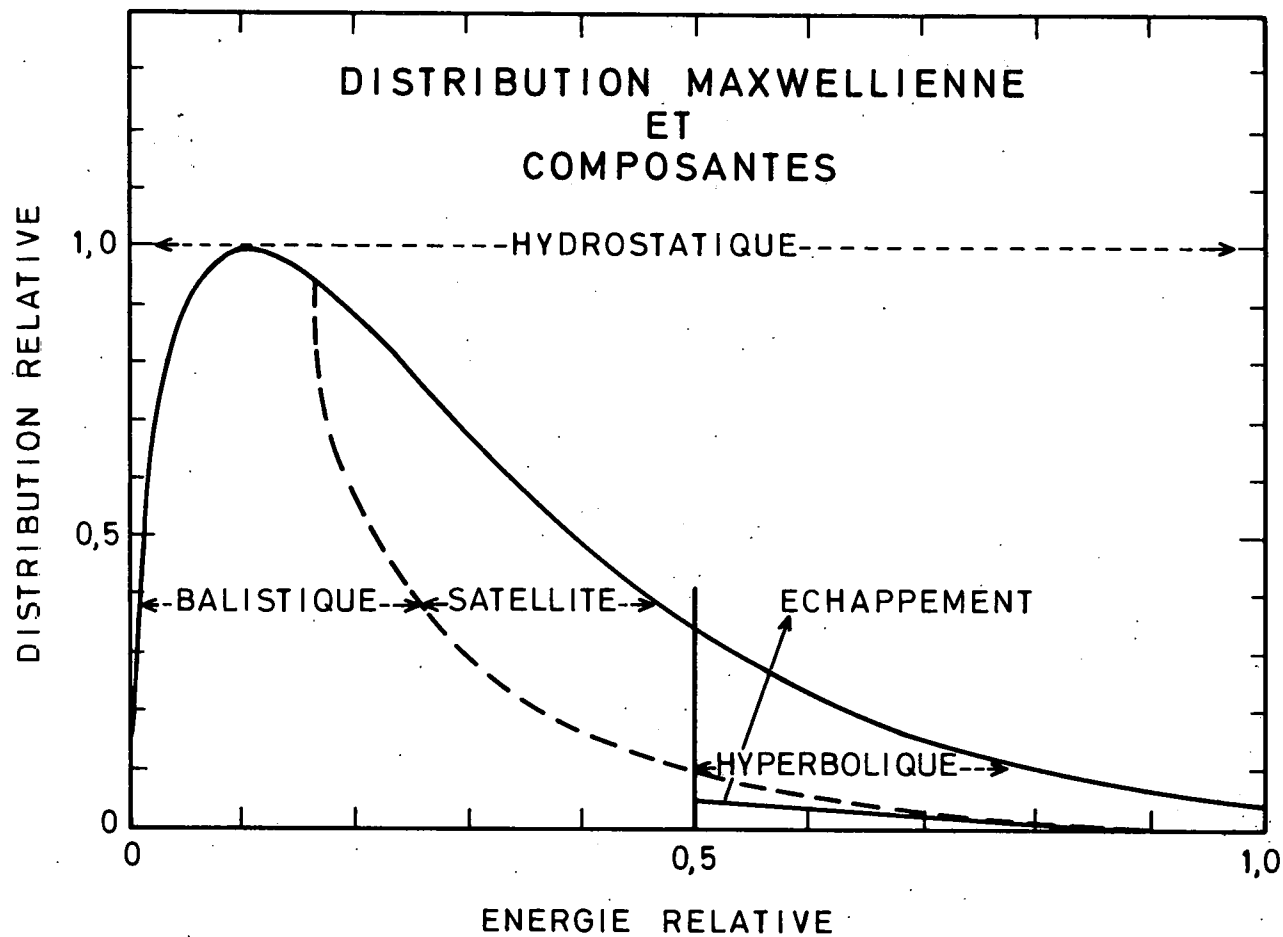


Fig. 46.- Distribution des composantes de la population exosphérique par rapport à une distribution hydrostatique dans l'hétérosphère. La distribution de l'énergie ou des vitesses dans l'hétérosphère correspond à une distribution maxwellienne. Dans l'exemple de cette figure, les ordonnées sont fixées par la fréquence maximum relative 1 à la valeur 1/10 de l'énergie relative 1 ; les composantes hyperboliques apparaissent à la valeur 1/2 de l'énergie relative 1. Les particules avec trajectoires balistiques correspondent évidemment aux vitesses les plus faibles et celles avec trajectoires hyperboliques aux vitesses les plus élevées.

lorsque la température de l'hétérosphère est suffisamment élevée. Dans le cas de l'exosphère ionique, il faut évidemment que les lignes de force du champ géomagnétique soient ouvertes vers l'extérieur. En général, comme une ligne de force du champ géomagnétique joint un hémisphère à l'autre, on ne considère pas la libération des particules chargées de l'exosphère ionique. Ce n'est que par le canal des calottes polaires où les lignes de force du champ géomagnétique (voir Figure 18) sont ouvertes vers la magnétosphère nocturne que les particules chargées (ion + électron) ont la possibilité de s'échapper. On trouve que c'est bien le cas pour les ions d'hydrogène et d'hélium qui s'échappent aisément de l'exosphère ionique polaire.

Enfin, on peut imaginer que des particules animées d'une grande vitesse viennent de l'extérieur de l'exosphère et retournent vers l'extérieur sans atteindre le niveau critique. Ce serait l'ensemble d'atomes appartenant au quatrième groupe. De telles particules sont naturellement négligées dans la population exosphérique, car elles n'atteignent jamais des concentrations suffisantes.

Afin de concrétiser les différents aspects que peut prendre la répartition des diverses composantes au sein de l'exosphère, on a représenté à la figure 47 les diverses fractions que les composantes balistiques et d'échappement prennent par rapport aux fractions elliptiques et hyperboliques. Tant que l'on reste suffisamment proche du niveau critique, les particules partant du niveau critique sur des trajectoires balistiques constituent la part importante. On voit que, dans l'exemple présenté, c'est-à-dire pour l'hydrogène atomique à 1700°K, il y a lieu de négliger les particules piégées et externes dans la population exosphérique des plus hautes altitudes. Les figures 48 et 49 s'appliquent à deux cas extrêmes pour lesquels les températures sont respectivement de 2000°K et de 750°K au niveau critique. La distribution de l'hélium est très différente dans les deux cas, car l'effet de la température est considérable. On note encore combien la concentration exosphérique ne comprenant que les particules quittant le niveau critique est différente aux plus hautes altitudes de la concentration hydrostatique qui

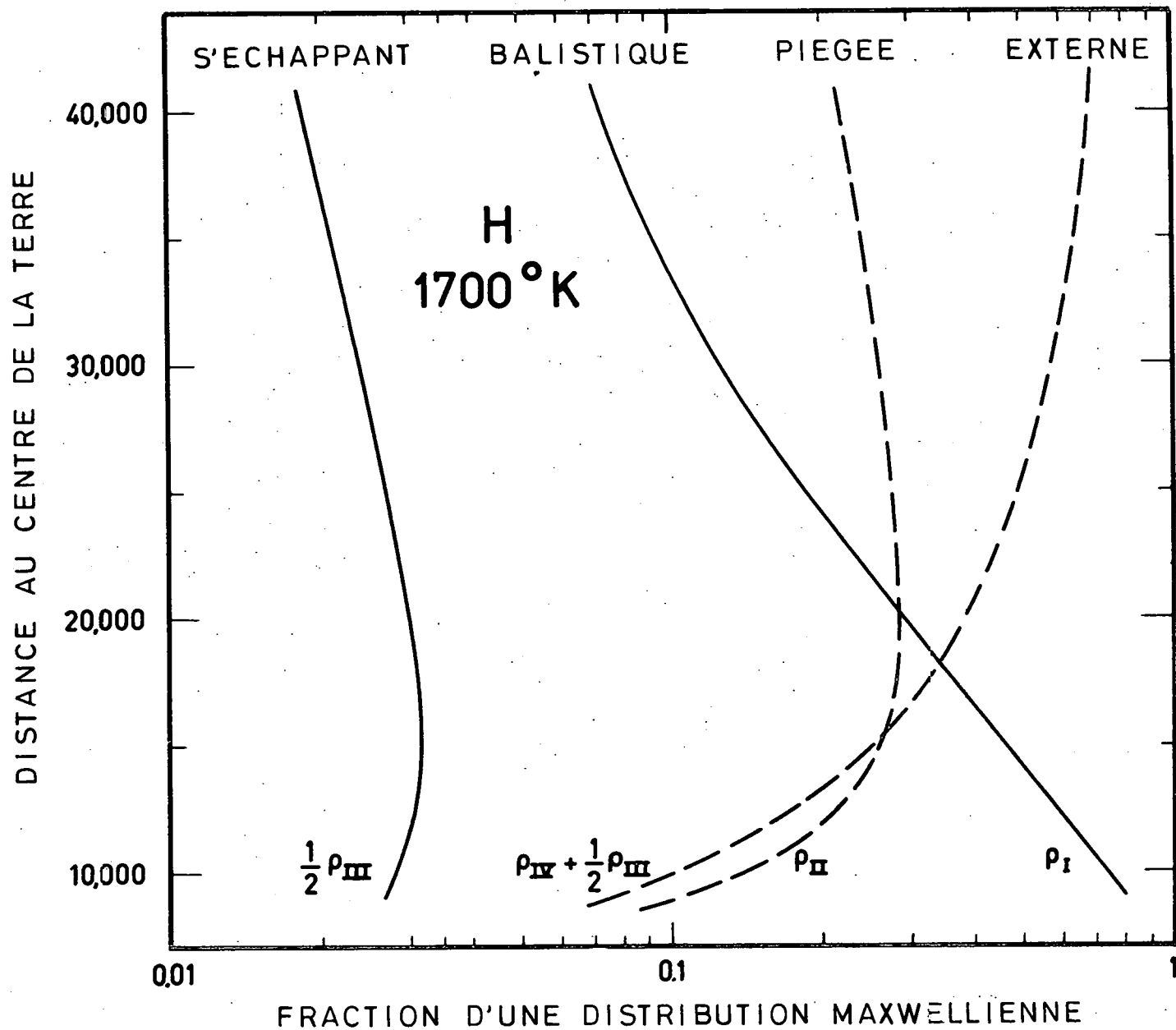


Fig. 47.- Distribution exosphérique des divers composants d'une distribution maxwellienne de l'hydrogène à 1700°K. On note que la composante balistique est la plus importante jusqu'au-delà de 10.000 km. Les composantes de particules piégées (trajectoires satellites) et externes (trajectoires hyperboliques) prendraient toute leur importance à partir de 20.000 km si elles existaient. Quant à la fraction d'atomes s'échappant, elle reste pratiquement constante.

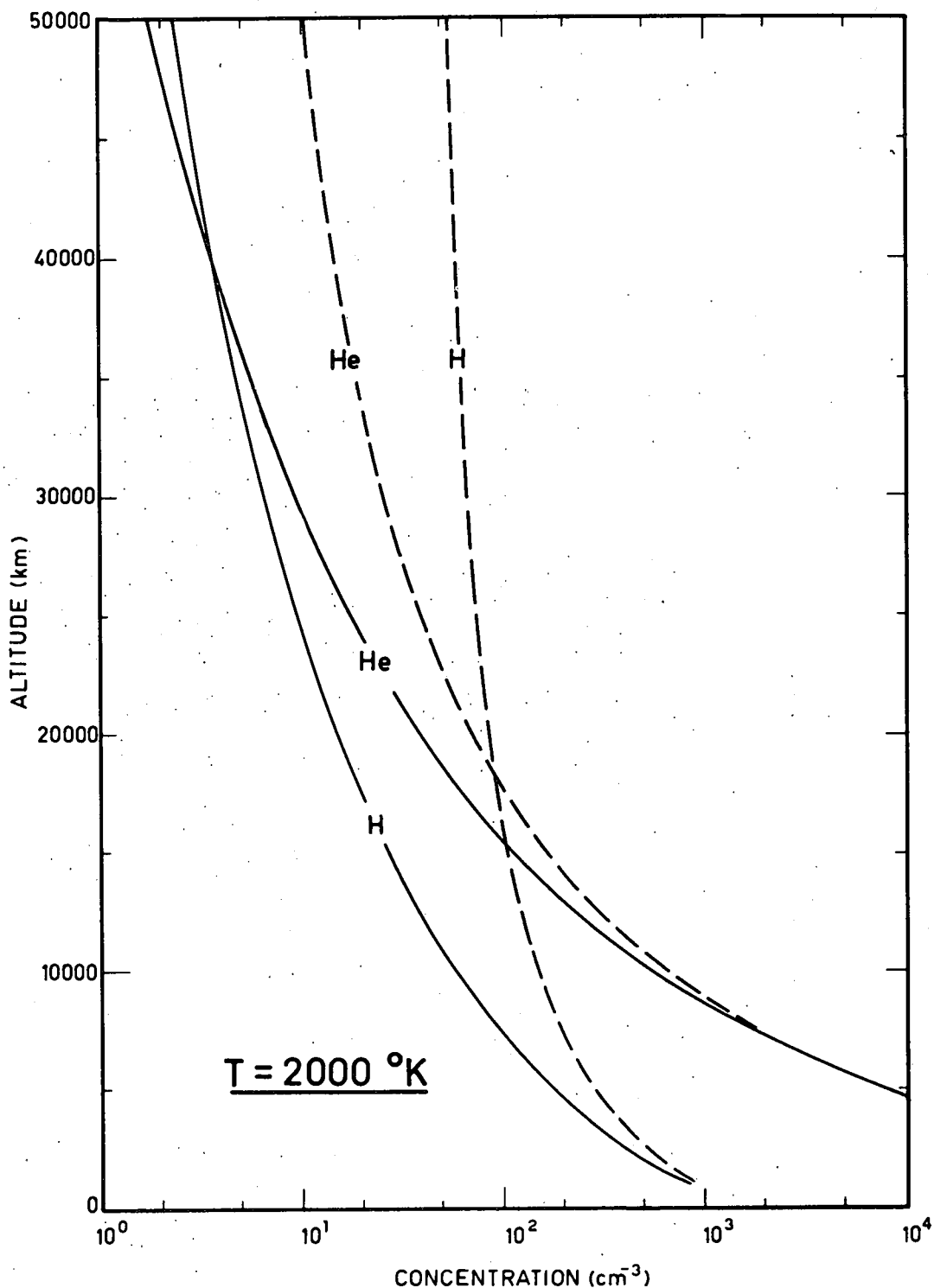


Fig. 48.- Comparaison entre une distribution hydrostatique et une distribution exosphérique de l'hydrogène et de l'hélium pour une température de 2000°K. Alors que les distributions hydrostatiques maintiendraient (courbe tiretée) des concentrations relativement hautes même à 50.000 km; elles sont, en fait, réduites à quelque 2 atomes par cm³ dans le cas réel exosphérique (courbe en trait plein) tant pour l'hélium que pour l'hydrogène.

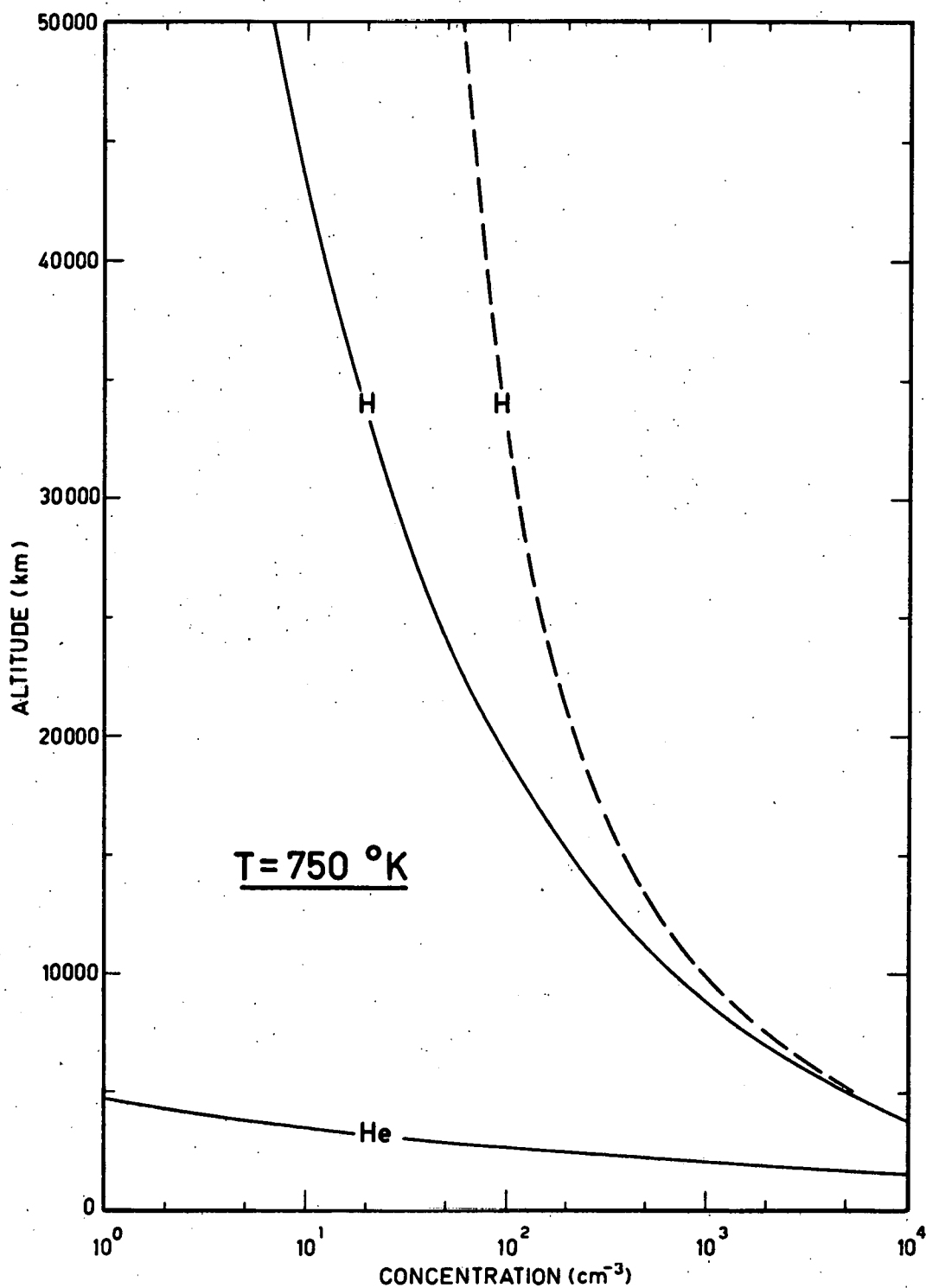


Fig. 49.- Comparaison entre une distribution hydrostatique et une distribution exosphérique de l'hydrogène et de l'hélium pour une température de 750°K. Dans ce cas (à comparer avec fig. 47), la différence est énorme entre l'hydrogène et l'hélium. La distribution exosphérique réelle (trait plein) est nettement différente de celle d'une distribution hydrostatique hypothétique (tiretés).

doit inclure en outre les particules piégées et hyperboliques extérieures.

En résumé, la population de l'exosphère neutre ou ionique est presque exclusivement constituée de particules venant du niveau critique. En fait, les trajectoires balistiques représentent les conditions pratiques de distribution verticale pour les éléments comme l'oxygène atomique, elles ne diffèrent d'ailleurs pas beaucoup de celles de l'équilibre hydrostatique, car les autres composantes n'ont pas beaucoup d'importance. Le cas de l'hélium neutre est différent suivant que la température est élevée ou basse. Mais, dans le cas de l'hydrogène neutre, les trajectoires représentant l'échappement permanent de cet atome de l'atmosphère terrestre vers l'espace interplanétaire prennent à très haute altitude une place apparente auprès des trajectoires balistiques. Quant aux ions, on peut dire également que ce sont les éléments venant au niveau critique qui constituent la population de l'exosphère ionique. L'ion d'oxygène trop lourd ne s'échappe pas tandis que les ions d'hydrogène et d'hélium s'échappent dans l'exosphère polaire.

Ainsi, l'atmosphère de la Terre bordée par son exosphère neutre ou ionique est peuplée à son extrémité d'atomes d'hydrogène neutres et ionisés. En fait, l'exosphère à des températures inférieures à 1000°C contient plus d'atomes d'hydrogène que l'hétérosphère. Il en sera de même pour les autres planètes.

BIBLIOGRAPHIE

Les publications se rapportant à l'aéronomie sont innombrables ; chaque mois, elles paraissent par centaines dans des revues comme les Annales de Géophysique, Journal of Geophysical Research et Planetary and Space Science et il n'est pas possible de citer même les principales. D'autre part, de nombreux recueils sont également consacrés à l'aéronomie ; très souvent, ils sont constitués par des articles très spécialisés que l'on renouvelle chaque année. On ne peut donc que se référer au catalogue le plus récent.