

# Les vents dans la haute atmosphère

par E. VAN HEMELRIJCK

**ABSTRACT :** A brief survey of the main methods of wind determination in the upper atmosphere is presented. The technique of formation of artificial clouds in the thermosphere is especially reviewed in more detail.

The main conclusion is that the dynamical behaviour of the lower thermosphere is quite different from that of the region above an altitude of about 150 km. In the lower thermosphere the winds are highly variable and generally smaller than these in the upper atmosphere. The spiral structure, the high shear and the stratification phenomenon, which are typical features below about 150 km, are not present in the upper thermosphere. Vertical winds in the whole thermosphere are usually found to be small as compared to the horizontal component and are difficult to measure.

## 1. INTRODUCTION

Au-dessus de la mésopause, située à environ  $85 \pm 5$  km, commence ce qu'il convient d'appeler « la haute atmosphère » et plus précisément la *thermosphère*, région complètement différente de celle des couches inférieures : la troposphère (jusqu'à environ 17 km à l'équateur et 6 à 8 km aux pôles), la stratosphère (limite vers 50 km) et la mésosphère (de 50 à 85 km). L'oxygène atomique y devient un constituant permanent. La température y croît très rapidement pour atteindre, en fonction de l'activité solaire, des valeurs comprises entre 500 et 2000 degrés Kelvin à la thermopause, altitude marquant le début d'une région isotherme.

La thermosphère est également caractérisée par des systèmes de vent, parfois très compliqués. C'est la variation de la densité due à l'échauffement diurne par le rayonnement solaire qui, par son action permanente, détermine essentiellement le modèle de base des mouvements thermosphériques ; néanmoins, ce modèle est souvent perturbé par des phénomènes divers : expansion thermique de l'atmosphère, perturbations d'origines troposphérique et stratosphérique, effets ionosphériques, orages géomagnétiques, variations liées aux marées, ondes de gravité, etc.

L'étude des mouvements thermosphériques est devenue une discipline scientifique importante dont l'intérêt se situe essentiellement sur un double plan : la connaissance, d'une part, de la structure physique de la haute atmosphère et, d'autre part, de son comportement dynamique.

Notons qu'en aéronomie, discipline étudiant l'ensemble des propriétés physiques et chimiques de la haute atmosphère, on exprime la vitesse du vent de préférence en mètres par seconde ( $\text{ms}^{-1}$ ), alors qu'en météorologie, on utilise le kilomètre à l'heure ou le nœud ( $1 \text{ ms}^{-1} = 3,6 \text{ km/h}$  ;  $1 \text{ nœud} = 0,515 \text{ ms}^{-1}$ ).

Le présent article a pour objet de discuter les résultats les plus marquants obtenus jusqu'à ce jour ; toutefois, nous avons jugé utile de décrire brièvement les principales méthodes de détermination des vents, en traitant plus en détail celle basée sur la création de nuages artificiels laquelle s'avère être l'une des techniques de mesure les plus utilisées.

## 2. LES METHODES DE DETERMINATION DES VENTS

Au cours des trente dernières années, plusieurs méthodes de détermination des vents dans la haute atmosphère ont été proposées et mises au point.

Kent (1970) distingue deux grandes catégories : les méthodes basées sur l'observation par des instruments installés *au niveau du sol* et celles utilisant des appareils *à bord de fusées ou de satellites*.

**Dans la première catégorie, il convient de citer :**

a) L'observation de *trainées de météorites* (d'étoiles filantes) *par des instruments optiques*. Cette méthode est pratiquement abandonnée mais peut être considérée comme à l'origine de la méthode des nuages artificiels (voir plus loin) ;

b) L'observation des *trainées de météorites par radar*. Bien que l'intervalle d'altitude couvert par cette méthode soit très limité, elle est utilisable tant la nuit que pendant la journée ainsi qu'à toutes les latitudes ;

c) L'analyse spectrale de la *lueur nocturne* par effet Doppler. Il s'agit essentiellement d'une luminosité propre à l'atmosphère, résultant de l'émission des radiations vertes et rouges de l'oxygène atomique respectivement à 557.7 nm ( $1 \text{ nm} = 10 \text{ \AA}$ ) aux environs de 100 km et 630.0 - 636.3 nm entre 200 et 400 km. Cette méthode est peu utilisée et n'est applicable que pendant la nuit. D'ailleurs, les résultats obtenus sont difficiles à interpréter ;

d) L'étude de la forme continuellement changeante des *nuages lumineux nocturnes* formés par des cristaux de glace entourant des noyaux de poussières cosmiques. En général, ces nuages sont observés dans un domaine de latitude s'étendant de 45 à 60° et dans un intervalle d'altitude très restreint ;

e) L'analyse des variations de l'*inclinaison des orbites des satellites*, permettant uniquement la détermination des vents zonaux (soufflant de l'Ouest vers l'Est ou inversement) à des altitudes supérieures à environ 200 km ;

f) La mesure de la *vitesse ionique de dérive* par la technique de la diffusion incohérente basée sur des procédés radio-électriques. Des relations théoriques entre la vitesse des ions et celle des particules neutres permettent d'en déduire les vents atmosphériques. Cette méthode est très puissante, mais exige un

équipement très spécialisé et très coûteux. En plus, l'application pratique est limitée à une seule station d'observation.

### Les principales méthodes utilisant des équipements à bord de fusées ou de satellites sont les suivantes :

a) La création de *nuages artificiels* par lâcher de gaz donnant des mesures directes des vents. Des expériences de ce genre ont été réalisées, en 1969 (expérience S-64) et en 1974 (NO-II) par l'Institut d'Aéronomie Spatiale de Belgique (IAS). Une description plus détaillée de ces expériences sera donnée au paragraphe 3 ;

b) Le relevé optique ou radio-électrique de la *descente* de *détecteurs* (bal-

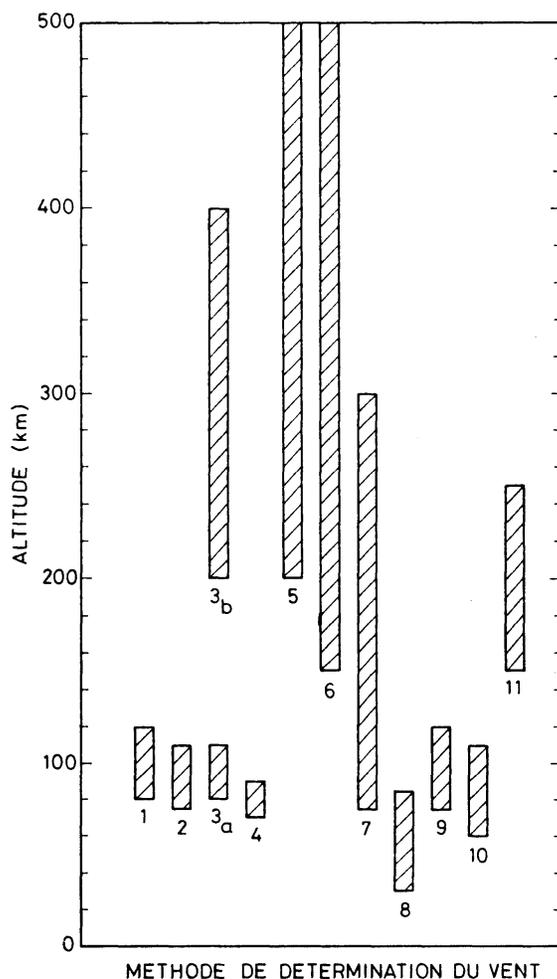


Figure 1. — Les intervalles d'altitude couverts par les principales méthodes de détermination des vents thermosphériques. 1. Traînée de météorites (optique). 2. Traînée de météorites (radio-électrique). 3a. Lueur atmosphérique (557.7 nm). 3b. Lueur atmosphérique (630.0 - 636.3 nm). 4. Nuage lumineux nocturne. 5. Variations de l'inclinaison orbitale des satellites. 6. Diffusion incohérente. 7. *Nuage artificiel*. 8. Détecteur éjecté. 9. Jauge de pression (tube de Pitot). 10. Onde acoustique. 11. Spectromètre de masse neutre.

lons, parachutes, filaments métallisés, etc.) éjectés par des fusées. Généralement, ces mesures s'effectuent à des altitudes inférieures à 85 km ;

c) La mesure de la *pression atmosphérique* au moyen de jauges de pression (tube de Pitot par exemple) placées à divers endroits de la surface d'une fusée-sonde. La vitesse du vent peut être calculée en comparant les différentes pressions obtenues. A l'heure actuelle, cette méthode est peu utilisée ;

d) La formation d'une onde de choc ou d'une onde acoustique par *explosion de charges* (grenades) ou expansion brusque d'un gaz à forte pression et à haute température. La détection de l'onde résultante au niveau du sol donne une mesure de la vitesse du vent ;

e) La mesure par *spectromètre de masse neutre*. Le satellite étant en rotation, le signal détecté présente un maximum lorsque l'instrument est orienté suivant le vecteur vitesse ; ce maximum dépend de l'amplitude de la vitesse du vent. Cette méthode est une des plus récentes.

La Figure 1 donne une synthèse des intervalles d'altitude couverts par les différentes méthodes. Précisons que les limites ne sont qu'approximatives.

### 3. LES NUAGES ARTIFICIELS

#### 3.1. De quoi s'agit-il ?

C'est à la suite d'une suggestion de Bates (1950), que la première expérience de création de nuages artificiels dans la haute atmosphère eut lieu en 1955. Réalisée par Edwards et ses collaborateurs (1955) à White Sands (New Mexico),



Figure 2. — Plaque prise avec la caméra de triangulation de l'IAS, représentant les nuages formés à basse altitude (au milieu de la plaque) et à haute altitude (le point dans le coin supérieur droit) ; diamètre du nuage de 7 à 8 km lors du deuxième tir de l'expérience S-64.  
Temps de pose : 5 minutes.

elle consistait en un lâcher de 3 kg de vapeur de sodium entre 70 et 113 km d'altitude à l'aide d'une fusée Aerobee. Cette expérience permit de mesurer directement pour la première fois le champ de mouvements atmosphériques. Par la suite, de nombreuses expériences de ce genre furent effectuées en étendant le domaine d'application jusqu'à environ 300 km, voire à des altitudes plus élevées dans certains cas. Une description générale de la méthode des nuages artificiels a été publiée notamment par Rosenberg (1966).

La formation d'un nuage artificiel s'effectue soit en un point par ouverture brusque des récipients contenant le liquide ou le gaz (des métaux alcalins ou alcalino-terreux, du triméthyl-aluminium, du monoxyde d'azote, ...), soit le long d'une trajectoire par un lâcher continu à travers un orifice approprié au flux désiré.

L'observation optique n'est possible que si les gaz éjectés absorbent et réémettent le rayonnement solaire (ce processus s'appelle fluorescence) ou réagissent avec les atomes ou les molécules de l'atmosphère pour créer des constituants visibles (chimiluminescence). Signalons aussi que depuis une dizaine d'années des nuages artificiels de lithium, de sodium et de baryum peuvent être détectés et suivis pendant la journée à l'aide de radiomètres équipés de filtres interférentiels à bande passante très étroite.

Cette méthode est devenue une technique valable et efficace ; la conception relativement simple de la charge utile, sa fiabilité et son coût peu élevé sont des atouts considérables en sa faveur. Toutes les observations s'effectuent à partir du sol, ce qui constitue un avantage supplémentaire.

Une limitation de cette méthode, bien que minime, réside dans l'installation d'au moins deux stations d'observation pour déterminer la *direction* et l'*altitude* des nuages artificiels en fonction du temps, paramètres indispensables pour la *mesure des vents*. Cette exigence implique un ciel clair sur une distance s'étendant sur plusieurs dizaines, voire même sur plusieurs centaines de kilomètres. Toutefois, cette restriction n'a pratiquement jamais posé de sérieux problèmes. Les Figures 2, 3 et 4 sont des photographies de nuages artificiels dans la haute atmosphère terrestre. Il s'agit des copies positives de clichés pris au sol avec des caméras de triangulation de l'IAS (ouverture : 100 mm ; distance focale : 500 mm ; temps de pose : 5 min) [Debehogne et al., 1976] et des caméras Gianini (88 mm ; 77 mm ; 5 s) lors des expériences S-64 et NO-II. Les étoiles apparaissent sous forme de traînées ou de taches lumineuses.

### 3.2. La détermination de la direction

La direction du nuage peut être déterminée par la technique de la « réduction des clichés », ces derniers étant obtenus sur films ou sur plaques photographiques. Le problème fondamental de la réduction réside dans le calcul des coordonnées équatoriales (ascension droite et déclinaison) du nuage et plus précisément de son centre, en se référant au fond d'étoiles supposé connu.

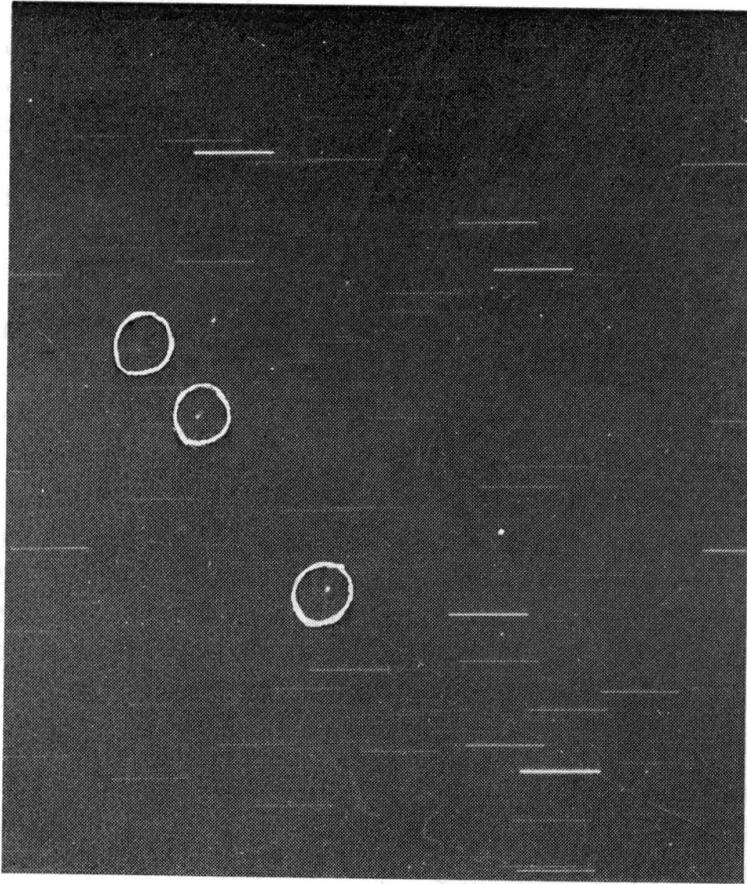


Figure 3. — Plaque prise avec la caméra de triangulation de l'IAS, représentant les trois nuages formés à des altitudes différentes lors du troisième tir de l'expérience NO-II.  
Temps de pose : 5 minutes.

Entre ces coordonnées et les coordonnées idéales mesurées (appelées également coordonnées standard), existent des relations astronomiques bien connues (Smart, 1960). Le problème de la réduction consiste alors à déterminer une transformation permettant de passer des coordonnées mesurées réelles aux coordonnées standard. Les différences entre ces deux types de coordonnées résultent essentiellement des imperfections (mécaniques, électroniques, optiques, photographiques) de la caméra et de la machine à mesurer les coordonnées ; diverses méthodes ont été développées pour résoudre ce problème.

Il est bien évident que les dimensions du nuage artificiel forment souvent un facteur limitatif dans la détermination de son centre. Lors de l'expérience S-64 par exemple, le diamètre du nuage artificiel à une altitude de 160 km, était de l'ordre de 7 à 8 km après un temps de pose de 190 secondes ; le diamètre de l'image correspondante sur la plaque photographique était d'environ 3 cm. Les causes d'erreur de positionnement sont multiples : un effet de distorsion par les vents atmosphériques, un éclaircissement inégal du rayonnement solaire, une structure irrégulière du nuage, etc. Il en résulte que la précision sur la position

du nuage artificiel est différente de celle obtenue pour les étoiles. A titre d'information signalons qu'avec la caméra de triangulation de l'IAS et la caméra Gianini, on a obtenu des précisions optimales sur les étoiles de 0.8 et 8 secondes d'arc respectivement.

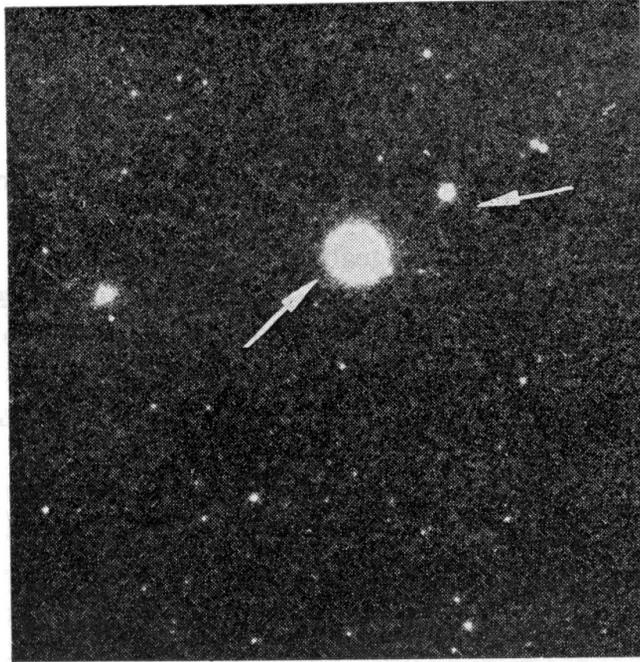


Figure 4. — Agrandissement ( $\sim 9$  fois) d'un négatif, obtenu avec la caméra Gianini, représentant deux nuages formés à des altitudes différentes lors du premier tir de l'expérience NO-II. Diamètre du gros nuage d'environ 200 m. Temps de pose : 2 secondes.

Les incertitudes sur la localisation du centre du nuage peuvent être minimisées en imposant les impératifs suivants :

a) Des temps de pose relativement courts (2 à 5 secondes) au début du lâcher de gaz ; l'image du nuage est alors ponctuelle (ou plus exactement circulaire) et permet ainsi une mesure plus précise.

b) Des analyses de clichés très élaborées (utilisation de caméras de haute qualité, choix de formules de transformation bien adaptées à la caméra et au champ stellaire traité, ...).

c) Des études densitométriques bien soignées.

### 3.3. La détermination de l'altitude

Deux méthodes, totalement différentes, existent pour déterminer l'altitude d'un nuage artificiel : la *méthode de projection* et la *méthode numérique*, appelée aussi méthode de l'ordinateur, effectuant les divers calculs exigés par la triangulation.

La première méthode repose sur un système analogique dans lequel l'image du nuage artificiel est projetée (à partir de deux projecteurs) sur des écrans ; l'altitude est mesurée dans un modèle réalisé à l'échelle de la base de lancement et des stations d'observation. Des images d'étoiles sont utilisées pour s'assurer que la direction est exactement celle prévalant au moment de l'observation.

Bien que les procédés numériques les plus répandus peuvent différer quelque peu d'un groupe de recherches à l'autre, la méthode générale reste la même (Debehogne et Van Hemelrijck, 1972, 1973).

La précision obtenue sur la détermination de l'altitude dépend dans une large mesure des considérations physiques se rapportant à la détermination de la position du centre du nuage, mais dépend aussi (dans un moindre degré) de la méthode de réduction.

Deux autres sources non négligeables d'erreurs possibles sont liées, d'une part, à l'incertitude sur les coordonnées géographiques (ou géocentriques) des lieux où sont installées les caméras et, d'autre part, à la non-coïncidence des centres apparents du nuage, pour différents sites d'observation.

La précision des résultats est, en moyenne, de l'ordre de 100 m jusqu'à 100 km d'altitude ; plus haut, elle est de l'ordre de 1 km. La différence est due au fait qu'en-dessous de 100 km les détails de l'image du nuage sont mieux précisés à cause d'un phénomène de turbulence propre à l'atmosphère inférieure.

A titre d'exemple, donnons les résultats relatifs à l'expérience NO-II, réalisée par l'IAS en 1974, à partir de la base de lancement de Kourou (Guyane française) ; l'expérience consistait en des lâchers ponctuels de monoxyde d'azote à six altitudes différentes entre environ 80 et 105 km. Les clichés étaient pris avec des caméras de triangulation de l'IAS et avec des caméras Gianini. On obtint une précision moyenne sur toutes les altitudes de 90 m et 40 m respectivement, soit une précision de moins d'un millièmè sur la mesure de l'altitude.

Bien que les caméras Gianini étaient essentiellement réservées à des études isodensitométriques, elles se révélèrent comme des instruments de triangulation de très haute qualité par suite de la précision extrêmement élevée avec laquelle les altitudes des nuages ont pu être déterminées. A notre connaissance, une telle précision n'a jamais été rapportée dans les publications spécialisées.

### 3.4. La détermination de la vitesse des vents

Les vents sont mesurés par l'observation optique du mouvement ou de la distorsion des nuages artificiels. Les altitudes et les positions correspondantes à divers instants étant calculées, la vitesse du vent est obtenue en divisant le déplacement par l'intervalle de temps écoulé. Cette vitesse totale est ensuite décomposée en ses composantes verticale et horizontale. Le vecteur vitesse horizontale est lui-même décomposé en ses composantes Sud-Nord (vent méridional) et Ouest-Est (vent zonal).

Plusieurs méthodes existent pour schématiser, par une représentation bi-dimensionnelle, la composante horizontale de la vitesse du vent.

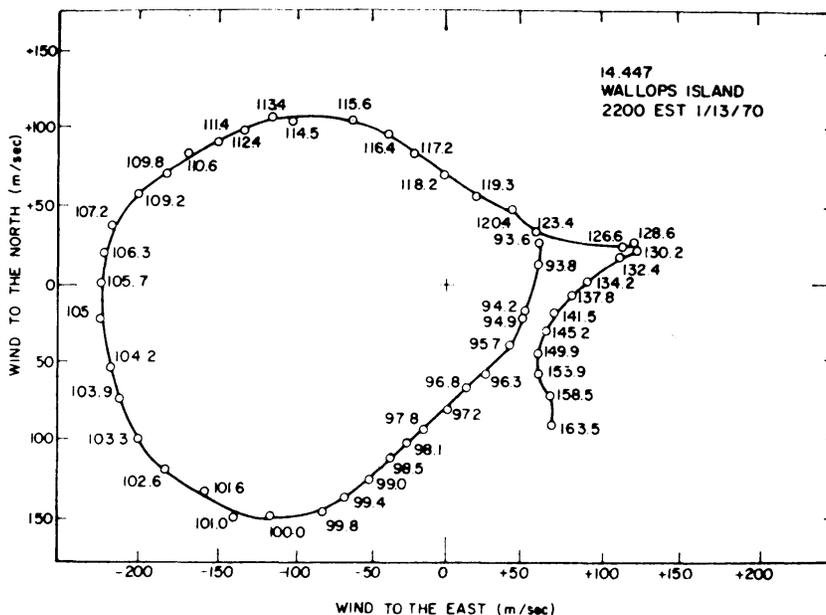


Figure 5. — Exemple d'un hodographe de la vitesse horizontale du vent (d'après Bedinger, 1972).

Une des méthodes les plus utilisées est celle basée sur l'utilisation de ce qu'on appelle un *hodographe* (Fig. 5). Le vent est représenté par un vecteur ayant son origine au centre de l'hodographe et dont le module et l'argument sont une mesure, d'une part, de la vitesse absolue et, d'autre part, de la direction du vent. Enfin, l'extrémité de ce vecteur est affectée d'un chiffre donnant l'altitude à laquelle la vitesse du vent est mesurée.

Le déplacement du nuage artificiel étant obtenu à partir de deux déterminations d'altitude, il en résulte que la précision minimale (ou théorique) sur la valeur absolue du déplacement est égale à  $2x$ ,  $x$  représentant la précision sur l'altitude. En supposant un intervalle de temps de  $y$  secondes entre les deux positions déterminées, la précision minimale sur la vitesse du vent vaut donc  $2x/y$  (Bedinger, 1972).

Lors de l'expérience NO-II, la vitesse des vents aux différentes altitudes a été déterminée par la réduction de 52 clichés pris avec les caméras Gianini, l'intervalle de temps entre deux photos successives étant de 2 à 5 secondes. Les différentes photos ont été combinées de manière à obtenir des valeurs moyennes.

De l'analyse des résultats obtenus, deux constatations peuvent être faites ; pour des intervalles de temps dépassant environ 15 secondes, des précisions moyennes supérieures à  $3 \text{ ms}^{-1}$  ont été obtenues ; d'autre part, la précision maximale tend vers une valeur de  $1 \text{ ms}^{-1}$  entre 30 et 50 secondes. Cette dernière précision est meilleure que celle ( $3$  à  $5 \text{ ms}^{-1}$ ) obtenue auparavant dans des expériences similaires.

#### 4. RESULTATS OBTENUS PAR QUELQUES METHODES

En discutant les vents thermosphériques, observés par des lâchers de gaz, on fait généralement la distinction entre les régions inférieure et supérieure de la thermosphère, la zone limite se situant à environ 150 km.

Dans la basse thermosphère, les vents sont, en général, très variables, tant en vitesse qu'en direction ; ils subissent souvent d'importants phénomènes de cisaillement qui, par définition, résultent d'une variation de la vitesse horizontale en fonction de l'altitude (unité :  $s^{-1}$ ).

Bien que les vents soient essentiellement fonction de la saison, de la latitude et de l'altitude, on a pu observer certains profils caractéristiques et obtenir des valeurs moyennes et extrêmes. Par ailleurs, on a constaté que les propriétés principales ont une extension horizontale d'au moins 100 km, voire plus de 1000 km dans certains cas ;  $70 \text{ ms}^{-1}$  est un ordre de grandeur de la vitesse des vents régnant dans la thermosphère inférieure bien que des vitesses atteignant le double ne soient pas exceptionnelles. En moyenne, on trouve pour les cisaillements un ordre de grandeur de  $0.03 \text{ s}^{-1}$ , mais des valeurs de  $0.1 \text{ s}^{-1}$  (un écart de  $10 \text{ ms}^{-1}$  sur la vitesse du vent dans un intervalle d'altitude de 100 m) ne sont pas exclues. Lors de l'expérience NO-II, le cisaillement moyen était de l'ordre de  $0.008 \text{ s}^{-1}$  traduisant de ce fait une thermosphère inférieure très stable.

Les profils verticaux des vents horizontaux dans la basse thermosphère sont généralement caractérisés, d'une part, par une structure en spirale et, d'autre part, par un phénomène de stratification.

Dans la configuration hélicoïdale (Fig. 5), le vecteur vent tourne dans le sens anticyclonique, lorsque l'altitude augmente, du moins dans l'hémisphère nord. Dans l'hémisphère sud, le sens de rotation est opposé. Ce phénomène est dû vraisemblablement à la rotation de la Terre sur elle-même.

Normalement, ces spirales ne sont pas lissées, présentant aussi des discontinuités en fonction de l'altitude. Des variations brusques, tant en direction qu'en vitesse, se manifestent parfois dans des intervalles d'altitude très petits mais il existe également des zones sans variation significative.

Le profil du vent se présente parfois sous la forme d'une structure en couches d'où le nom de stratification.

Les mesures directes des vents dans la thermosphère supérieure par l'étude du mouvement de nuages artificiels sont relativement rares notamment à des altitudes supérieures à 220 km. Toutefois, les quelques résultats existants, se rapportant essentiellement à des latitudes comprises entre  $30^\circ$  et  $40^\circ$ , font état de vents d'Ouest en Est de l'ordre de 100 à  $110 \text{ ms}^{-1}$  pendant la nuit, comparables à ceux déterminés lors de l'expérience S-64 en Sardaigne (latitude :  $39.5^\circ$ ) :  $110 \text{ ms}^{-1}$  vers 280 km (Ackerman et Van Hemelrijck, 1971).

D'autre part, une étude comparative de 12 lâchers de gaz au-dessus de 220 km (Lloyd et al., 1972) a indiqué l'existence pendant la nuit d'un vent

d'Ouest en Est de l'ordre de  $80 \text{ ms}^{-1}$  et d'une composante moyenne Est-Ouest de  $20 \text{ ms}^{-1}$  le matin.

Les mouvements atmosphériques dans la haute thermosphère ont surtout été étudiés par une méthode indirecte basée sur l'analyse des variations observées de l'inclinaison des orbites de satellites entre 150 et 500 km.

Des études récentes (King-Hele et Walker, 1977 ; King-Hele, 1978), portant sur un grand nombre de satellites et valables pour des latitudes de  $0$  à  $55^\circ$ , indiquent que l'atmosphère entre 200 et 400 km d'altitude tourne en bloc autour de la ligne des pôles avec une vitesse angulaire moyenne supérieure à la vitesse angulaire du globe terrestre. Plus précisément, la vitesse de rotation de l'atmosphère augmente avec l'altitude d'environ 1.0 révolution par jour à 150 km à 1.3 rév./jour à 350 km (correspondant à un vent moyen d'Ouest en Est de  $120 \text{ ms}^{-1}$  à une latitude de  $30^\circ$ ), puis décroît pour atteindre 1.0 rév./jour à 400 km et probablement 0.8 rév./jour à des altitudes plus élevées.

Le vent soufflant d'Ouest en Est apparaît particulièrement important pendant la nuit (18 à 24 heures temps local) ; il augmente d'environ  $50 \text{ ms}^{-1}$  à 150 km à une valeur maximale d'environ  $150 \text{ ms}^{-1}$  à 350 km. Au-dessus de cette altitude, les données sont rares, mais la vitesse du vent est probablement nulle vers 600 km. Le matin (4 - 12 h), la direction du vent est opposée (d'Est en Ouest), atteignant des valeurs de 50 à  $100 \text{ ms}^{-1}$  au-dessus de 200 km. Il faut, cependant, remarquer que le comportement de l'atmosphère d'un jour à l'autre peut différer considérablement de ce modèle.

En résumé, tous ces résultats expérimentaux confirment l'hypothèse généralement admise que les vents zonaux, aux altitudes supérieures à 150 km, soufflent vers l'Est pendant la nuit à une vitesse approximative de  $100 \text{ ms}^{-1}$  et vers l'Ouest le matin à des vitesses plus modérées.

Contrairement à la basse thermosphère, où les vitesses maximales des vents sont de l'ordre de  $150 \text{ ms}^{-1}$ , celles de la thermosphère supérieure peuvent dépasser des valeurs beaucoup plus élevées particulièrement en présence de perturbations géomagnétiques : des vitesses de l'ordre de  $600 \text{ ms}^{-1}$  (Sipler et Biondi, 1979) à  $1000 \text{ ms}^{-1}$  (Feess, 1973) ont déjà été mesurées. Signalons que de telles vitesses traduisent des phénomènes à court terme dont la durée (quelques jours au maximum) est comparable à celle de l'orage géomagnétique qui en est à l'origine. Ces valeurs de 600 à  $1000 \text{ ms}^{-1}$  correspondent en fait à des vitesses phénoménales comprises entre 2.200 et 3.600 km/h. Il faut noter que ces vitesses trouvées dans la haute thermosphère sont nettement plus élevées que celles observées à nos très basses altitudes : rafales (de 40 à 150 km/h), ouragan (118 à 133 km/h), courant-jet, c'est-à-dire bande étroite de vent violent circulant au voisinage de la limite supérieure de la troposphère dans certaines conditions météorologiques (de 200 à 500 km/h) et tornade (de 300 à 1.000 km/h).

Les vents verticaux dans l'ensemble de la thermosphère sont faibles (en général inférieurs à  $20 \text{ ms}^{-1}$ ) comparés aux vents horizontaux et bien souvent on les néglige dans le dépouillement des résultats ; toutefois, il ne s'agit pas

d'une règle générale. Ainsi, en 1969, lors de l'expérience S-64 de lâcher d'oxyde d'aluminium, l'IAS a observé, à l'altitude de 160 km, des vitesses de vents verticaux de 25 et 35  $\text{ms}^{-1}$  (Ackerman et Van Hemelrijck, 1971). A cette époque, ces vitesses étaient les plus grandes jamais déterminées. Depuis lors, quelques valeurs plus élevées ont été signalées dont la plus importante était de l'ordre de 80  $\text{ms}^{-1}$ , valeur obtenue par la technique de mesure par spectromètre de masse neutre (Spencer et al., 1976).

Les vitesses verticales sont d'ailleurs difficiles à mesurer car la précision sur la détermination de l'altitude des nuages artificiels est souvent insuffisante.

Enfin, il convient de noter qu'il existe de nombreux modèles théoriques donnant, à une altitude déterminée, la direction et l'amplitude de la vitesse des vents en fonction de la latitude géographique et du temps local.

## 5. CONCLUSIONS

Etant donnée la complexité du comportement dynamique de la haute atmosphère, nous nous sommes limités, dans cet article, à décrire la composante dominante des vents thermosphériques.

En résumé, les vents régnant dans la thermosphère inférieure présentent une plus grande variabilité et sont, en général, plus faibles que ceux observés dans la thermosphère supérieure. Ainsi, la structure héliçoïdale, les phénomènes de haut cisaillement et de stratification, caractérisant souvent l'atmosphère au-dessous d'environ 150 km ne se manifestent pas dans la thermosphère supérieure.

La vitesse moyenne observée dans la *thermosphère inférieure* est de l'ordre de 70  $\text{ms}^{-1}$ , tandis que les vents zonaux aux *altitudes supérieures à 150 km* soufflent vers l'Est pendant la nuit à une vitesse approximative de 100  $\text{ms}^{-1}$  et dans la direction opposée, le matin, à des vitesses plus modérées. Des vitesses beaucoup plus élevées ont cependant été constatées dans l'ensemble de la thermosphère.

Enfin, les vents verticaux, étant par ailleurs difficiles à mesurer, sont généralement d'une magnitude plus petite que les vents horizontaux.

Il convient encore de noter que les différences éventuelles entre les valeurs moyennes observées et celles données par les divers modèles théoriques peuvent être attribuées à des fluctuations locales.

La précision sur la détermination de l'altitude est de l'ordre de 100 m jusqu'à 100 km ; plus haut, cette précision vaut environ 1 km. En ce qui concerne la précision sur la détermination de la vitesse des vents, des valeurs de 1 à 5  $\text{ms}^{-1}$  ont été obtenues.

Malgré les progrès réalisés dans les méthodes d'observation, les données actuelles sont encore insuffisantes pour interpréter complètement l'ensemble des mouvements atmosphériques. Ainsi, l'éventail des données gagnerait à être

élargi par des mesures supplémentaires axées principalement sur les hautes altitudes et les latitudes élevées.

#### BIBLIOGRAPHIE

- ACKERMAN, M. and VAN HEMELRIJCK, E., *Measurements of upper atmospheric winds at 160 and 275 kilometers*, J. Geophys. Res., 76, 3162, 1971.
- BATES, D.R., *A suggestion regarding the use of rockets to vary the amount of atmospheric sodium*, J. Geophys. Res., 55, 347, 1950.
- BEDINGER, J.F., *Thermospheric motions measured by chemical releases*, Space Research, 12, 919, 1972.
- DEBEHOGNE, H., LIPPENS, C., VAN HEMELRIJCK, E. et VAN RANSBEECK, E., *La caméra de triangulation de l'IAS*, Ann. Géophys., 32, 195, 1976.
- DEBEHOGNE, H. et VAN HEMELRIJCK, E., *Formules de base pour la détermination de l'altitude des nuages artificiels*, Bull. Acad. R. Belgique, Cl. Sci., 58, 513, 1972.
- DEBEHOGNE, H. et VAN HEMELRIJCK, E., *L'astrométrie appliquée aux nuages artificiels*, Ciel et Terre, 89, 91, 1973.
- EDWARDS, H., BEDINGER, J.F., MANRING, E. and COOPER, C., *Aurora and Airglow*, E.B. Armstrong and A. Dalgarno, Eds. Pergamon, New York, 122, 1955.
- FEES, W.A., *Logacs wind analysis*, USAF Rep. SAMSO-TR-73-355, vol. II, sect. VII, Space and Missile Syst. Organ., Los Angeles, Calif., 1973.
- KENT, G.S., *Measurement of ionospheric movements*, Rev. Geophys. Space Phys., 8, 229, 1970.
- KING-HELE, D.G., *The earth's neutral upper atmosphere*, Rev. Geophys. Space Phys., 16, 733, 1978.
- KING-HELE, D.G. and WALKER, D.M.C., *Upper atmosphere zonal winds: variation with height and local time*, Planet. Space Sci., 25, 313, 1977.
- LLYOD, K.H., LOW, C.H., McAVANEY, B.J., REES, D. and ROPPER, R.G., *Thermospheric observations combining chemical seeding and ground-based techniques. I. Winds, turbulence and the parameters of the neutral atmosphere*, Planet. Space Sci., 20, 761, 1972.
- ROSENBERG, N.W., *Chemical releases at high altitudes*, Science, 152, 1017, 1966.
- SIPLER, D.P. and BIONDI, M.A., *Midlatitude F-region neutral winds and temperature during the geomagnetic storm of March 26, 1976*, J. Geophys. Res., 84, 37, 1979.
- SMART, W., *Text-book on spherical astronomy*, Cambridge University Press, 1960.
- SPENCER, N.W., THEIS, R.F., WHARTON, L.E. and CARIGNAN, G.B., *Local vertical motions and kinetic temperature from AE-C as evidence for aurora-induced gravity waves*, Geophys. Res. Lett., 3, 313, 1976.