

I N S T I T U T D ' A E R O N O M I E S P A T I A L E D E B E L G I Q U E

3 - Avenue Circulaire

B - 1180 BRUXELLES

AERONOMICA ACTA

A - N° 152 - 1975

Un effet géomagnétique
dans la thermosphère moyenne

par

J. VERCHEVAL

B E L G I S C H I N S T I T U U T V O O R R U I M T E - A E R O N O M I E

3 - Ringlean

B - 1180 BRUSSEL

AVANT-PROPOS

"Un effet géomagnétique dans la thermosphère moyenne" sera publié dans les Annales de Géophysique.

VOORWOORD

"Un effet géomagnétique dans la thermosphère moyenne" zal verschijnen in de Annales de Géophysique.

FOREWORD

"Un effet géomagnétique dans la thermosphère moyenne" will be published in Annales de Géophysique.

VORWORT

"Un effet géomagnétique dans la thermosphère moyenne" wird in die Annales de Géophysique herausgegeben werden.

UN EFFET GEOMAGNETIQUE DANS LA THERMOSPHERE MOYENNE

par

J. VERCHEVAL

Résumé

On présente les résultats d'une analyse de données de densité se rapportant à des altitudes comprises entre 165 et 215 km. Ces résultats concernent essentiellement l'effet de l'activité géomagnétique; en particulier, l'existence d'une variation journalière de la densité dans la thermosphère moyenne pourrait être associée à la "composante Mc Intosh" de l'activité.

Samenvatting

De dichtheid tussen 165 en 215 km hoogte werd geanalyseerd en de resultaten worden voorgesteld. Zij hebben vooral betrekking op de invloed van de geomagnetische activiteit; het bestaan van een dagelijkse verandering van de dichtheid in de gemiddelde thermosfeer zou kunnen verbonden zijn aan de "Mc Intosh componente" van de activiteit.

Abstract

The results of a density analysis for the altitude range between 165 and 215 km, are given and related to the geomagnetic activity effect; in particular, the existence of a daily density variation in the mean thermosphere could be associated with the "Mc Intosh component" of the activity.

Zusammenfassung

Die Ergebnisse einer Dichteanalyse im Höhe Gebiet 165-215 km werden vorgestellt und verbunden mit der geomagnetischen Aktivität. In besonders, wird die tägliche Dichteveränderung in der mittleren Thermosphäre mit dem "Mc Intosh Komponent" verbunden.

1. INTRODUCTION

La réponse de l'atmosphère terrestre supérieure lors d'un accroissement du niveau de l'activité géomagnétique se traduit par une augmentation de la densité totale atmosphérique, augmentation à la fois plus accentuée et plus rapide aux latitudes élevées. Selon Volland (1969), ce comportement peut être généré par une source de chaleur prenant place dans la thermosphère et résultant de la précipitation de particules de grande énergie du vent solaire dans les zones aurorales; la perturbation se déplace ensuite vers les faibles latitudes suivant des processus de transport qui restent à identifier, mais dans lesquels des phénomènes de circulation atmosphérique semblent intervenir [Taeusch *et al*, 1971; Devries, 1972]. Les théories élaborées admettent essentiellement comme support expérimental les variations de la densité observées aux altitudes supérieures à 200 kilomètres. Au-dessous de 200 kilomètres, les données, bien que plus fragmentaires, indiquent que l'effet géomagnétique y est très marqué également [Zirm, 1964, Jacobs, 1967, Devries *et al*, 1967, 1972, King-Hele et Hingston, 1968; King-Hele et Walker, 1969, 1971a, 1971b; Barlier *et al*, 1969; Carter *et al*, 1969; Lew, 1969; Devries, 1972]; de plus, on a pu déceler, non seulement l'effet géomagnétique classique lié aux phénomènes propres au vent solaire mais également la manifestation d'une variation de période 24 heures observée à temps local constant. Jacobs (1967) interprète cette variation journalière en faisant valoir l'existence d'une région atmosphérique à forte densité localisée aux latitudes élevées et dans un domaine de longitudes compris entre 330° ouest et 0°. Le caractère longitudinal de la variation a été confirmé par Devries *et al* (1967), plus particulièrement au cours des périodes de faible activité géomagnétique c'est-à-dire lorsqu'il s'avérait possible d'isoler cette variation. Cependant, l'existence d'une région à forte densité dans le domaine de latitudes suggéré par Jacobs a été réfutée plus tard par Devries *et al* (1972).

A notre connaissance, aucune étude systématique de cette variation périodique de la densité n'a été entreprise. Ce travail a pour objet d'analyser plusieurs séries de données de densité de manière à préciser les caractères de cette variation. En particulier, nous nous proposons de vérifier si ces caractères sont compatibles avec la suggestion quelques fois formulée suivant laquelle ce comportement périodique serait du à l'interaction du champ

magnétique de la Terre et du vent solaire eu égard à la variation de l'angle entre le champ dipolaire géomagnétique et la direction Terre-Soleil.

2. DONNEES

Les données de densité analysées ont été déterminées par la méthode de l'analyse orbitale des satellites; elles nous ont été aimablement fournies par le Marshall Space Flight Center. Nous disposons plus précisément des 11 séquences de données répertoriées au tableau I : nous y mentionnons successivement la désignation COSPAR des satellites considérés, l'époque de référence, la déclinaison solaire (δ_{\odot}), l'altitude moyenne (\bar{z}_p) et la latitude (ϕ_p) du périégée, l'inclinaison (i) et l'excentricité (e) de l'orbite. Toutes les séquences se rapportent à des époques s'étendant sur deux ou trois jours au cours des années 1963 et 1964, c'est-à-dire lors d'un minimum du cycle d'activité solaire.

Les densités présentent une résolution dans le temps d'un dixième de jour. Cette résolution, particulièrement remarquable lorsqu'il s'agit de données obtenues à partir du comportement des orbites, implique inévitablement la considération d'orbites à périégée suffisamment bas et à excentricité peu prononcée pour que les effets du frottement atmosphérique sur les satellites soient "mesurables" sur un si court laps de temps. En réalité, les périégées étaient compris entre 160 et 215 km de sorte que les densités traitées se rapportent à cette région de l'atmosphère appelée "thermosphère moyenne". Dans cette région atmosphérique, plusieurs types de variations de la densité ont déjà été mis en évidence. Cependant, dans ce travail, seules, les variations liées à l'activité géomagnétique sont en mesure d'apparaître a priori dans les courbes d'évolution de la densité en fonction du temps. En effet, compte tenu de la courte durée des époques concernées, les contributions des effets semi-annuel et d'activité solaire sont pratiquement négligeables. Par ailleurs, puisque les orbites considérées sont fortement inclinées par rapport à l'équateur, les variations associées à l'effet diurne ne peuvent également entrer en ligne de compte.

Les figures 1 et 2 montrent, à titre d'exemples, les variations de la densité ρ observées aux altitudes de 165 et 188 km (séquences 1 et 4) ainsi que les valeurs trihoraires de l'indice

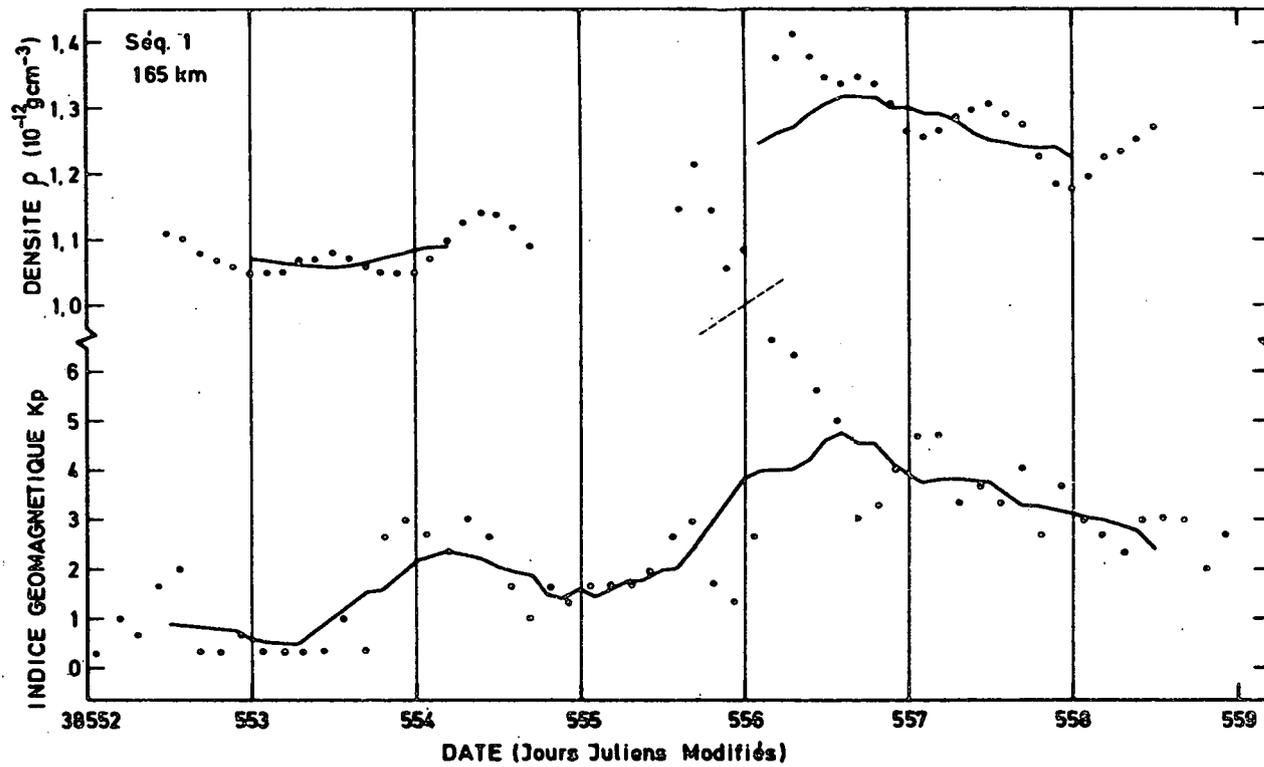
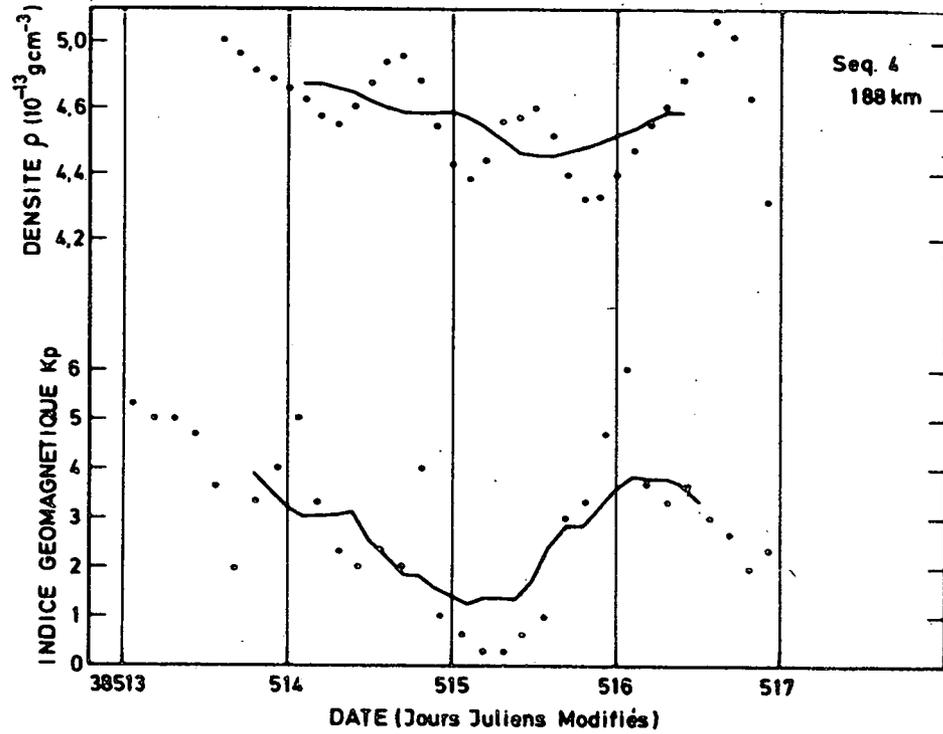


Fig. 1.- Variations de la densité ρ observées à l'altitude de 165 km et valeurs trihoraires de l'indice géomagnétique K_p . Les courbes en traits continus représentent les valeurs moyennes glissantes sur un jour ($\bar{\rho}$, \bar{K}_p).



géomagnétique K_p ; les courbes en traits pleins représentent les valeurs moyennes glissantes sur un jour, $\bar{\rho}$ et \bar{K}_p , des deux grandeurs considérées. A l'examen de ces figures, on décèle aisément, dans les courbes d'évolution de la densité, l'influence de l'activité géomagnétique représentée par l'indice moyen \bar{K}_p ainsi que la variation de période 24 heures non liées à un effet diurne.

3. L'EFFET GEOMAGNETIQUE

En vue de se livrer à une analyse de la variation périodique de la densité, il est nécessaire au préalable de procéder à une réduction des densités à un niveau constant de l'activité géomagnétique liée aux phénomènes propres au vent solaire. Dans un premier stade, nous avons normalisé les densités relatives aux séquences 2 à 10 à une altitude commune de 190 km, en adoptant un modèle atmosphérique approprié au niveau d'activité solaire prévalant aux époques concernées. Une telle normalisation ne se justifiait pas pour les séquences 1 et 11, les altitudes correspondantes étant trop distantes du niveau 190 km ; dans ces deux cas, l'altitude moyenne du périgée a été maintenue comme altitude de référence.

Pour chacune des séquences, nous avons établi par la méthode des moindres carrés des relations linéaires entre $\bar{\rho}(t)$ et $\bar{K}_p(t-\tau)$, en envisageant un temps de réponse atmosphérique τ auquel nous avons confié des valeurs comprises entre 0 et 1 jour avec un pas de 0,1 jour équivalent à la résolution des données. La colonne 5 du tableau II donne les temps de réponse τ_M appropriés aux corrélations les meilleures, les coefficients de corrélation étant reportés en colonne 6. Dans tous les cas, une relation linéaire entre les densités moyennes $\bar{\rho}$ et les indices moyens \bar{K}_p est acceptable puisque les coefficients de corrélation sont toujours supérieurs à 0.85 ; seule, la séquence 5 fait exception mais, dans ce cas, l'activité géomagnétique moyenne se maintient pratiquement à un niveau constant de sorte que la recherche d'une corrélation s'avère sans grande signification. Néanmoins, lorsqu'on compare entre eux les temps de réponse τ_M , on ne peut que constater une grande diversité dans les résultats. Ceci nous amène à formuler deux remarques. En premier lieu, nous avons constaté que le coefficient de corrélation ne diminue pas sensiblement lorsqu'on adopte des temps de

réponse supérieurs ou inférieurs de 0,1 jours aux valeurs τ_M . Ceci résulte vraisemblablement du fait que les données traitées sont des moyennes glissantes sur 1 jour. D'autre part, cette diversité dans les résultats pourrait soit poser le problème de la représentativité de l'indice K_p en tant qu'indicateur de l'activité géomagnétique, soit témoigner que la source de chaleur associée à toute perturbation géomagnétique présente des caractères quelque peu différents d'un évènement à l'autre.

Un temps de réaction moyen de l'ordre de 0,5 jour semble le plus approprié pour le domaine d'altitude étudié, c'est-à-dire entre 165 et 215 km. Le tableau II montre, en colonne 7, que la corrélation $(\bar{\rho}, \bar{K}_p)$ est généralement très bonne lorsqu'on adopte pour chacune des séquences, à l'exception de la séquence 2, un temps de réaction τ égal à 0,5 jour. Ce résultat est identique à celui obtenu par Lew (1969) et s'avère compatible avec les prévisions théoriques de Volland (1969) obtenues dans l'hypothèse de l'existence d'une source de chaleur dans la thermosphère, la quantité d'énergie dissipée diminuant avec l'altitude. A 190 km, l'adoption d'un temps de réponse d'un demi-jour donne, pour l'ensemble des séquences, la distribution des densités moyennes en fonction de \bar{K}_p représentée à la figure 3: il est incontestable que la variation "lente" de l'activité géomagnétique engendre une variation parallèle de la densité moyenne, bien qu'il ne soit pas exclu que des écarts systématiques entre les densités des diverses séquences résultent de l'effet semi-annuel.

En vue de tirer l'une ou l'autre conclusion concernant l'importance de l'effet géomagnétique aux altitudes concernées, nous avons calculé, pour chacune des séquences à l'exception des séquences 2 et 5 (pour les raisons explicitées plus haut) et en adoptant un temps de réponse atmosphérique d'un demi-jour, l'amplitude relative $\frac{\Delta \bar{\rho}}{\bar{\rho}}$ des variations de la densité lorsque l'indice \bar{K}_p croît de 1 à 4, ces valeurs définissant approximativement les niveaux inférieur et supérieur moyens de l'activité géomagnétique prévalant aux différentes époques. Les résultats sont représentés à la cinquième colonne du tableau III. En vue d'une comparaison, nous avons reporté en sixième colonne les variations correspondantes calculées par la formule empirique proposée par Jacchia (1971). Comme on peut le constater, l'accord est très satisfaisant, en particulier à 190 km lorsqu'on considère la valeur moyenne (16%) sur l'ensemble des séquences; toutefois, la dispersion des résultats est importante puisque l'écart-

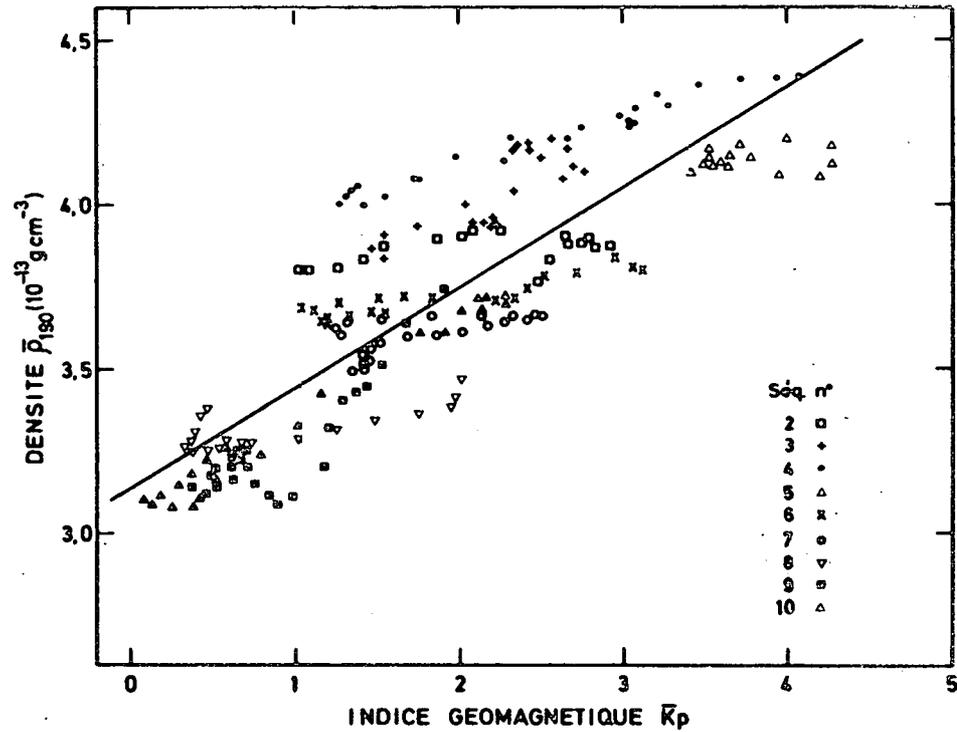


Fig. 3.- Distribution des densités moyennes, à 190 km, en fonction de l'indice géomagnétique moyen \bar{K}_p , pour un temps de réponse atmosphérique d'un demi-jour.

type est de 10%. Cette dispersion semble être due davantage à un effet saisonnier qu'à un effet de latitude. En effet, si l'on groupe les séquences en fonction de la latitude suivant que celle-ci est inférieure ou supérieure à 55° , on obtient des amplitudes relatives moyennes respectives de 12 et 18% mais, dans les deux cas, l'écart type est important (7 et 13%). Ce résultat peut s'expliquer par la faible différence entre les latitudes moyennes relatives aux deux groupes de données; d'autre part, les excentricités des orbites étant faibles, il est difficile d'associer une latitude précise aux densités calculées. Par contre, et ce résultat serait inédit s'il devait se confirmer ultérieurement, l'accroissement de la densité est plus important en hiver qu'en été dans l'hémisphère nord. Ce résultat semble en tout cas significatif puisque les amplitudes diffèrent par un facteur 3 alors que les écarts-type sont très petits (2 et 6%).

4. LA COMPOSANTE McINTOSH DE L'ACTIVITE GEOMAGNETIQUE

Puisque les divers types connus de variations de la densité, hormis l'effet géomagnétique, ne peuvent entrer en ligne de compte pour interpréter le comportement de la densité dans les cas traités, il s'agit de vérifier si la variation périodique ne pourrait pas traduire un effet particulier de l'activité géomagnétique lié, non plus à des phénomènes propres au vent solaire, mais à des facteurs d'ordre géométrique et plus précisément à des dissymétries dans la configuration du champ géomagnétique. A l'appui de cette possibilité, il faut mentionner que des analyses statistiques, telles que celles effectuées par McIntosh (1959) et Mayaud (1970), ont révélé l'existence de propriétés de l'activité géomagnétique elles-mêmes liées à ces dissymétries. Une des dissymétries qui doit retenir plus particulièrement l'attention est celle due à l'angle entre l'axe du dipole géomagnétique et l'axe géographique. Par suite de la rotation du dipole autour de l'axe géographique, cette dissymétrie engendre une composante de la variation journalière de l'activité géomagnétique qui est un effet "temps universel" proprement dit. Cette composante, connue sous le nom de "composante McIntosh", présente les caractéristiques essentielles suivantes :

- a) Il s'agit d'une variation périodique avec une période de 24 heures.
- b) Toutes les longitudes et latitudes sont soumises au même effet à un moment donné de temps universel; l'effet présente donc un caractère planétaire.

c) l'amplitude de la variation dépend de la valeur absolue de la déclinaison solaire; en particulier, il y a donc symétrie entre les deux solstices.

d) Au cours de l'année, c'est à l'époque des solstices que l'amplitude s'avère la plus importante.

e) Aux équinoxes, l'effet est difficilement décelable; la théorie suggère l'existence d'un harmonique d'ordre 2 prépondérant bien que de faible amplitude.

f) A une époque déterminée de l'année, les maximums de la variation se présentent lorsque l'angle entre l'axe du dipole magnétique et la direction Terre-Soleil est égal à 90° ou se rapproche le plus de cette valeur; en juin, cela se produit vers 4h 30TU, en décembre vers 16h 30TU. Plus généralement, il y a opposition de phase pour des déclinaisons solaires égales mais de signes différents.

g) L'effet croît avec le niveau de l'activité géomagnétique.

5. LA VARIATION JOURNALIERE DE LA DENSITE

Dans ce paragraphe, nous nous proposons de déceler, dans la variation périodique de la densité, les caractéristiques qui seraient de nature à justifier une liaison de cette variation avec la composante McIntosh de l'activité géomagnétique.

En premier lieu, nous avons réduit les densités à un niveau moyen de l'activité géomagnétique caractérisé par un indice \bar{K}_p égal à 2; nous avons adopté, pour chacune des séquences, les relations linéaires du type $\bar{\rho} = a + b \bar{K}_p$ donnant lieu aux meilleures corrélations. Nous désignons par ρ_r les densités réduites ainsi obtenues.

Afin d'éliminer l'inconvénient résultant de l'existence éventuelle d'écarts systématiques entre les densités des diverses séquences, notre analyse a porté sur les variations du rapport $\frac{\rho_r}{\bar{\rho}_r}$, désignant la densité réduite moyenne sur chacune des séquences particulières. Plus précisément, nous avons procédé à une analyse harmonique en posant

$$\rho_i^* = c_0 + c_1 \cos \left(\frac{2\pi}{24} t_i + \phi_1 \right) + c_2 \cos \left(\frac{4\pi}{24} t_i + \phi_2 \right)$$

où ρ_i^* désigne la moyenne des densités relatives $\frac{\rho_r}{\bar{\rho}_r}$ relevées au temps universel t_i . Nous nous sommes limités aux deux premiers harmoniques car, par suite du nombre restreint de données, les harmoniques supérieurs auraient été sans grande signification. Les résultats de cette analyse ont été reportés au tableau IV.

En premier lieu, l'amplitude c_1 du premier harmonique est pratiquement toujours très supérieure à l'écart-type σ des résidus; d'autre part, la phase ϕ_1 se maintient sensiblement autour d'une valeur moyenne voisine de 190° , si l'on excepte le résultat relatif à la séquence 10. Une comparaison des colonnes 5 et 6 montre que le second harmonique a une amplitude c_2 nettement moins importante que l'amplitude c_1 ; en outre, la très grande dispersion dans les résultats relatifs à la phase ϕ_2 hypothèque très sérieusement la signification du second harmonique. On en déduit que la variation périodique de la densité est essentiellement une variation journalière. On peut logiquement associer cette périodicité de 24 heures à la rotation du globe terrestre. Deux possibilités se présentent: cette périodicité est soit liée à un phénomène spatial qui se traduirait par une plus grande densité dans un domaine étroit et bien déterminé de longitudes, soit liée à un phénomène temporel à caractère planétaire. Malheureusement, les périodes des orbites se situaient, à un instant précis de temps universel, à des longitudes non suffisamment distantes les unes des autres pour permettre d'identifier la nature effective du phénomène. Néanmoins, la proximité des maximums et des minimums au voisinage du pôle serait malaisée à interpréter s'il s'agissait d'un effet purement spatial. En outre, la seconde possibilité rencontre les caractères a) et b) de l'effet McIntosh décrit au paragraphe précédent. Cette constatation acquiert toute son importance à la lumière des considérations suivantes.

Ainsi, nous avons voulu préciser le comportement de l'amplitude c_1 en fonction des trois paramètres essentiels que sont la latitude et l'altitude de référence ainsi que la déclinaison du soleil, paramètres conservant au cours de chacune des séquences une valeur sensiblement constante bien que, pour sa part, la latitude varie de quelques degrés autour d'une valeur moyenne. La figure 4 montre que l'amplitude c_1 , à 190 km, croît avec la

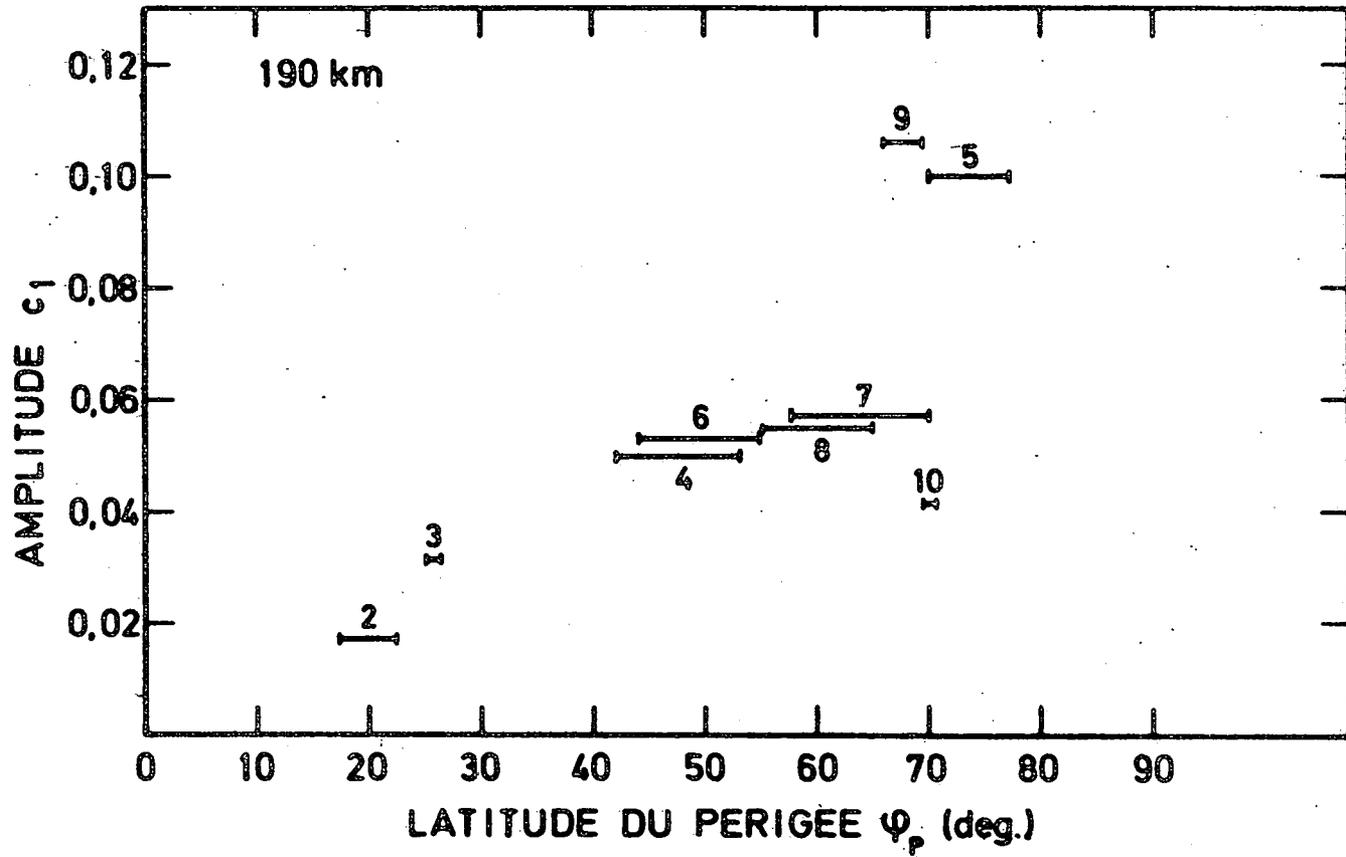


Fig. 4.- Distribution des amplitudes c_1 , à 190 km, en fonction de la latitude du périgée ϕ_p ; les numéros des séquences sont précisés.

latitude, ce comportement allant par conséquent dans le sens de l'effet géomagnétique proprement dit. Par ailleurs, le tableau V permet de se faire une idée du comportement de l'amplitude c_1 en fonction de l'altitude, les données à 190 km ayant été rassemblées en deux groupes selon que la latitude est inférieure ou supérieure à 55° ; les comparaisons les plus significatives portent sur les deux premiers lignes d'une part, sur les deux dernières lignes d'autre part. On observe un accroissement de l'amplitude avec l'altitude, caractéristique qui se retrouve également dans l'effet géomagnétique classique. Ainsi donc, cette double constatation d'un accroissement de l'amplitude avec l'altitude et la latitude suggère fortement une liaison de la variation périodique avec l'activité géomagnétique. Il s'agit à présent de préciser la nature de cette liaison en cherchant plus précisément à y déceler l'action de la composante McIntosh.

A l'examen du tableau IV, on remarque que la caractéristique c) de l'effet McIntosh se retrouve dans la variation périodique de la densité puisque, pour des latitudes comparables, l'amplitude c_1 semble ne pas dépendre étroitement du signe de la déclinaison, la plupart des séquences se rapportant pratiquement à des conditions de solstice. Cette dernière constatation explique d'ailleurs pourquoi les points d) et e) ne peuvent être vérifiés au cours de cette analyse. Il en est de même pour le point g) car le niveau moyen de l'activité géomagnétique n'est pas sensiblement différent d'une séquence à l'autre. On peut néanmoins constater que l'amplitude c_1 prend sa valeur maximale (0,107) pour la séquence 5, c'est-à-dire celle correspondant à l'époque la plus perturbée (voir figure 4).

Dans le but de vérifier le point f), nous avons calculé les phases moyennes $\bar{\phi}_1$ en séparant les données relatives aux deux solstices. Nous avons obtenu $\bar{\phi}_1 = 178^\circ \pm 13^\circ$ en juin et $\bar{\phi}_1 = 242^\circ \pm 50^\circ$ en décembre, ce qui situe les maximums de la variation à des temps universels de $(12,1 \pm 0,9)$ h et $(7,9 \pm 3,3)$ h. L'accord avec le caractère f) de l'effet McIntosh est loin d'être établi puisque les maximums pour ce dernier se manifestent respectivement à 4h30 TU et 16h30 TU avec par conséquent opposition de phase entre les deux solstices. Néanmoins, il convient de remarquer que la résolution des données est d'un dixième de jour, ce qui contribue vraisemblablement à affecter les phases d'une certaine imprécision bien que

la cohérence des résultats pour le solstice de juin est remarquable et tend à montrer que la phase moyenne obtenue est significative. Le désaccord avec les heures des maximums de l'effet McIntosh pourrait s'expliquer par le fait que si la variation périodique de la densité est liée effectivement à l'activité géomagnétique, un temps de réponse atmosphérique comparable à celui associé à l'effet géomagnétique classique doit exister également au niveau de cette variation. Nous avons vu, au paragraphe 3, que le temps de réponse atmosphérique moyen au-dessous de 215 km est de l'ordre du demi-jour avec, toutefois, une dispersion très grande des résultats individuels autour de cette valeur moyenne. En définitive, cette remarque indique qu'une comparaison brutale des heures relatives aux maximums de la composante McIntosh et de la variation journalière de la densité n'est pas nécessairement significative. Seules, des études statistiques portant sur un plus grand nombre de données pourraient apporter quelques éclaircissements en cette matière.

6. DISCUSSION

Si l'existence de l'effet géomagnétique à caractère périodique devait se confirmer, sa méconnaissance, dans les travaux de réduction des observations de la traînée atmosphérique des satellites, serait sans conséquence quant à l'évaluation des effets classiques connus. En particulier, les caractéristiques de la variation diurne de la densité obtenues dans ces conditions conserveraient toute leur validité, les cycles diurnes des périodes des satellites étant nettement plus longs qu'une période de 24 heures. Par contre, lorsqu'il s'agit d'étudier la variation diurne à partir de mesures plus directes et notamment celles exploitant la technique des sondages ionosphériques par diffusion incohérente, la méconnaissance de ce nouvel effet pourrait donner lieu à une évaluation quelque peu erronée de cette variation. Dans ce cas, la nature de la correction dépendrait de la longitude de la station d'observation, mais son amplitude serait faible en raison même de l'importance limitée de l'effet géomagnétique observé.

Par ailleurs, il y a lieu de comparer l'effet mis en évidence à celui décrit par Reber et

Hedin (1974). Ces auteurs ont observé, à quelque 450 km d'altitude, les manifestations d'un phénomène d'échauffement de la thermosphère aux latitudes modérées et élevées, au cours de périodes magnétiquement calmes. L'accroissement maximum de la température est enregistré aux longitudes proches de celle du pôle géomagnétique mais son amplitude subit une variation périodique liée au cycle de 24 heures. Le phénomène présente une structure en rotation avec le globe avec des écarts de température exosphérique allant jusqu'à 80 K à 50° de latitude, c'est-à-dire des variations de densité, à 200 km, de l'ordre de 7% et par conséquent du même ordre de grandeur que l'effet décrit dans ce papier. D'autre part, cette structure s'amplifie avec la latitude et, dans la mesure où c'est un effet thermique, avec l'altitude. Enfin, Reber et Hedin suggèrent une liaison de cet effet avec un caractère du champ géomagnétique qui reste à identifier. Ces constatations témoignent de l'existence d'un certain nombre d'analogies avec l'effet mis en évidence dans la thermosphère moyenne. Néanmoins, une association du phénomène observé à 450 km avec la composante "Mc Intosh" de l'activité géomagnétique n'est pas pour autant établie. Ainsi, par exemple, le phénomène a été détecté tant à l'équinoxe de septembre qu'au solstice d'été et son intensité s'est révélée être plus importante à l'équinoxe; ce comportement va à l'encontre des caractéristiques d) et e) de la composante "Mc Intosh" décrites au paragraphe 4.

En résumé, il n'est donc pas permis, compte tenu des données actuelles d'affirmer que les deux effets mentionnés sont étroitement associés. Cependant, les caractères communs relevés au cours de cette discussion suggèrent que l'on procède à de nouvelles comparaisons lorsque des études ultérieures préciseront éventuellement la nature de l'un ou de l'autre de ces effets.

7. CONCLUSIONS

Au niveau de la thermosphère moyenne et plus précisément à des altitudes comprises entre 165 et 215 km, l'effet géomagnétique lié aux phénomènes propres au vent solaire est très prononcé et les variations observées de la densité sont du même ordre de grandeur que

celles obtenues par la formule empirique proposée par Jacchia (1971). Toutefois, l'effet apparaît plus important en hiver qu'en été, du moins dans l'hémisphère nord. D'autre part, le temps de réponse atmosphérique moyen est voisin d'un demi-jour, mais la dispersion des résultats individuels est importante ; un temps de réponse d'un demi-jour est compatible avec les prévisions théoriques de Volland (1969).

Par ailleurs, l'activité géomagnétique semble en mesure d'expliquer l'existence d'une variation journalière, en temps universel, de la densité dans le domaine d'altitude étudié. Plus précisément, cette variation périodique, étrangère à un effet diurne, pourrait être engendrée par la composante McIntosh de l'activité et, par conséquent, serait liée à une orientation préférentielle de l'axe géomagnétique pour le dépôt de l'énergie responsable de l'effet géomagnétique. S'il n'a pas été possible de déceler tous les caractères de la composante McIntosh dans le comportement de la densité, c'est par suite du nombre restreint de données disponibles; une constatation importante est que dans l'analyse de ces dernières, n'apparaît aucune incompatibilité réelle avec cette composante particulière de l'activité géomagnétique, ce qui justifierait que des études portant sur un plus grand nombre de données soient entreprises à l'avenir. D'autre part, une méconnaissance de cette variation journalière n'est pas de nature à modifier sérieusement les résultats acquis concernant les divers types classiques de variations de la densité. Enfin, si certaines analogies avec un phénomène observé à 450 km d'altitude ont été relevées, une association étroite entre les deux effets n'est pas établie actuellement.

REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier vivement le Marshall Space Flight Center et en particulier le Dr. Devries pour avoir bien voulu nous confier les données de densité qui ont servi de base à ce travail. Nos remerciements s'adressent également au Dr. Divany qui s'est chargé de la préparation des données. Enfin, que le Dr. Nisbet trouve ici l'expression de notre gratitude pour la spontanéité avec laquelle il nous a proposé son concours pour l'obtention de ces données.

REFERENCES

- BARLIER, F., JAECK, C., LESPES, J.P., FALIN, J.L., Ecartis au modèle Jacchia 1965 entre 150-200 km et 700-1500 km, *Ann. Géophys.*, **25**, 439-449, 1969.
- CARTER, V.L., CHING, B.K. and ELLIOTT, D.D., Atmospheric density above 158 kilometers inferred from magnetron and drag data from the satellites OV1-15 (1968-059A), *J. Geophys. Res.*, **74**, 5083-5091, 1969.
- CHING, B.K., Atmospheric density and rotation below 195 km from a high resolution drag analysis of the satellite OV1-15 (1968-059A), *J. Geophys. Res.*, **76**, 197-201, 1971.
- CHING, B.K., Density variations and atmospheric rotation below 200 km from the drag on satellite OV1-15, pp. 841-846, in : BOWHILL, S.A., JAFFE, L.D. and RYCROFT, M.J. (eds.), *Space Research XII, Proceedings of the Fourteenth Plenary Meeting of COSPAR, Seattle, 1971*, Akademie-Verlag, Berlin, 1972.
- DEVRIES, L.L., Analysis and interpretation of density data from the low-g accelerometer calibration system (LOGACS), pp. 777-789, in : BOWHILL, S.A., JAFFE, L.D. and RYCROFT, M.J. (eds.), *Space Research XII, Proceedings of the Fourteenth Plenary Meeting of COSPAR, Seattle, 1971*, Akademie-Verlag, Berlin, 1972.
- DEVRIES, L.L., FRIDAY, E.W. and JONES, L.C., Analysis of density data deduced from low-altitude high resolution satellite tracking data, pp. 1173-1182, in : SMITH-ROSE, R.L. and KING, J.W. (eds.), *Space Research VII, Proceedings of the Seventh International Space Science Symposium, Vienna, 1966*, North-Holland Publishing Company, Amsterdam, 1967.
- DEVRIES, L.L., SCHUSTERMAN, L. and BRUCE, R.W., Atmospheric Density Variation at 140 kilometers Deduced from Precise Satellite Radar Tracking Data, *J. Geophys. Res.*, **77**, 1905-1913, 1972.
- JACCHIA, L.G., Revised static models of the thermosphere and exosphere with empirical temperature profiles, *Smith. Astrophys. Obs. Spec. Rep.*, **332**, 113 pp, 1971.
- JACOBS, R.L., Atmospheric density derived from the drag of eleven low-altitude satellites, *J. Geophys. Res.*, **72**, 1571-1581, 1967.

- KING-HELE, D.G. and HINGSTON, J., Air density at heights near 190 km in 1966-67, from the orbit of Secor 6, *Planet. Sp. Sci.*, **16**, 675-691, 1968.
- KING-HELE, D.G. and WALKER, D.M.C., Air density at heights of 140-180 km, from analysis of the orbit of 1968-59A, *Planet. Sp. Sci.*, **17**, 1539-1556, 1969.
- KING-HELE, D.G. and WALKER, D.M.C., Air density at heights near 180 km in 1968 and 1969, from the orbit of 1967-31A, *Planet. Sp. Sci.*, **19**, 297-311, 1971a.
- KING-HELE, D.G. and WALKER, D.M.C., Air density at heights near 150 km in 1970, from the orbit of Cosmos 316 (1969-108A), *Planet. Sp. Sci.*, **19**, 1637-1651, 1971b.
- LEW, S.K., On the Dynamics Response of the Thermosphere at low altitudes to geomagnetic disturbances, *J. Geophys. Res.*, **74**, 5093-5098, 1969.
- MAYAUD, P.N., Sur quelques propriétés de l'activité magnétique déduites de l'analyse d'une série de neuf années des indices K_n , K_s et K_m . II. Les diverses composantes "temps universel" dans chaque hémisphère, de la variation journalière de l'activité, *Ann. Géophys.*, **26**, 313-336, 1970.
- McINTOSH, D.H., On the annual variation of magnetic disturbance, *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, **251A**, 525-552, 1959.
- REBER, C.A. and HEDIN, A.E., Heating of the high-latitude thermosphere during magnetically quiet periods, *J. Geophys. Res.*, **79**, 2457-2461, 1974.
- TAEUSCH, D.R., CARIGNAN, G.R. and REBER, C.A., Neutral composition variation above 400 kilometers during a magnetic storm, *J. Geophys. Res.*, **76**, 8318-8325, 1971.
- VOLLAND, H., A theory of thermospheric dynamics - II. Geomagnetic activity effect, 27-day variation and semi-annual variations, *Planet. Space Sci.*, **17**, 1709-1724, 1969.
- ZIRM, R.R., Variations in decay rate of satellites 1963-21, *J. Geophys. Res.*, **69**, 4696-4697, 1964.

TABLEAU I.- Données

Numéro de séquence	Désignation COSPAR des satellites	Epoque	Déclinaison solaire δ_{\odot} (deg)	Altitude moyenne du péricée \bar{z}_p (km)	Latitude du péricée ϕ_p (deg)	Inclinaison i (deg)	Excentricité e
1	1964 - 27A	6/6 au 12/6/64	22,8	165	66 - 80	80	0,022
2	1963 - 48A	29/11 au 1/12/63	21,5	185	17 - 22	70	0,015
3	1963 - 55A	23/12 au 26/12/63	- 23,4	188	26	65	0,014
4	1964 - 22A	28/4 au 1/5/64	14,6	188	42 - 53	80	0,021
5	1964 - 22A	14/5 au 17/5/64	18,8	184	70 - 77	80	0,011
6	1964 - 32A	20/6 au 23/6/64	23,4	190	44 - 55	85	0,022
7	1964 - 32A	24/6 au 27/6/64	23,4	192	58 - 70	85	0,022
8	1964 - 37A	15/7 au 17/7/64	21,5	192	55 - 66	85	0,022
9	1964 - 75A	20/11 au 23/11/64	- 19,9	192	66 - 69	70	0,013
10	1964 - 75A	24/11 au 27/11/64	- 20,7	192	70	70	0,013
11	1963 - 29A	20/7 au 22/7/63	20,7	214	37 - 47	83	0,014

TABLEAU II.- Temps de réponse lié à l'effet géomagnétique

Numéro de séquence	Altitude (km)	Latitude (deg)	Déclinaison solaire (deg)	Temps de rép. (τ) _M (jours)	Coeff. corr. max. r_M	Coeff. corr. $r(\tau = 0,5j)$
1	165	66 - 80	22,8	0,2; 0,3	0,98	0,94
2	190	17 - 22	1- 21,5	0,1	0,85	0,42
3	190	26	- 23,4	0,1	0,95	0,81
4	190	42 - 53	14,6	0,5	0,98	0,98
5	190	70 - 77	18,8	(0,7)	(0,60)	
6	190	44 - 45	23,4	0,6; 0,7	0,93	0,92
7	190	58 - 70	23,4	0,2	0,90	0,67
8	190	55 - 66	21,5	1,0	0,95	0,77
9	190	66 - 69	- 19,9	0,8; 0,9	0,91	0,88
10	190	70	- 20,7	0,5	0,99	0,99
11	214	38 - 48	20,7	0,4; 0,5	0,99	0,99

TABLEAU III.- Amplitude de l'effet géomagnétique

Numéro de séquence	Altitude (km)	Latitude (deg)	Déclinaison solaire (deg)	$\left(\frac{\Delta\bar{\rho}}{\bar{\rho}}\right)_{\text{obs}}$ (%) ($\bar{K}_p : 1-4$)	$\left(\frac{\Delta\bar{\rho}}{\bar{\rho}}\right)_{\text{Jac.}}$ (%) ($\bar{K}_p : 1-4$)
1	165	66 - 80	22,8	16	14
3	190	26	- 23,4	20)	18
4		42 - 53	14,6	11)	
6		44 - 55	23,4	6)	
7		58 - 70	23,4	8)	
8		55 - 66	21,5	7)	
9		66 - 69	-19,9	31)	
10		70	-20,7	27)	
11		214	38 - 48	20,7	
	190	< 55		12±7	
		> 55		18±13	
	190		> 0 (été)	8±2	
			< 0 (hiver)		

TABLEAU IV.- Résultats de l'analyse harmonique

Numéro de séquence	Altitude (km)	Latitude (deg)	Décl. sol. (deg)	Amplitude c_1	Amplitude c_2	c_1/σ	c_2/σ	Phase ϕ_1 (deg)	Phase ϕ_2 (deg)
1	165	66 - 80	22,8	0,027	0,002	6,1	0,5	192	84
2	190	17 - 22	- 21,5	0,015	0,002	1,7	0,2	212	152
3	190	26	- 23,4	0,030	0,012	4,5	1,8	218	296
4	190	42 - 53	14,6	0,050	0,010	7,0	1,4	162	290
5	190	70 - 77	18,8	0,107	0,054	10,8	5,4	192	123
6	190	44 - 55	23,4	0,054	0,023	5,2	2,2	177	294
7	190	58 - 70	23,4	0,057	0,002	35,7	1,1	185	156
8	190	55 - 66	21,5	0,056	0,035	6,1	3,8	173	262
9	190	66 - 69	- 19,9	0,101	0,043	7,7	3,3	221	42
10	190	70	- 20,7	0,041	0,006	11,0	1,6	316	11
11	214	38 - 48	20,7	0,090	0,044	11,0	5,4	163	254

! TABLEAU V.- Variation de l'amplitude c_1 avec l'altitude

Altitude (km)	Nombre de séq.	Latitude (deg)	Amplitude c_1
214	1	38 - 48	0,090
190	4	17 - 55	0,037 ± 0,018
		55 - 80	
165	1	66 - 80	0,027